

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS.....	3
AVANT PROPOS.....	4
RÉSUMÉ.....	6
ABSTRACT.....	8
SOMMAIRE.....	10
<i>Abréviations des noms</i>	13
CHAPITRE I –INTRODUCTION.....	15
I.1 Le craton ouest africain	15
I.2 La partie nord orientale de la dorsale Réguibat.....	17
I.3 La zone de jointure Yetti-Eglab.....	19
I.4 But de l'étude.....	21
I.5 Méthodes de travail.....	21
CHAPITRE II - CADRE GÉOGRAPHIQUE ET DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES.....	24
II.1 Cadre géographique.....	24
II.1.1 Localisation et accessibilités.....	24
II.1.2 Topographie et hydrographie.....	24
II.1.3 Climat et végétation.....	25
II.1.4 Population.....	26
II.2 Bilan des travaux antérieurs.....	26
CHAPITRE III - LA STRUCTURE CIRCULAIRE DE BLED M'DENA : CARACTÈRES GÉNÉRAUX, PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE.....	33
III.1 Introduction.....	33
III.2 Pétrographie de la zone minéralisée du massif de Bled M'Dena.....	34
III.2.1 Introduction	34
III.2.2 Caractères pétrographiques des roches plutoniques grenues (monozodiorites et granodiorites) du secteur minéralisé de Bled M'Dena.....	39
III.2.3 Caractères pétrographiques des microgranodiorites du secteur minéralisé de Bled M'Dena.. ..	42
III.3 Caractères pétrographiques des roches volcaniques du secteur minéralisé de Bled M'Dena.....	43
III.4 Pétrographie des altérations.	53
III.4.1 Typologie des altérations.	53
III.4.2 Altération des feldspaths.	54
III.4.3 Altération des micas.	55

III.4.4	Altération des amphiboles.	55
III.4.5	Caractéristiques de l'altération filonienne.....	56
III.5	Conclusions sur la pétrographie des granitoïdes de la structure.....	57
III.6	Minéralogie des granitoïdes.	63
III.6.1	Silicates.....	63
III.6.2	Carbonates.	69
III.6.3	Minéraux opaques.....	69
III.6.4	Conclusion sur la minéralogie.	70
III.7	Géochimie des roches plutoniques du massif de Bled M'Dena.....	71
III.7.1	Introduction.	71
III.7.2	Éléments majeurs des roches plutoniques.....	71
III.7.3	Éléments en trace des roches plutoniques.....	77
III.7.4	Terres rares.....	77
III.7.5	Définition de la lignée magmatique.....	77
III.7.6	Contexte géodynamique.....	78
III.8	Géochimie des roches volcaniques du massif de Bled M'Dena.....	86
III.8.1	Éléments majeurs des roches volcaniques.....	86
III.8.2	Éléments en trace & Terres rares des roches volcaniques....	86
III.9	Comparaisons avec les roches magmatiques des Eglab.....	89
III.10	Conclusions & discussions sur la géochimie.....	92

CHAPITRE IV - ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES & MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES.....96

IV.1	Le molybdène.....	96
IV.1.1	Un peu d'histoire.....	96
IV.1.2	Un métal stratégique.....	96
IV.1.3	Les espèces minérales.	97
IV.2	Les gisements de molybdène à travers le monde.....	99
IV.2.1	Introduction.....	99
IV.2.2	Caractéristiques des porphyres.....	106
IV.2.3	Classification des porphyres.....	107
IV.3	Altérations hydrothermales.	111
IV.4	Textures et morphologie de la minéralisation.....	111
IV.5	Modèle génétique.....	112
IV.6	Les minéralisations à Mo, Cu, (Au) de la structure circulaire de Bled M'Dena.....	115
IV.6.1	Répartition de la minéralisation.....	115
IV.6.2	Caractéristique de la minéralisation.....	116
IV.6.3	Relations texturales des minéraux métalliques	121
IV.7	Relations entre altérations & minéralisations.....	127
IV.7.1	Les aspects de L'altération hydrothermale	127
IV.7.2	L'altération hydrothermale et la minéralisation	128
IV.8	Succession paragénétique.....	131
IV.9	Conclusion.....	134

CHAPITRE V - ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES.....	137
V.1 Généralités sur les inclusions fluides.....	137
V.1.1 Introduction.....	137
V.2.2 Qu'est-ce qu'une inclusion fluide ?	137
V.2.3 Classification des inclusions fluides.....	137
V.2 Pétrographie des inclusions fluides.....	139
V.2.1 Types d'inclusions fluides.....	139
V.2.2 Détermination des phases minérales dans les cavités d'inclusions fluides.....	141
V.3 Analyses microthermométriques des inclusions fluides.....	146
V.3.1 Méthodologie.....	147
V.3.2 Mesures et interprétation.....	147
V.3.3 Interprétation des données d'inclusions fluides.....	150
V.3.4 Composition des fluides.....	150
V.3.5 Salinité des fluides.....	151
V.3.6 Température et pression.....	152
V.4 Discussion et conclusion.....	154
CHAPITRE VI - DISCUSSION & CONCLUSION GÉNÉRALE.....	157
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	165
LISTE DES FIGURES, LISTE DES TABLEAUX & LISTE DES PLANCHES.....	178
ANNEXE I - TECHNIQUES ANALYTIQUES.	189
ANNEXE II - TABLEAUX DES PHASES MINÉRALES.....	194
ANNEXE III - TABLEAUX D'ANALYSES DES GRANITOÏDES.....	216
ANNEXE IV - TABLEAUX D'ANALYSES DES VOLCANITES.....	221
ANNEXE V - RÉSULTATS DE LA MICROTHERMOMÉTRIE DES INCLUSIONS FLUIDES	225

**ABRÉVIATIONS DES NOMS DES MINÉRAUX UTILISÉES DANS
LES FIGURES SELON KRETZ (1983).**

Albite	ab
Anhydrite	anh
Biotite	bt
Bornite	bn
Calcite	cal
Chalcopyrite	cp
Chlorite	chl
Covellite	cv
Epidote	ep
Fluorite	fl
Galène	gn
Hématite	hm
Hornblende	hbl
Feldspath-K	Fs-K
Magnétite	mt
Microcline	mc
Molybdénite	mo
Monazite	mnz
Muscovite	ms
Opaque	Op
Or natif	Au
Plagioclase	plag
Pyrite	py
Quartz	qtz
Rutile	rt
Séricite	ser
Titanite	tit
Titanomagnétite	Tmt
Zircon	zr

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Chapitre I. INTRODUCTION

I.1 LE CRATON OUEST AFRICAIN

Le **Craton ouest-africain** (WAC) (Fig.1) est représenté par deux principales zones d'affleurement, deux dorsales (Bessoles, 1977 et Black, 1980):

- Au Nord, la **dorsale Réguibat** (ou **pays cristallin Réguibat**) (Menchikoff, 1930) qui s'étend de la Mauritanie jusqu'au Sud-ouest algérien ;
- Au sud, la **dorsale de Man** (ou *Leo*) qui recouvre largement le Ghana, la Côte d'Ivoire, le Sierra Léone, le Liberia, la Guinée, le Burkina Faso, le Mali et le Niger.

Entre les deux branches et vers l'Ouest, près de la frontière sénégal-malienne, le craton apparaît à travers les formations sédimentaires du bassin de Taoudenni, dans les boutonnières de **Kayes** et de **Kénieba**.

Le craton ouest-africain est limité : - au Nord, par l'Anti-Atlas ; - à l'Ouest, par la chaîne mobile panafricaine à hercynienne des Mauritanides et des Rockellides ; - à l'Est, par la zone de suture et la chaîne mobile panafricaine du Hoggar et le bassin Voltaïen d'Afrique centrale.

Entre les deux dorsales apparaissent les dépôts néoprotérozoïques à paléozoïques du bassin de Taoudenni. Enfin, au Nord de la dorsale Réguibat, seuls les dépôts paléozoïques du bassin de Tindouf sont reconnus jusqu'au pied de l'Anti-Atlas.

Selon, Bronner (1992), la dorsale Réguibat, au Nord, est organisée en deux domaines distincts (Fig. 1):

- le domaine occidental archéen qui affleure dans l'Amsaga – Tasiast, le Tiris et le Ghallaman formé essentiellement de séries de type TTG (gneiss gris, orthogneiss, charnockites) et de ceinture de roches vertes archéennes (~ 3,5 – 2,73 Ga) (Potrel et al. 1998) ;
- le domaine centre-oriental dans le Karet et le Yetti-Eglab est représenté par des séries essentiellement paléoprotérozoïques « birimiennes » avec de rares reliques archéennes ; ce domaine a été structuré lors de l'orogénèse éburnéenne (2,2 - 2,05 Ga) (Peucat et al. 2005).

Ces deux domaines sont séparés par des zones de cisaillement mylonitiques correspondant à la faille de Zedness.

La dorsale du Man, au Sud, montre une organisation semblable avec à l'Ouest, le domaine Kenema-Man formé par des séries archéennes et à l'Est, le domaine Baoulé-Mossi, formée de séries birimiennes structurées lors de l'orogénèse éburnéenne (2,27 Ga à 2,05 Ga) (Abouchami et al. 1990 ; Boher et al. 1992). Les deux domaines sont séparés par la faille de Sassandra.

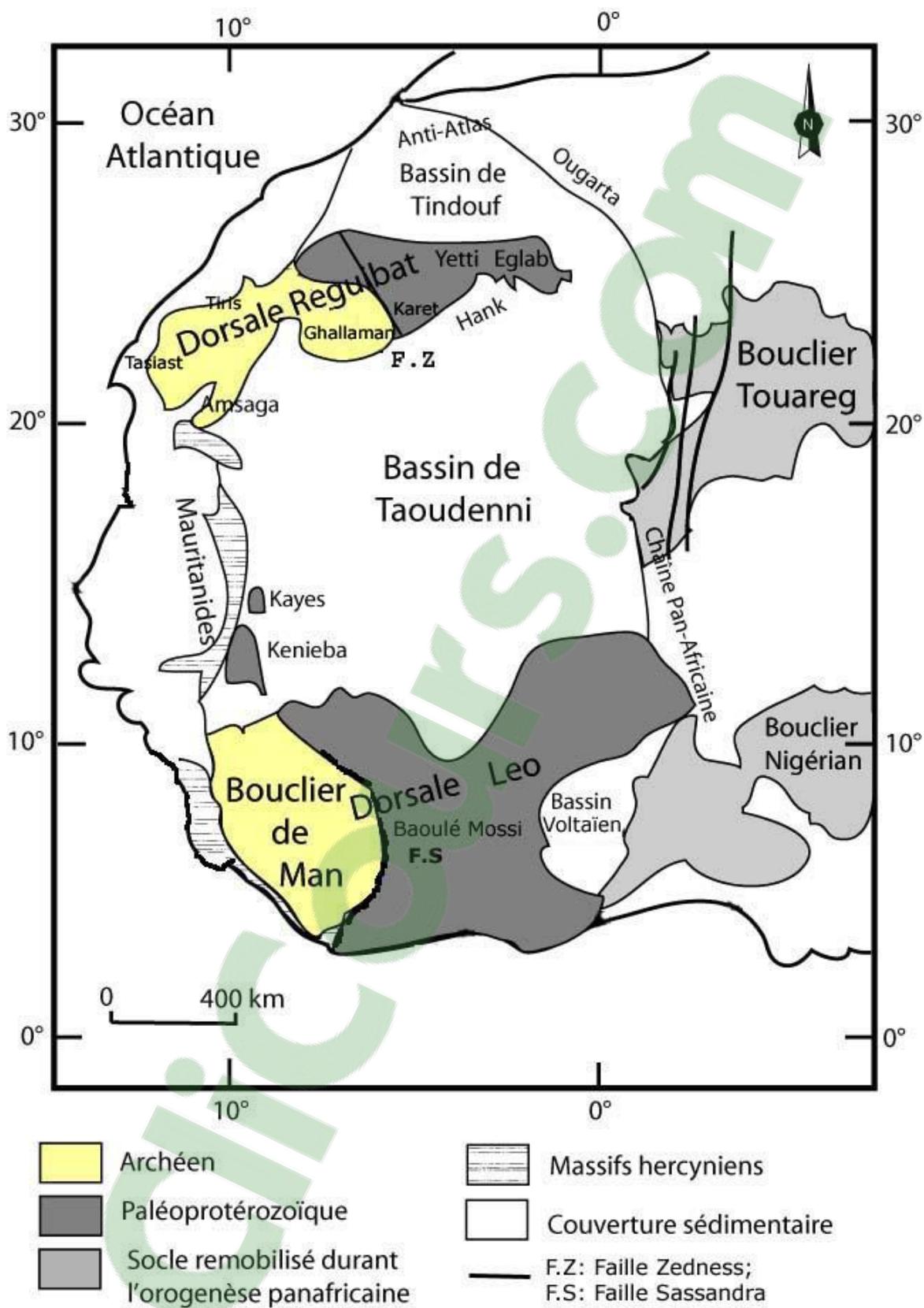


Fig. 1 Principales unités structurales de l'Afrique occidentale (d'après Peucat et al. 2005, modifiée)

I.2 LA PARTIE NORD ORIENTALE DE LA DORSALE RÉGUIBAT

La partie nord-orientale de la dorsale Réguibat (*axe cristallin Yetti-Eglab*, de Gevin, 1958) est constituée de deux domaines distincts : le **Yetti** à l'Ouest et **les Eglab** à l'Est.

Les deux domaines qui ont évolué séparément à l'origine montrent une histoire commune à partir de 2,08 Ga, âge de leur collage (Lefort et al. 2004).

La zone de collage est connue sous le nom de **zone de jointure Yetti-Eglab** (Sabaté, 1973). Cette dernière, appelée communément *zone de cisaillement Yetti-Eglab* (Mahdjoub et al., 1994), intègre la structure circulaire de Bled M'Dena, objet de notre étude. (Fig. 2).

Les deux domaines sont constitués essentiellement par des plutons de granitoïdes, des ceintures de roches vertes et de sédiments birimiens avec quelques reliques granito-gneissiques plus anciennes. Les séries lithologiques paléoprotérozoïques reconnues sont rapportées à trois stades majeurs de croissance crustale (Mahdjoub et al. 2005) :

- 1- Un ensemble cristallin granito-gneissique (2,21-2,18 Ga) avec des reliques métamorphiques néoarchéennes (2,73 Ga) (Mahdjoub et al. 1994), appelé série de Chenachane-Erg Chech et série de *Chegga* ;
- 2- Un ensemble de granitoïdes syntectoniques de type TTG (appelé granite de *Chegga* daté à 2,09 Ga par la méthode U-Pb sur zircon (Peucat et al., 2005) et de séries volcano-sédimentaires de Yetti (Gevin, 1951 et Sabaté, 1972), d'Akilet Deilel et d'Oued Souss, (Buffière et al., 1965 ; Sabaté, 1973 ; Sabaté et al., 1977) ;
- 3- Et un ensemble de complexes magmatiques post-orogéniques dits « Aftout-Eglab » et « Yetti » daté à 2074-2065 Ma, représenté par des granitoïdes, des roches basiques associées et des épanchements volcaniques.

Cet ensemble est scellé par des dépôts sédimentaires tardi à post-orogéniques ; il est connu sous le nom de série de Guelb el Hadid.

Au Sud, les formations paléoprotérozoïques sont recouvertes par une série sédimentaire néoprotérozoïque de nature argilo-gréseuse à carbonatée appelée Série du Hank (Buffière et al. 1965; Moussine-Pouchkine et Bertrand Safarti, 1997). Enfin, une frange de série paléozoïque apparaît au nord et au sud du massif ancien.

La couverture plio-quadernaire (correspondant aux bassins de Tindouf et de Taoudenni) est représentée essentiellement par une carapace de calcrête silicifiée appelée « Hamada », datée du Pliocène supérieur et par les cordons de sable des « Ergs », des « regs », des daïas, des dépôts de piémont et de sebkha du Quaternaire.

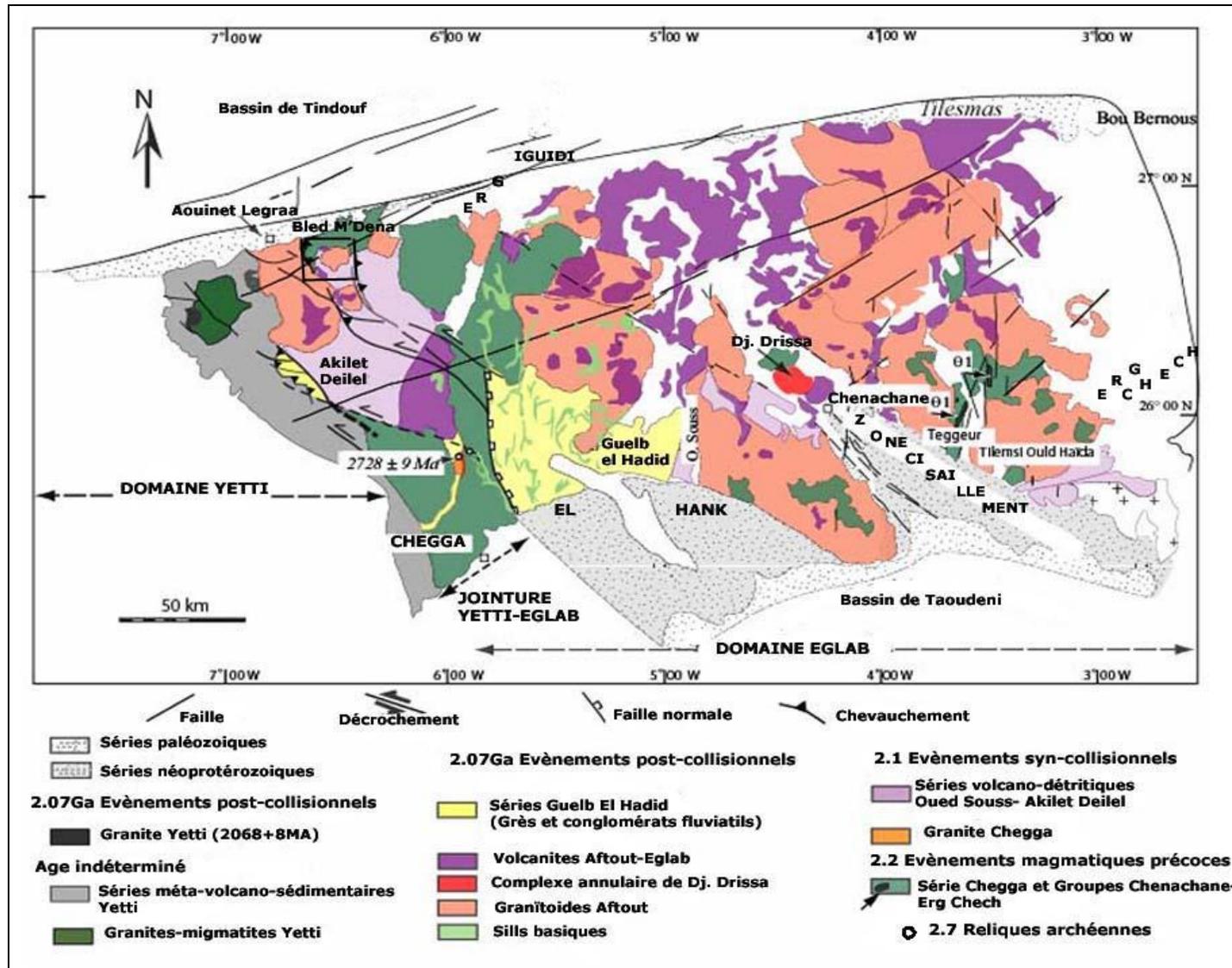


Fig. 2 Carte géologique et structurale de la partie nord-orientale de la dorsale Réguibat (massif Yetti-Eglab) selon Mahdjoub (2007).

I.3 LA ZONE DE JOINTURE YETTI-EGLAB

Les domaines Yetti et Eglab sont en contact par l'intermédiaire de « la zone de jointure » (Sabaté, 1973). Les caractéristiques lithologiques et structurales de cette zone d'orientation NS, de 170 km de long et de 80 à 100 km de large ont été définies récemment par Mahdjoub et Kahoui (2007) et Kahoui et al. (2008) comme une zone de cisaillement senestre.

La partie occidentale de la zone de jointure est représentée par les formations de Yetti correspondant à une série volcano-détritique intrudée par des plutons de granitoïdes (granito-gneiss et granite Yetti (Fig. 3) qui affleurent dans la partie septentrionale et à de petits massifs de roches basiques. La mise en place du granite Yetti a été datée à 2068 ± 8 Ma (Mahdjoub et al., 1994 ; De Witt et al., 2002 et Peucat et al., 2005).

La partie orientale de la zone de jointure est constituée par les formations du domaine Eglab avec (Fig. 3):

- des ensembles cristallophylliens (Série et granite type Chegga) datés à $\sim 2,2$ Ga;
- des séries volcano-sédimentaires (Série Akilet Deilel) et des complexes volcano-plutoniques dits Aftout-Eglab. Les volcanites vont des basaltes aux rhyolites. Leur mise en place est datée entre 2074 et 2065 Ma (Peucat et al., 2005). Des stocks basiques de formes régulières, orientés suivant une direction subméridienne affleurent le long de la jonction Yetti-Eglab (Azzouni-Sekkal, 1976).

L'ensemble du massif est ceinturé par une couverture sédimentaire paléozoïque appartenant au flanc sud du synclinal de Tindouf.

Les formations volcaniques et volcano-sédimentaires de la zone de jointure ont été affectées par un métamorphisme régional de faible degré (faciès schiste vert) évoluant au contact des granitoïdes à un métamorphisme de faciès amphibolite (Sabaté et al., 1977).

Sur le plan structural, la zone de jointure est (Mahdjoub et al. 1994 ; Mahdjoub et al. 2002 et Kahoui et al. 2008) une zone de cisaillement subméridienne, d'extension kilométrique, encadrée par deux accidents majeurs (Fig. 3):

- l'accident mylonitique subméridien de Chegga (NNW-SSE), passant près du méridien 6° W ;
- l'accident mylonitique d'Arieguet Lemha- M'Dena el Kahla (NW-SE), passant par le méridien $7^\circ 15'$ W.

Cette zone de cisaillement se matérialise par le développement d'accidents transcurrents sénestres évoluant localement en accidents transpressifs. L'orientation de ces accidents varie cartographiquement

passant d'E-W dans la partie centrale de la zone à N-S dans la partie septentrionale où affleure la structure de Bled M'Dena.

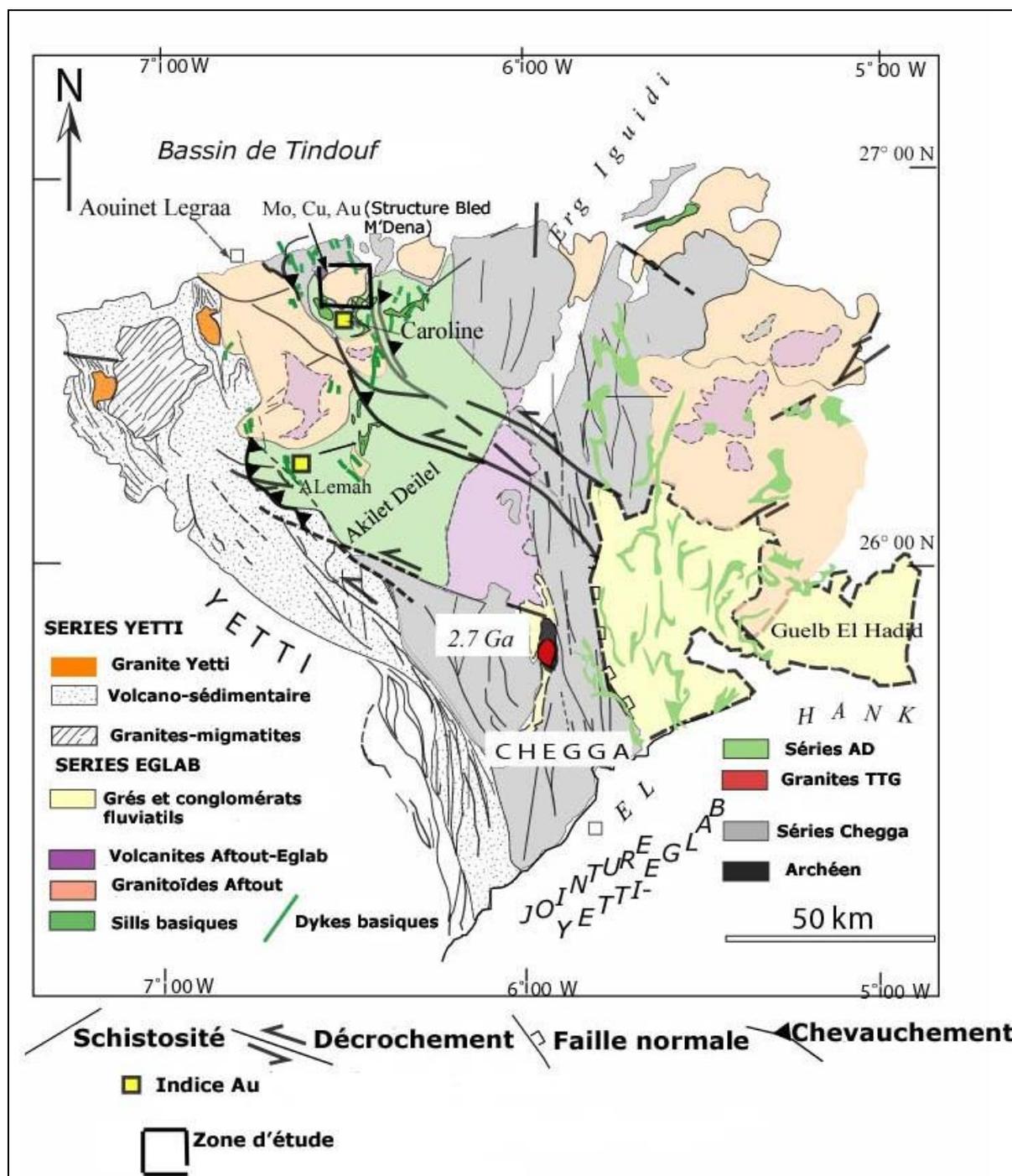


Fig. 3 Schéma géologique et structurale de la zone de jointure Yetti-Eglab (Mahdjoub, 2007).

I.4 BUT DE L'ÉTUDE

L'objectif principal de ce travail est l'étude des minéralisations de la structure circulaire volcano-plutonique de Bled M'Dena. L'intérêt suscité par cette structure, réside dans le fait que certaines de ses caractéristiques la rapproche d'un porphyre à Molybdène. Ce sont: (i) sa position géotectonique (zone de cisaillement); (ii) sa forme circulaire en affleurement; (iii) la nature volcano-plutonique de ses composants ; (iv) les zones d'altérations hydrothermales.

Notre démarche repose donc sur une étude pétrographique détaillée des diverses roches constitutives de la structure. Nous chercherons donc au travers de l'évolution de composition minéralogique et chimique entre les divers faciès, de retrouver les processus responsables de cette évolution et de comprendre les processus de formation des minéralisations associées.

I.5 MÉTHODES DE TRAVAIL

La réalisation de ce projet a impliqué des travaux de terrain et de laboratoire.

a- Sur le terrain

Les missions de terrain ont été réalisées grâce au soutien logistique de l'O.R.G.M. en collaboration avec le géologue cartographe H. Benramdane et le géologue prospecteur B. Selmani.

Les documents utilisés sont :

- la carte topographique de la feuille Aouinet Bel Egraâ NG29-XVIII au 1/200 000^e (Edition, 1965) ;
- la carte géologique de l'axe cristallin YETTI-EGLAB au 1/500 000^e (S.E.R.M.I 1965, inédite) ;
- l'esquisse géologique de la structure au 1/20 000^e (E.R.E.M, 1983 inédite) ;
- et les photos aériennes au 1/80 000^e, GN29, 1959, N° : XVII-XVIII.

b- Au laboratoire

Pour mieux comprendre l'évolution magmatique des roches et l'origine de la minéralisation, l'approche pétrologique et géochimique a nécessité l'utilisation des techniques suivantes : l'étude de lames minces et de lames épaisses, l'analyse des minéraux à la microsonde électronique, l'analyse des éléments majeurs et traces sur roches totales par ICP/AES et MS, les observations au M.E.B des minéraux métalliques, la microthermométrie des inclusions fluides (I.F), leur analyse au M.E.B

et au Raman. *Les conditions analytiques se trouvent en index de ce manuscrit.*

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'une bourse algérienne P.N.E. (Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique) et toutes les techniques analytiques ont été financées par les fonds de Recherche du CNRS de D. Béziat et S. Salvi du G.E.T de l'U.P.S Toulouse.

CHAPITRE II

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES

Chapitre II. - CADRE GÉOGRAPHIQUE ET DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES

II.1 CADRE GÉOGRAPHIQUE

II.1.1 Localisation et accessibilités

La structure circulaire à Molybdène de Bled M'Dena, objet de cette étude, se situe dans le massif des Eglab (partie Nord orientale de la dorsale Réguibat, sud ouest algérien). Elle se trouve à 75km à l'Est du petit village de Djebilet et à 35km au SSE de la petite oasis d'Aouinet. Elle est cadrée par les longitudes ($6^{\circ}33'$ et $6^{\circ}38'$) et les latitudes Nord ($26^{\circ}40'$ et $26^{\circ}46'$) (Fig. 4). D'un diamètre d'environ 5km, cette structure est également appelée « Caldera à Molybdène » (E.R.E.M, 1983).

Les voies d'accès balisées sont limitées ; néanmoins, l'ensemble du massif est aisément accessible par véhicule tout terrain grâce à son relief aplani. Il existe une route goudronnée (140km environ) qui relie Tindouf (Chef-lieu de wilaya) à l'unique village de Djebilet ; elle est relayée par une piste balisée qui traverse le massif d'Ouest en Est, passant par les oasis d'Aouinet, de Chenachane jusqu'à Bou Bernous à l'Est du massif.

II.1.2 Topographie et hydrographie

Le relief dans la région est peu important. Mis à part les lignes de relief parallèles, orientées sensiblement Est-Ouest que dessine la couverture paléozoïque dans le pays Mechem, au Nord, le massif Yetti-Eglab est très érodé sans relief à l'exception de quelques collines et pitons volcaniques situés à l'Est du massif.

Dans le secteur de Bled M'Dena, la surface est recouverte par un reg caillouteux (Fig. 5), qui laisse entrevoir par endroit des affleurements de granitoïdes sous forme de rochers ou de boules, d'extension métrique ainsi que des pitons dits « têtes de sucre ».

Par ailleurs, compte tenu de la rareté des précipitations, le réseau hydrographique est très limité. Les rares oueds sont remplis d'alluvions sableuses, et recouverts de sables vifs (éoliens) qui masquent souvent les affleurements.

II.1.3 Climat et végétation

Le climat typiquement saharien s'impose d'une façon « tyrannique » à cette région. Il se caractérise par des précipitations rares et faibles et des températures élevées en été (60°C) mais douces en hiver (1-20°C). Cette région aride est très pauvre en végétation, absente même par endroit ; cette végétation est représentée par de minuscules touffes d'herbes « l'achab », de petits arbrisseaux épineux « talh » constituant un maigre pâturage pour les chameaux. Cependant, de petits reptiles (dhobs et vipères à cornes) et des scorpions y sont très fréquents.

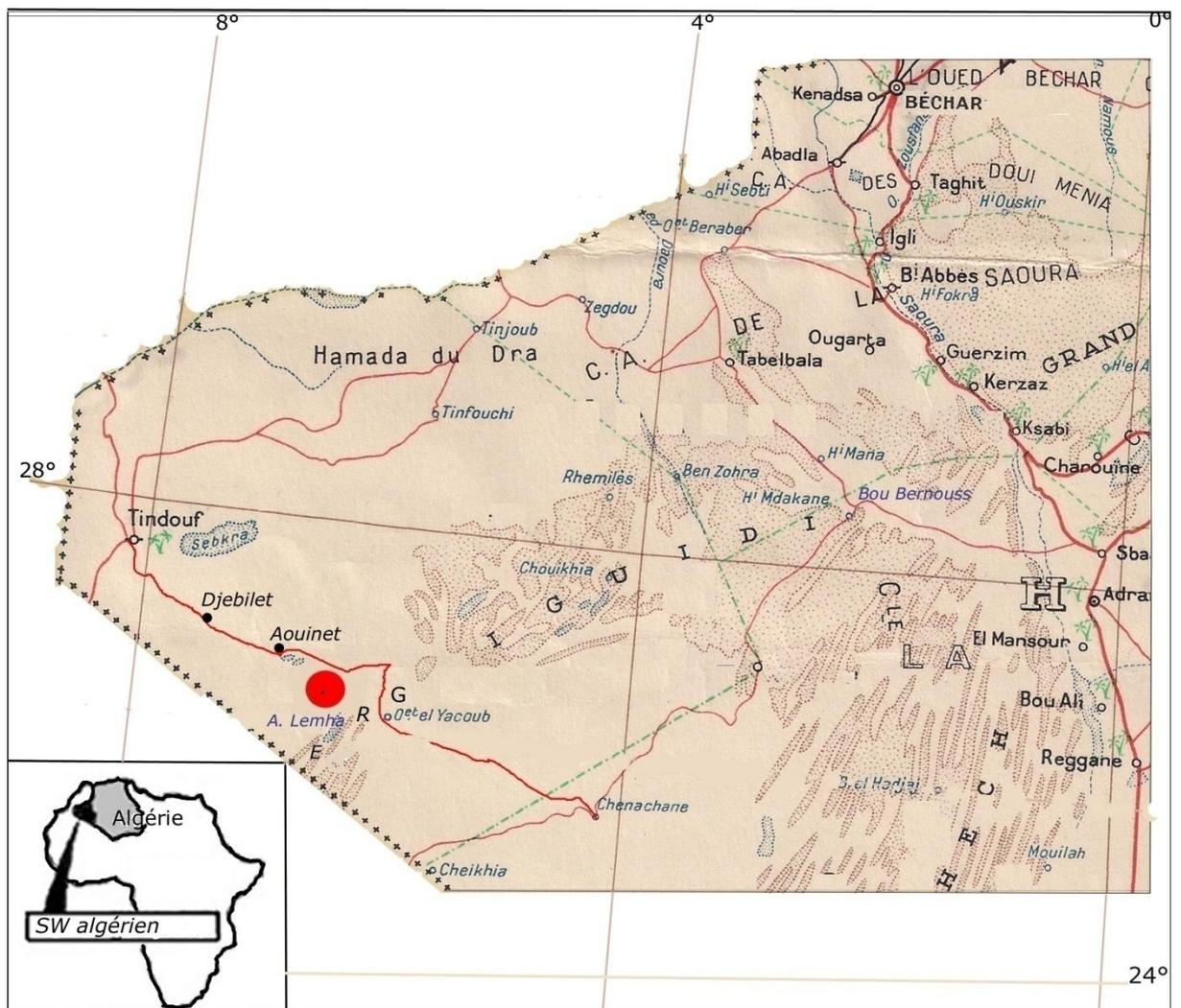


Fig. 4 Carte de localisation de la structure circulaire de Bled M'Dena ;
Le quadrilatère blanc représente l'emplacement du massif des Eglab ;
Le point rouge indique la zone étudiée.

II.1.4 Population

Cette région vierge, rude et inhospitalière, dépourvue de tout ce qui peut justifier une sédentarisation est inhabitée. Seuls quelques nomades appelés « Les R`guibats » se concentrent autour de l'oasis Aouinet Bel Legraa et à Djebilet (cf. Fig. 4).

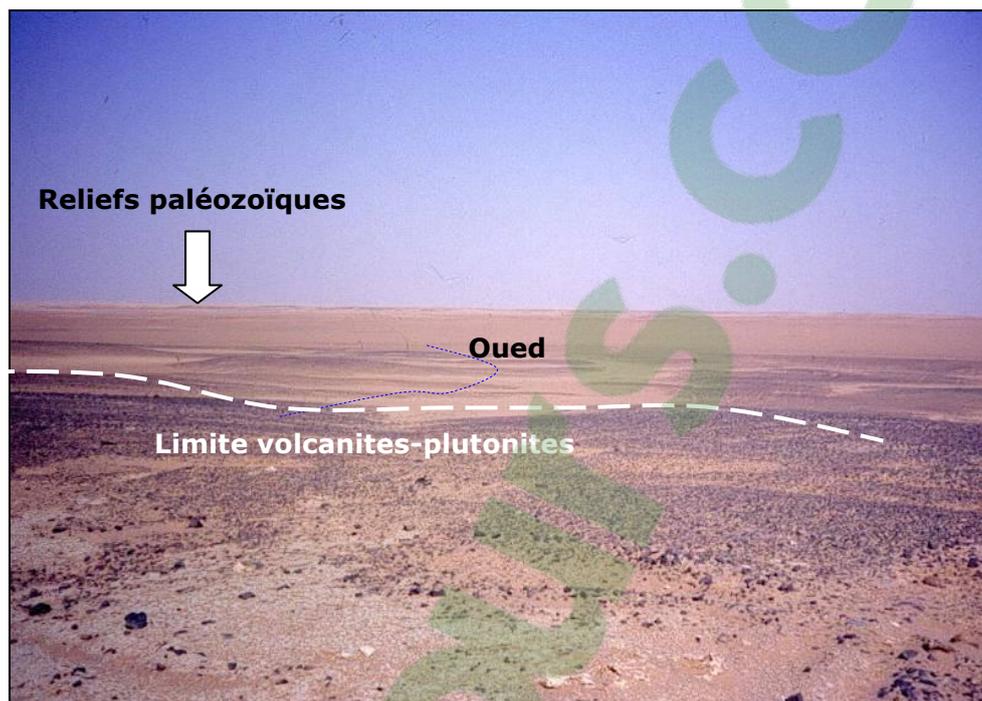


Fig. 5 Vue panoramique vers le Nord de la structure circulaire à molybdène de Bled M'Dena.

II.2. BILAN DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Cette région du Sud-ouest algérien a suscité l'intérêt de nombreux géologues en raison de ses richesses minières. Les premiers travaux furent réalisés par N. Menchikoff (1930 -1957), Th. Monod (1932-1958), P. Gevin (1958-1960). Ces pionniers esquissèrent les premiers contours de la géologie du sud-ouest algérien.

a. Cartographie

En début du siècle dans les années vingt, N. Menchikoff effectua un premier levé cartographique au 1/1000 000^{ème} ; il donna un aperçu global de la région du Sahara occidental.

P. Gevin (1951), opérant à dos de chameau, a défini les traits sédimentaires du massif Eglab ; il décrit également le granite migmatitique de Chegga, le granite du Yetti et le granite de l'Aftout.

Ce n'est qu'en 1958, que la carte géologique Tindouf-Eglab au 500 000^{ème} avec une notice a vu le jour sous l'égide du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

Le relais a été ensuite pris la même année par les équipes de recherche pétrolière et minière du B.I.A (Bureau d'Investigation en Afrique) qui entreprenaient les premières missions de prospections générales. Ainsi, entre 1958 et 1960 les géologues du B.I.A réalisèrent cinq cartes géologiques (inédites) au 1/200 000^{ème} du socle précambrien et des bordures sédimentaires paléozoïques de part et d'autre de la frontière algéro-mauritanienne.

Entre 1963 et 1965, les géologues de la S.E.R.M.I (Société d'Étude et de Réalisations Minières et Industrielles) en complément des travaux du B.I.A, dessinèrent en territoire algérien de nouvelles cartes géologiques, au 1/200 000^{ème} (inédites), 10 au total. Seule une carte géologique de synthèse (1/500 000^{ème}), (*carte géologique des Eglab et la partie Nord du Yetti*) avec notice, fut éditée en 1965 par la S.E.R.M.I.

Par la suite l'E.R.E.M (Entreprise Nationale d'Exploration Minière) (ex. S.O.N.A.R.E.M (Société Nationale en Recherche Minière) et actuelle O.R.G.M (Office National de Recherche Géologique et Minière) mena entre 1979 et 2004 plusieurs campagnes dont les plus importantes sont :

1. de 1979 à 1983, une campagne de reconnaissance et de prospection sur l'ensemble du massif au cours de laquelle des cartes géologiques au 1/200.000^{ème} ont été actualisées et de dessiner des cartes thématiques (cartes des indices, cartes des altérations hydrothermales, cartes géophysiques et cartes de synthèse) ; la structure circulaire de Bled M'Dena a été esquissée au 1/25 000^{ème} ;
2. de 1984 à 1986, une campagne de prospection qui a permis d'étudier en détail la structure circulaire au 1/10 000^{ème} ;
3. de 1998 à 2004, des campagnes de prospection qui ont mené sur de nouveaux prospects comme dans les secteurs de Guelb El Hadid (centre Eglab), d'Arieguet Lemha (Ouest Eglab) et de Bled M'Dena – Sebkhah En Nhass (Ouest Eglab).

Enfin de 1998 à 2004, le Service Géologique de l'Algérie (actuel Service Géologique National (SGN/ANGCM) a initié un projet de cartographie géologique et trois cartes furent levées : carte Aouinet Bel

Legraa au 1/200.000^{ème}, cartes Tindouf et Chenachane à 1/500000^e (en cours d'édition).

B- Pétrographie et Géochimie

Les premiers résultats sont l'œuvre des explorateurs et prospecteurs puis des chercheurs universitaires ; ils menèrent des travaux essentiellement sur les roches magmatiques et cristallophylliennes ; il y a lieu de citer :

- P. Lapadu-Hargues (1947-1952) qui présenta les premières observations pétrographiques faites sur quelques pointements granitiques et sur les volcanites associées du massif des Eglab ;
- P. Gevin (1951) qui distingua trois séries anciennes et trois types de granites avec des volcanites largement développées ; il donna les premières définitions des séries du socle précambrien (granite et migmatites de Chegga, granite Yetti, granite Aftout et série Guelb el Hadid) ; plus tard, il décrit minutieusement les bordures sédimentaires du socle dans une monographie encore fort consultée à ce jour ;
- Buffière et son équipe de la S.E.R.M.I (1966 -1967) qui ont mis à profit les observations faites lors de la prospection pour publier des notes ayant trait essentiellement au magmatisme précambrien du massif des Eglab ;
- Caby (1965) qui étudia le métamorphisme variable des dépôts volcaniques et volcano-détritiques de la région de Draa el Guerb (extrême Est-Eglab) ;
- Sabaté et son équipe de l'Université d'Oran (1971 à 1979) qui apportèrent d'importantes contributions en pétrographie, géochimie et géochronologie pour les séries volcaniques et volcano-sédimentaires, exclusivement dans la zone de jointure Yetti-Eglab ;
- Azzouni Sekkal et ses étudiants de l'Université d'Alger (U.S.T.H.B.) (1972-2003) qui, dans la même zone de Yetti-Eglab, définirent les caractéristiques pétro-géochimiques de quelques massifs de granitoïdes et de pointements basiques et ultrabasiques ;
- Kahoui (1988) qui présenta, dans le cadre d'une thèse doctorale, une étude petro-géochimique du complexe annulaire volcano-plutonique du massif de Drissa (Centre-Eglab), région clef pour la compréhension de l'histoire complexe du massif Yetti-Eglab ;

- Tokarski (1991-1994) qui étudia les effets de la suture panafricaine (reconnue plus au SE) sur l'extrémité orientale du massif Eglab, à travers les accidents subméridiens et le rejeu d'accidents décrochants anciens (éburnéens ?) affectant les séries anciennes du socle et les dépôts néoprotozoïques du Hank ;
- Mahdjoub et Kahoui de l'USTHB (à partir de 1994) qui relancèrent l'étude du massif en adoptant une approche pluridisciplinaire (structurale, géochimique et géochronologique) pour démontrer le style « archéen » de l'évolution des séries paléoprotozoïques du massif Yetti-Eglab ;
- Peucat et al., (2005) qui contribuèrent largement à une synthèse – référence sur la pétrographie et la géochimie des roches magmatiques du massif des Eglab.
- Tabeliouna (2009) qui cartographia la structure circulaire de Bled M'Dena, définit les principaux types pétrographiques, leurs caractères géochimiques et données isotopiques (Rb/Sr et Sm/Nd) pour proposer un modèle de mise en place et d'évolution.

C- Géochronologie

La géochronologie des granitoïdes, formations les plus largement répandues dans le massif Yetti-Eglab, a été définie dès les premiers travaux de Sabaté en 1970. Ces intrusions ont globalement les caractéristiques des granitoïdes birimiens du Craton Ouest Africain ce qu'ont confirmé les travaux les plus récents (De Witt et al., 2002 ; Peucat et al., 2005 ; Mahdjoub et al., 2005).

Les premières datations sur les granitoïdes (Lasserre et al., 1970, 1970 ; Sabaté et al., 1977 ; Vachette et al., 1973) ont été réinterprétées par Sabaté (1978) et Sabaté et al., (1979) et donnent un âge de 1925 ± 41 Ma par la méthode Rb/Sr. Plus récemment Peucat et al., (2005) propose un âge entre 2074 ± 3 Ma et 2065 ± 2 Ma pour les granitoïdes des Eglab. Les dernières datations montrent la relation entre la mise en place des granitoïdes et l'orogénèse éburnéenne (~ 2 Ga).

D- Géophysique

Les plus importantes campagnes de géophysique ont été réalisées dans le cadre de la prospection minière. Ainsi:

- La S.O.N.A.R.E.M (1974) exécuta des levés aéromagnétiques et aéroradiométriques sur toute la région (massif et bassins limitrophes) ; plusieurs secteurs ont été répertoriés et recommandés pour des travaux de détail;
- Sabaté et Lomax (1975) procédèrent à des prélèvements sur des roches basiques de la zone de jointure Yetti-Eglab pour réaliser des mesures de paléomagnétisme ; l'étude a permis de mieux préciser la succession stratigraphique des phases magmatiques dans cette région du massif;
- L'E.R.E.M (1987) réalisa un levé géophysique de détail sur la structure circulaire de Bled M'Dena, en particulier dans le but de comprendre la tectonique de la structure et de tenter de préciser la disposition des blocs structuraux ;
- Aïfa et Lefort, de 1993 à 2004, à partir d'études paléomagnétiques, proposèrent une modélisation des dykes basiques ; ils apportèrent des précisions sur le plongement et la disposition des blocs tectoniques dans le Yetti et dans l'Est-Eglab entre 2200 Ma et 700 Ma ;
- L'O.R.G.M (1998-2001), exécuta, dans le cadre d'une campagne de prospection régionale, un levé magnétique au sol (au 1/50 000^{ème}) qui révéla trois zones d'anomalies significatives en rapport avec des corps basiques – ultrabasiques en profondeur ;
- Allek et Hamoudi (2008), par des études aéromagnétiques à l'échelle régionale du SW algérien mirent en évidence des linéaments tectoniques majeurs et confirmèrent l'existence d'intrusions mafiques au sein des structures circulaires d'Anna et de Bled M'Dena.

E- Prospection minière

Dès les premières campagnes de terrain du B.I.A (1958- 1960), le Molybdène a été reconnu comme l'élément le plus intéressant dans le massif Yetti-Eglab. Il apparaît au sein de filons de quartz associé au cuivre, à la pyrite et à l'or, ces filons recoupant essentiellement des plutons de granitoïdes.

Les travaux de prospection de la S.E.R.M.I (1963-1965) complètent les études du B.I.A avec notamment la découverte de l'indice molybdénifère de Bled M'Dena, objet de notre étude.

La campagne de reconnaissance et de prospection systématique de l'E.R.E.M (1979 à 1983), sur l'ensemble du massif (Fig. 6), mit en évidence de nouveaux indices polymétalliques (Ag, W, Ti, Hg, Zr, TR, Nb, Y), les chercheurs réalisant des cartes thématiques au 1/200 000^{ème}. En outre, des levés géologiques au 1/10 000^{ème} de la structure circulaire de Bled M'Dena révélèrent l'occurrence d'indices de Mo, Cu, W, Ag, Bi et As.

Les travaux ultérieurs (E.R.E.M, 1984 – 1986) situèrent de façon précise la minéralisation en Mo dans la zone Nord et Nord-est de la structure ; ils mirent en évidence les relations entre cette minéralisation et une zone d'altération hydrothermale qu'ils cartographièrent.

Enfin, lors de la campagne de l'O.R.G.M (1998 à 2000) de nouveaux travaux de surface et de sondages précisèrent les relations entre les filons à Mo et les roches encaissantes ; ils permirent d'émettre l'hypothèse de la nature porphyrique de la structure de Bled M'Dena.

Dès 2001, une publication de Benramdane et al., (2001) apporta un premier éclairage sur les minéralisations aurifère de la zone de jonction Yetti-Eglab. En 2007, Benramdane apporta une contribution à l'étude géologique et compléta l'étude des minéralisations aurifères de cette zone de jointure Yetti-Eglab.

Les derniers travaux remontent à 2008 où Kahoui et al., publièrent une note sur l'occurrence du diamant dans le massif des Eglab.

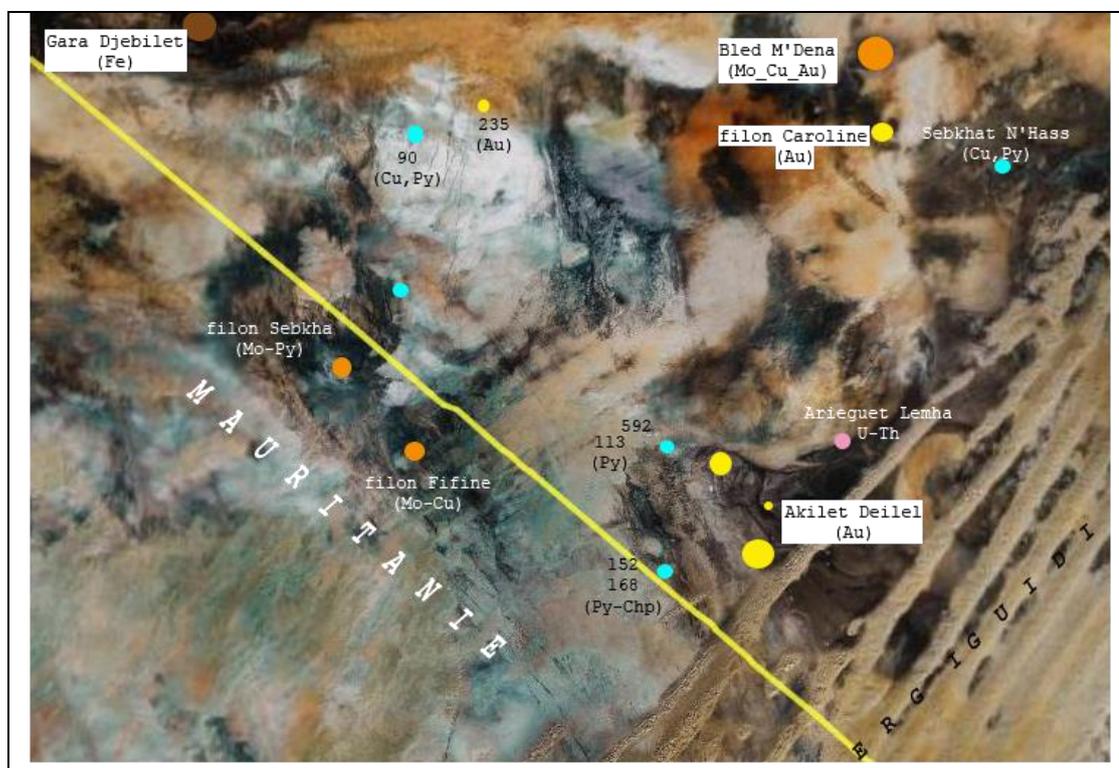


Fig. 6 Carte des indices et points minéralisés dans la région Ouest -Eglab et Yetti (Benramdane, 2007).

CHAPITRE III

**LA STRUCTURE CIRCULAIRE DE BLED
M'DENA : CARACTÉRISTIQUES
PÉTROGRAPHIQUES, GÉOCHIMIQUES
ET MINÉRALOGIQUES DES DIVERSES
ROCHES MAGMATIQUES ET DE LEUR
ALTÉRATION**

Chapitre III. LA STRUCTURE CIRCULAIRE DE BLED M'DENA : CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES, GÉOCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES DES DIVERSES ROCHES MAGMATIQUES ET DE LEUR ALTÉRATION

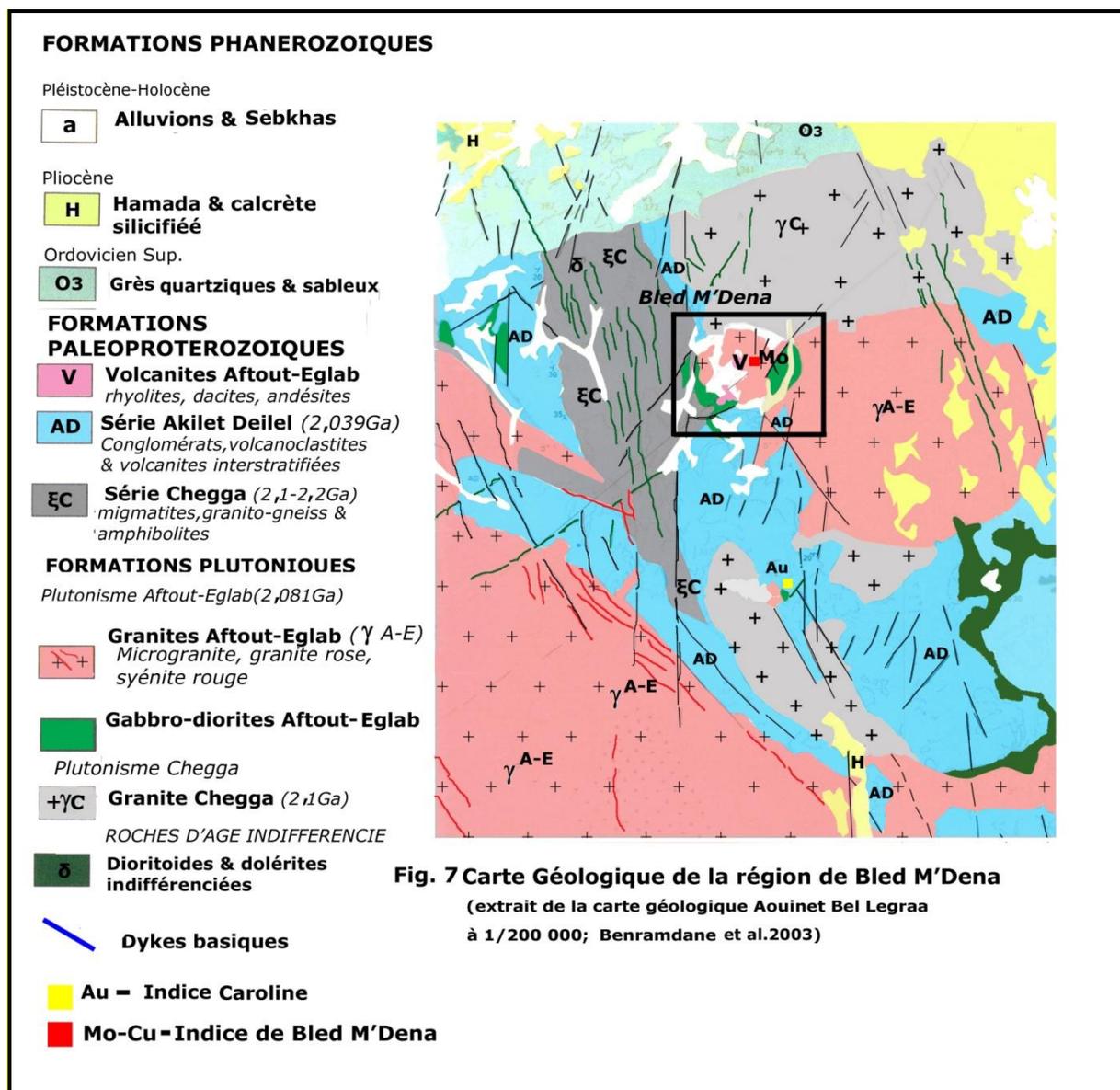
III.1 Introduction

La structure circulaire de Bled M'Dena (5 km de diamètre) qui apparaît au nord de la zone de jointure a été reconnue comme entité géologique dès 1958 par le B.I.A.

La première description précise du rapport inédit de l'E.R.E.M. (1983) a ciblé les travaux sur l'indice à Mo. La campagne de prospection a permis de décrire plusieurs types de faciès plutoniques (de nature granitoïdique) et volcaniques, et de définir au sein de la structure une zone de forte altération hydrothermale.

En se référant à la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa au 1/200 000^{ème} (Fig. 7), la structure circulaire est bordée à l'Est et à l'Ouest par deux accidents transpressifs subverticaux, subméridiens et en contact avec les formations suivantes :

- Au Nord, les granites à biotite de type Chegga ($\gamma\mathbf{C}$), d'affinité calco-alcaline, à caractère métalumineux et de type orogénique syncollision ; ces granites non datés seraient de type Chegga ($\sim 2,1\text{Ga}$) (Benramdane et al., 2003);
- à l'Ouest, un ensemble à faciès granito-gneissiques avec migmatites et lentilles d'amphibolites ; ils sont attribués à la série Chegga ($\xi\mathbf{C}$) ($\sim 2,2\text{ Ga}$) (De Witt et al., 2002);
- au Sud, des arkoses recristallisées et volcanites acides rattachées à la série volcano-sédimentaire « birimienne » d'Akilet Deilel (\mathbf{AD}) ;
- à l'Est, des granitoïdes représentés par des granites de teinte rouge à rose et des granites riches en enclaves sombres ; ces granitoïdes sont rattachés au complexe magmatique, à tendance calco-alcaline Aftout-Eglab ($\gamma^{\mathbf{A-E}}$) événement magmatique ultime, post-tectonique daté $\sim 2074 - 2065\text{ Ma}$ (Peucat et al., 2005).



III.2 PÉTROGRAPHIE DE LA ZONE MINÉRALISÉE DU MASSIF DE BLED M'DENA

III.2.1 Introduction

Les caractéristiques pétrographiques du massif de forme circulaire de Bled M'Dena ont été définies par les études de l'E.R.E.M. (1983, 1984, 1986) et récemment par les travaux de thèse de Tabeliouna (2009). Le massif est composé par différents types de granitoïdes : des

monzodiorites quartziques et des granodiorites. Les granitoïdes sont recoupés par un petit appareil volcanique de type andésitique à dacitique (~ 300 m) qui occupe la partie centrale de la structure circulaire (Fig. 8). Par ailleurs, les granitoïdes dans le tiers nord-est du massif, sont recoupés par de très nombreux filonnets de quartz constituant un dispositif de type « stockwerk » s'étendant sur une surface de 30 ha environ ; ces filonnets contiennent une minéralisation variée et en particulier une minéralisation en molybdène. C'est ce secteur minéralisé qui a fait l'objet de notre étude avec l'analyse d'une quarantaine de lames minces sur des échantillons localisés sur la carte de la figure 8; ces échantillons ont été recueillis aussi bien en surface (échantillons L1, L2, etc....) que dans divers sondages (échantillons S3, S4, S5, S6, S8, S9 & S10) fournis par la carothèque de l'O.R.G.M de Béchar ; ces échantillons sont situés sur les logs de sondages donnés en figure 9.

L'étude des roches dans le secteur minéralisé de Bled M'Dena permet de définir différents types de faciès caractérisés par leur composition minéralogique et leur texture. On distingue ainsi : i) des granitoïdes de composition monzodioritique quartzique et des granitoïdes de composition granodioritique avec tous les intermédiaires entre ces deux types, le passage entre les deux faciès étant progressif (Photos A & B) ; ii) des microgranodiorites formant de petits filons recoupant les granodiorites ; iii) des roches volcaniques de type andésites-dacites formant un petit appareil volcanique recoupant les granitoïdes dans la partie centrale de la structure circulaire et des rhyolites formant des dykes (cf. Fig. 8).

CHAPITRE III- La structure circulaire de Bled M'Dena : caractères généraux, pétrographie et géochimie

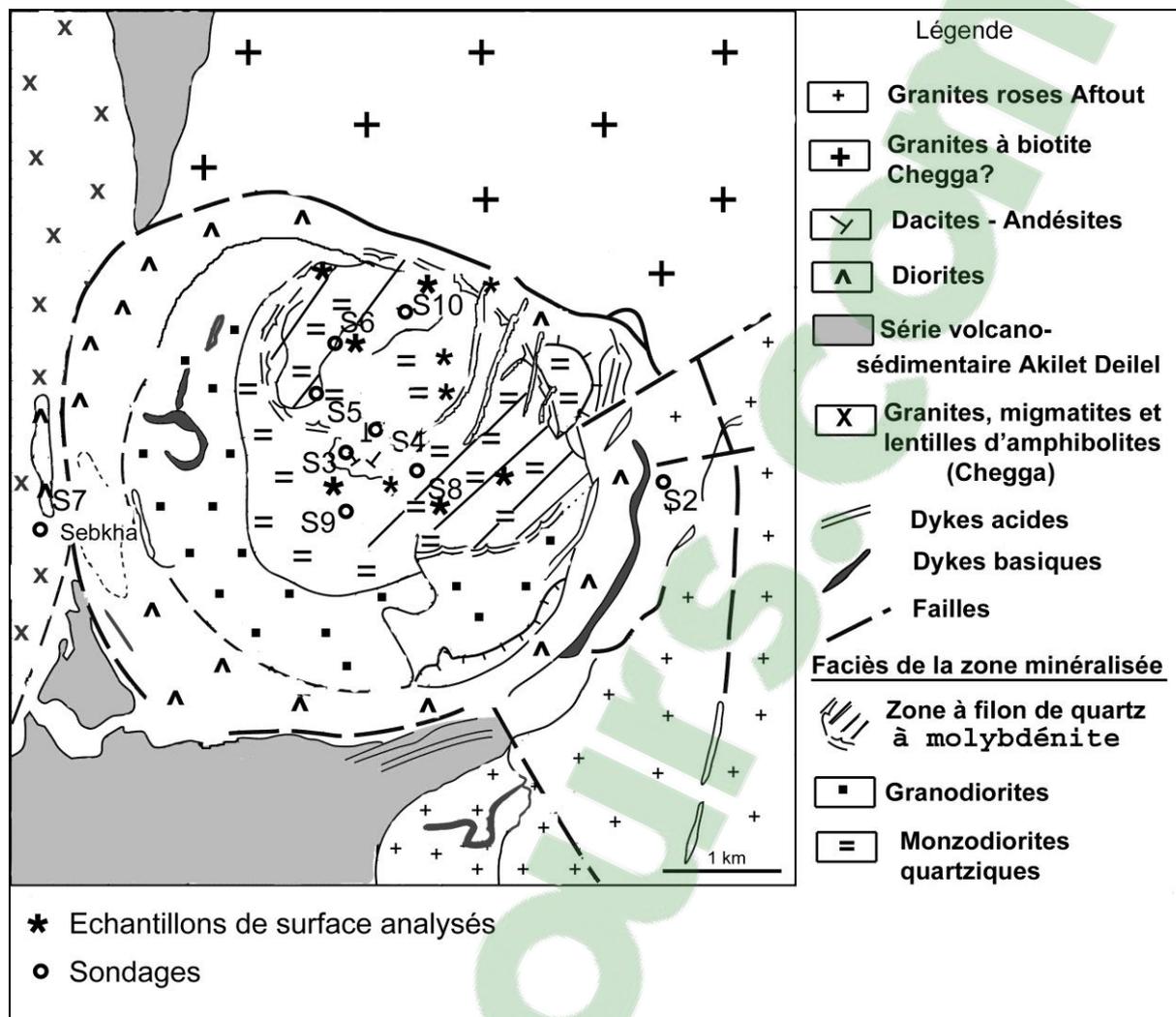


Fig. 8 Carte schématique de la structure circulaire de Bled M'Dena (E.R.E.M, 1984 modifiée).

CHAPITRE III- La structure circulaire de Bled M'Dena : caractères généraux, pétrographie et géochimie

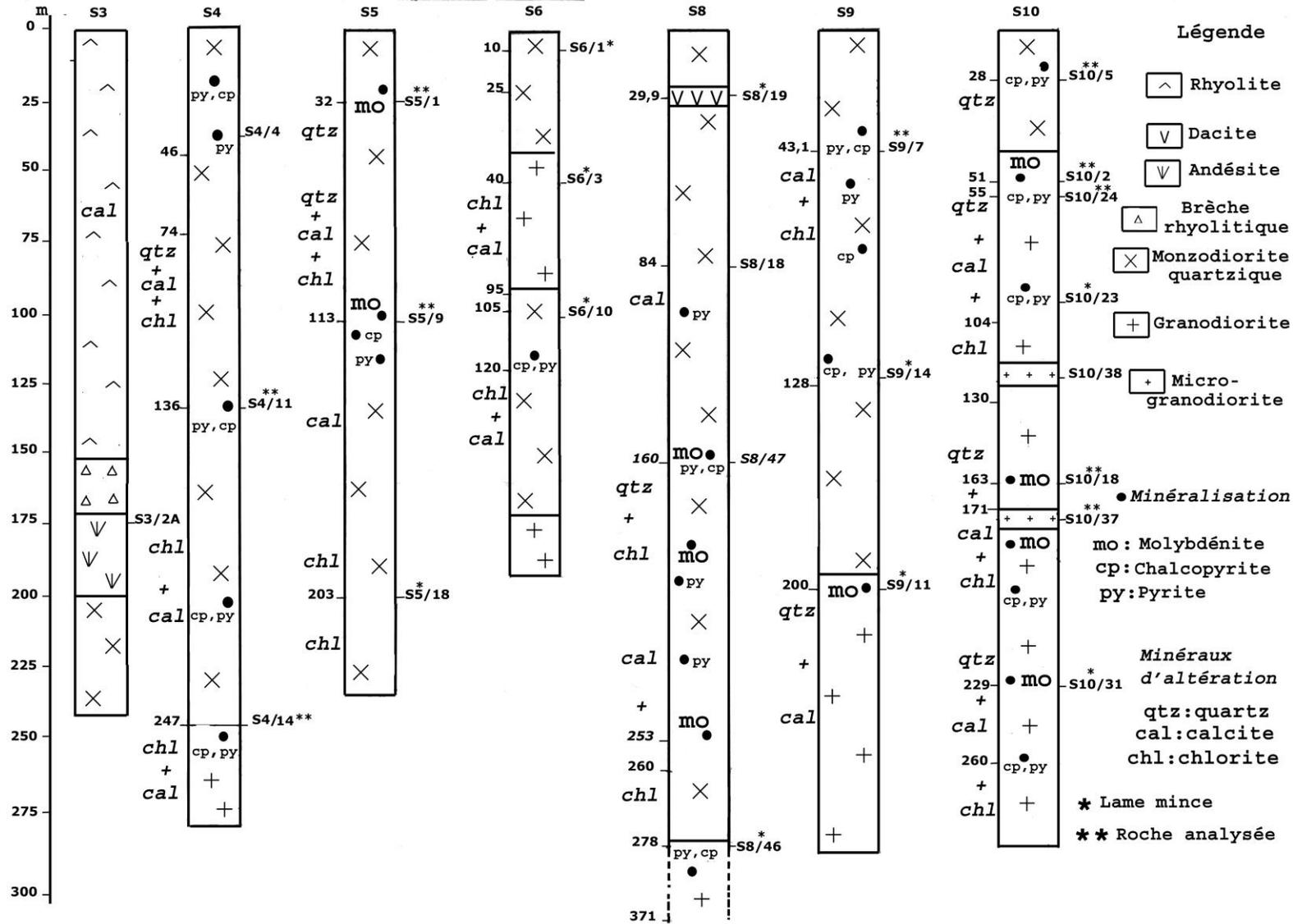


Fig.9 Log synthétique des sondages S4, S5, S6, S8, S9 & S10; (Log S3 a été repris du rapport O.R.G.M, 2001)

CHAPITRE III- La structure circulaire de Bled M'Dena : caractères généraux, pétrographie et géochimie



Photo A Monzodiorite quartzique entrecoupée par un réseau de fines veinules de quartz (filonnet de quartz grisâtre légèrement verdâtre par endroit minéralisé) de puissance 1 à 2cm.



Photo B Granodiorite fracturée ; les fines veinules de quartz à molybdénite et chalcopyrite qui souvent affectée par un phénomène d'oxydation intense.

III.2.2 Caractères pétrographiques des roches plutoniques grenues (monzodiorites et granodiorites) du secteur minéralisé de Bled M'Dena.

Les granitoïdes du secteur minéralisé du massif de Bled M'Dena sont composés de quartz, plagioclase, feldspath alcalin en proportion variable conduisant à définir deux types pétrographiques : monzodiorite et granodiorite. Ces minéraux sont associés à l'amphibole et la biotite également en proportion variable. Sphène et zircon représentent les minéraux accessoires, muscovite, chlorite, calcite et épidote les principaux minéraux d'altération.

Les phases minérales de taille moyenne, millimétrique sont généralement réunies en une texture grenue porphyroïde, quartz et feldspaths montrant dans beaucoup de faciès des relations particulières en adoptant une texture porphyrique.

Feldspaths. Les feldspaths sont les minéraux les plus largement représentés. Le plagioclase (~32% dans les granodiorites et ~60% dans les monzodiorites quartziques), minéral dominant, est automorphe apparaissant sous forme de lattes rectangulaires parfois plurimillimétriques. Il est zoné (Planche I, Photomicrographie 1) avec un cœur riche en minéraux d'altération et une bordure limpide de composition albitique (Planche I, Photomicrographie 2). La zone albitique peut être irrégulière et discontinue (Planche I, Photomicrographies 3 et 4) et peut aussi apparaître au sein du plagioclase lui-même sous forme de petites plages limpides « lavées » de toute altération (Planche I, Photomicrographie 5).

Le microcline est en proportion variable ; rare dans les monzodiorites, il peut représenter 15% des minéraux blancs dans les granodiorites. Faiblement perthitique, il forme des plages aux contours sinueux entre les cristaux de plagioclase, d'amphibole et de biotite ; sa cristallisation est tardive (Planche I, Photomicrographie 6).

Localement au contact entre plagioclase et feldspath alcalin apparaissent des bourgeons de myrmékites (Planche I, Photomicrographies 7 & 8).

Quartz. Le quartz qui représente entre 10 et 25% des composants suivant les faciès se trouve sous forme de cristaux globulaires et de plages xénomorphes poecilites englobant les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens (Planche II, Photomicrographie 9). Dans certains faciès, il montre des relations particulières avec le plagioclase. Ainsi, il peut apparaître sous forme de plages monocristallines développées aux bordures de plagioclases automorphes incluant partiellement ou totalement le feldspath (Planche II, Photomicrographie 10). Certain quartz

sont riches en fines inclusions d'oxydes. Enfin, ce minéral montre localement une extinction roulante.

Amphibole. L'amphibole (~15%) est présente dans l'ensemble des faciès sous forme de prismes automorphes allongés de dimension moyenne centimétrique (Planche II, Photomicrographie 11). Ces cristaux sont isolés (Planche II, Photomicrographies 11 et 12) ou regroupés en amas (Planche II, Photomicrographies 13 et 14). L'observation microscopique permet de distinguer deux types d'amphibole : une amphibole verte de type « hornblende » souvent très altérée dont certains cristaux sont caractérisés par le développement d'une bordure interne définie par la concentration de minéraux opaques (Planche II, Photomicrographie 11) ; une amphibole de type trémolite-actinote, incolore en lumière naturelle souvent aciculaire constituant localement des amas fibro-radiés (Planche II, Photomicrographie 15). Les deux types d'amphibole contiennent des inclusions de quartz et d'opacités isolés (Planche II, Photomicrographies 11 et 12, Planche II, Photomicrographies 13, 14 et 15). Ces inclusions de très petite taille, de forme globulaire ou allongée se concentrent préférentiellement le long des clivages.

L'amphibole est souvent associée à la biotite avec deux types de relations : i) l'amphibole et la biotite automorphes se développent côte à côte, l'amphibole montrant toutefois une tendance à englober la biotite (Planche II, Photomicrographies 13 et 14); ceci traduit une cristallisation quasi simultanée avec une légère postériorité pour l'amphibole ; ii) la biotite se développe au sein des cristaux d'amphibole sous forme de plages aux contours mal définies ; cette biotite est secondaire et résulte de l'altération de l'amphibole.

Biotite. La biotite (~11% dans les granodiorites et ~6% dans les monzodiorites quartziques) représente avec l'amphibole le composant ferromagnésien des granitoïdes. Par rapport à l'amphibole, prédominante dans les faciès monzodioritiques, sa proportion augmente dans les faciès granodioritiques pour devenir dans les termes les plus riches en feldspath alcalin le composant ferromagnésien essentiel. La biotite apparaît avec trois types d'habitats : i) en lamelles automorphes parfois déchiquetées (Planche I, Photomicrographie 6) isolées au sein des minéraux quartzo-feldspathiques ; ii) en lamelles automorphes associées à l'amphibole (Planche II, Photomicrographies 13 et 14) ; iii) en lamelles xénomorphes développées sur l'amphibole. Ces types d'habitats sont caractéristiques de biotite résultant de la cristallisation magmatique.

La biotite est, dans certains faciès, fortement altérée en chlorite ou en mica blanc avec une concentration des oxydes le long des plans de clivage (Planche III, Photomicrographie 17).

Minéraux accessoires. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon, l'apatite et les minéraux opaques.

Le **sphène** ou *titanite* (~2% dans les granodiorites) est présent dans l'ensemble des granitoïdes en cristaux de taille millimétrique (0,5mm) ; isolé ou en groupement de 3 à 4 individus, il est le plus souvent développé au sein des amas de silicates ferromagnésiens (Planche II, Photomicrographie 14). Les cristaux sont de couleur brun caramel avec des clivages et des craquelures bien apparents soulignés par des opaques.

Le **zircon** bien développé sous diverses formes (0,01 à 0,05mm), est bien répandu surtout dans le quartz et le feldspath (Planche III, Photomicrographies 17 et 18).

L'**apatite**, en baguettes allongées (0,01 à 0,02mm) plus rare, très réfringente, se trouve incluse dans la phase quartzique et feldspathique.

Les minéraux **opaques**, en général associés aux silicates ferromagnésiens, sont abondants dans certains faciès atteignant jusqu'à 2%. Ils constituent des cristaux isolés (0,02-0,8mm) au sein des amphiboles (surtout) et des biotites dont leurs alignements soulignent les clivages (Planche III, Photomicrographies 19 et 20). Les cristaux isolés correspondent à de la magnétite et à de l'ilménite partiellement oxydées en hématite.

L'étude pétrographique permet de définir l'ordre de cristallisation des minéraux avec successivement plagioclase, amphibole, biotite (cristallisation quasi-simultanée des ferromagnésiens), feldspath alcalin et quartz.

Caractères texturaux particuliers

Les granitoïdes de Bled M'Dena ont généralement une texture grenue mais certains faciès présentent une texture aplitique et d'autres une texture très particulière à caractère granophyrique plus ou moins développée. Ces occurrences granophyriques semblent être l'apanage des roches précambriennes (Phillips, 1974 ; Barker, 1970). Ces originalités texturales, transgressent les critères usuels conduisant à l'essai d'une chronologie d'apparition des minéraux et rendent parfois difficile une telle démarche.

Les aplites constituent, au sein des granitoïdes, des filons métriques observables dans les monzodiorites quartziques. Dans ces filons de composition identique à la roche encaissante les minéraux sont de petite taille (1mm) et équidimensionnels.

Les granitoïdes granophyriques peuvent être classés en fonction de l'abondance des associations quartz - feldspath au sein de la roche. Ainsi, du type le moins évolué au type le plus évolué, nous observons : 1) des associations graphiques de feldspath et quartz dispersées dans la roche où le quartz forme au sein des feldspaths de petits cristaux arrondis d'extinction commune (Planche III, Photomicrographies 21 et 22) ; 2) au

voisinage de certains cristaux de plagioclase, de manière sporadique, des plages xénomorphes interstitielles constituées d'albite incluant des gouttes aux limites contournées et des gouttelettes arrondies ou/et étroites et allongées de quartz à extinction commune (Planche III, Photomicrographie 23) ; ces plages mixtes peuvent se multiplier au sein de la roche et former des auréoles aux limites de plagioclases automorphes, entre plusieurs cristaux de plagioclase (Planche III, Photomicrographie 24 et Planche IV, Photomicrographie 25) et même se généraliser localement à une partie ou à l'ensemble de la roche (planche IV, Photomicrographies 26 et 27).

Relations entre monzodiorites et granodiorites et répartition spatiale des deux types de roches

L'étude pétrographique des roches de la zone minéralisée du massif de Bled M'Dena (tiers NE du massif) montre que la composition des roches évolue depuis les monzodiorites jusqu'aux granodiorites, que cette évolution est progressive et que tous les intermédiaires existent entre les deux compositions extrêmes (ceci sera confirmé par l'étude géochimique, voir plus loin). Les différentes roches constituant le massif, présentent les mêmes composants principaux (quartz, plagioclase, feldspath alcalin, amphibole, biotite), les mêmes textures grenues : textures grenues en général, granophyriques localement. Seules varient les proportions relatives des différents minéraux. Ainsi, le passage de la monzodiorite à la granodiorite se fait progressivement par une augmentation du quartz et du feldspath alcalin et par celle de la biotite aux dépens de l'amphibole.

Cette évolution avait été observée par les géologues de l'E.R.E.M (1983, 1984 et 1986). En 2009, Tabeliouna a défini deux types de granodiorites réparties concentriquement avec une granodiorite à amphibole entourant une granodiorite à biotite constituant la partie centrale du massif.

Notre étude montre que la répartition spatiale des différents types pétrographique est plus complexe et se rapproche plutôt de celle de l'E.R.E.M. En effet, au sein du massif, la composition des roches varie de façon hétérogène sur de courtes distances (décamétriques à hectométriques), la distribution du microcline étant erratique. Cela peut s'observer aussi bien en carte (Fig. 8) que sur les logs de sondages (Fig. 9 sondage S6).

III.2.3 Caractères pétrographiques des microgranodiorites du secteur minéralisé de Bled M'Dena (Sondage S10)

Les granodiorites sont localement recoupées par des filons de ~6m d'épaisseur moyenne d'une roche microgrenue, de composition

granodioritique; deux exemples de ce type de roche sont visibles dans le sondage S10 à 125 et 170 m de profondeur respectivement.

Les microgranodiorites sont caractérisées par une structure microgrenue porphyrique définie par des phénocristaux non orientés de plagioclases (très dominant), de quartz, de feldspath alcalin, d'amphibole et de biotite baignant dans une mésostase de petits grains de même composition (Planche II, Photomicrographies 12 et 13) ; Planche IV, Photomicrographies 26 et 27).

Les plagioclases représentent la phase la plus abondante parmi les phénocristaux. Les phénocristaux de plagioclases constituent des prismes automorphes à subautomorphes à section carrée de taille de 2mm. Les plagioclases sont optiquement zonés (Planche IV, Photomicrographie 27) et présentent dans leur bordure un fin liseré interne, irrégulier et limpide d'albite (Planche IV, Photomicrographie 27) alors que le reste du minéral est plus ou moins altéré.

Les phénocristaux de feldspath potassique sont plus rares. Ils correspondent à du microcline, maclé Carlsbad incluant de petits cristaux de biotite.

Le quartz forme des grains amiboïdes dispersés dans la roche mais se retrouve essentiellement dans la mésostase à grain fins.

Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par des lamelles automorphes de biotite souvent très chloritisée et par quelques cristaux aciculaires d'amphibole altérée en épidote. Dans les minéraux altérés, les clivages sont souvent soulignés par des traînées d'oxydes.

La mésostase contenant les phénocristaux est constituée de grains très fins (0,1mm) dont la nature est difficilement identifiable. Parmi ces grains, nous reconnaissons cependant le quartz, le plagioclase, l'amphibole et la biotite.

En ce qui concerne l'ordre de cristallisation des phénocristaux, nous retrouvons la même chronologie que dans les granodiorites avec successivement plagioclase, amphibole, biotite, feldspath alcalin, quartz et la mésostase cristallisant postérieurement.

III.3 Caractères pétrographiques des roches volcaniques du secteur minéralisé de Bled M'Dena

Dans la zone minéralisée du massif de Bled M'Dena, les roches volcaniques sont essentiellement représentées par des volcanites de nature dacitique à andésitique formant un corps de 300 m de diamètre environ situé dans la partie centrale du massif et par des dykes de rhyolites. Ces roches volcaniques représenteraient selon l'E.R.E.M (1986)

les vestiges d'une manifestation volcanique tardive. Ces roches n'ont pas fait l'objet d'études détaillées.

Les **dacites** sont des roches grisâtres à texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux dont certains peuvent atteindre 4 mm baignent dans une mésostase microlitique. Les phénocristaux sont par ordre d'abondance décroissante : plagioclase (en prismes automorphes), feldspath potassique, amphibole et opaques. La mésostase est formée de microlites de plagioclase, de microcristaux d'amphibole et d'opaques.

Les **andésites** sont composées de phénocristaux millimétriques de plagioclase (60%) et d'hornblende (25%) associés à de rares cristaux de biotite. La plupart des plagioclases sont zonés et séricitisés tandis que les ferromagnésiens sont chloritisés. Ces phénocristaux sont inclus dans une mésostase de microlites de plagioclase, de quelques microcristaux de quartz et d'opaques.

Les **rhyolites** correspondent à des dykes de couleur rouge, orientés N10, de longueur hectométrique et de puissance métrique. Elles sont composées de phénocristaux millimétriques de quartz et de plagioclase associés à de rares phénocristaux de feldspath potassique et de biotite. Ces phénocristaux sont inclus dans une mésostase de microlites de plagioclase et de grains de quartz et d'opaques.

PLANCHE I

PHOTOMICROGRAPHIE 1 Plagioclase zoné des granitoïdes. L.P.A.
(Lumière Polarisée Analysée) G. x5/0,15.
Pl : Plagioclase

PHOTOMICROGRAPHIE 2 Plagioclase dont le cœur est altéré dans une
granodiorite. L.P.A. G. x5/0,15.
Cal: Calcite.

PHOTOMICROGRAPHIE 3 Néoforations albitiques dans les plagioclases
de la granodiorite en L.P.A. G. x 5/0,15.
Ab : Albite ; **Bt** : Biotite.

PHOTOMICROGRAPHIE 4 Relation mutuelle entre le plagioclase et la
biotite dans une monzodiorite quartzique. L.P.A. G. x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 5 Aspects de la phase plagioclasique dans une
granodiorite. L.P.A. G. x 5/0, 15.
Qz: Quartz, **Ep**: Epidote.

PHOTOMICROGRAPHIE 6 Biotite jouxtant le microcline dans une
monzodiorite quartzique. L.P.A. G. x5/0,15.
Mc : Microcline ; **Tit** : Titanite

PHOTOMICROGRAPHIE 7 & 8 Bourgeons de myrmékites entre
plagioclase et feldspath alcalin dans une monzodiorite quartzique.
L.P.A. G. x5/0,15.

PLANCHE I

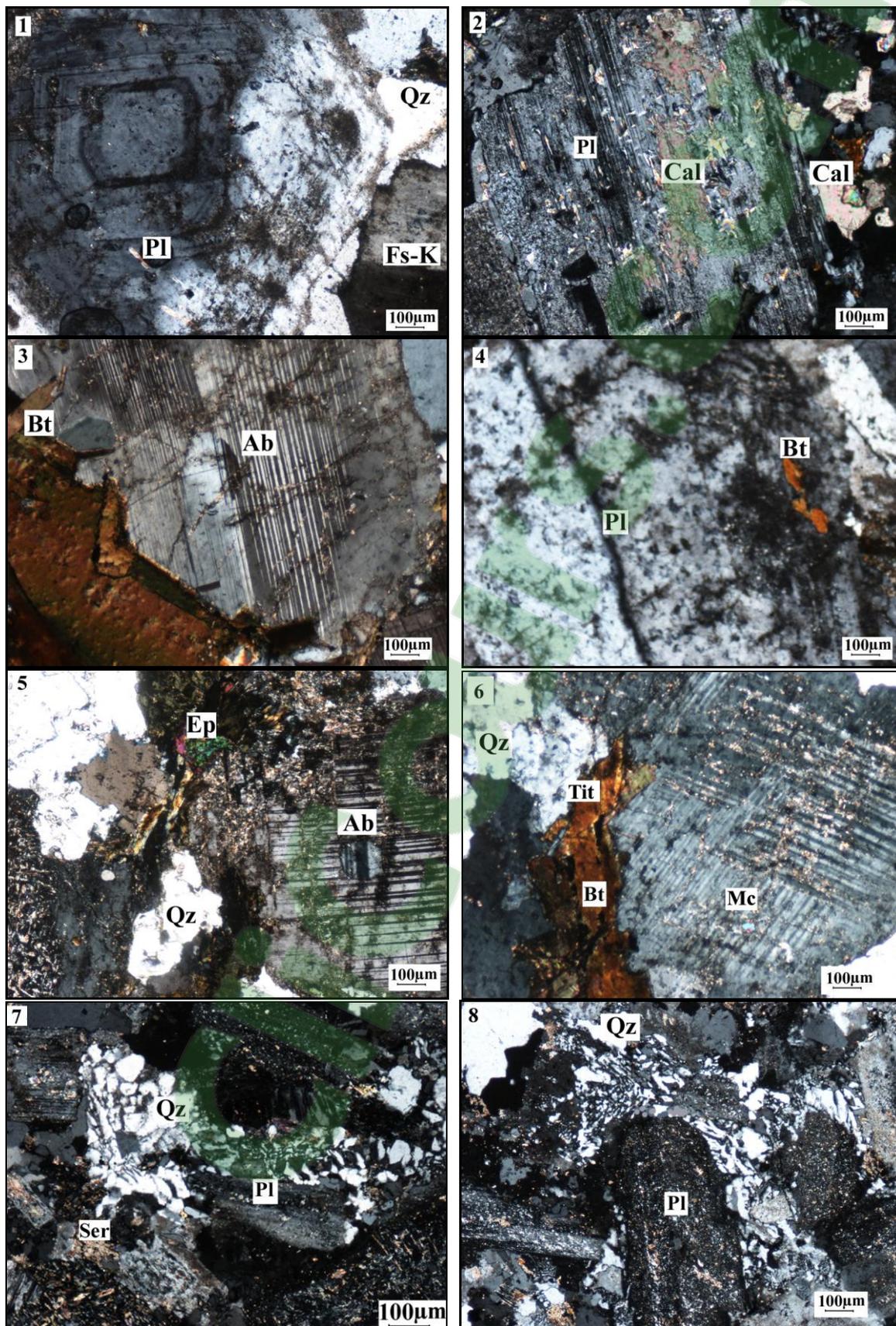


PLANCHE II

PHOTOMICROGRAPHIE 9 Quartz poecilitique dans une monzodiorite quartzique. L.P.A G. x 5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 10 Quartz interstitiel qui dessine des formes géométriques aux plagioclases dans les monzodiorites quartziques. L.P.A. G. x 5/0,15.

Hyd: Hydromuscovite.

PHOTOMICROGRAPHIE 11 Amphibole « surdimensionnée » dans une phase de transformation syn-magmatique dans une granodiorite. L.P.A. G. X 5/0,15.

Amph : Amphibole

PHOTOMICROGRAPHIE 12 Granodiorite montrant l'agencement des différentes phases minérales primaires (amphibole, biotite et sphène) et secondaires. L.P.A. Gross. X 5/0,15.

Tit : Titanite

PHOTOMICROGRAPHIE 13 Relation mutuelle entre l'amphibole et la biotite dans une granodiorite. L.P.A. G. x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 14 Sphène primaire « digéré » partiellement par l'amphibole dans une granodiorite. L.P.A. G. x 5/0,15.

Tit : Titanite, **Amph** : Amphibole

PHOTOMICROGRAPHIE 15 Amas fibro-radiés de l'amphibole dans une monzodiorite quartzique. L.P.A. G. x 5/0,15.

Ms : Muscovite

PHOTOMICROGRAPHIE 16 Biotite transformée en micas blanc dans les monzodiorites quartziques. L.P.A. G. x 5/0,15.

PLANCHE II

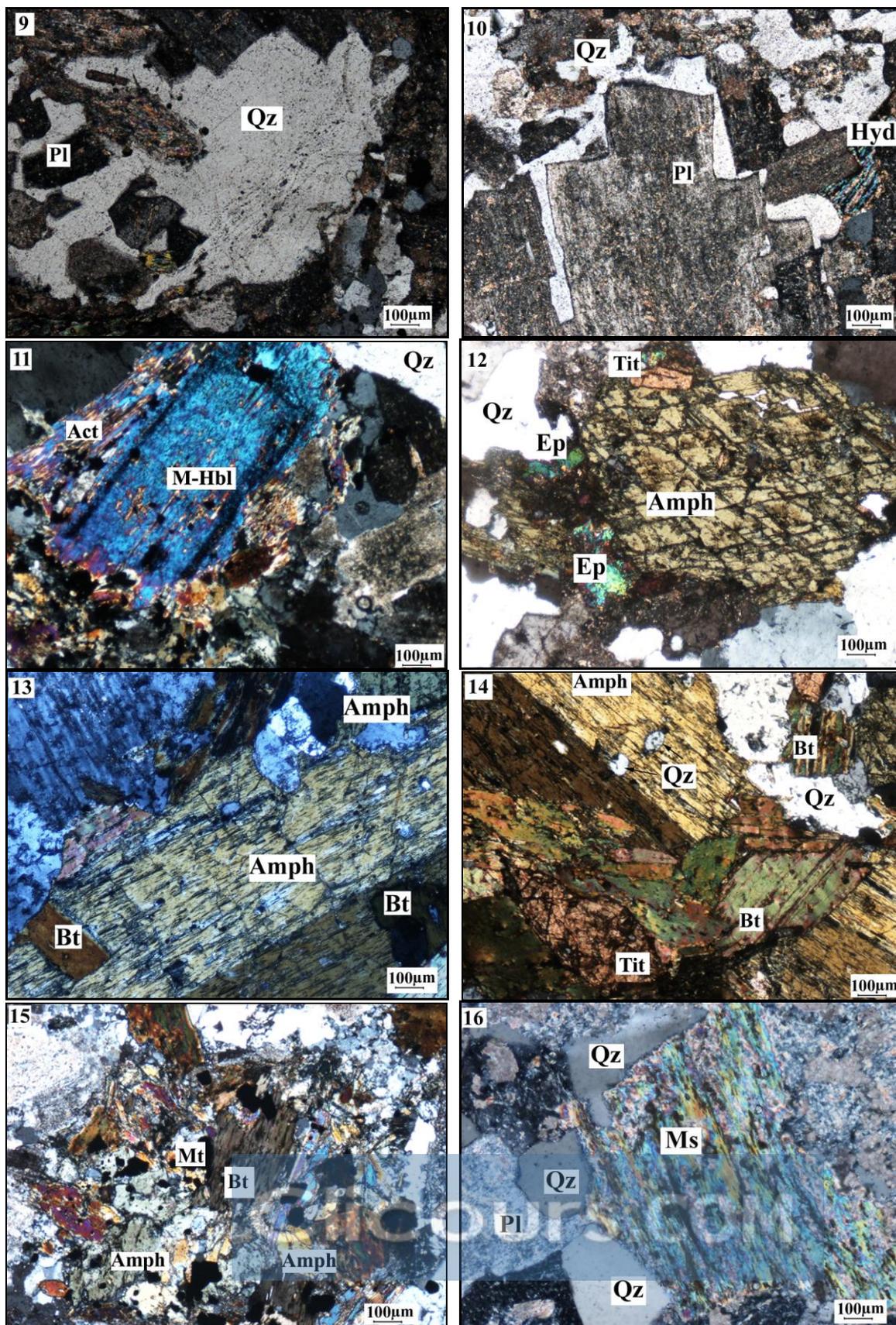


PLANCHE III

PHOTOMICROGRAPHIES 17 & 18 Zircon au sein du quartz ou feldspaths dans les granitoïdes du massif de Bled M'Dena. L.P.A. G. x 5/0,15.
Zr : Zircon

PHOTOMICROGRAPHIE 19 Titanomagnétite associée à la Biotite dans les granodiorites de la structure en L.P.n.A (Lumière Polarisée non Analysée)
G. x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 20 Magnétite au sein de l'amphibole de la granodiorite en L.P.A. G. x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIES 21 & 22 Textures graphique et granophyrique des granitoïdes. L.P.A.
G. X 5/0,15

PHOTOMICROGRAPHIE 23 Textures granophyriques des granitoïdes de la structure circulaire de bled M'Dena. L.P.A. Gross. X 5/0,15

PHOTOMICROGRAPHIE 24 Quartz micropegmatitiques des granitoïdes de la structure. L.P.A. Gross. X 5/0,15.

PLANCHE III

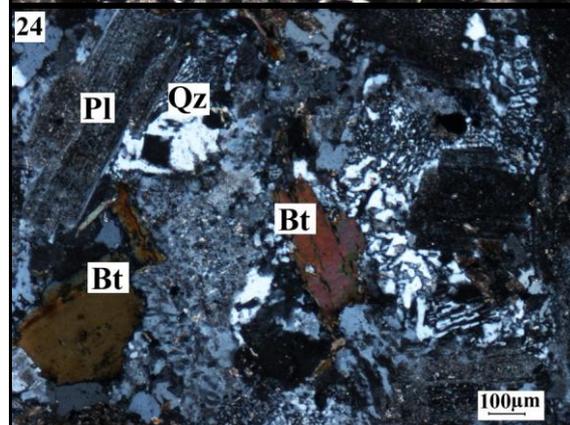
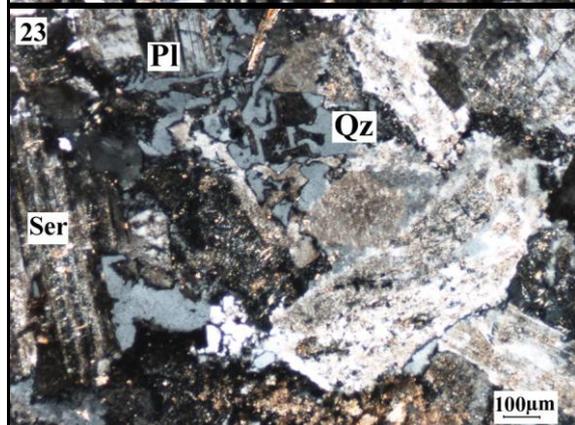
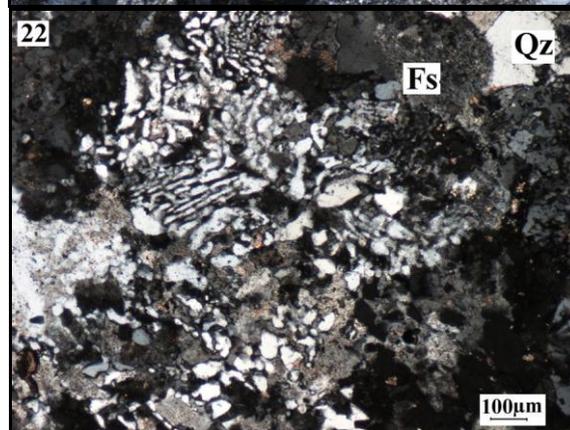
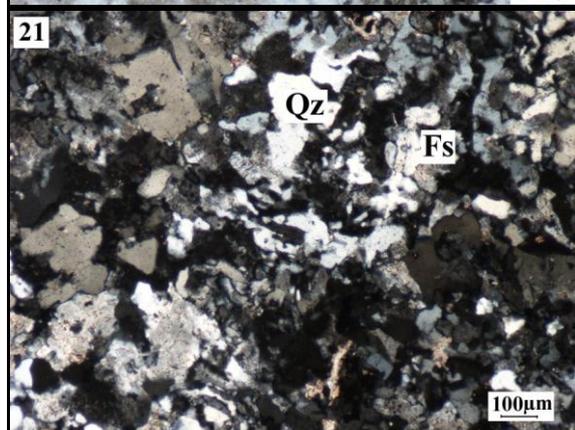
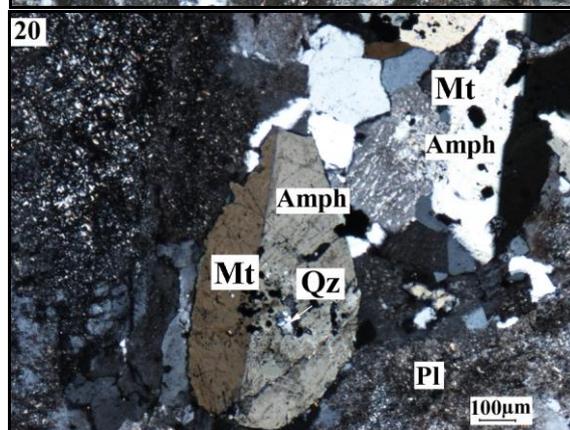
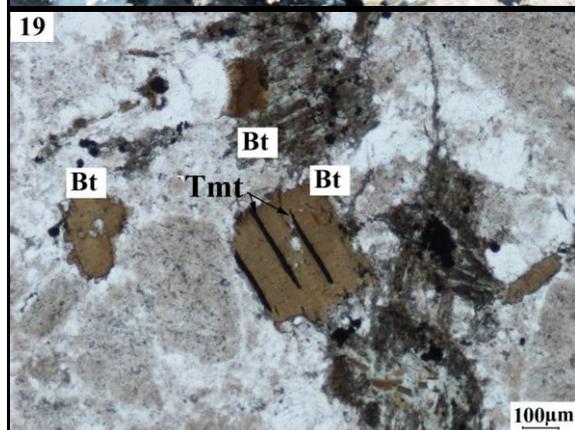
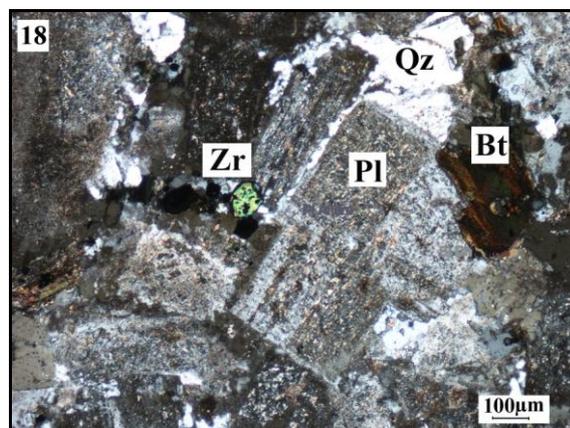
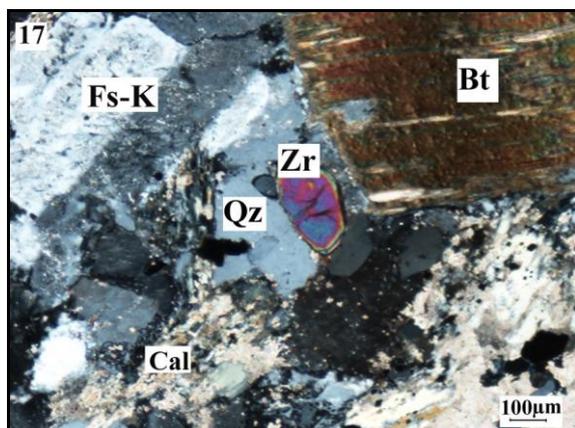


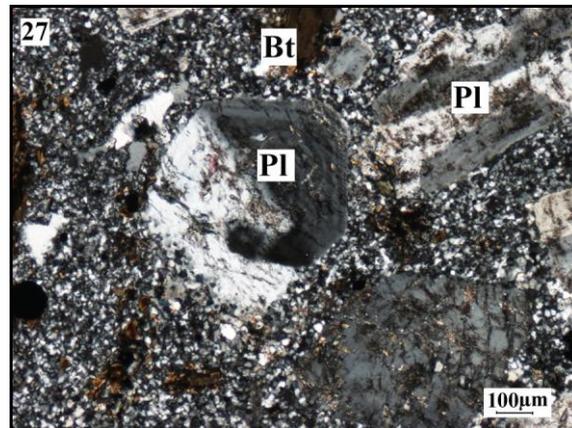
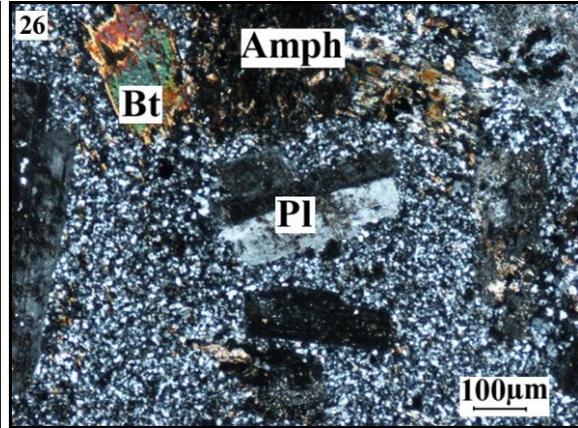
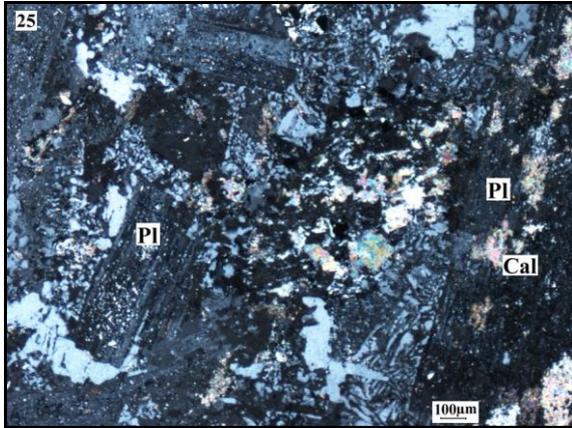
PLANCHE IV

PHOTOMICROGRAPHIE 25 Habitus des « plages » de plagioclases parfois altérés entourés d'auréoles quartziques. L.P.P. G. x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 26 Texture « porphyrique » de la microgranodiorite. L.P.A. G. x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 27 Phase plagioclasique dans la microgranodiorite. L.P.A. G. x5/0,15.

PLANCHE IV



III.4 PÉTROGRAPHIE DES ALTÉRATIONS

Introduction

De nombreux auteurs, se sont appliqués à proposer une terminologie appropriée sur la réalité des phénomènes de transformations dont sont affectées les roches. La problématique est ardue dans l'établissement d'une limite franche entre le domaine de l'évolution magmatique et celui, rattaché aux stades tardi à post-magmatique. Avant de concevoir la suite du paragraphe, il est intéressant, voire incontournable, de rappeler quelques définitions.

Sederholm (1926) englobait dans la notion de « deutéritique » l'ensemble des changements strictement subis par les minéraux d'un granite et qui étaient induits par les fluides issus du magma granitique.

Plus tard, Lameyre (1966), considérait la muscovitisation, la greisenisation et la kaolinisation comme étant la finalité d'enchaînements pétrogénétiques entre des phénomènes magmatiques et des processus secondaires.

Charoy (1979) proposait une vision encore plus élargie que celle de ce dernier auteur en considérant l'ensemble des phénomènes relatifs à un hydrothermalisme au sens large, phénomènes qui s'inscrivent dans un vaste champ de pression et de température.

Enfin, Pirajno (2009), décrivait l'altération hydrothermale comme un processus complexe qui implique des transformations d'ordre minéralogique, chimique et textural résultant de l'interaction entre les fluides chauds et la roche encaissante sous des conditions physico-chimiques différentes.

III.4.1 Typologie des altérations

L'étude des transformations des minéraux primaires des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena par l'altération hydrothermale est susceptible de fournir de précieuses indications sur la minéralisation. Leur étude détaillée s'avère indispensable et constitue une part importante de notre travail. L'altération se présente sous deux formes distinctes en fonction du mode de formation :

- a) **altération pénétrative ou diffuse** : elle affecte l'ensemble de la roche et se marque par le remplacement des phénocristaux primaires et de la matrice par une paragenèse secondaire ; ces

transformations minéralogiques dues à l'altération pénétrative sont enregistrées dans les minéraux primaires des granitoïdes et se manifestent essentiellement dans les feldspaths, la biotite et l'amphibole.

*b) **altération filonienne** : elle se manifeste sous forme de filonnets et veinules recoupant les différents faciès ; elles présentent un remplissage varié et développent à leurs épontes diverses altérations hydrothermales.*

III.4.2 Altérations des feldspaths

Les feldspaths ont subi plusieurs types de transformations comme la séricitisation, l'épidotisation, la kaolinisation, la calcitisation et l'albitisation.

- Séricitisation

Ce type d'altération se traduit par le développement de petites paillettes micacées au sein des plagioclases et des feldspaths alcalins. La répartition de ces paillettes est souvent hétérogène les micas se concentrant au cœur ou dans une zone définie du feldspath. Le degré de séricitisation et sa répartition sont clairement liés à la zonation originelle du plagioclase (Planche V ; Photomicrographie 1).

- Épidotisation

L'épidotisation correspond au degré extrême de la saussuritisation des plagioclases. Elle se traduit par le développement de grains dispersés d'épidote dans les phénocristaux de plagioclase (Planche V ; Photomicrographie 2).

- Kaolinisation

Cette altération correspond à un processus d'argilisation donnant aux feldspaths alcalins un aspect trouble et nébuleux. La kaolinisation s'opère au travers d'une argilisation qui reste impossible à définir au microscope polarisant.

- Albitisation

Les plagioclases des granitoïdes dont la composition moyenne est An_{10-32} montrent souvent d'étroites bordures mais aussi parfois des plages réparties au voisinage des épidotes et de la calcite résultant de l'altération des feldspaths. Ces bordures et ces plages sont limpides et de composition albitique. La formation de ces plages doit être liée au processus d'épidotisation et de calcitisation utilisant le calcium du

plagioclase et laissant un résidu enrichi en Na de composition albitique. En ce qui concerne, les bordures, il n'est pas possible de déterminer si leur développement résulte d'une zonation magmatique ou d'une altération post-magmatique.

- Calcitisation

Nous observons au sein des plagioclases l'apparition de petites plages irisées de calcite souvent associée à des sulfures (Planche V ; Photomicrographie 3); ce phénomène de calcification affecte également les amphiboles.

III.4.3 Altérations des micas

- Chloritisation

L'altération des biotites correspond pour l'essentiel à une chloritisation ; la chloritisation de ces micas est très hétérogène affectant très partiellement la biotite ou la transformant totalement. Cette hétérogénéité apparaît au sein des biotites d'une même roche. En général, la couleur de biréfringence de la chlorite est fortement influencée par le rapport Fe/Mg de celle-ci ; lorsque la chlorite est de couleur bleu pâle à bleu marin, le rapport Fe/Mg est élevé. Les teintes de violet et de brun indiquent un rapport intermédiaire et des teintes vert foncé à vert grisâtre pâle indiquent un rapport faible (Piché, 1991). Ces variations de teinte (bleuâtre à violacé) ont été observées dans les chlorites des granitoïdes de Bled M'Dena (Planche V ; Photomicrographie 4).

- Argilisation

L'altération chimique de la muscovite se fait par perte progressive d'ion K⁺ et il en résulte la formation de l'hydromuscovite ou illite qui a tendance à effacer les limites entre cristaux (Planche V ; Photomicrographies 5 et 6).

III.4.4 Altérations des amphiboles

Les amphiboles s'altèrent en épidote, calcite et chlorite.

- Épidotisation

L'épidotisation est largement développée au sein des amphiboles prismatiques (hornblende), les nombreux grains d'épidote étant alors associés à de nombreux petits grains de sulfures, à quelques cristaux de titanite (sphène) et à des gouttelettes de quartz. Dans les amphiboles aciculaires (actinote), l'épidote forme des grains arrondis ou allongés concentrés le long des clivages du cristal hôte. Ces épidotes présentent

des teintes jaunes-orangées (zoïsite) différentes des teintes verts-bleuâtre (clinozoïsite) usuelles (Planche V ; Photomicrographie 7).

- Chloritisation

La chloritisation est souvent associée à l'épidotisation. Les chlorites se développent préférentiellement suivant l'allongement de l'amphibole et accentuent son aspect fibreux (Planche V ; Photomicrographie 8). Le développement de chlorite s'accompagne de la formation de grains d'opacités (oxydes), se concentrant le long des clivages de l'amphibole ou formant une auréole périphérique interne. La chlorite apparaît également sous forme de grandes plages verdâtres similaires à une sorte d'enduit se superposant aux phases primaires en leur conférant un aspect carié et obscur en L.P.A (Planche VI ; Photomicrographie 9).

- Calcitisation

La calcite pseudomorphose plus intensément certaines grandes sections prismatiques d'hornblendes vertes. Elle forme des cristaux subautomorphes avec un clivage losangique grossier et une irisation typique en L.P.A (Planche VI ; Photomicrographie 10).

III.4.5 Caractéristiques de l'altération filonienne

L'altération filonienne se matérialise sous forme de filonnets remplis de chlorite, de quartz et de calcite recoupant l'ensemble de la roche.

a) Filonnet riche en chlorite

La roche est recoupée par des fractures irrégulières soulignées par des alignements de lamelles de chlorite de teinte sombre, localement regroupées en petits amas associés à des grains de quartz ; la chlorite est associée à des grains dispersés d'hématite ou de goethite et plus rarement de magnétite (Planche VI ; Photomicrographies 11 et 12).

b) Filonnet riche en quartz

La silicification est soulignée par la présence de filonnets de quartz sinueux et très abondants formant un réseau complexe. Leur épaisseur varie de 0,5 à 3,5 cm. Les cristaux de quartz affichent des contours rectilignes ou engrenés. Des cristaux de calcite accompagnent ces derniers et apparaissent sous des habitus automorphes à subautomorphes (Planche VI ; Photomicrographie 13). Par ailleurs, nous observons d'autres filonnets où les cristaux de quartz sont bien développés dans leurs parties centrales et plus fins au niveau des bordures. Ces derniers, à contours

rappelant ceux amiboïdes des textures métamorphiques ont une extinction généralement franche (Planche VI ; Photomicrographie 14).

c) Filonnet riche en calcite

La calcite apparaît sous forme de petites veines ou en remplissage des fractures tardives d'épaisseur variant de 0,5 à 1,5 cm. Elles traversent la roche indifféremment comme les filonnets de quartz. La calcite peut être seule ou associée au quartz ; elle apparaît alors sous forme de cristaux bien individualisés piégeant de grands cristaux de quartz (Planche VI ; Photomicrographies 15 & 16).

III.5 CONCLUSIONS SUR LA PÉTROGRAPHIE DES GRANITOÏDES DE LA STRUCTURE

Le massif de Bled M'Dena est un pluton à section circulaire constitué dans sa bordure par des diorites quartziques et dans sa partie centrale par des roches plus évoluées dont la composition varie des monzodiorites aux granodiorites. Dans la zone minéralisée du massif située dans la partie NE, les monzodiorites et les granodiorites dominent. Elles sont recoupées par des microgranodiorites et par de nombreux filons de rhyolites.

Les monzodiorites et les granodiorites définissent une série continue avec la même composition minéralogique (plagioclase, amphibole, biotite, quartz, feldspath potassique comme minéraux principaux) mais une proportion relativement variable des composants. Ainsi, nous passons de la monzodiorite à la granodiorite par une augmentation progressive de la proportion de microcline, de quartz et de biotite et une diminution corrélative de la proportion de plagioclase et d'amphibole.

A l'échelle de la zone minéralisée, nous constatons qu'il n'y a pas de répartition spécifique des deux types de faciès mais une répartition hétérogène avec des évolutions à l'échelle décimétrique à hectométrique.

Ce type de répartition pétrographique des faciès est fréquemment observé au sein des granitoïdes paléoprotérozoïques du craton ouest africain (Peucat et al., (2005) dans la dorsale Réguibat, Domba et al., (1998) ; Naba et al. (2004) dans la dorsale de Man; Dioh et al., (2006) dans la fenêtre de Kédougou-Kéniéba. Par contre, les phénomènes d'altérations qui affectent le massif plutonique de Bled M'Dena sont spécifiques à cette région en comparaison avec les intrusions du WAC.

Les phénomènes d'altération se manifestent par des transformations intraminérales classiques (essentiellement saussuritisation des

plagioclases, chloritisation des biotites et des amphiboles) mais surtout par un développement très important de filonnets de chlorite, de calcite et de quartz recoupant l'ensemble des faciès traduisant ainsi l'effet d'une altération hydrothermale.

PLANCHE V

PHOTOMICROGRAPHIE 1 Sérícite formée au dépens du plagioclase dans une microgranodiorite (Échantillon S10/2). L.P.A., G. x 5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 2 Transformation des plagioclases en saussurites exprimées par un feutrage de pigments épidotiques dans une monzodiorite quartzique (Échantillon S5-18). L.P.A., G. x 5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 3 Calcitisation des feldspaths des granitoïdes de la structure. L.P.A., G.x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 4 Pseudomorphose de la biotite en chlorite dans une monzodiorite quartzique. L.P.A., G.x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIES 5 & 6 Pseudomorphose du mica dans une monzodiorite quartzique (Échantillon S4/11). L.P.N.A. et L.P.A., G.x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 7 Assemblage de chlorite et d'épidote issu de la transformation de l'amphibole. L.P.A., G.x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 8 Épidotisation de remplacement soulignant les clivages de l'amphibole chloritisée. L.P.A., G.x5/0,15.

PLANCHE V

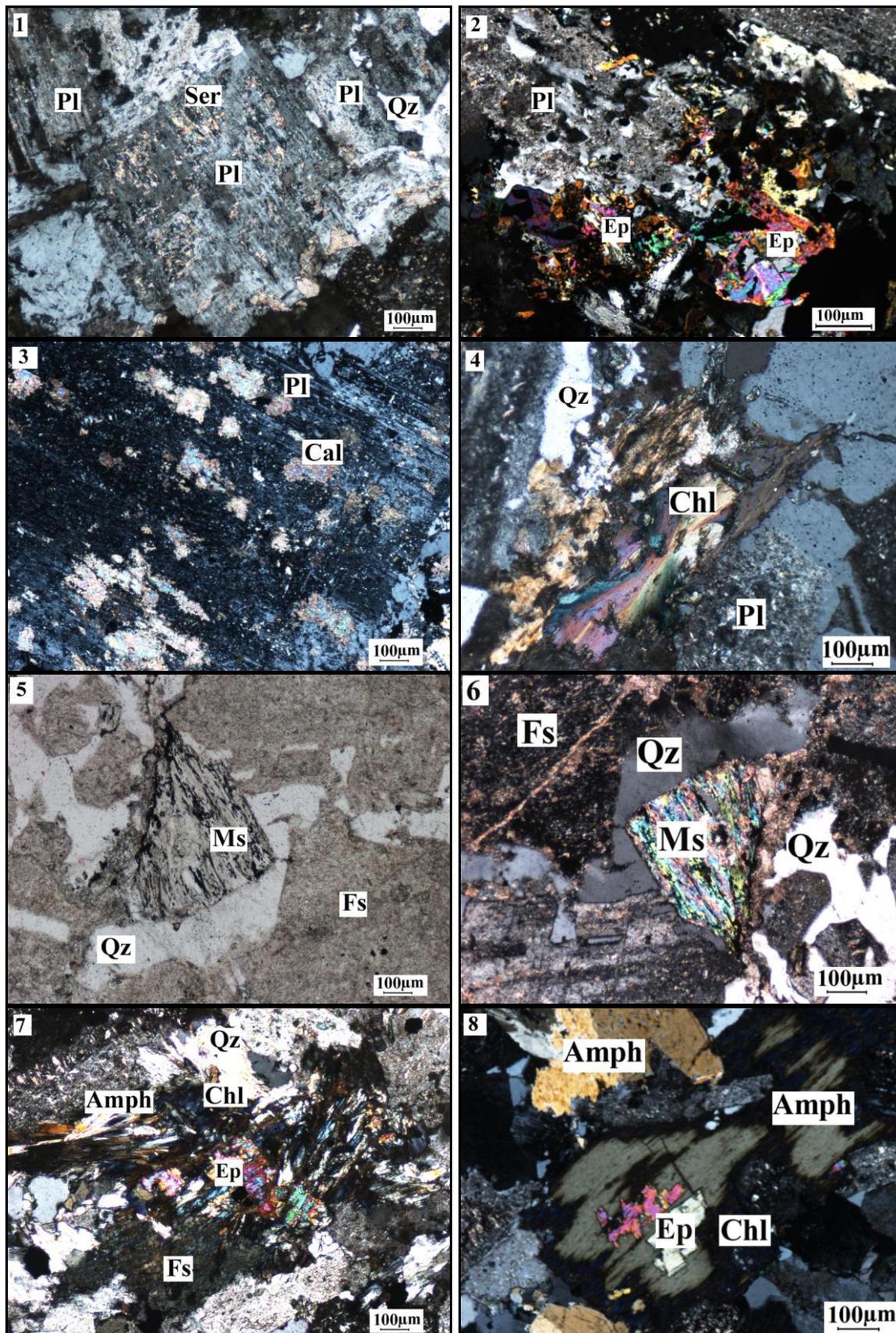


PLANCHE VI

PHOTOMICROGRAPHIE 9 Pseudomorphose de phase fémique en chlorite. L.P.A., G.x5/0,15.
Cp : Chalcopyrite

PHOTOMICROGRAPHIE 10 Amphibole « en cours » de remplacement par la calcite. L.P.A., G.x10/0,28.

PHOTOMICROGRAPHIES 11 & 12 Chlorite en filonnet ou en amas associée au quartz et à la calcite. L.P.A., G.x5/0,15.

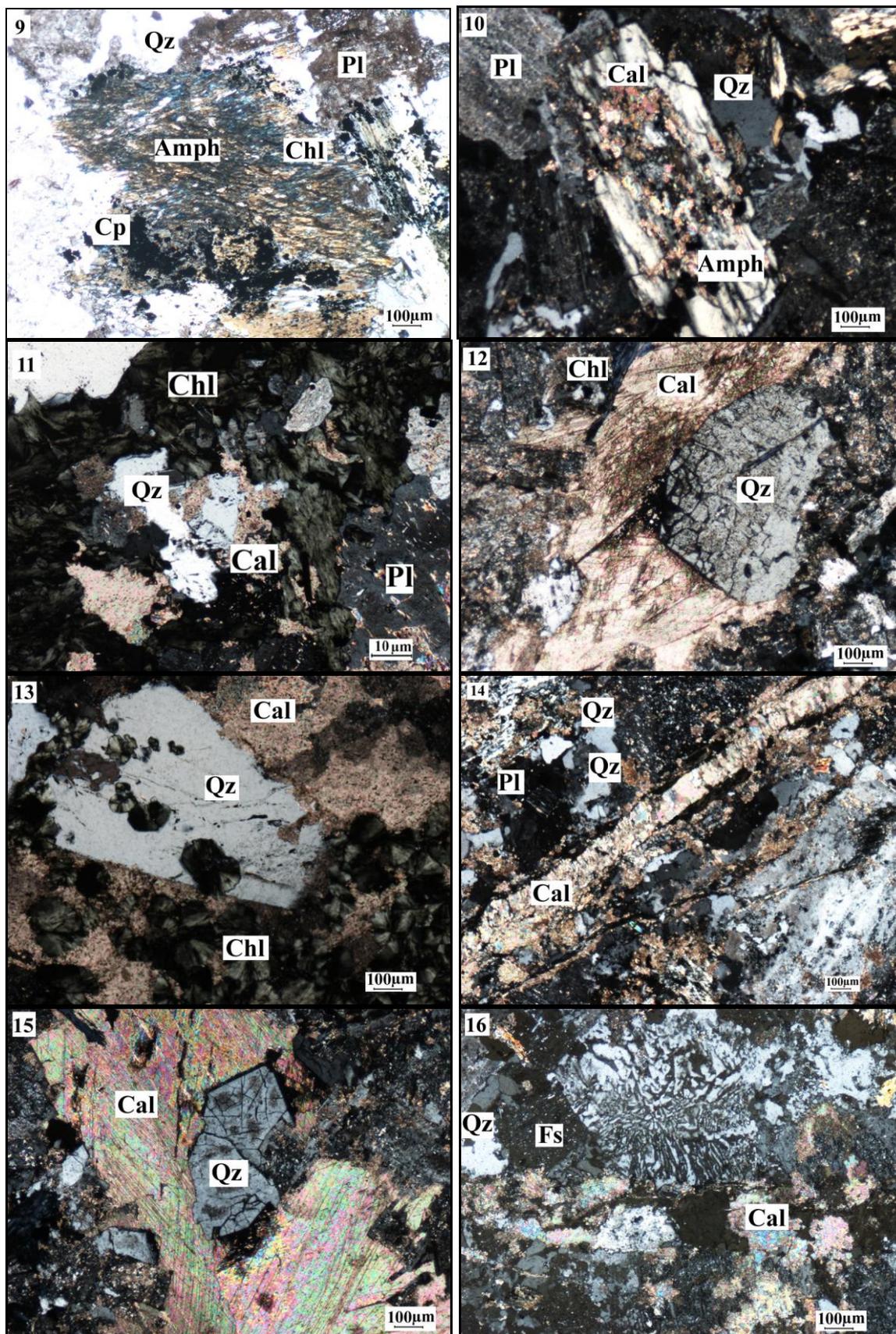
PHOTOMICROGRAPHIE 13 Filonnet de quartz associé à la calcite. L.P.A., G.x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 14 Veinule de calcite recoupant le quartz. L.P.A., G.x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 15 Filonnet de calcite englobant du quartz à aspect fuselé. L.P.A G.x5/0,15.

PHOTOMICROGRAPHIE 16 Filonnet de calcite en présence du quartz. L.P.A G.x5/0,15.

PLANCHE VI



III.6 COMPOSITION CHIMIQUE DES MINÉRAUX DES GRANITOÏDES

L'analyse, à la microsonde électronique, des principaux minéraux magmatiques et d'altération, a pour objectifs de :

- i) connaître la composition chimique précise de ces minéraux,
- ii) déceler d'éventuelles variations de cette composition et établir un lien avec l'évolution pétrogénétique.

Un total de 135 analyses fut réalisé sur 32 lames minces. La biotite, l'amphibole, le feldspath et les sulfures furent analysés de façon systématique alors que la chlorite, l'épidote, le sphène et la calcite ont fait l'objet d'analyses sporadiques. L'analyse de ces minéraux a été réalisée sur les monzodiorites quartziques, les granodiorites et les microgranodiorites (Annexe II).

III.6.1 LES SILICATES

a) Amphibole

Les amphiboles représentatives des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena sont dans la classification de Leake et al., (1997) des amphiboles calciques avec $(Ca+Na) \geq 1,00$ et $Na < 0,50$ apfu (atoms per formula units) et $0,06 < Ti < 0,39$ (Fig. 10). L'étude pétrographique a montré qu'aussi bien dans les monzodiorites quartziques que dans les granodiorites, ces amphiboles sont de deux types: des amphiboles primaires automorphes, de teinte verdâtre et pléochroïques associées aux plagioclases et des amphiboles secondaires tardives généralement incolores ou à faible pléochroïsme, morphologiquement lamellaires. Cette distinction est confirmée par l'étude chimique. Les amphiboles primaires sont des magnésio-hornblendes avec Si compris entre 7,02 et 7,10 et un rapport X_{Mg} ($Mg/Mg + Fe$) compris entre 0,93 et 0,99 (Tableau 1, Annexe II). Les amphiboles secondaires sont des trémolite-actinotes caractérisées par une valeur de Si supérieure à 7,55 et une valeur moyenne du X_{Mg} de 90. Il apparaît au niveau compositionnel des amphiboles une évolution continue marquée par l'existence entre des amphiboles texturalement primaires et des amphiboles texturalement secondaires, d'amphiboles de composition intermédiaire (hornblende trémolitique) (lame S10/2) avec toujours un X_{Mg} élevé >90 . Alors que, les amphiboles primaires paraissent avoir une composition homogène, les amphiboles secondaires montrent parfois une zonation (amphiboles S5 et S10/37, Tableau 1, Annexe II) marquée par une bordure plus riche en Mg et en Si que le cœur.

Enfin, les amphiboles des microgranodiorites sont des actinotes trémolites avec $7,67 < Si < 7,82$ et X_{Mg} 0,90.

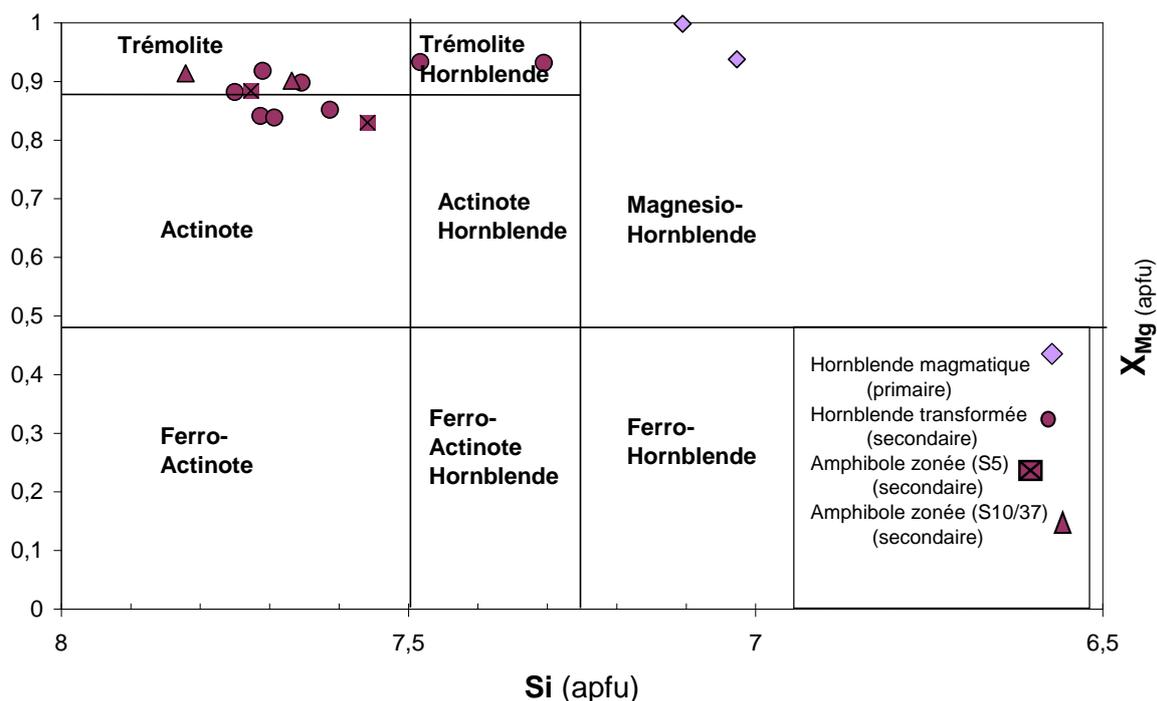


Fig. 10 Les amphiboles des granitoïdes de la structure circulaire Bled M'Dena dans le diagramme de classification de Leake et al. (1997).

b) Biotite

La biotite est une composante significative des granitoïdes mais reste moins abondante que l'amphibole. Les biotites sont modérément riches en fer (X_{Fe} oscille entre 0,34 et 0,42(apfu)) et pauvres en aluminium (Al varie entre 2,13 et 2,37(apfu)) (Annexe II, Tableau 2).

Placés dans le diagramme de classification de Speer (1984) et Deer et al. (1986), tous les points analysés des biotites se situent dans le champ des biotites (Fig. 11).

c) Feldspaths

Le plagioclase est le feldspath le plus commun des granitoïdes du massif de Bled M'Dena avec une composition variant de An₁ à An₃₈. (Annexe II, Tableau 3) ; la majorité des analyses se retrouvent dans le champ des oligoclases (Fig. 13). En outre, certains plagioclases (S10/2) sont zonés avec un cœur calcique généralement altéré et une bordure albitique plus ou moins large totalement limpide.

Le feldspath alcalin dans les granodiorites est présent de façon significative sous forme de plages xénomorphes traduisant une cristallisation tardive ; il a une composition d'orthose (Or₉₆₋₉₈) (Annexe II, Tableau 3 ; Fig. 13).

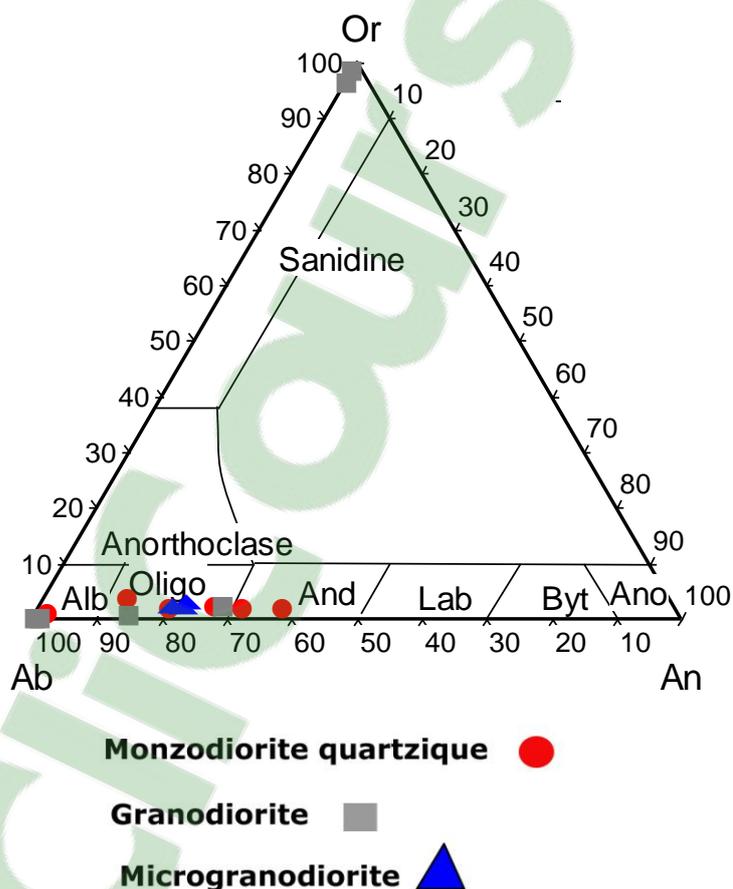


Fig. 13 Classification des feldspaths dans le diagramme Or-Ab-An des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

d) *Muscovite*

La muscovite apparaît en lamelles développées sur la biotite, remplaçant celle-ci partiellement ou totalement. Ce remplacement s'accompagne d'une concentration d'oxydes le long des clivages. Ce mica est particulièrement abondant dans le sondage S4 et S5. (Annexe II, Tableau 4).

e) *Chlorite*

La chlorite se développe au détriment de la biotite et de l'amphibole : les chlorites en remplacement de l'amphibole montrent un XFe entre 0,29 et 0,31(apfu) tandis que les autres chlorites qui remplacent la biotite ont une valeur de XFe comprise entre 0,33 et 0,37(apfu) (Annexe II, Tableau 5). Dans la représentation de M. H. Hey (1954) où la silice est exprimée en fonction du rapport Fet/ (Fet + Mg), nos analyses correspondent à des compositions de pycnochlorites qui sont sous-saturées en Al (Kranidiotis & MacLean, 1987) (Fig. 14). D'une manière générale, ces chlorites ont une composition assez élevée en magnésium et une teneur en aluminium constante.

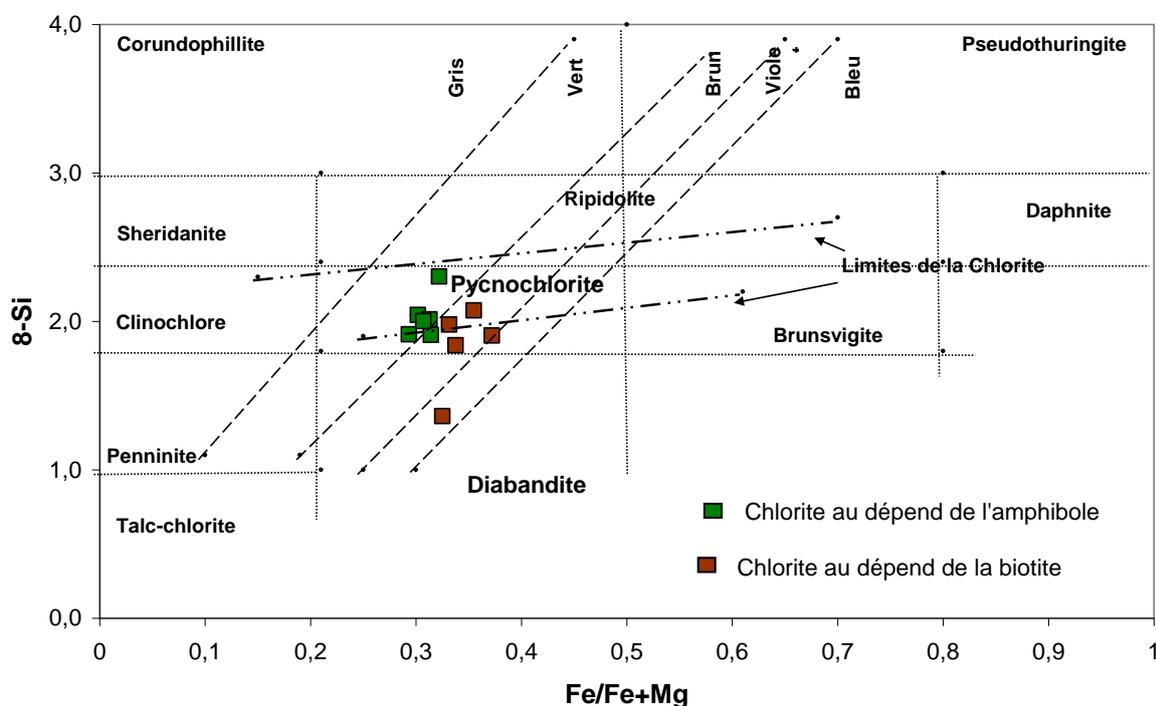


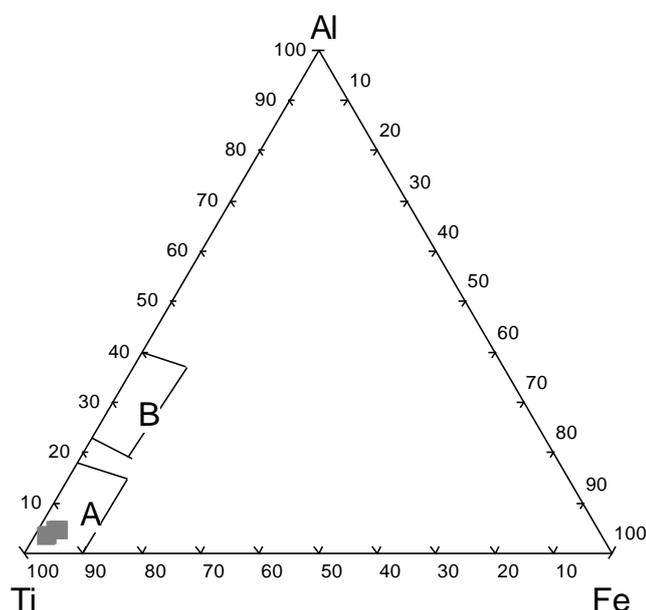
Fig. 14 Classification des chlorites des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena selon Hey (1954) modifié par Kranidiotis & MacLean (1987).

f) Épidote

L'examen microscopique a montré que l'épidote se développe au détriment du plagioclase. La teneur de SiO₂ des épidotes analysées (Annexe II, Tableau 6) est pratiquement constante (37,44 à 37,17%) et le rapport Fe / Fe+Al montre des valeurs qui s'étalent de la pistachite parfaite (0,35 apfu) à la clinozoïsite (0,47 apfu) (Deer et al. 1996). Ce même rapport détermine qu'il s'agit d'épidote secondaire trouvé en inclusions squelettique dans la majorité des cas dans le plagioclase, comme il a été démontré par Dawes et Evans (1991).

g) Sphène

Le sphène ou titanite est un minéral accessoire abondant dans les granodiorites où il peut atteindre 1% de la composition modale. Le titane s'échelonne entre 37,1% et 38,5%, tandis que le calcium augmente légèrement de 26,93% à 28,39% et la silice reste constante (en moyenne 29,49%) (Annexe II, Tableau 7). Selon, le diagramme de Morad et al. (2009), il s'agit de titanites magmatiques idiomorphes et ne correspondent pas à des titanites hydrothermales ou résiduelles (Fig.15).



A = Titanite magmatique et **B** = Titanite hydrothermale.

Fig. 15 Diagramme Al-Ti-Fe³⁺ (Morad et al. 2009) montrant la composition des titanites des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

III.6.2 LES CARBONATES

Les carbonates sont présents dans les filons de quartz et en particulier dans les filonnets à molybdénite qui recoupent les monzodiorites quartziques, les granodiorites et les microgranodiorites. Sept (07) analyses de carbonates montrent qu'ils correspondent à de la calcite. Le calcium s'étale de 55,25% à 60,17% (Annexe II, Tableau 8).

III.6.3 MINÉRAUX OPAQUES

a) OXYDES

Les oxydes ferro-titanés sont principalement représentés par la magnétite et l'hématite (Annexe II, Tableau 9 et 10). Leur détermination précise est difficile compte tenu de la non-distinction à la microsonde électronique du fer bivalent et du fer trivalent.

b) SULFURES

L'analyse à la microsonde des sulfures révèle qu'il s'agit de chalcopryrite, de pyrite, de molybdénite et de covellite.

- **Dans la chalcopryrite**, le soufre s'échelonne entre 33,66% et 34,89%, le cuivre varie entre 33,17% et 35,35%, tandis que le fer varie entre 28,26% et 30,51% (Annexe II, Tableau 11);
- **Dans la pyrite**, le soufre oscille entre 51,66% et 52,70% par ailleurs, le fer oscille entre 47,07% et 47,59% (Annexe II, Tableau 12);
- **Dans la molybdénite**, les teneurs en Mo varie entre 46,79% et 50,58% ; par contre le soufre varie entre 35,31% et 38,76% (Annexe II, Tableau 13);
- **Dans la covellite**, le cuivre fluctue entre 59,56% et 68,21% par ailleurs, le soufre fluctue entre 27,47% et 33% (Annexe II, Tableau 14).

III.6.4 CONCLUSION SUR LA MINÉRALOGIE

L'étude géochimique des minéraux met en évidence les principaux éléments suivants:

- une faible variation de composition des différents minéraux formant les types pétrographiques dominants de la partie NE du massif de Bled M'Dena; les variations observées notamment dans les plagioclases et dans les amphiboles sont progressives et cohérentes avec une évolution progressive et continue par cristallisation fractionnée du magma à l'origine des différents faciès;
- les amphiboles présentent aussi bien dans les monzodiorites que dans les granodiorites les mêmes compositions, de magnésio-hornblende pour les amphiboles primaires et de trémolite actinote pour les amphiboles secondaires ;
- le plagioclase est, dans les différents faciès, zoné, le cœur calcique correspondant à une andésine dans les plagioclases des monzodiorites quartziques et à un oligoclase dans les plagioclases des granodiorites ;
- la biotite est pauvre en Al mais modérément riche en Fe et se positionne dans le domaine de la lignée calco-alkaline;
- Les chlorites analysées se situent dans le domaine de la pycnochlorite ;
- l'apparition des minéraux néoformés tel que la chlorite, l'épidote (pistachite à clinozoïsite) et la muscovite est conditionnée par la composition des fluides et les processus dans lesquels s'est déroulé leur altération;
- les sulfures sont variés et correspondent à de la pyrite, de la chalcopyrite, de la covellite et de la molybdénite; leur étude sera développée dans le chapitre suivant.

III.7 GÉOCHIMIE DES ROCHES PLUTONIQUES DU MASSIF MINÉRALISÉ DE BLED M'DENA

III.7.1 Introduction

Les principales composantes du massif de Bled M'Dena ont fait l'objet d'analyses chimiques consignées dans la thèse de Tabeliouna (2009). Pour notre part, nous nous sommes concentrés sur la partie minéralisée du massif où nous avons recueilli pour analyse une série d'échantillons en surface et en sondage. Ces échantillons au nombre de 14 pour les roches plutoniques et de 3 pour les roches volcaniques sont situés sur la carte (Fig. 8) et les logs de sondage (Fig. 9). Ils ont été analysés en ce qui concerne les majeurs par ICP-AES par la société Chemex (Vancouver) et en ce qui concerne les traces par ICP-MS au GET de l'Université Paul Sabatier. Les résultats d'analyse sont consignés en Annexe III.

III.7.2 Éléments majeurs des roches plutoniques

L'étude pétrographique a mis en évidence, au sein de la zone minéralisée, deux caractéristiques majeures : 1) une relativement grande homogénéité compositionnelle (les différentes roches sont constituées des mêmes minéraux : quartz, plagioclase, microcline, amphibole, biotite) la principale différence concernant la teneur en quartz et en microcline ; 2) l'existence de tous les intermédiaires entre les roches les moins différenciées (pauvres en quartz et en microcline) et les roches les plus différenciées (roches plus riches en quartz et microcline). Ces deux caractéristiques se retrouvent dans les données chimiques.

Les données géochimiques (Annexe III, Tableau 1) montrent des pertes au feu (LOI) variant de 0,1 à 4% à l'exception de l'échantillon S4/14 qui présente une importante perte au feu de 8% et qui sera exclu des différents diagrammes.

L'analyse de la variation des éléments majeurs met en évidence : 1) une faible variation de SiO_2 de 60,2 à 67,7% et d' Al_2O_3 de 14,55 à 16,3% ; 2) une évolution suivant une lignée de différenciation bien exprimée par la variation de CaO et de Fe_2O_3 versus SiO_2 (Fig. 16). Par ailleurs, au sein des monzodiorites quartziques, les teneurs en Al_2O_3 augmentent tandis que celle de CaO et Fe_2O_3 diminuent. Ceci pourrait se traduire par une évolution de composition du liquide magmatique par extraction de l'amphibole. Ainsi, la biotite se séparerait d'où la diminution en K_2O et Al_2O_3 dans le bain granodioritique. Cette évolution est cohérente avec un processus de cristallisation fractionnée, d'abord de l'amphibole puis de la biotite conformément au diagramme de

stabilité (Fig.17) de ces deux minéraux; 3) une teneur en K_2O définissant ces roches comme moyennement à fortement potassiques.

Le report des compositions normatives des différents échantillons (Annexe III, Tableau 2) sur le diagramme de Streckeisen (1976) permet de définir ces roches comme des monzodiorites quartziques et des granodiorites et met en évidence l'évolution continue d'un type pétrographique à l'autre (Fig. 18).

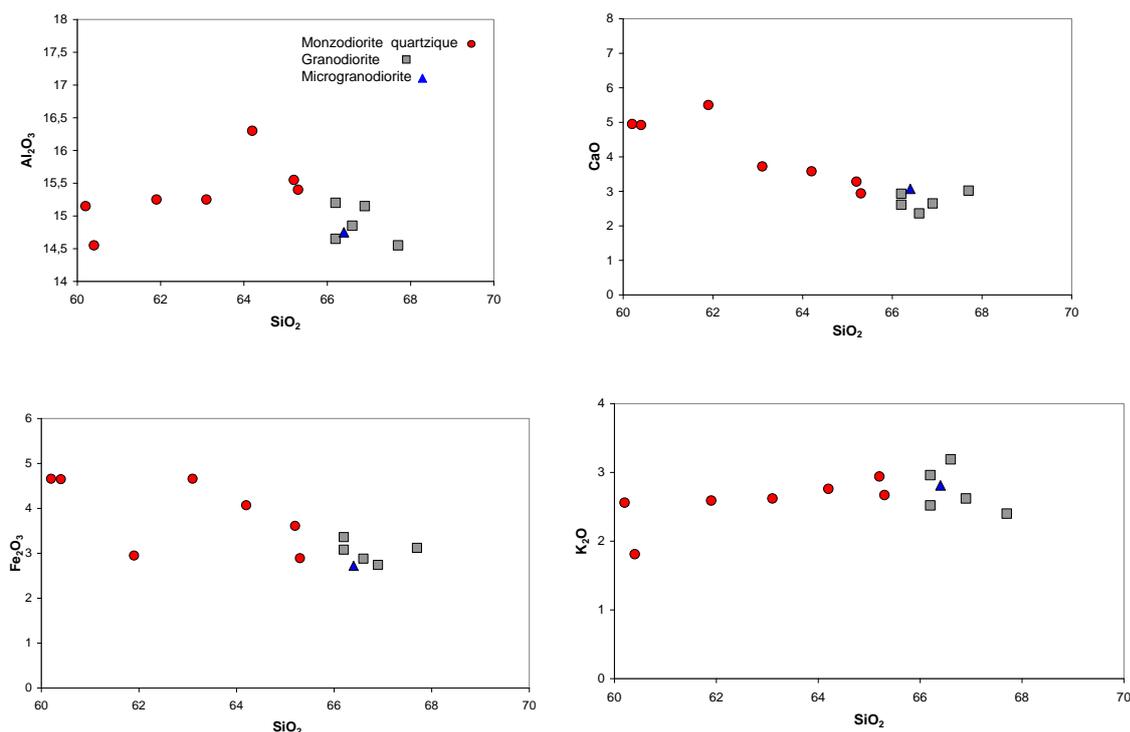


Fig. 16 Diagrammes binaires oxydes - silice de Harker (1909) des roches plutoniques du massif de Bled M'Dena.

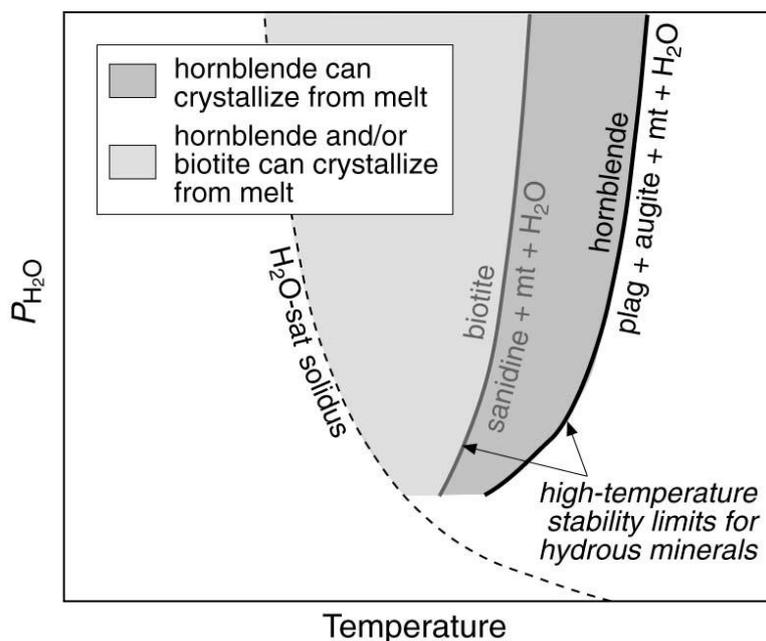


Fig. 17 Diagramme schématisique de P_{H_2O} -T des courbes de déshydratation de la biotite et de l'hornblende. Dans chaque cas, les conditions favorisant la cristallisation du minéral hydraté se mettent sur le côté basse température de la courbe d'hydratation, et ceux favorisant les produits anhydres se mettent du côté haute température (modifié par Holtz et al., 2001). La courbe en pointillée représente le solidus sursaturé en eau pour la dacite ; les zones hachurées illustrent les conditions restreintes des conditions P_{H_2O} où l'hornblende et la biotite cristallise à partir du fluide (sans échelle).

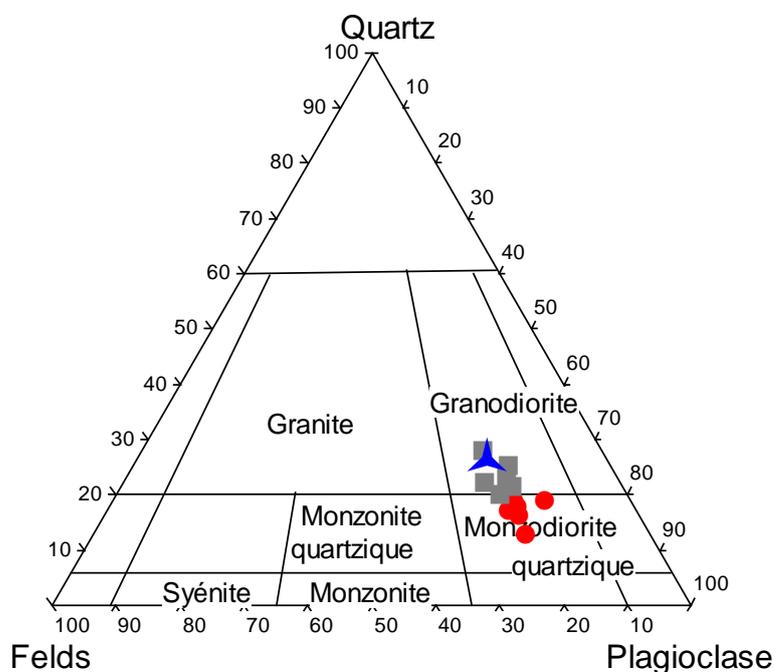


Fig. 18 Projection des phases minéralogiques modales de granitoïdes dans le diagramme QFP de Streckeisen (1976). (Même légende que la figure 16)

Dans le diagramme normatif Ab-An-Or de nomenclature de Barker (1979), les granitoïdes de Bled M'Dena correspondent à des trondhjémites, des granodiorites et des granites, l'essentiel des analyses se situant au point de jonction des trois champs (Fig. 19).

Les différentes roches sont relativement riches en alcalins ($6,53\% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8,12\%$) avec un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ (avec une moyenne de 1,82). Sur le diagramme TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$) de Middlemost (1997) (Fig. 20), elles se situent dans le champ des monzonites, des monzonites quartziques et des granodiorites le long de la ligne séparant les roches moyennement alcalines des roches subalcalines.

Enfin les compositions des différents granitoïdes sont clairement métaalumineuses avec A/CNK compris entre 0,75 et 0,96 (Fig. 21).

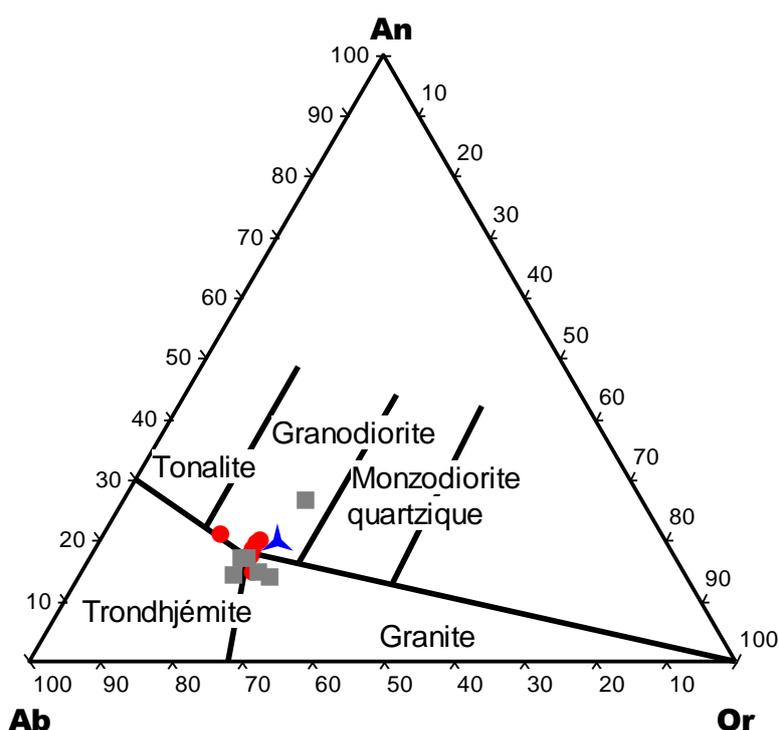


Fig. 19 Diagramme normatif Ab-An-Or de Barker (1979) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

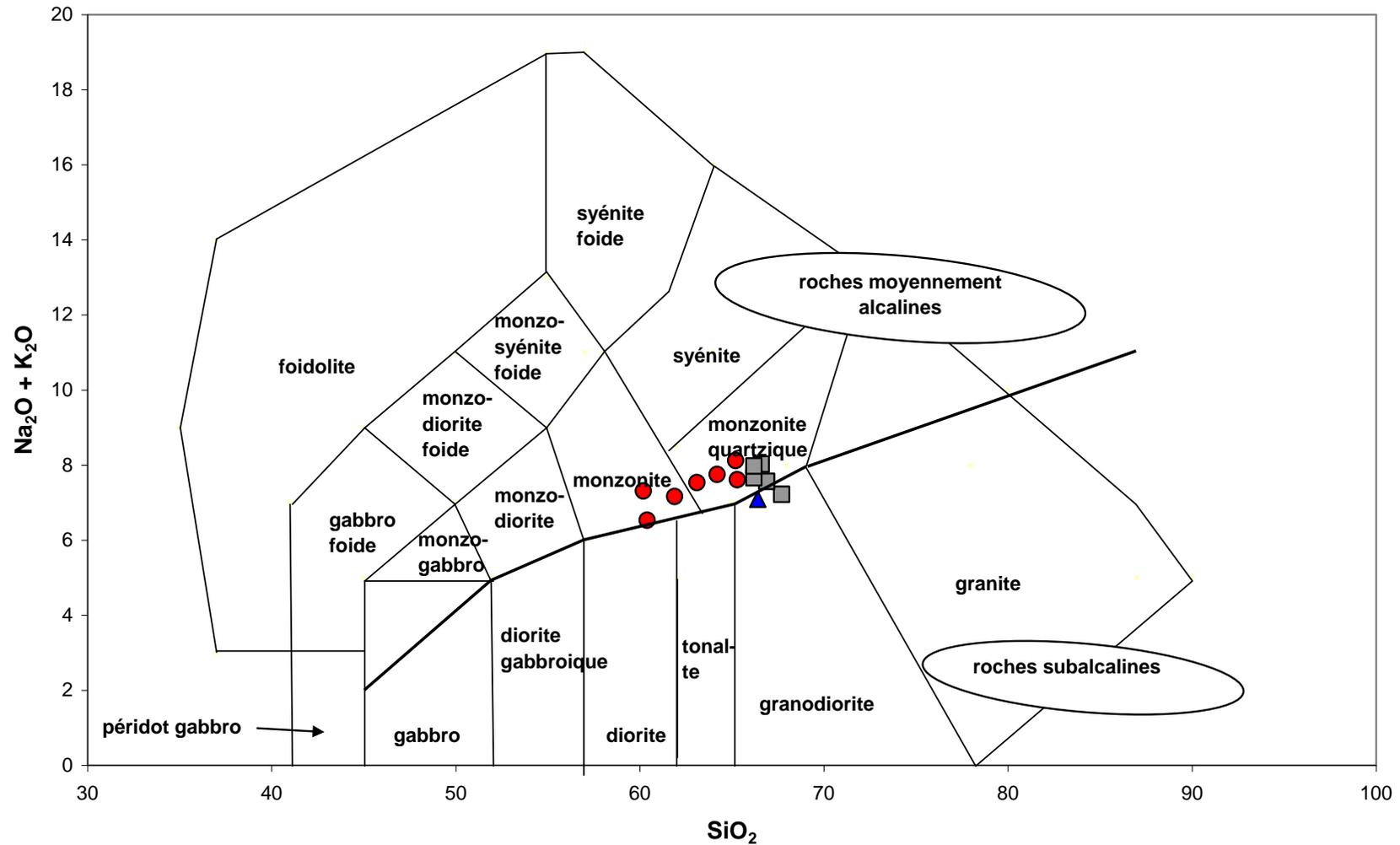


Fig. 20 Diagramme TAS de Middlemost (1997) des plutonites de la structure de Bled M'Dena.

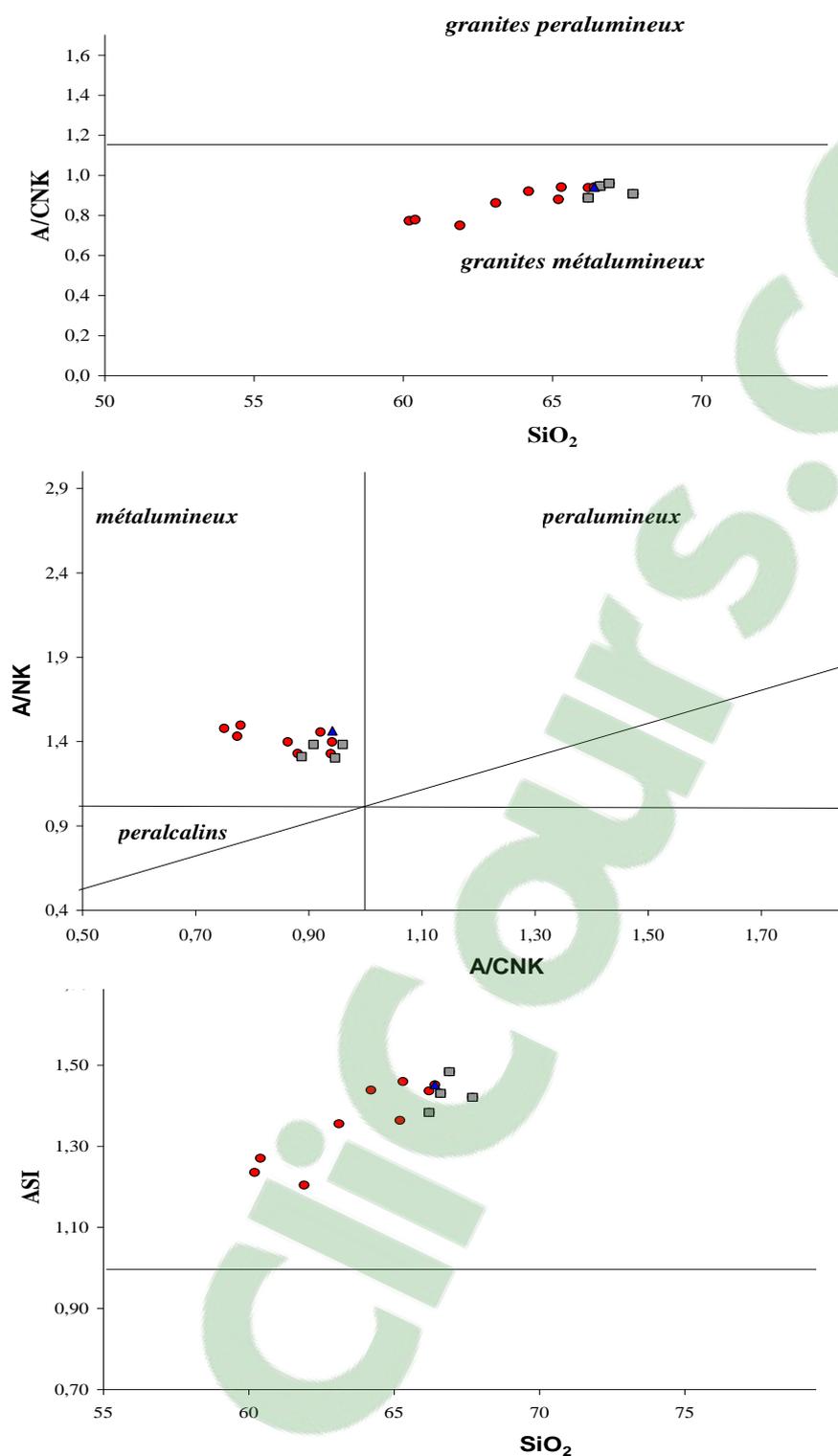


Fig. 21 Diagramme du bilan alumineux de White & Chappell (1983) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

III.7.3 Eléments en trace des roches plutoniques

Les éléments en traces montrent pour la plupart d'entre eux une grande hétérogénéité avec des variations importantes (Annexe III, Tableau 3). Ainsi, le molybdène varie de 1 à 300 ppm ; le taux le plus élevé de Mo se trouve dans la monzodiorite S5/9 qui, par ailleurs, est la roche la plus riche en fer et en magnésium. Le Zr est très variable et fluctue entre 74 et 210 ppm. Le Cr est assez élevé, ce qui inhabituel pour des roches acides ; dans la roche (S5/1), il atteint 207 ppm. Ceci est probablement dû à des reliques d'enclave mafique. Cette teneur est liée à la présence de chromite reconnue au MEB (voir plus loin dans le chapitre métallogénie). Le Rb varie de 76 à 131 ppm, tandis que le Ba varie de 272 à 881 ppm et le Sr de 183 à 1091 ppm. Le Cs oscille entre 1 ppm et 7, l'Y entre 7 à 10 ppm, l'Ag entre 0 et 1ppm, le Sn entre 0 et 12 ppm, le Sb entre 1 et 9 ppm, le W entre 3 et 124 ppm, le Bi entre 0 et 1 ppm. En outre, les roches montrent un enrichissement en éléments incompatibles comme le Nb compris entre 4 et 6 ppm ; en revanche le Zn, le Ta, l'Hf, le Th, le Re et l'U ont des teneurs faibles et constantes. Enfin, l'Au a été dosé sur certains échantillons et présente des teneurs de 0,013 à 0,085 ppm.

III.7.4 Terres rares des roches plutoniques

L'étude des terres rares (TR) montre pour l'ensemble des granitoïdes comme pour les éléments majeurs une forte homogénéité ; les teneurs en terres rares sont consignées en Annexe III, Tableau 4. Les granitoïdes de la zone minéralisée de Bled M'Dena sont modérément enrichis avec un total de la quantité des terres rares compris entre 98 et 126 ppm. Ils sont enrichis en terres rares légères $(La/Yb)_N = 22 - 30$ et $(La/Sm)_N = 4 - 6$ mais montrent un faible fractionnement des terres rares lourdes $(Dy/Lu)_N = 1,21 - 1,54$ et pas d'anomalie en europium $(Eu/Eu^* = 0,87 - 1,10)$.

Dans le diagramme des TR normalisés aux chondrites (Fig. 22), les spectres correspondant aux différents granitoïdes sont parallèles et montrent le même enrichissement en terres rares légères (TR_{Lg}) et le même appauvrissement en terres rares lourdes (TR_{Ld}).

III.7.5 Définition de la lignée magmatique

L'affinité magmatique des granitoïdes de Bled M'Dena peut être définie à partir des éléments majeurs. Ainsi : - sur le diagramme A ($Na_2O + K_2O$), $F(FeOt)$, $M(MgO)$ (Irvine et Baragar, 1971), ces roches se situent dans le champ des roches calco-alcalines (Fig. 23) ; - sur le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) elles se situent de part et d'autre de la limite

entre les séries calco-alkalines riches en potassium et les séries calco-alkalines moyennement potassiques (Fig. 24). Ces conclusions sont confirmées par l'analyse des variations des éléments traces considérés comme immobiles lors des processus d'altération hydrothermale. Ainsi sur le diagramme Zr/Y de Barrett et McLean (1997) les granitoïdes montrent un rapport $Zr/Y > 7$ les situant dans le domaine calco-alkalin (Fig. 25) et sur le diagramme Zr/Y versus Zr un alignement suggérant pour ces différentes roches un co-magmatisme (Fig. 26).

III.7.6 Contexte géodynamique

Le contexte géodynamique des granitoïdes de Bled M'Dena peut être appréhendé à partir de leurs caractéristiques géochimiques en particulier de leurs teneurs en terres rares (Harris et al., 1986). Ainsi sur le diagramme multiéléments normalisé aux granites des rides océaniques (ORG) ou au manteau primitif (Fig. 27), tous les granitoïdes montrent un enrichissement en K_2O , Rb et Ba, une forte anomalie négative en Nb et Ta et de faibles teneurs en Ti, Y et Yb. Cette distribution des éléments est similaire de celle des éléments des granitoïdes mis en place dans un contexte actuel de marge continentale.

Par ailleurs dans le diagramme de discrimination Th/Yb versus Ta/Yb de Gorton et Schandl (2000), les granitoïdes se situent dans un contexte de marge continentale active et d'arcs insulaires matures (Fig. 28). En outre, dans les diagrammes Rb versus $Y + Nb$ et Nb versus Y, ils se situent respectivement dans le champ des granites d'arc volcanique (VAG) et des granites syn-collisionnels définis par Pearce et al., (1984) (Fig. 29).

Dans le diagramme de Martin (1987), les granitoïdes se situent dans un contexte d'adakite et non dans un contexte d'arc insulaire classique (Fig. 30). La définition d'un contexte adakitique est cohérente avec le fort fractionnement $(La/Yb)_N = 30$ marqué par l'enrichissement en LREE et les faibles concentrations en HREE et en Y (Sr/Y compris entre 22 et 133) et la faible anomalie en Eu observée dans les granitoïdes. Toutefois dans le détail, nous constatons des différences entre les monzodiorites quartziques et les granodiorites en ce qui concerne certains éléments. Ainsi, sur le diagramme multiéléments normalisé au manteau primitif (Fig. 31), les monzodiorites quartziques et les granodiorites montrent:

- un comportement identique du Rb et du Ce marqué par une même anomalie positive;
- une même anomalie négative du Nb, du Ta et du Ti;
- un comportement différent du Ba marqué par une anomalie négative uniquement dans deux échantillons de monzodiorites quartziques (S9/7 et S4/11), du Sr marqué par une anomalie

négative pour les deux types de monzodiorites quartziques susnommées et une anomalie positive pour les autres échantillons.

Cependant les fractionnements observés dans l'ensemble des granodiorites et dans plusieurs monzodiorites quartziques sont comparables aux séries adakitiques de type TTG et suggèrent que ces roches sont la résultante de la fusion partielle d'un « slab » océanique (Martin 1986, 1999; Defant et Dumond, 1990).

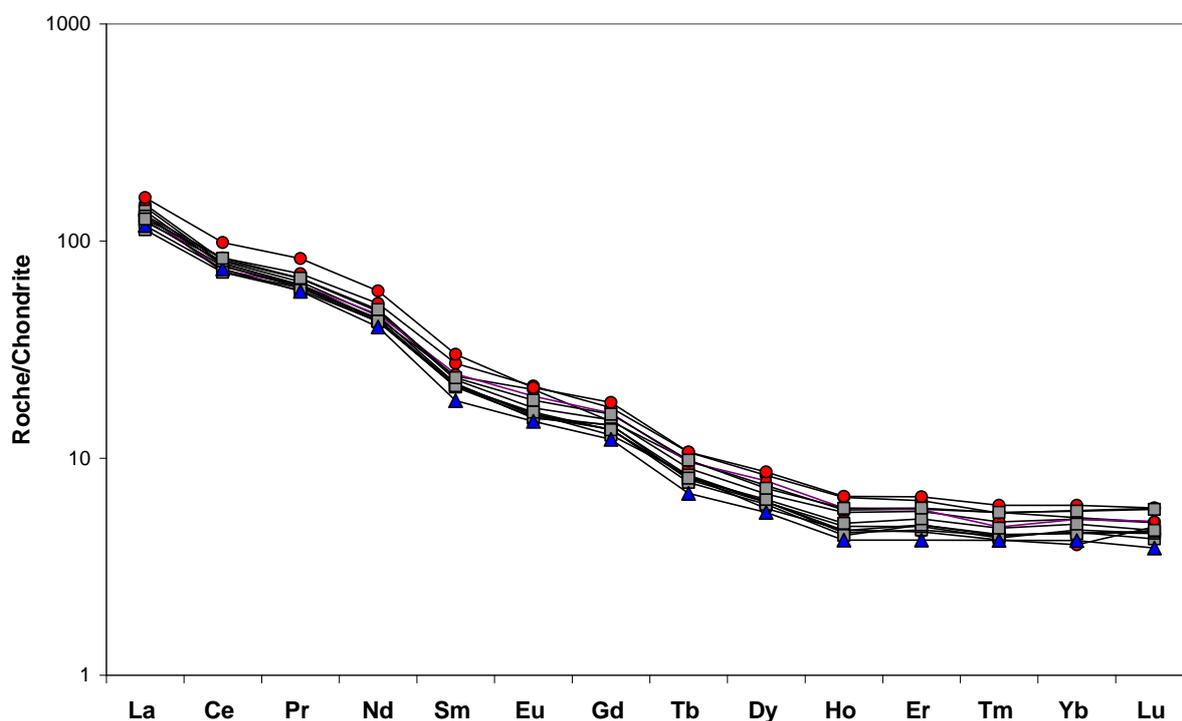


Fig. 22 Diagramme des terres rares des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena (Roche par rapport aux chondrites normalisés selon Sun et McDonough (1989)).

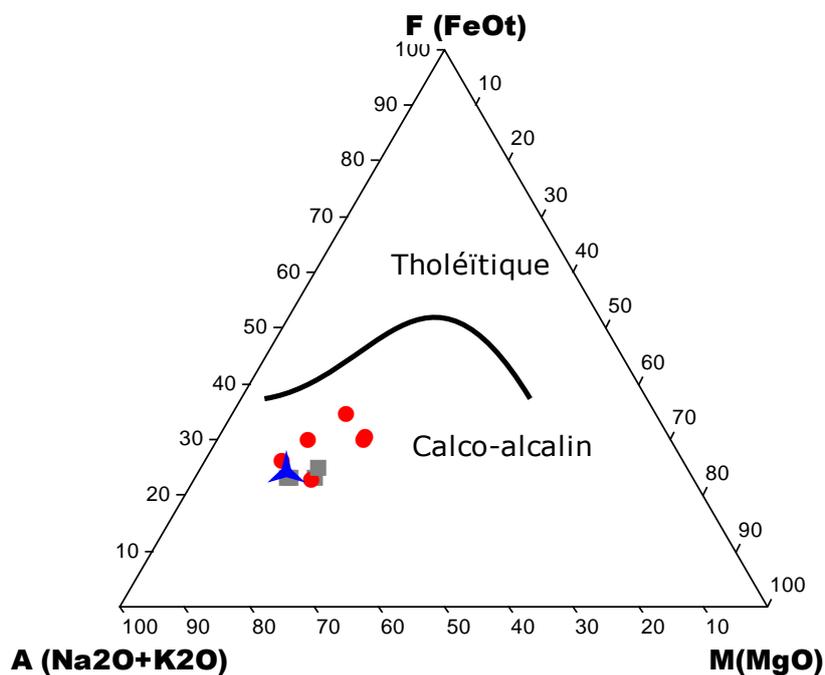


Fig. 23 Diagramme AFM Irvine et Baragar (1971) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

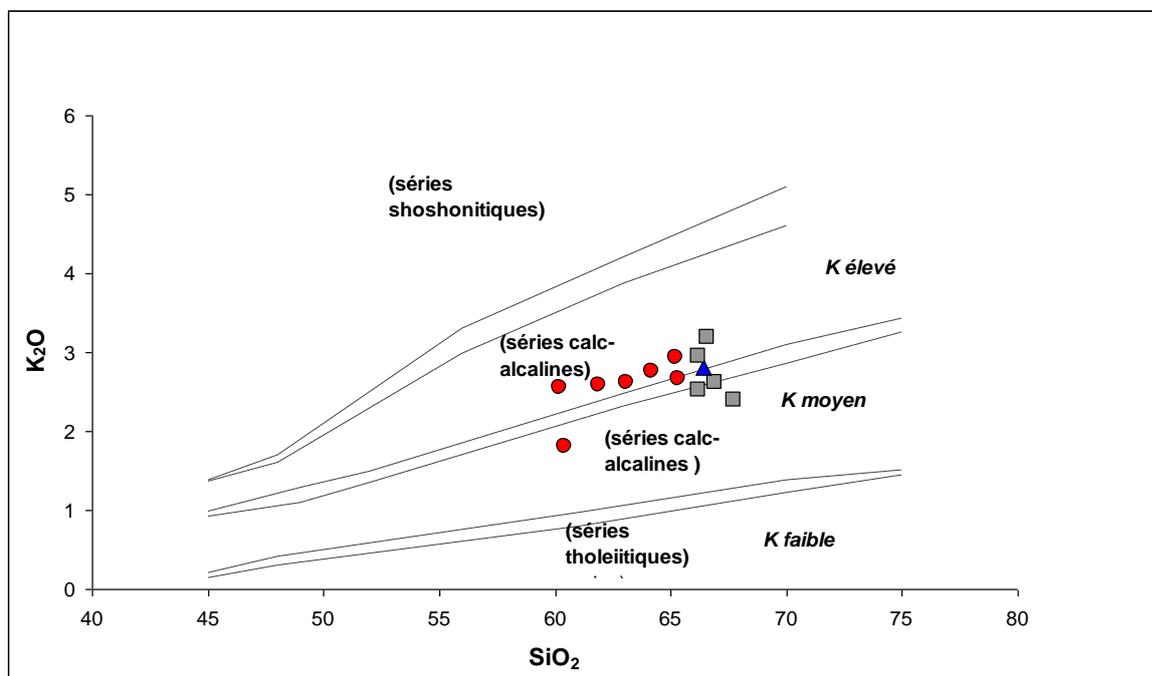


Fig. 24 Diagramme K_2O vs SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

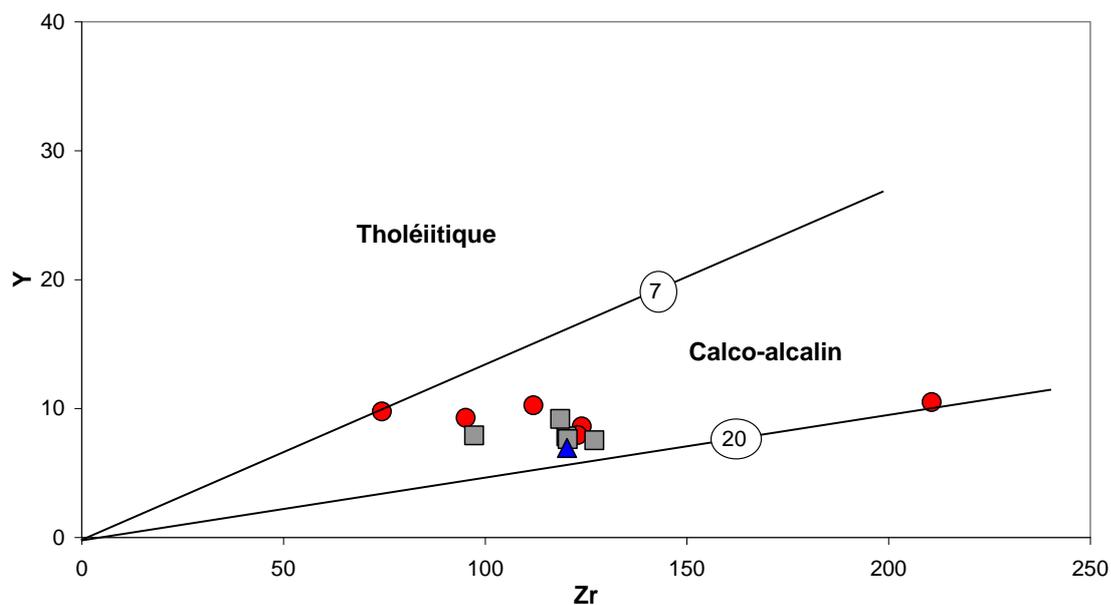


Fig. 25 Diagramme Y versus Zr selon Barrett et McLean (1997) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

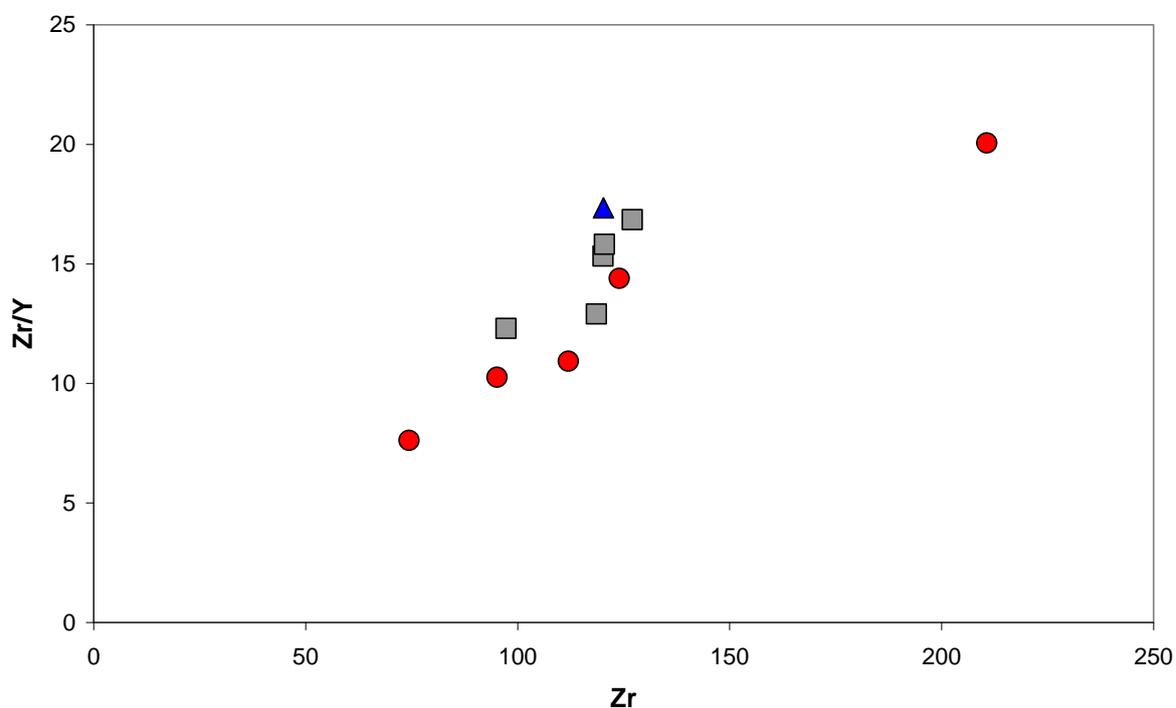


Fig. 26 Diagramme de pétrogenèse Zr/Y versus Zr (Pearce, 1983) des plutonites de la structure.

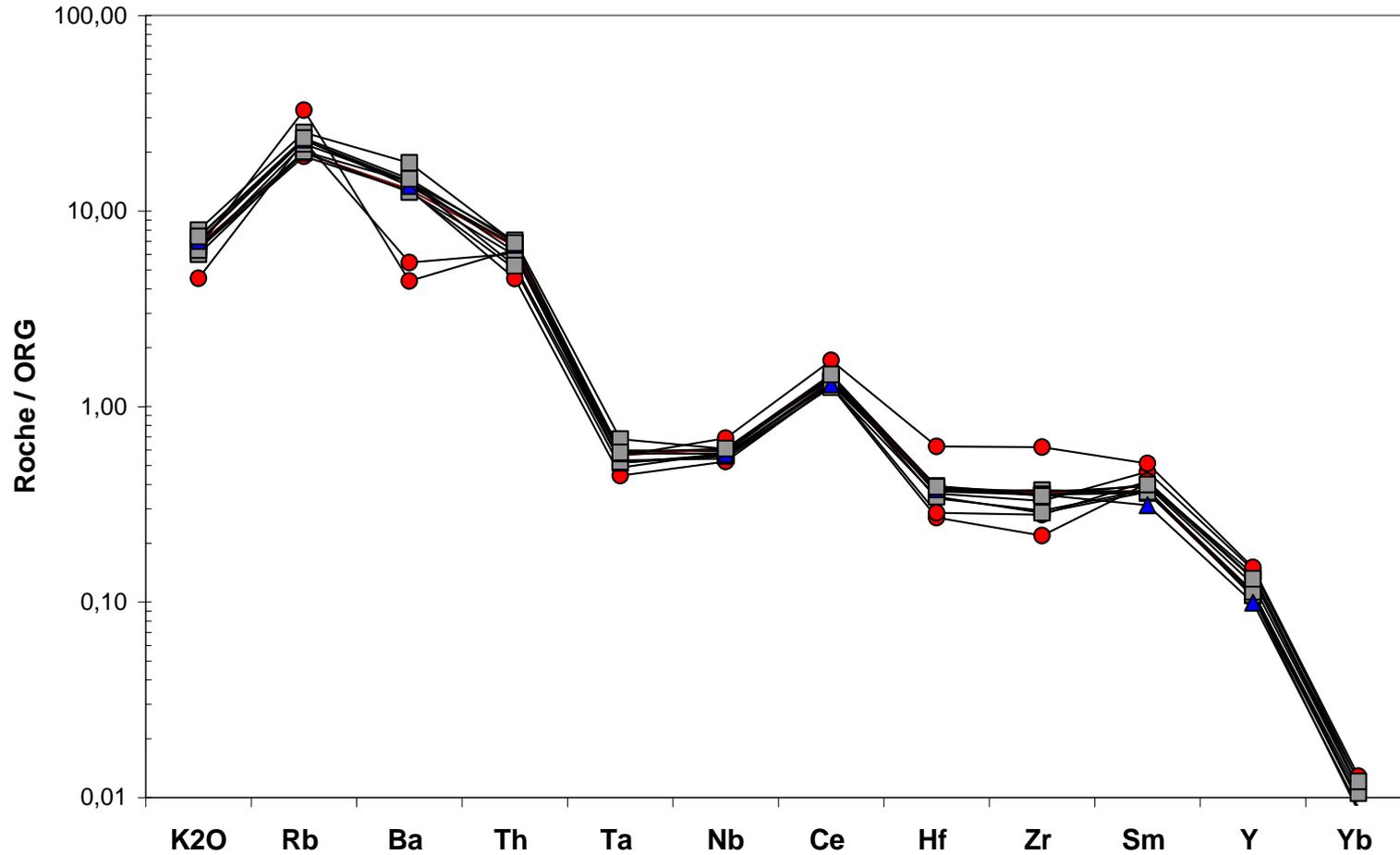


Fig. 27 Diagramme Multiéléments des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena (Roche par rapport aux granites des rides océaniques normalisés selon Pearce et al. (1984).

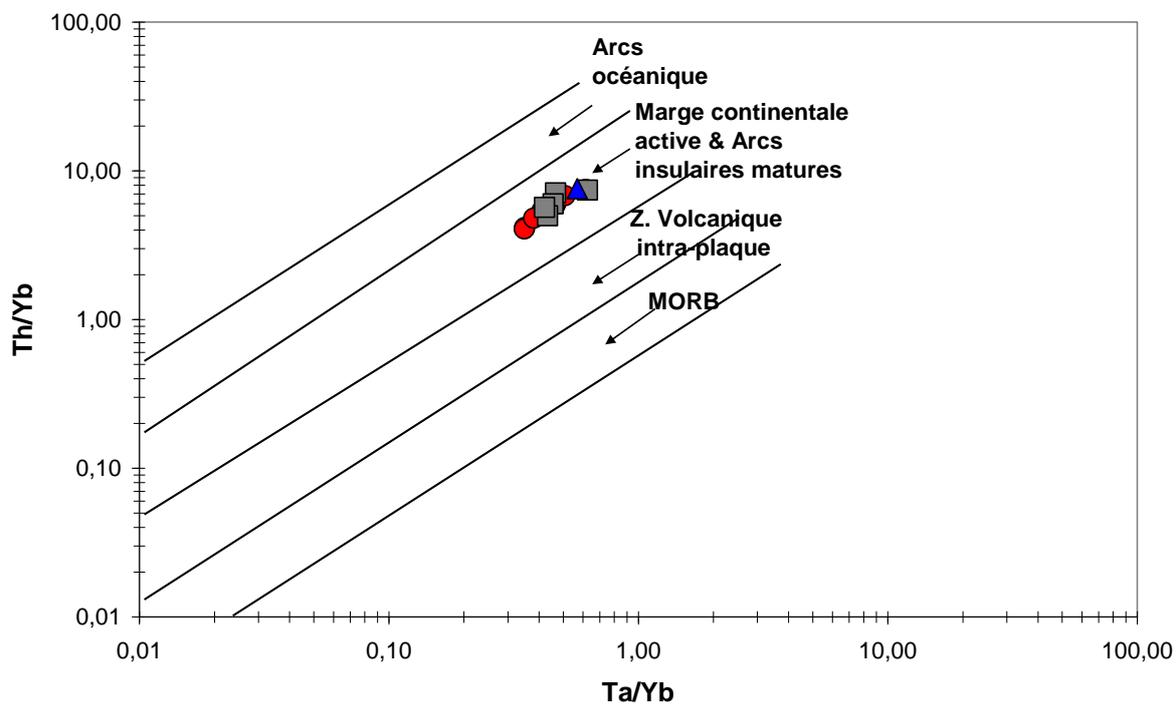


Fig. 28 Diagramme géotectonique Th/Yb versus Ta/Yb selon Gorton et Schandl (2000) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

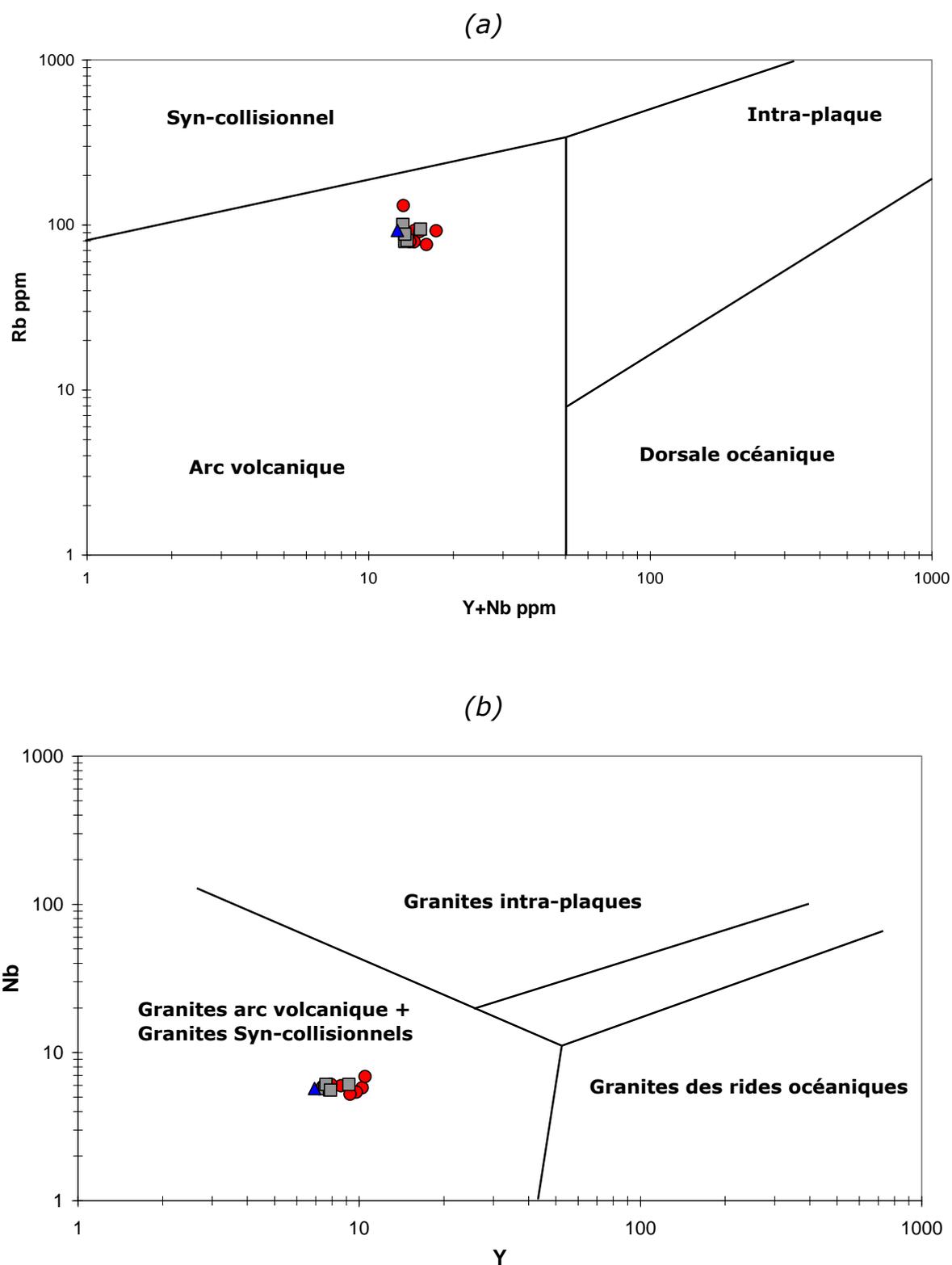


Fig. 29 Diagrammes géochimiques (Pearce et al. 1984) (a) Rb versus (Y+Nb) et (b) Nb versus Y des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

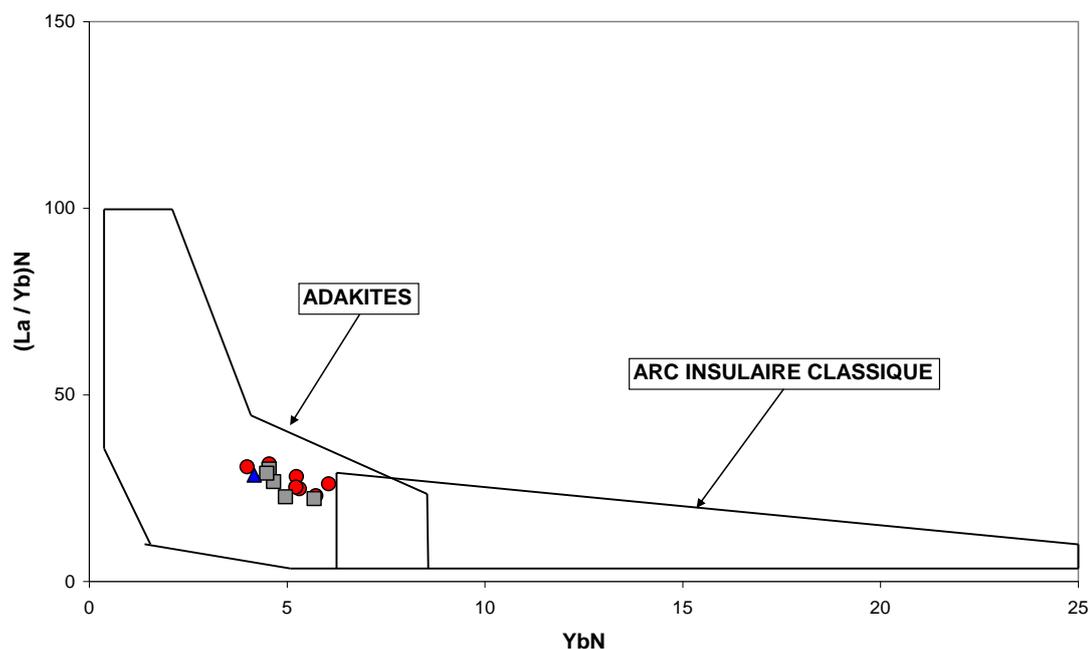


Fig. 30 Diagramme de pétrogenèse $(La/Yb)_N$ versus Yb_N de Martin (1987) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

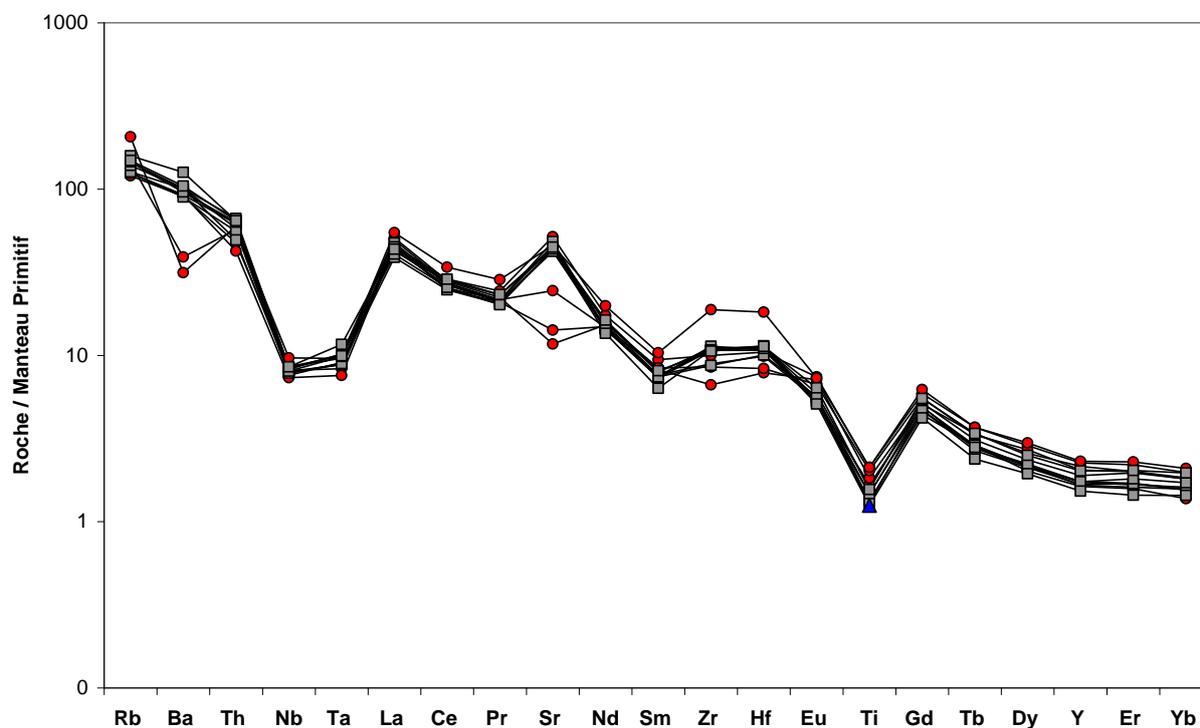


Fig. 31 Diagramme Multiéléments des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena (Roche par rapport au manteau primitif) normalisés selon Sun et McDonough (1989).

III.1 GÉOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU MASSIF DE BLED M'DENA

III.1.1 Éléments Majeurs des roches volcaniques

L'analyse brute des éléments majeurs des volcanites montre une importante perte au feu atteignant 5-7% pour les échantillons S3/2A et S8/19 ; par conséquent, ces roches très altérées ne figureront pas dans tous les diagrammes. SiO₂ est compris entre 56 et 68%, Al₂O₃ est constant, Fe₂O₃ varie de 3 à 6%, MgO (0-6%), CaO de 2 à 6% et Na₂O de 2 à 5% (Annexe IV-Tableau 1).

Projetées sur le diagramme de Streckeisen pour les roches volcaniques, les roches ont révélé deux types de faciès : andésite et dacite (Fig. 32) conformément aux données normatives du Tableau 2 en Annexe IV. On notera une relative richesse des volcanites en hypersthène et hématite normatifs.

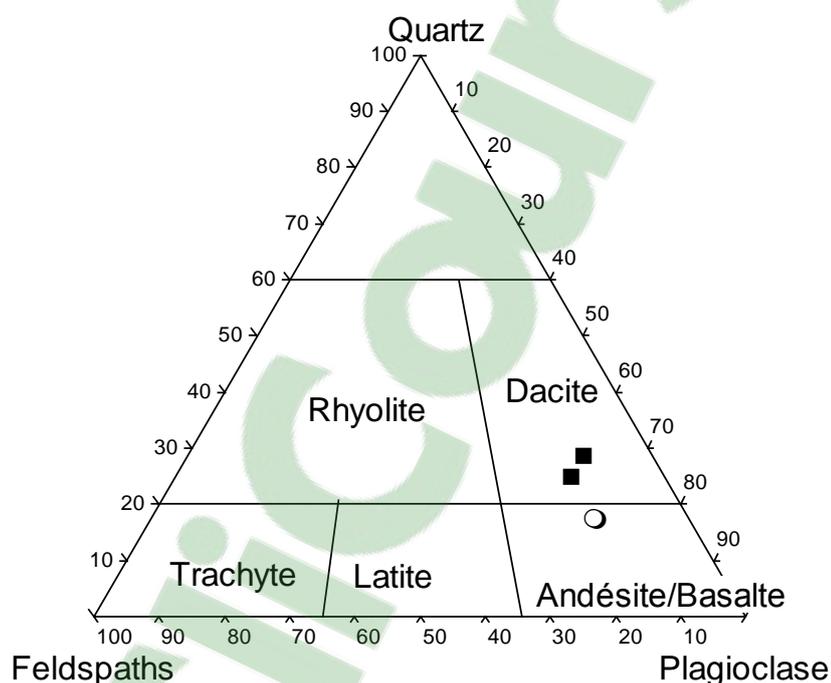


Fig. 32 Projection des phases minéralogiques normatives de volcanites de Bled M'Dena dans le diagramme QFP de Streckeisen (1976).

III.1.2 Éléments en trace & terres rares des roches volcaniques

Les éléments en traces montrent une grande hétérogénéité avec des variations importantes (Tableau 3, Annexe IV) le Zr varie de 64 à

237ppm, le Cr de 10 à 22 ppm, le chiffre le plus élevé étant dans l'échantillon S8/19, le Rb de 36 à 69 ppm cette valeur étant faible par rapport aux granitoïdes, le Mo de 1 à 2 ppm, le Ba de 293 à 856 ppm, le Sr de 466 à 824 ppm, l'Y de 6 à 11 ppm, l'Ag de 0 à 1ppm, le Sn de 0 à 6 ppm, le Sb de 0 à 6 ppm, le W de 7 à 194 ppm, le Bi de 0,95 à 1,40 ppm, le Nb de 5 à 85 ppm, le Pb de 3 à 7 ppm et enfin, le Cs de 1 à 9 ppm.

Dans le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Fig. 33), les volcanites montrent des spectres parallèles, enrichis en TR_{Lg} et appauvri TR_{Ld} . Le diagramme multiéléments des volcanites normalisées au manteau primitif (Fig. 34) révèle les mêmes distributions et caractères que ceux des plutonites c'est-à-dire l'affinité calco-alkaline de la série.

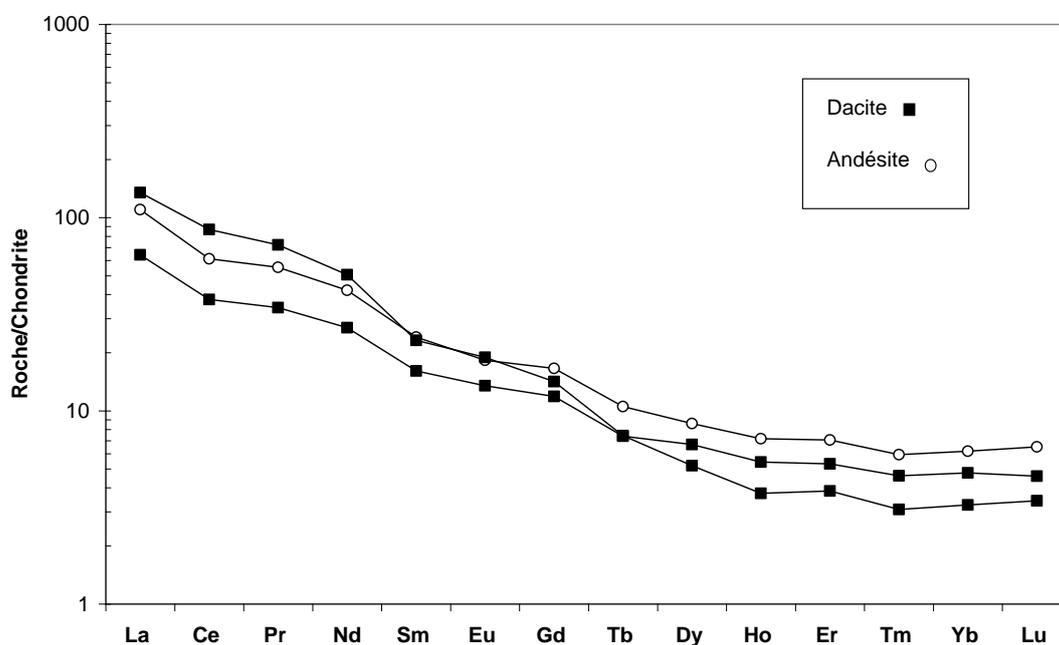


Fig. 33 Diagramme des terres rares des volcanites de la structure de Bled M'Dena.

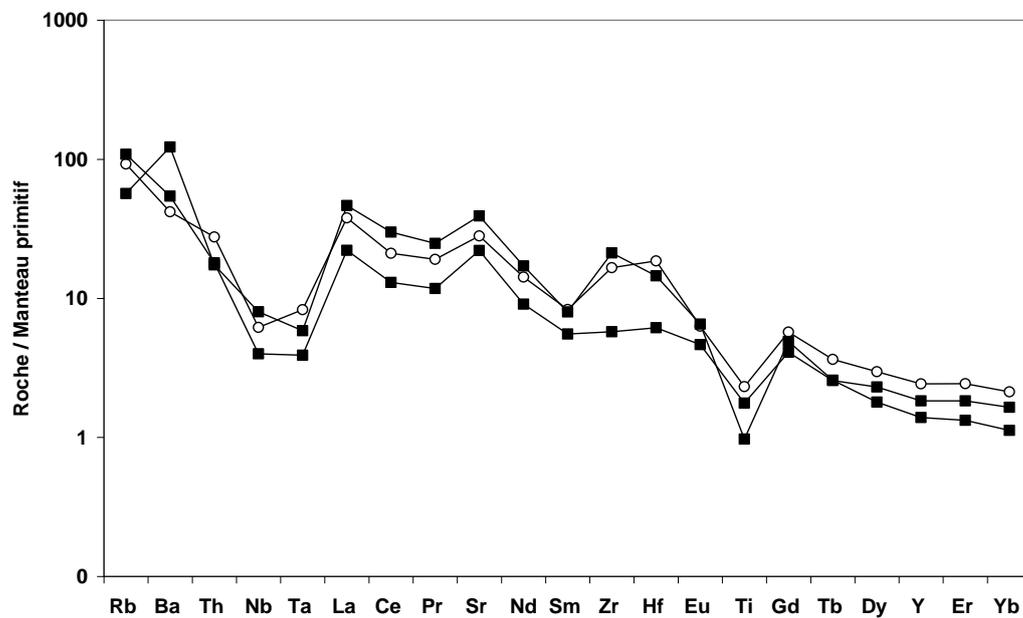


Fig. 34 Diagramme Multiéléments des volcanites de la structure à Mo de Bled M'Dena.

III.2 COMPARAISON AVEC LES ROCHES MAGMATIQUES DES EGLAB [données de Peucat et al. (2005)]

Les granitoïdes de la structure de Bled M'Dena peuvent être comparés aux granitoïdes d'Aftout (Peucat et al., 2005) et les TTG de Chegga. Il apparaît que la répartition des plutonites de Bled M'Dena dans le diagramme TAS de Middlemost 1997 (Fig. 35), dévoile des similitudes avec quelques granitoïdes de l'Aftout (2,07 Ga) et les TTG de Chegga (2,09 Ga).

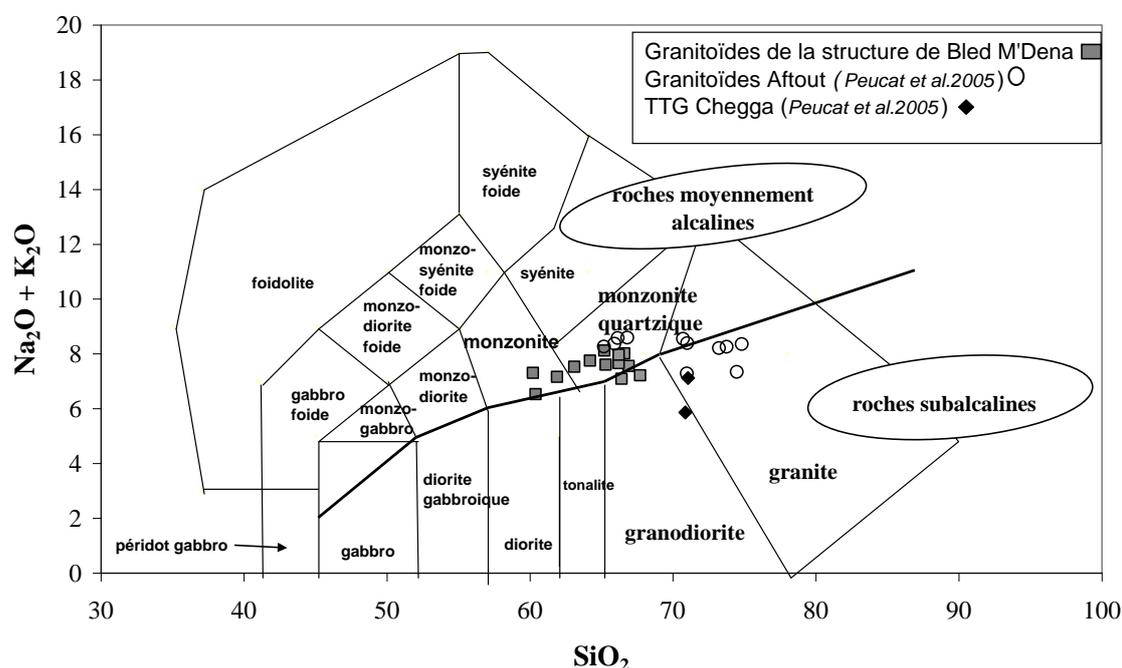


Fig. 35 Diagramme TAS de Middlemost (1997) des plutonites de la structure de Bled M'Dena et des roches magmatiques des Eglab.

Cependant, sur le diagramme des terres rares normalisé aux chondrites (Fig. 36), nous observons que: - (i) l'allure générale des spectres des granitoïdes de Bled M'Dena est différente de celle des granitoïdes d'Aftout; (ii) le total des terres rares est faible ($\Sigma\text{REE} = 97\text{-}147$ ppm) comparé au total des terres rares des granitoïdes d'Aftout (177-208 ppm) ; les spectres de TR des granitoïdes de Bled M'Dena sont fortement fractionnés $(\text{La}/\text{Yb})_N = 22\text{-}31$ comparés aux spectres des plutonites d'Aftout $(\text{La}/\text{Yb})_N = 7\text{-}17$; ceci résulte d'un fort degré de fractionnement des TRL_g $(\text{La}/\text{Sm})_N = 4\text{-}6$ ppm comparé à 3-5 ppm ; (iii) les TRL_d sont plus fractionnées dans les granitoïdes de la structure $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2\text{-}4$ que dans les granitoïdes Aftout ; l'anomalie en Eu est différente pour les granitoïdes

de Bled M'Dena (Eu/Eu^*) = 0,8 -1 que pour les granitoïdes d'Aftout (0,4-0,5 ppm) (Fig. 37).

De plus, sur le diagramme multiéléments normalisé aux MORB, les granitoïdes de la structure de Bled M'Dena montrent : (i) une forte anomalie négative en Ba avec $Rb/Ba > 5$ comparés à celle des granitoïdes d'Aftout $< 0,3$;(ii) une anomalie nettement négative en Ta-Nb avec $La/Nb > 4$ comparée à 2-4 pour les granitoïdes d'Aftout ;(iii) une anomalie positive en Sr contre une anomalie négative en Sr dans ceux de l'Aftout alors que les deux complexes granitoïdiques montrent une même anomalie négative en Ti pour les deux complexes granitoïdiques ;(iv) les teneurs en Zr et Hf sont élevées dans la structure et l'Aftout. Les éléments de transition sont très élevés dans la structure à Mo et faibles dans les roches de l'Aftout.

Enfin, le diagramme géodynamique (Fig. 38) suggère le même environnement d'arc volcanique pour les granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena et les granitoïdes Aftout.

D'après ces constatations, il apparaît que les granitoïdes de la structure de Bled M'Dena sont différents des granitoïdes Aftout et nous pouvons supposer qu'il s'agit d'une manifestation magmatique distincte.

CHAPITRE III- La structure circulaire de Bled M'Dena : caractères généraux, pétrographie et géochimie

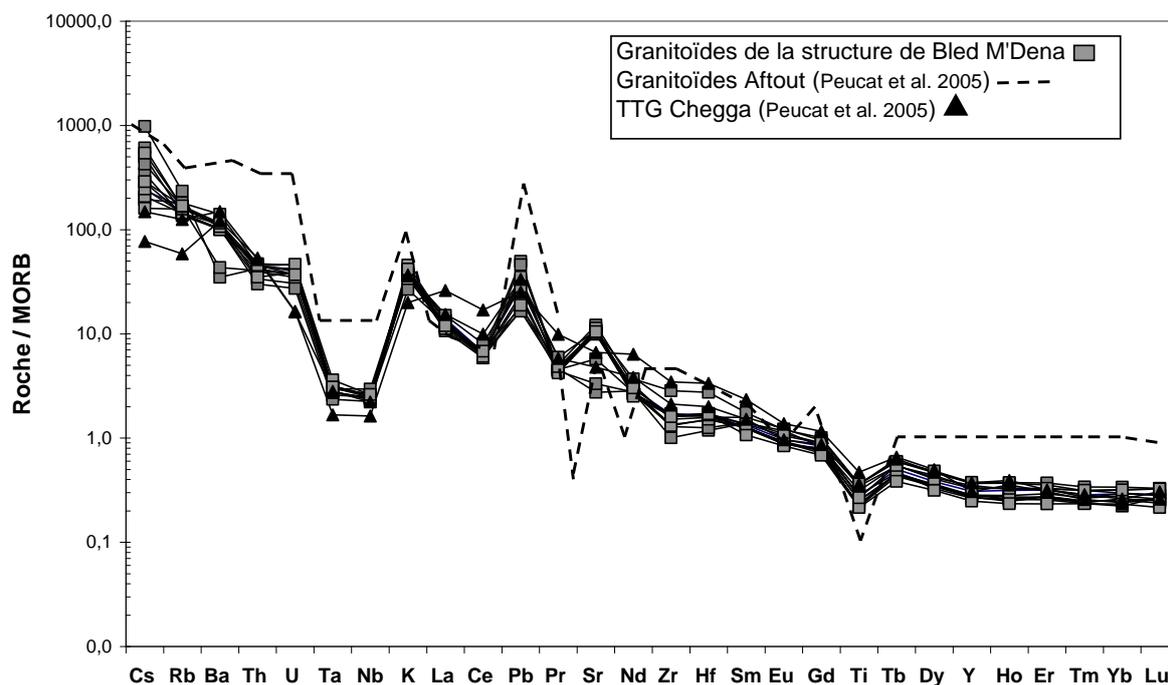


Fig.36 Diagramme Multiéléments des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena et des roches magmatiques des Eglab.

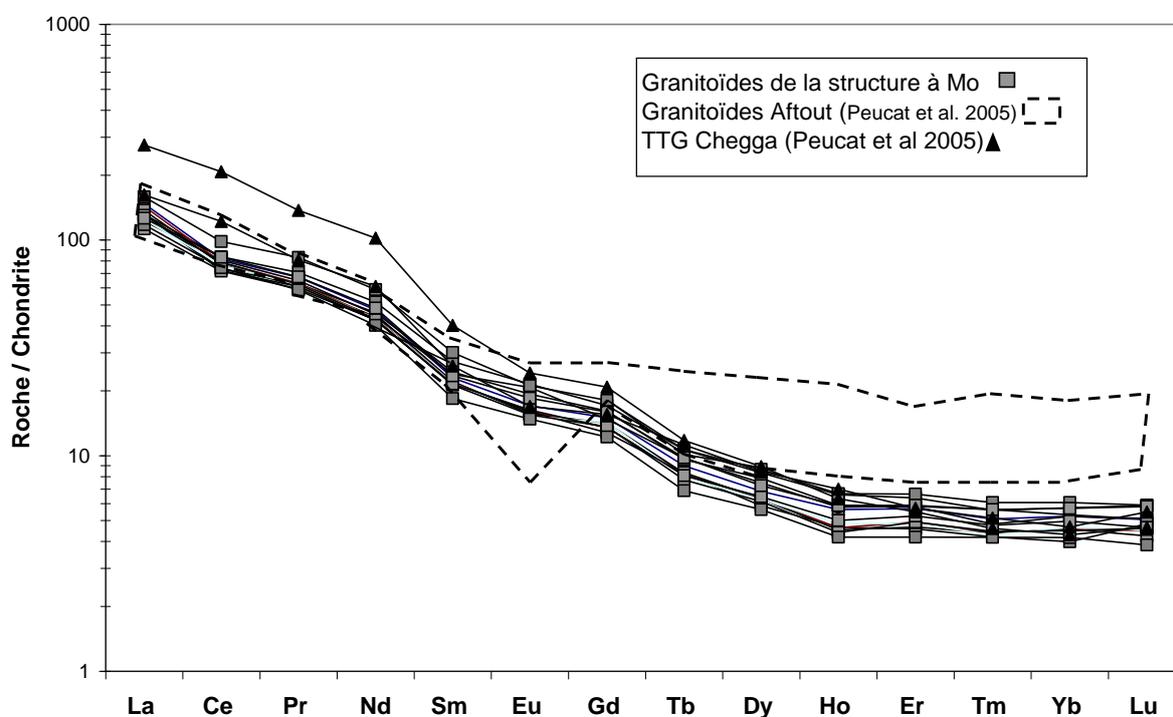


Fig. 37 Diagramme des terres rares des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena comparées aux granitoïdes Aftout et aux trondhjémities (GH7 &GH3) de la série Chegga.

En revanche la comparaison des trondhjémites de la série Chegga avec les granitoïdes de la structure de Bled M'Dena révèlent des similitudes (Fig. 37 & 38). Les spectres des trondhjémites de Chegga et ceux des granitoïdes de la structure à Mo montrent un parallélisme presque parfait dans leur géométrie. En outre, ils correspondent tous deux à des suites calco-alcalines, moyennement K et saturées en Al_2O_3 . Ils sont enrichis en LILE et Th par rapport aux éléments de terres rares légères et aux éléments à forte charge (HFSE), avec une forte anomalie négative en Ta et Nb et une anomalie positive en Sr et Ga. Les TR sont très fractionnées $(La/Yb)_N = 32$ tandis que le Sr/Y varie entre 41 et 70. Ces fractionnements sont typiques des suites TTG et suggèrent que les roches résultent de la fusion partielle de la plaque océanique (Martin, 1986, 1999; Defant et Drummond, 1990).

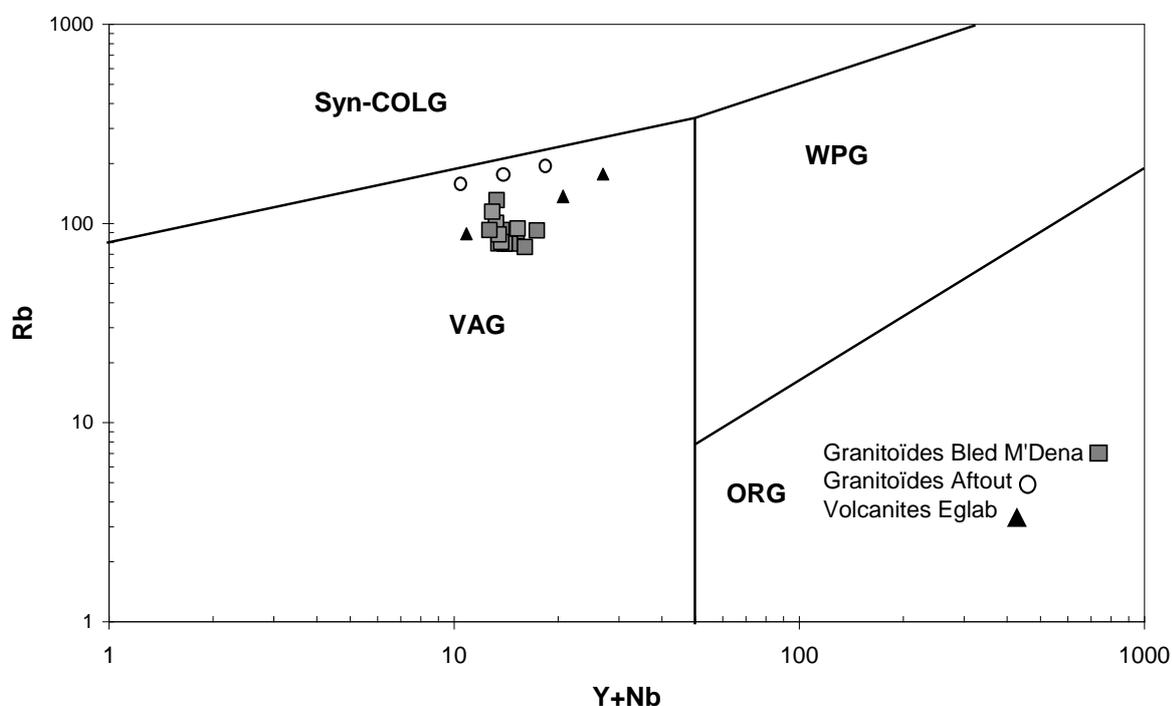


Fig. 38 Diagramme géotectonique (Pearce et al., 1984) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et des roches magmatiques des Eglab.

III.3 CONCLUSIONS & DISCUSSIONS SUR LA GÉOCHIMIE

Les données géochimiques des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena confirment l'examen pétrographique en révélant des compositions de monzodiorite quartzique et de granodiorite selon le diagramme de Streckeisen et de type TTG selon la nomenclature de Baker (1979). Les granitoïdes sont subalcalins et se placent à la limite des séries

moyennement et fortement potassiques. Le rapport molaire $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (A/CNK) est toujours $\leq 1,1$. Ces caractères classent ces roches comme des granitoïdes de type I selon la terminologie de Chappell and White (1983). Les plutonites montrent une évolution continue et progressive cohérente avec une évolution locale d'un seul et même magma d'où l'absence de limite nette entre des faciès parfaitement identifiés. Elles constituent une lignée calco-alkaline de caractère TTG, avec une signature en éléments trace caractéristique des environnements d'arc insulaire.

Les granitoïdes sont enrichis en TR_{Lg} et sont appauvris en TR_{Ld} suggérant une source enrichie en grenat qui est resté dans le résidu. La concavité des TR_{Ld} correspondrait au fractionnement de l'amphibole.

Dans le diagramme multiélément normalisé au manteau primitif, les granitoïdes montrent des anomalies négatives en Nb, Ta et Zr typiques des magmas orogéniques calco-alkalins et/ou issus du manteau métasomatique. L'anomalie négative en Ba, Sr et Ca est due probablement aux aléas de l'altération.

Le faible nombre d'analyses chimiques dont nous disposons sur les volcanites, ne permet pas une interprétation rigoureuse. On peut cependant dire que ces roches correspondent à des dacites et des andésites ayant les mêmes caractères pétrogénétiques que les plutonites; ils ont une affinité calco-alkaline et un contexte géodynamique similaire.

Nous remarquerons enfin que les granitoïdes de la structure à Mo montrent des caractéristiques géochimiques similaires à celles des granitoïdes du WAC (Tab. 1) mis en place à la même période (~ 2.0 Ga) : 1) dans le domaine Baoulé Mossi en Côte d'Ivoire (Doumbia et al., 1998 ; Gasquet et al., 2003) et au Burkina Faso (Naba et al., 2004 ; Kagambèga, 2005) ; 2) dans la boutonnière de Kéniéba-Kédougou au Sénégal oriental (Dioh et al., 2006).

**CHAPITRE III- La structure circulaire de Bled M'Dena : caractères généraux,
pétrographie et géochimie**

Plutons	Bled M'Dena (Algérie Sud occidentale)	Kéniéba-Kédougou (Sénégal oriental)	Baoulé Mossi (Côte d'Ivoire)	Burkina Faso
Affinité magmatique	Calco-alcalin	Calco-alcalin	Calco-alcalin	Calco-alcalin
Occurrences	Boutonniers soudés	Complexe volcano-plutonique	Batholite	Batholite
Pétrographie	Monzodiorites quartziques à granodiorites à caractères TTG	Granitoïdes à amphibole à caractères TTG	Granitoïdes à amphibole à caractères TTG	Granitoïdes à amphibole à caractères TTG
Caractères géochimiques	$Na_2O/K_2O=1,29$ à $2,61$ $(La/Yb)_N=22-30$ $Eu/Eu^*=0,9-1,1$	$Na_2O/K_2O=0,9$ à 3 $(La/Yb)_N=5-40$ $Eu/Eu^*=0,7-1,5$	$Na_2O/K_2O=0,9-2,8$ $(La/Yb)_N=17-37$ $Eu/Eu^*=0,8-1,1$	$Na_2O/K_2O=2,2-3$ $(La/Yb)_N=7-116$ $Eu/Eu^*=0,8-1,2$
Contexte géodynamique	Arc Volcanique	Arc Volcanique	Arc Volcanique	Arc Volcanique
Âge	2,07Ga ? 2,09Ga ?	2,1Ga à 2,08Ga	2,4 Ga à 2,1 Ga	2,1 Ga à 2,09 Ga

Tableau 1 Tableau comparatif entre les granitoïdes du WAC et les granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

CHAPITRE IV

**ALTÉRATIONS
HYDROTHERMALES &
MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES**

Chapitre IV. ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES & MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES

Avant d'entamer ce chapitre sur les minéralisations, il incombe de donner un historique de l'état des connaissances sur le molybdène et les porphyres dont il est question dans le complexe volcano-plutonique de Bled M'Dena.

IV.1 LE MOLYBDÈNE

IV.1.1 Un peu d'histoire

Le mot molybdène dérive du grec « molubdos » qui signifie « plomb » ou substance analogue au plomb. Au Moyen-âge, ce terme était employé pour désigner tous les matériaux semblables au plomb. Le molybdène (Mo), de couleur blanc argenté, a été découvert par le chimiste suédois Carl Williams Scheele en 1778 (in Gupta, 1992). Il manipulait de la molybdite (MoO_3), qu'il dénomma « terre de molybdène ». Quatre ans plus tard, P. J. Hjelm identifia et isola le molybdène métal en chauffant de l'acide molybdique avec le carbone. C'est à J.J. Berzelius que l'on doit la détermination des propriétés chimiques de cet élément. Hjelm ne se doutait pas que le molybdène deviendrait, deux siècles plus tard, un métal stratégique hautement prisé par l'industrie (in Gupta, 1992).

IV.1.2 Un métal stratégique

Pendant la Première Guerre mondiale, la pénurie de tungstène conduira à une très forte augmentation de la demande en molybdène et à la mise en exploitation du plus grand gisement au monde (Climax au Colorado). Ses applications et celles de ses alliages mettent à profit l'ensemble de ses propriétés telles que : haute température de fusion, grand module d'élasticité, résistance mécanique élevée à haute température, bonnes conductivités électrique et thermique, bons coefficients de dilatation et de frottement, excellente résistance à la corrosion dans de nombreux milieux (Gupta, 1992).

Le molybdène, élément métallique réfractaire, est souvent utilisé conjointement avec d'autres métaux tels Cr, Nb, Ni, Co, etc. Dans le domaine des alliages, les deux principaux produits d'utilisation sont les aciers inoxydables et les aciers alliés. Ces derniers entrent dans la fabrication des pipelines à haute pression pour le transport du pétrole et du gaz naturel sur de longues distances, l'exploitation du pétrole offshore, les usines de désalinisation, les centrales nucléaires, l'industrie

aéronautique, les blindages militaires, les missiles et les avions (Lander, 1977).

Le molybdène est aussi utilisé pour les pigments, les lubrifiants et comme agent de désulfuration et catalyseur pour les produits pétroliers. Il est également employé dans les supports de filaments incandescents, dans des radiateurs électriques et dans des fours (à vide). En biologie, le molybdène est considéré comme un oligo-élément nécessaire pour la croissance de la faune, la flore et les humains (Lander, 1977).

IV.1.3 Les espèces minérales

Le Clarke du molybdène dans la croûte terrestre est estimé à environ 0,00015% en poids (= 1,5 ppm), un métal certes relativement rare, mais présent. Dans la nature, on trouve le molybdène sous diverses formes (Tableau 2 in Burley, 1978).

Parmi, les minéraux de molybdène connu, seul quatre (molybdénite, powellite, ferrimolybdite et wulfénite) ont une valeur industrielle. Exceptée la molybdénite, tous les autres minéraux sont secondaires formés durant l'altération du minéral primaire, la molybdénite. Le minerai le plus courant du molybdène est donc la molybdénite (ou *le disulfure de molybdène*). **La Molybdénite** ou *la blende de molybdène (Mo S₂)* est le seul minéral économiquement important.

CHAPITRE IV- Altérations hydrothermales & minéralisations associées

Nom du minéral	Formule chimique	Teneur en Mo (%)	Dureté (Echelle de Mohs)	Densité	Couleur	Structure	Propriétés chimiques
Ferrimolybdite	$\text{Fe}_2^{3+}(\text{MoO}_4)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	39,1	1-2	3	Jaune canari	orthorhombique	Complètement déshydraté, soluble à HCl
Ilsémanite « oxyde bleu de molybdène »	$\text{Mo}_3\text{O}_8n\text{H}_2\text{O}$	variable	-	-	Noir, bleu	amorphe	Soluble ; change de couleur en pourpre
Jordisite	MoS_2 (amorphe)	59,9	-	-	Noir, gris foncé	amorphe	Soluble dans HNO_3 concentré
Koechlinite	$(\text{BiO})_2\text{MoO}_4$	15,7	2,5	8,26	Vert-jaunâtre, jaune ou blanc		
Lindgrenite	$\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)_2(\text{OH})_2$	35,2	4,5	4,26	Vert, gris foncé	Monoclinique (prismatique)	Soluble dans HCl et HNO_3
Molybdénite ou la blende de molybdène	Mo S₂	59,9	1-1,5	4,6-5,1	Gris-plomb, gris métallique	hexagonal	Soluble dans l'aqua Régia (eau régale)
Molybdite (molybdène ocre)	MoO_3	66,7	-	4,72	Vert clair-jaune à incolore	Orthorhombique (bipyramidal)	Identique que MoO_3 synthétique
Mourite	$\text{UO}_2 \cdot 5(\text{MoO}_2(\text{OH})_2)$						
Powellite	$\text{Ca}(\text{MoO}_4, \text{WO}_4)$ ou Ca Mo O_4	48	3,5-4	4,26	Incolore, jaune, vert jaunâtre, gris, vert bleuâtre	Tétraédrique (bipyramidal)	Décomposé par HCl et HNO_3
Chilliagite	$\text{Pb}(\text{MoO}_4, \text{WO}_4)$	19,6	3,5	7,5	Jaune, vitreux à amandin	Tétraédrique	-
Umohoite	$\text{UO}_2\text{MoO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	19,1	2	4,55-4,93	Bleue nuit ou vert foncé	variable	-
Wulfénite	$\text{Pb}(\text{MoO}_4)$	21,1	2,75-3	6,815	Orange à jaune, brun rouge, vert	Tétraédrique	Décomposé par HCl et HNO_3

Tableau 2 Classification des différentes espèces minérales du molybdène (Burley, 1978).

IV.2 LES GISEMENTS DE MOLYBDÈNE À TRAVERS LE MONDE

IV.2.1 Introduction

Depuis 2004, le prix du Mo a connu une hausse spectaculaire, créant un contexte « encourageant » pour relancer l'exploration et l'exploitation de gîtes de ce métal. Les gisements de Mo sont associés aux systèmes hydrothermaux dont la majorité d'entre-eux sont à caractère volcano-plutonique, en particulier dans les zones de subduction et de collision (Elder, 1981). Les systèmes fossiles ayant produit de nombreuses concentrations métallifères sont en relation avec des intrusions magmatiques qui sont depuis longtemps considérées comme les vecteurs métallogéniques les plus importants.

Par ailleurs, les gisements de minéraux hydrothermaux sont typiquement associés aux granites. Le Sud de la Chine représente la plus grande région au monde qui renferme des ressources minérales diversifiées associées aux granites. Ce sont des minéralisations riches en Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, W, Sn, REE, Bi, Li, Be, Ta, Nb et en Mo; ces minéralisations sont en relation avec une tectonique compressive mésozoïque qui est à l'origine de nombreux plutons de granite (Hua, 1999 in Neng Chen & Grapes, 2007).

Les granites naissent à différents niveaux de la croûte. Selon, le matériel initial, quatre grands types de source ont été distingués (classification géochimique et/ou générique) ou « alphabet soup granite » selon Hannah & Stein (1990) (Tableau 3).

Type	S	I	M	A
Source	Sédimentaire	Ignée	Mantellique	Anorogénique
Contexte	chaîne de collision	cordillère (zones de subduction)	rift océanique	Rift continental
Nature	Leuco-monzogranites	tonalite, diorite à monzonite porphyrique	Plagiogranite, gabbro	Granite Rapakiwi, syénite, anorthosite
Volcanisme associé	Rhyolite	andésite et dacite	Basaltes et andésites	Volcanisme bimodal à dominante felsique
Milieu	Réducteur	Oxydant	-	Oxydant
Métaux associés	Sn, W, Mo, F, U (granophile)	Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo,	Au, Cu	Fe, Cu, REE, Au, Nb, Sn, Ta, F
Profondeur	5-12 km	3-9 km	5 km	20 à 30km

Tableau 3 Grandes lignées granitiques et minéralisations associées (d'après Pitcher, 1997)

Deux types de fluides sont mobilisés par le magma granitique lors de sa migration et sa mise en place. Au cours de sa différenciation, depuis les termes dioritiques vers des termes plus acides, le magma peut expulser des fluides riches en métaux. Les gisements de Sn-W-Mo associés sont alors désignés sous le terme de gîte de type départ acide. Par ailleurs, des fluides d'origine plus variée, parfois météoritiques, sont mis en mouvement convectif dans l'encaissant par la chaleur du pluton (Norton, 1984). Ces fluides présenteront un contenu en éléments métalliques très variables, emprunté aux roches encaissantes ou issu du magma lui-même. Les granites issus de fusion crustale pourront hériter des métaux déjà concentrés dans leur environnement.

Les intrusions auxquelles sont liés les systèmes hydrothermaux polymétalliques montrent des compositions intermédiaires à felsiques (granitoïdes de type I, S et A). Ces granitoïdes varient de métalumineux à alcalins, réduits à relativement oxydés (Fig. 39) et sont souvent caractérisés par l'assemblage réducteur formé d'arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite (Lang & Baker, 2001).

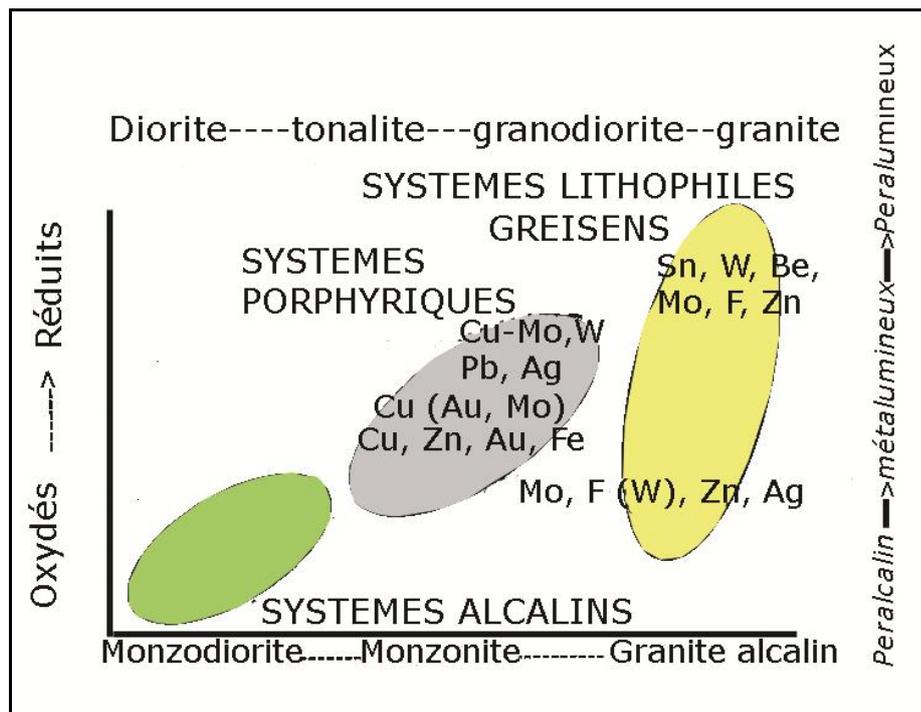


Fig.39 Minéralisations et associations métalliques en relation avec la nature des intrusions felsiques à intermédiaires et les conditions redox (Lang & Baker, 2001).

Les gisements associés au magmatisme acide s'inscrivent très souvent au sein de zonalité régionale qui fossilise l'évolution en température, Eh, pH et/ou composition chimique des circulations hydrothermales. La solubilité des métaux dans les fluides est fortement dépendante de la température. On distingue ainsi des métaux déposés à températures élevées (entre 250°C et 400°C: Sn, W, Mo), à températures moyennes (Cu, Zn, Ni, Co) et à relativement basses températures (100-200°C: Pb, Hg, U, Ba, F).

L'ascension des fluides hydrothermaux s'accompagne d'une baisse de température et de pression qui entraîne la précipitation des métaux sous diverses formes minérales à l'origine d'un gisement hydrothermal zoné. Les minéraux de W et Mo telles que la wolframite et la molybdénite dessinent des intercroissances dans les veines hydrothermales et la teneur en Mo est souvent plus basse que celle du W. D'après Lin (in Neng Chen & Grapes, 2007), le molybdène précipite de manière précoce dans le fluide hydrothermal à température élevée.

Dans les gisements de Molybdène, le seul minerai exploité est la molybdénite (Mo S₂). Celle-ci est en majorité extraite de gisements à fort tonnage mais à teneur basse à moyenne. Ce sont les gisements porphyriques ou « porphyry à Mo ». Les gîtes porphyriques constituent, à l'échelle mondiale, la plus importante source de cuivre et de molybdène mais également une source considérable pour Au, Ag, et d'autres métaux comme le rhénium, le tungstène, l'indium, le platine, le palladium et le sélénium. Ce type de gisement compte pour 50 à 60 % environ de la production mondiale de cuivre et pour plus de 95 % de celle en molybdène (Cooke et al., 2005).

Les gisements de type porphyre sont généralement associés aux zones de convergence de plaques, c'est-à-dire aux zones de subduction (continental et d'arc volcanique) et de collision. L'âge des gîtes porphyriques s'étend de l'Archéen à l'Holocène, mais la plupart des porphyres économiques à Cu et/ou Mo datent du Jurassique ou d'une époque plus récente (Sinclair, 2007).

Actuellement, on les retrouve dans la ceinture péripacifique, plus particulièrement dans les cordillères Nord-américaines et dans les Andes (Chili, Pérou). Plus anciennement, on les retrouve dans la chaîne alpine ou encore sur la côte Est de la Chine, en Mongolie et dans la ceinture de Tasmanie (Tasman belt) en Australie.

La plus grande concentration de gisements de type porphyrique à molybdène, se situe dans la cordillère occidentale de l'Amérique du Nord. Elle s'étend du SE de l'Alaska jusqu'au Mexique en passant par la Colombie Britannique (Canada), et la côte ouest des USA (Fig. 40 et tableau 4) (Misra Kula, 2000 ; Sinclair, 2007). La distribution globale des

porphyres à Mo est relativement restreinte par rapport à celle du type porphyre à Cu. Il est aussi remarquable que ces deux classes de porphyres existent rarement ensemble. À titre d'exemple, les porphyres à Mo sont peu abondants dans la province de Basin and Range à l'ouest des USA, une région où les gisements de porphyres à Cu sont au contraire très abondants. A l'opposé, la ceinture du Colorado (Fig. 41a &b), qui contient les trois plus grands gisements de porphyres à Mo du monde (Climax, Urad-Henderson et les Monts Emmons) et bien d'autres de taille plus réduite est dépourvue de porphyres à Cu. Dans cette région, l'âge des porphyres à Mo varie de 340 Ma (Mt Pleasant, Nouveau-Brunswick, Canada) à environ 5 Ma (Silver Creek, ceinture du Colorado, USA).

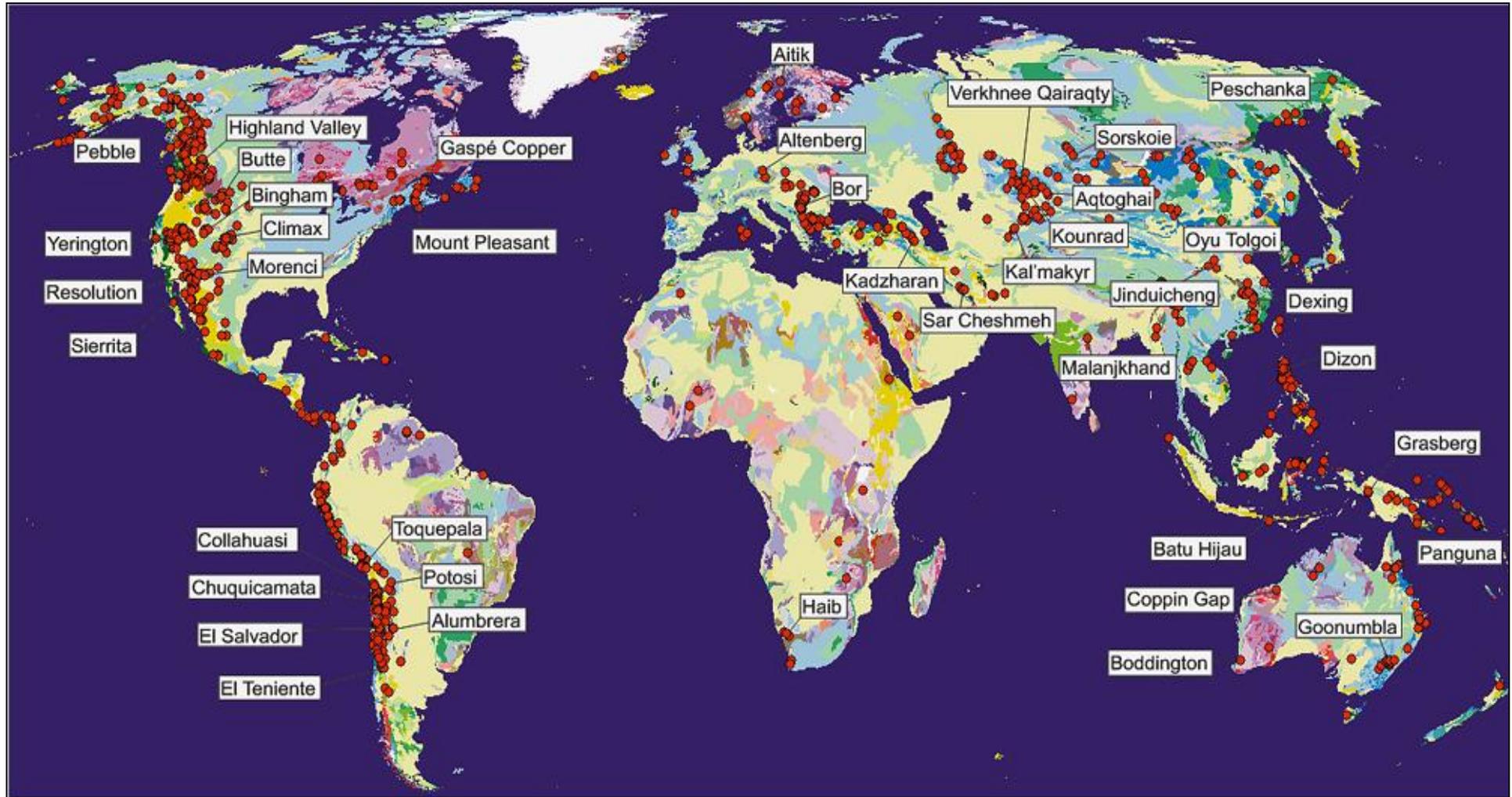


Fig. 40 Distribution mondiale des gisements de porphyres (in Sinclair, 2007).

Deposit #	Type	Tonnage* (10 ⁶ tonnes)	Grade		Age (Ma)
			Mo (%)	Cu (%)	
Canada					
Red Mountain, Yukon (44)	QM	187 (G)	0.100	-	87
Logtung, Yukon	QM	162 (G)	0.031	-	118-109
Adanac, British Columbia (45)	QM	270 (G)	0.094	-	75-71
Bell Molly, British Columbia	QM	32 (M)	0.066	-	54-53
Endako, British Columbia (46)	QM	336 (M)	0.087	-	146-141
Boss Mtn., British Columbia (47)	QM	63 (G)	0.074	-	107-99
Kitsault, British Columbia	QM	108 (G)	0.115	-	55-49
Yorke-Hardy, British Columbia	QM	125 (G)	0.151	-	72-70
United States					
Quartz Hill, Alaska	QM	1,216 (G)	0.077	-	30-27
Mt. Tolman, Washington	QM ?	2,177 (G)	0.054	0.090	60-50
Big Ben, Montana	C **	376 (G)	0.098	-	51-50
Cannivan, Montana	QM	185 (G)	0.096	-	64-61
Cumo, Idaho	QM ?	1,258 (G)	0.059	0.074	52-45
Pine Grove, Utah	C **	125 (G)	0.170	-	23-22
Henderson, Colorado (48)	C	727 (G)	0.171	-	28
Urad, Colorado (49)	C	12 (Mined)	0.209	-	29.5
Climax, Colorado (50)	C	770 (M)	0.216	-	33-24
Mt. Emmons, Colorado	C	141 (M)	0.264	-	18
Buckingham, Nevada	QM ?	1,297 (G)	0.058	0.034	86
Hall, Nevada	QM ?	181 (M)	0.091	0.045	70-66
Mt. Hope, Nevada	C **	510 (G)	0.100	-	38-36
Pine Nut, Nevada	QM	181 (G)	0.060	-	Late Creta.
Questa, New Mexico (51)	C **	277 (M)	0.144	-	25-24
Others					
Cumobabi, Mexico	QM ?	67 (G)	0.099	0.266	57
El Creston, Mexico (52)	QM ?	181 (G)	0.074	0.060	Tertiary
Compaccha, Peru (53)	QM	100 (G)	0.072	-	9.5-12
Copaquire, Chile	QM ?	50 (G)	0.070	0.300	30
Malmbjerg, Greenland (54)	A	136 (G)	0.138	-	28-32
Nordli, Norway (55)	A	181 (G)	0.084	-	247-280
Mackatica, Yugoslavia (56)	QM	181 (G)	0.078	-	36-40
Jin Dui Cheng, PRC (57)	QM ?	907 (G)	0.100	0.030	70

Compilation des données par Carten et al. (1993) ; G= Géologique, M= Exploitable.

Type de classification d'après White et al. (1981) : C= Type Climax, QM= Type Monzonite quartzique.

**C= Type Sub-Climax selon Wallace (1995).

A= Type subalcalin de la suite rhyolite alcaline de Carten et al. (1993) ; non incluse dans White et al. (1981).

Tableau 4 Tonnage des principaux gisements de porphyres à molybdène (in Misra Kula, 2000).

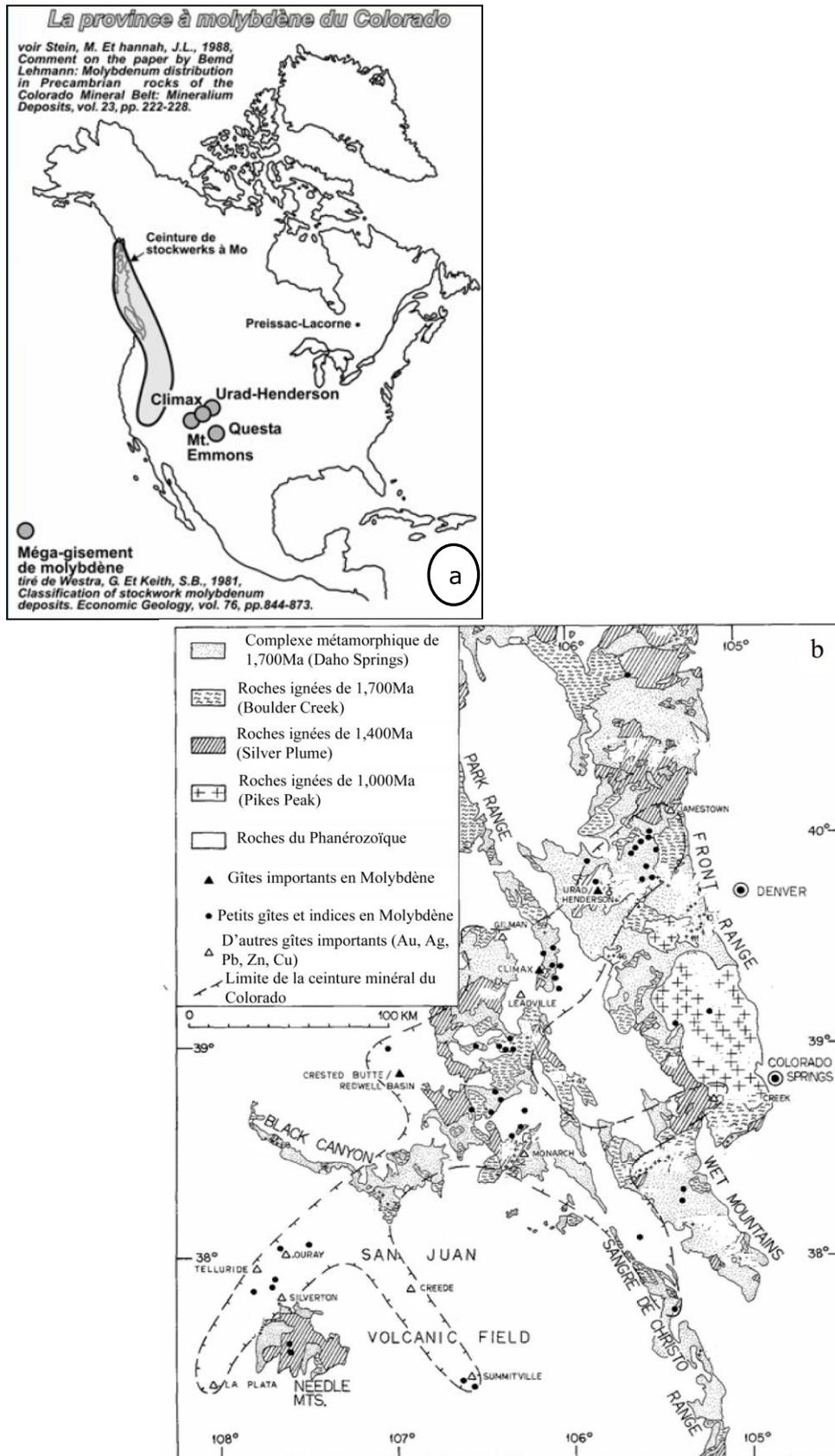


Fig. 41 (a) Répartition géographique du molybdène dans le Colorado et **(b)** Carte géologique du socle précambrien de la ceinture du Colorado montrant la distribution des gîtes à molybdène (in Lehmann, 1987).

Toutefois, on connaît plusieurs exemples de porphyres minéralisés d'âge archéen et protérozoïque en Australie, Scandinavie, Inde, Namibie et Canada. Pour les porphyres à Mo, on peut citer ceux de l'Ontario et de Finlande qui sont d'âge précambrien (in Pirajno, 2009).

Les porphyres à Mo-Cu (Ag-W) et à Mo-Cu (W) à l'Est de Pilbara (Australie) se sont mis en place dans une séquence volcanique bimodale et leur encaissant est une granodiorite à 0,06% Mo et 0,09% Cu ;

Le porphyre Cu-Mo-Au de Malanjkland, au centre de l'Inde considéré comme l'un des plus gros gisements à l'échelle mondiale (0,9% Cu, 0,025% Mo et 0,14g/t Au), montre un âge de 2490 ± 8 Ma ;

Le porphyre de Haib River au Sud de la Namibie, porphyre à Cu-Mo (0,32% Cu et 0,10% Mo) qui présente un style d'arc magmatique andéen, est daté de $\sim 2,0$ Ga.

Enfin, il existe d'autres types de minéralisations à Mo comme :

- les skarns à Mo rencontrés dans les séquences carbonatées au contact des intrusions très différenciées et siliceuses comparables aux intrusions des porphyres à Mo (e.g. Mont-Laurier au Québec, Meinert, 1993);
- Les gîtes de Ni-Zn-Mo-EGP présents dans les schistes argileux (minces horizons enrichis en pyrite, vaesite (NiS_2), jordisite MoS_2 amorphe, sphalérite) dans les ceintures orogéniques post-Archéennes. À l'heure actuelle, ils ne sont pas économiques (plusieurs exemples chinois);

IV.2.2 Caractéristiques des porphyres

Les gisements porphyriques sont associés à des systèmes hydrothermaux reliés à des intrusions magmatiques. Ils consistent en de vastes accumulations de minerai à faible teneur où la répartition des minéraux métalliques primaires (hypogènes) est régie principalement par des contrôles structuraux. La minéralisation est liée à des intrusions hypovolcaniques de composition felsique à intermédiaire. Selon, Pirajno (2009), les gisements porphyriques sont universellement caractérisés par trois principaux traits :

- de larges volumes de roches affectées par l'altération hydrothermale auxquelles la minéralisation est associée (Tableau 5);
- la liaison génétique et spatial de la minéralisation liée aux intrusions qui présentent une texture porphyrique d'où le nom

de porphyre contenant des phénocristaux primaires : hornblende ou biotite (souvent les deux minéraux);

- la présence de veines et de veinules formant des stockwerks dans lesquels sont disséminés les sulfures de Fe, Cu, Mo, Bi, Pb et Zn, ainsi que l’Au natif et les oxydes de W et Sn.

Classe	Porphyre à Cuivre			
Métal(x)	Cu±Au±Mo	Cu±Mo	Cu±Mo±Au	Cu±Au
Type d'intrusions	Porphyre de tonalite-granodiorite	Porphyre de quartz-monozodiorite-granite	Porphyre monzonitique	Porphyre syénitique
Classe	Porphyre à Molybdène			
Métal(x)	Mo±Au	Mo	Mo-Cu	Mo
Type d'intrusions	Porphyre monzonitique	Porphyre syénitique	Porphyre de quartz-monozodiorite	Porphyre granite ; trondhjémite ; rhyolite
Classe	Porphyre à or	Porphyre tungstène	à	Porphyre à étain
Métal(x)	Au	W-Mo		Sn
Type d'intrusions	Porphyre dioritique	Porphyre rhyolitique		Porphyre rhyodacitique

Tableau 5 Classification des systèmes de porphyres basés sur la nature du métal dominant. Modifié d’après Seedorff et al., (2005).

IV.2.3 Classification des porphyres

Les gisements porphyriques, en fonction de la morphologie et du degré de complexité des gisements, sont classés selon trois types : plutonique, volcanique et « classique » (Fig. 42) (in Pirajno, 2009):

- le type plutonique se réfère aux gisements formés dans un environnement de batholites avec une minéralisation encaissée dans un ou plusieurs plutons zonés. Ces derniers en forme de champignon, sont discordants sur des empilements volcaniques. La minéralisation à sulfures est relativement dispersée.
- le type volcanique correspond aux gisements mis en place dans les racines des volcans avec une minéralisation localisée dans le pluton comagmatique du volcanisme et/ou dans les roches volcaniques encaissantes. Dans les systèmes calco-alcalins, les corps minéralisés sont lenticulaires et irréguliers. Par contre, dans les systèmes alcalins, la minéralisation est marquée par des halos concentriques de sulfures.
- enfin, le type classique est associé à des « stocks » post-magmatiques et post-orogéniques qui recoupent la roche-mère

magmatique. La minéralisation est caractérisée par une zonalité latérale ; le cœur faiblement minéralisé, est entouré par des halos concentriques où molybdénite, puis chalcopryrite et pyrite, sont respectivement dominantes.

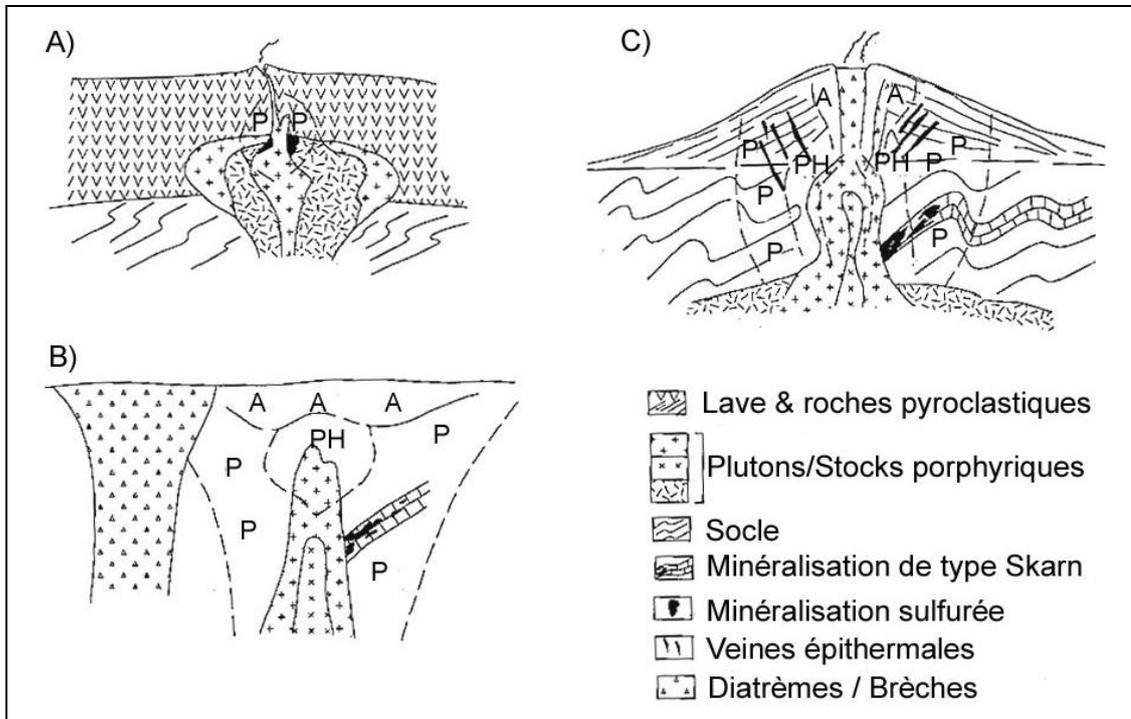


Fig. 42 Modèles schématiques des systèmes de porphyres (sans échelle) **(A)** type plutonique, profondeur du pluton $\sim 5-6$ km ; **(B)** stock porphyrique et pipe-diatrème ; extension verticale $\sim 0,5-1,5$ km ; **(C)** type classique du système volcano-plutonique, profondeur $\sim 3-4$ km. Altération : **A** argillique, **P** propylitique, **PH** phyllique (in Pirajno, 2009).

Tous les types de gisements porphyriques se forment à faible profondeur dans la croûte (probablement 3-4 km ou moins). Dans le cas des porphyres à Mo, la plupart des gîtes se situent au dessus ou au sommet d'une coupole intrusive porphyrique ou aplitique. Le niveau d'érosion pour les gisements de type porphyrique est de quelques centaines de mètres au dessus du pluton. Historiquement, l'exploration pour les gisements porphyriques a surtout été menée dans les ceintures relativement jeunes, puisque le niveau d'érosion y est moins élevé.

Selon le contexte tectonique, les porphyres à Mo se subdivisent en deux sous-types basés sur la nature des roches intrusives, la structure locale et le contexte tectonique :

- porphyres à Mo type « rift » ;
- porphyres à Mo type « arc ».

a) *Porphyres à Mo de type « rift »*

Les porphyres à Mo de type « rift » sont associés à des intrusions très différenciées (plus de 75% SiO₂), riches en fluor et mise en place dans un contexte d'extension intraplaque (ou domaine intracontinental associé à des zones de rift). Les fluides à l'origine des minéralisations sont magmatiques (éventuellement dilués par l'eau météorique) et sont déposées au sommet de la coupole et dans l'encaissant.

Le type « Climax » est le sous-type des porphyres à Mo de type « rift » selon la classification de Carten et al., (1993). Le corps minéralisé typique pour ces gisements est un stockwerk à veinules de quartz-molybdénite (MoS₂). Le corps minéralisé est de forme convexe, situé au sommet d'une coupole porphyrique.

b) *Porphyres à Mo de type « arc »*

Les porphyres à Mo de type « arc » s'apparentent aux porphyres à Cu-Mo. On les rencontre dans un environnement d'arc magmatique et de cordillères. Ils sont associés à des intrusions calco-alcalines de nature dioritique à monzonitique. En comparaison avec les porphyres à Mo type rift, les intrusions sont moins différenciées. La monzonite à quartz est le type le plus représenté dans ce type de gisement (White et al., 1981).

Le tableau 6 permet la comparaison entre les deux sous-types en résumant les caractéristiques essentielles.

Caractéristiques	Type Rift	Type Arc
Teneurs moyennes	0,25-1,0 %MoS ₂	<0,25%MoS ₂
Origine de l'intrusion	porphyre de Granite	Porphyre de Monzonite quartzique
Géochimie	(>75% SiO ₂), peralcalin, Rb, Y et Nb élevés ; Ba, Sr et Zr faibles	Calco-alkaline
Associations métalliques	Cu pratiquement absent davantage de W, U, Nb	Présence de Cu, Skarn à Cu
Teneurs en Fluor	Riche en F (fluorite, topaze, micas)	Pauvre en F
Minéralogie	Molybdénite, Quartz, feldspath-K, fluorite, biotite, pyrite, calcite, rutile, wolframite, anhydrite, séricite, cassitérite, sphalérite, galène	Molybdénite, pyrite, scheelite, chalcopryrite, tétraédrite, Quartz, feldspath-K, biotite, calcite, argile, séricite, galène
Altération	Intense silicification, altération potassique, altération propylitique, altération quartz-séricite-pyrite, greisen mineur	Potassique à propylitique, phyllique et propylitique, argillique à la périphérie
Texture	Fractures et veines prédominantes ; disséminations mineurs ; brèches	Disséminées, veines et fractures
Age	Paléozoïque à Tertiaire	Archéen à Tertiaire
Contexte géodynamique	Magmatisme intraplaque avec caldéras, volcanisme felsique	Zones de subduction liées aux Arcs Magmatiques ou collision continentale
Contrôle du minéral	Stockwerks ou petits stocks ; multiples stades d'intrusions et de minéralisations	Stockwerks dans les porphyres felsiques et les roches encaissantes avoisinantes ; multiples stades de minéralisations communs
Signatures géochimiques	Anomalies en Mo, Sn, W et Rb près de la zone minéralisée. Anomalies en Zn, F et U en périphérie (supérieur à 2km)	Anomalies en Mo, Cu, W et F près de la zone minéralisée. Anomalies en Pb, Zn, Au et Ag en périphérie (supérieur à plusieurs km)
Exemples typiques	Colorado: Climax , Henderson, Silver Creek, Urad, Mount Emmons, Redwell Basin; Nouveau Mexique: Questa	Colombie Britannique : Endako ; Alaska : Quartz Hill ; Chine : Jinduicheng

Tableau 6 Classification des porphyres à molybdène d'après Sillitoe (1980); Carten et al., (1993) (in Rowe, 2005).

IV.3 Altérations hydrothermales

Ces gisements se caractérisent par le développement important de zones d'altération qui affectent l'ensemble de la zone minéralisée et l'encaissant immédiat des intrusions porphyriques. Quatre types d'altération se retrouvent dans la plupart des gisements porphyriques : potassique, phyllitique, argillique et propylitique. L'évolution temporelle et spatiale de ces diverses altérations est dépendante de la composition du fluide (notamment en cations K^+ / H^+) et de la température et se marque tout d'abord par :

- i) l'altération potassique (de haute température) : les minéraux ferromagnésiens sont transformés en biotite, les plagioclases calciques en feldspath potassique et on note la présence de veinules à feldspath potassique et anhydrite ; au dessus se développe une importante silicification qui constitue parfois un noyau quartzeux à molybdénite par remplacement à partir d'un système de fractures de tension ;
- ii) l'altération phyllique (ou altération séricitique) : correspond au lessivage du feldspath potassique remplacé par la séricite et le quartz ; il apparait dans cette zone de la pyrite en abondance car le SO_2 qui se trouvait à l'état dissout dans le fluide va se séparer en H_2S à l'origine des sulfures ;
- iii) l'altération argillique : se développe à plus basse température et est liée à l'augmentation du pH et du rapport fluide / roche ; cette altération se caractérise par la transformation complète de la minéralogie des roches encaissantes avec formation de kaolinite, chlorite, séricite et pyrite. Parfois, on observe une altération argillique avancée constituée de quartz, kaolinite et pyrophyllite ;
- iv) dans les zones les plus externes, l'altération propylitique se manifeste à partir de fluides essentiellement météoriques avec transformation des ferromagnésiens et des plagioclases en albite, chlorite, épidote, carbonate, montmorillonite et séricite.

IV.4 Textures et morphologie de la minéralisation

Les gisements de porphyres à molybdène sont dominés par la présence d'une molybdénite à grains fins. Bien que des amas visibles à l'œil nu soient possibles, elle est généralement fine et les grains individuels ne peuvent être observés à l'œil nu. Les minéralisations se présentent en :

- **Stockwerks** : le minerai à molybdénite existe à l'intérieur des veinules de quartz (veinules de « quartz bleu » à Climax) ou le long des limites de veinules de quartz ou fêlures appelés en anglais « moly paint ». Les stockwerks peuvent être allongés (Endako) ou équidimensionnels (Climax) (Hollister, 1975).
- **Larges veines**: une partie du minerai peut occuper occasionnellement de larges veines (Questa). Ces veines existent à l'intérieur du granite et disparaissent dans la zone propylitisée des volcanites. Elles consistent en un remplissage de quartz à molybdénite dont l'épaisseur atteint deux mètres. Les minces « pellicules » contiennent seulement de la molybdénite ; par contre les veines sont composées de fluorite, pyrite, calcite, chalcopryrite ou rhodocrosite.
- **Brèches** : des brèches minéralisées à molybdénite remplissent des cheminées (*pipes ou breccia pipes en anglais*) (e.g. Boss Mountain au Canada).
- **Disséminations** : les gisements de porphyres à molybdène contiennent de la molybdénite disséminée à l'intérieur de roche particulière. Par exemple, à Lime Creek, des dykes alaskitiques renferment de la molybdénite disséminée en petites rosettes mais aussi en intercroissance graphique avec certains silicates. Cependant, cette molybdénite est considérée comme magmatique car elle semble faire partie de la texture ignée. Certains spécialistes reconnaissent « la molybdénite deutéritique » qui consiste en rosettes éparpillées sporadiquement à l'intérieur d'intrusions acides. Cette minéralisation existe parfois en petites poches dans les plutons mais ne présentent aucune importance économique.

IV.5 Modèle génétique

Les porphyres à Mo, comme les porphyres à Cu, se sont formés à partir de fluides hydrothermaux enrichis en métaux issus de magmas différenciés et partiellement cristallisés. Deux types de fluides hydrothermaux sont observés : fluides hypersalins (>26% NaCl) et peu salins avec des températures décroissantes de 600 à 300°C (White et al., 1981). Les magmas à l'origine des minéralisations dérivent en partie de la fusion partielle de zones mantelliques métasomatisées par les fluides issus d'une plaque en subduction. L'injection de ces magmas chauds, riches en S et Cl, dans la croûte inférieure va provoquer la fusion partielle de celle-ci, entraînant la formation de magmas hybrides. La zone où se déroule cette fusion étagée est appelée zone MASH (*Melting Assimilation Storage*

Homogeneization). La remontée de ces magmas et leur évolution par cristallisation fractionnée et assimilation sera à l'origine de la diversité de composition des divers porphyres granitiques.

La genèse des minéralisations serait associée aux fluides qui se séparent du liquide silicaté en fin de cristallisation ; ces fluides sont relativement pauvres en Mo (1-5 ppm). Les fluides ainsi formés s'accumuleraient sur une période prolongée, dans la partie sommitale de la chambre ; lorsque la pression des fluides du magma dépassera la pression lithostatique, il y aura fracturation et bréchification de l'encaissant, expulsion des fluides et formation d'une coupole constituée d'un essaim de dykes et d'un stockwerk minéralisé. La diminution de pression des fluides liée à l'ouverture des fractures et la baisse de température va entraîner son ébullition. Le départ des ligands, notamment le S, dans la phase vapeur, va induire la précipitation des métaux et donner le stockwerk minéralisé au toit du batholite en association avec la phase liquide sursalée (de 30 à 50 % éq. Poids NaCl), dense appelée saumure ; l'altération potassique est associée à cette zone minéralisée (Seedorff et al., 2005 ; Sinclair, 2007) (Fig. 43). Le porphyre représentant une source de chaleur importante, va induire la formation de cellules hydrothermales convectives des eaux intraformationnelles qui lessivent les roches encaissantes et se chargent également en métaux. Les fluides acides issus de la phase vapeur, de faible densité, pourront se mélanger à ces fluides météoriques et donner naissance aux altérations phyllitiques et argilliques et à une deuxième génération de minéralisations associée à des zones riches en pyrite. Le molybdène serait transporté sous forme de complexes hydroxylés dans ces fluides peu salins (Cline et Vanko, 1995).

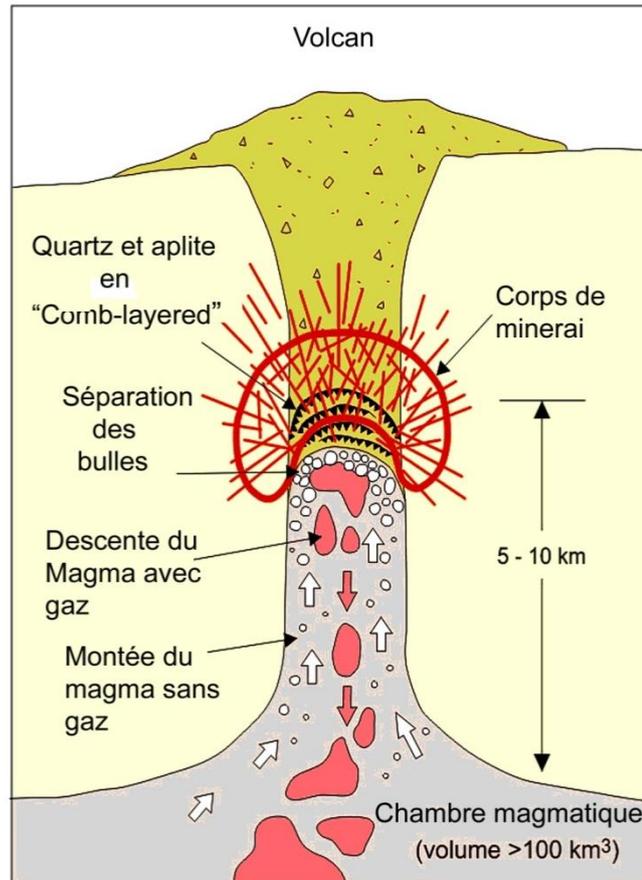


Fig. 43 Diagramme schématisé de la convection du magma nourricier d'une intrusion subvolcanique au-dessous d'un porphyre (in Sinclair, 2007).

La séparation du fluide à partir d'un magma dégazé qui occupe le sommet de la colonne de la chambre magmatique, forment des « poches » de fluides hydrothermaux magmatiques où des couches de quartz « en peigne » croissent à l'intérieur des marges d'intrusions. Les veines minéralisées et les stockwerks se forment lorsque la pression du fluide dépasse la pression lithostatique et la résistance des roches avoisinantes.

IV.6 LES MINÉRALISATIONS À Mo, Cu, (Au) DE LA STRUCTURE CIRCULAIRE DE BLED M'DENA

IV.6.1 Répartition de la minéralisation

La minéralisation à Mo et Cu de la structure circulaire de Bled M'Dena est portée par des filons visibles en surface grâce aux nombreux débris de quartz qui jonchent le sol ; les tranchées et les puits réalisés au cours des campagnes de terrain de l'E.R.E.M (1986) montrent que les filons de quartz présentent diverses orientations (N110, N70, EW et NS).

En outre, cette minéralisation est également cantonnée dans des zones de fractures constituant ainsi un « stockwerk » qui couvrent le quart NE de la structure. Ces essais filoniens quartzeux sont encaissés dans les faciès granodioritiques, monzodioritiques quartziques et microgranodioritiques (Fig. 44). Les filonnets de quartz sont caractérisés par des dimensions peu importantes, longueur centimétrique à décimétrique (20 cm) et puissance centimétrique. Il est important de souligner que ces filons de quartz se développent dans une zone où les roches encaissantes sont fortement altérées. L'altération s'intensifie près des zones minéralisées mais diminue lorsqu'on s'éloigne de celles-ci.

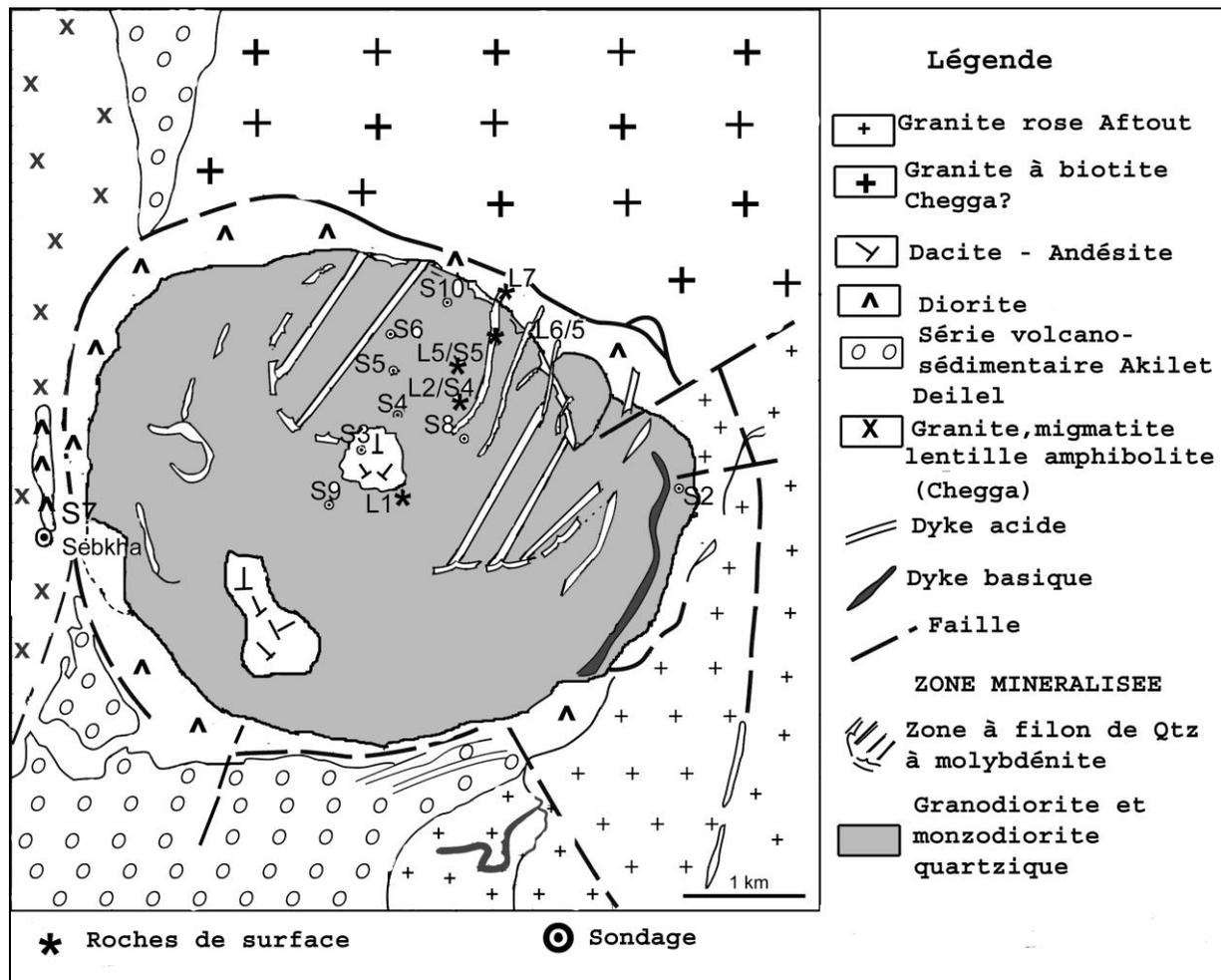


Fig. 44 Carte schématique de quelques affleurements minéralisés de la structure circulaire de Bled M'Dena (E.R.E.M, 1984 modifiée).

IV.6.2 Caractéristiques de la minéralisation

La minéralisation est essentiellement représentée par deux minéraux : la molybdénite et la chalcopryrite.

La molybdénite apparaît à l'œil nu gris bleu avec une nette nuance bleuâtre et est très souvent disséminée de façon désordonnée, en mouche dans les veines de quartz gris (fumé) ou dans un quartz à texture rubanée (Planche VIII, Photo 1). Elle se présente, en plaquette ou lamelle fortement courbée pouvant atteindre 1mm à 5mm. La molybdénite est également disséminée dans les monzodiorites quartziques, les granodiorites et les microgranodiorites (Planche VIII, Photos 2, 3 & 4). On l'a rencontré de façon inopinée dans un faciès bréchique gris-verdâtre à éléments hétérogènes (Planche VIII, Photo 5).

La chalcopryrite forme des agrégats fins, xénomorphes allongés ou grossiers rarement subautomorphes (Planche VIII, Photos 2, 3 & 4). Ce sulfure est soit disséminé dans la roche, soit remplissant les espaces intergranulaires dans la veine de quartz.

En fonction du remplissage des filonnets de quartz, trois familles sont distinguées:

a) **Filonnets essentiellement quartzeux**

Quartz : présent dans presque tous les faciès, à épontes décolorées.

b) **Filonnets minéralisés à molybdénite et/ou polymétallique**

- Quartz + molybdénite : la molybdénite se loge dans un quartz, ayant un habitus particulier sous forme de globules déformés ou en agrégats microcristallins. Elle se trouve très souvent associée aux carbonates dans le stockwerk (Planche IX, Photomicrographies 1 & 2). Parfois, en bordure de ces filonnets, cette paragenèse est soulignée par de l'épidote ou de la chlorite ;
- Quartz + calcite + molybdénite + chalcopryrite + pyrite : ces sulfures sont encaissés dans une veinule à quartz microcristallin. Ils peuvent être tous présents, mais parfois on ne retrouve qu'un ou deux sulfures. Il est important de souligner que la molybdénite est associée à la calcite dans la majorité des cas (Planche IX, Photomicrographie 3).
- Quartz + chalcopryrite : ce sulfure se trouve dans du quartz interstitiel ou dans les filonnets (Planche IX, Photomicrographie 4) et est disséminé dans la roche ;
- Chalcopryrite + pyrite + galène : cette paragenèse est disséminée dans la roche (Planche IX, Photomicrographie 5).

c) **Filonnets à carbonates**

Les carbonates (calcite) se présentent en grains hypidiomorphes à xénomorphes fortement maclés. Ils occupent parfois des fractures (Planche IX, Photomicrographie 6) ou sont en intercroissance avec les grains grossiers de quartz.

PLANCHE VIII

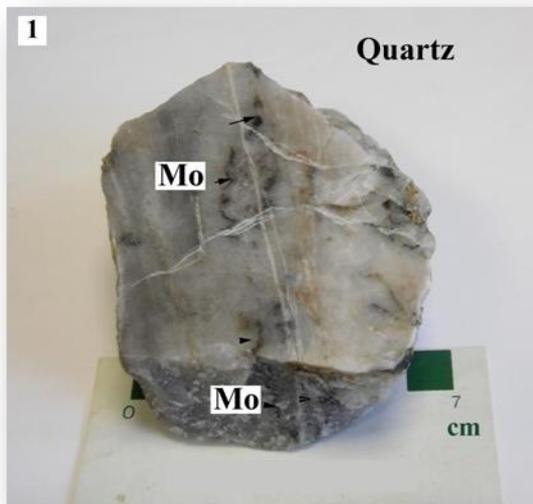


Photo 1. Molybdénite avec quelque rare sulfure (non visible à l'œil nu) dans un quartz rubané (S.4) de la structure circulaire de Bled M'Dena. Molybdénite (*Mo*)



Photo 2. Molybdénite (*Mo*) et chalcopyrite (*Cp*) disséminées dans la monzodiorite quartzique (échantillon S5/9) et molybdénite seul dans la veine de quartz (*Qz*).



Photo 3. Molybdénite, chalcopyrite et pyrite (vues au microscope) dans des veinules de quartz grisâtre qui jalonnent une granodiorite (S10/2); les mêmes sulfures sont disséminés dans la masse de la roche. Ces veinules sont soulignées par de minces remplissages rougeâtres d'oxyde de fer (hématite).

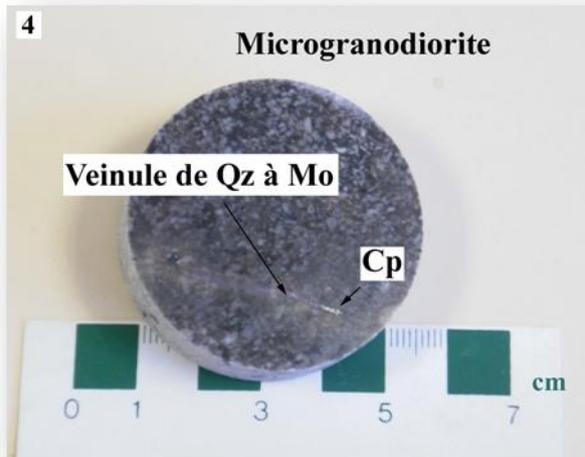


Photo 4. Molybdénite (vu au microscope polarisant) et chalcoppyrite (0,5 mm) dans une fine veinule de quartz gris et translucide traversant une microgranodiorite (S10/37) (Faciès hypovolcanique).

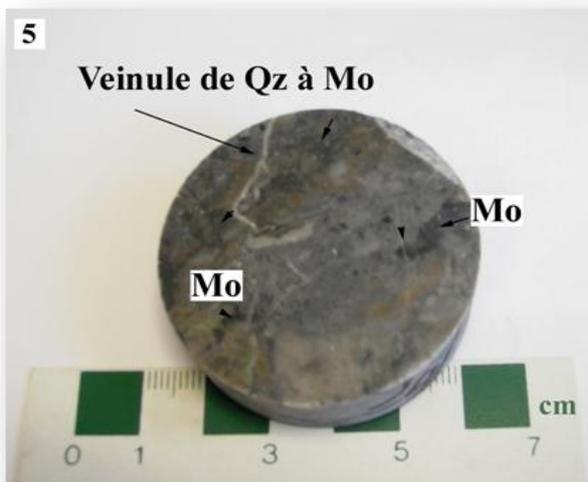


Photo 5. Abondance de la molybdénite dans du quartz gris (visible à l'œil nu) dans un faciès bréchique (S9/11) de couleur gris-verdâtre.

PLANCHE IX

Photomicrographie 1 Molybdénite associée à des carbonates en bordure d'un filonnet de quartz recoupant une microgranodiorite. L.P.A. (x5).

Photomicrographie 2 Molybdénite en inclusion dans le quartz. Remarquer les zones de croissance du quartz soulignée par des plans d'inclusions fluides. L.P.n.A. (x5).

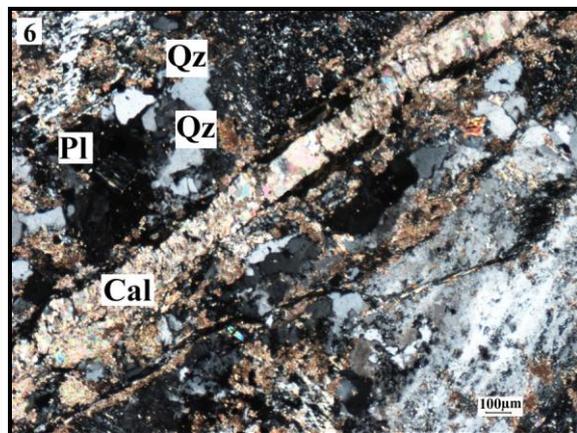
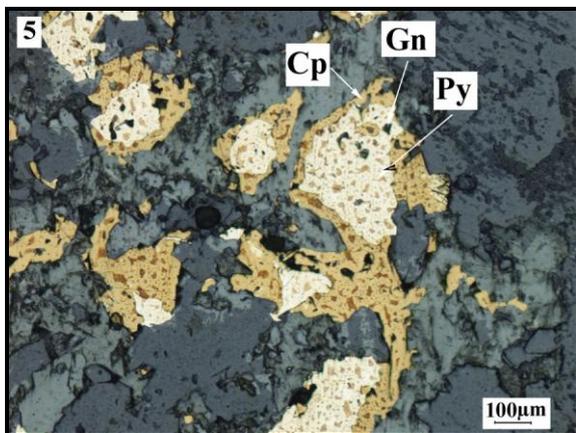
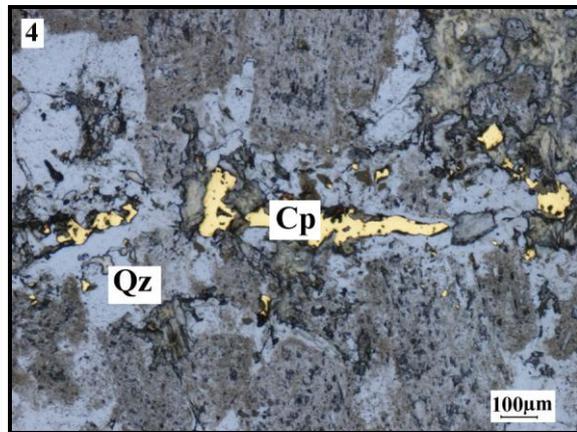
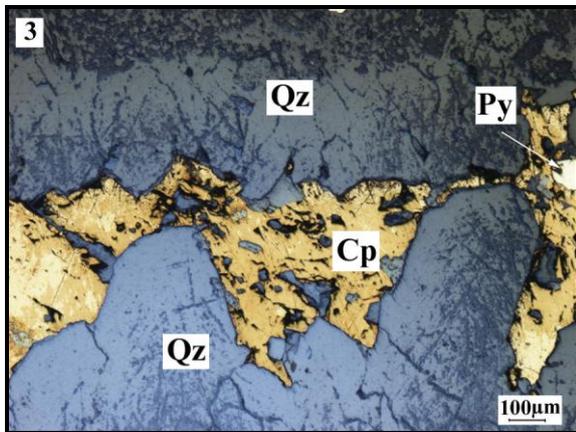
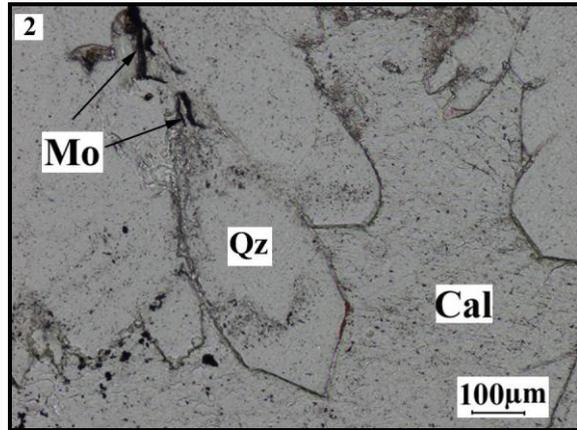
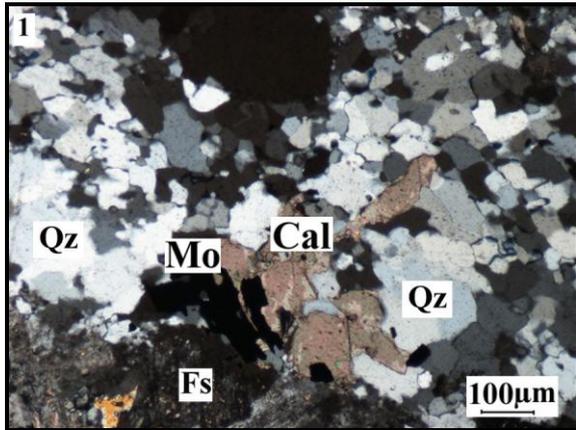
Photomicrographie 3 Association pyrite - chalcopryrite dans un filonnet de quartz. L.R. (x5).

Photomicrographie 4 Quartz interstitiel contenant de la chalcopryrite dans une monzodiorite quartzique. L.R. G. x5.

Photomicrographie 5 Paragenèse regroupant chalcopryrite, pyrite et galène disséminée dans la granodiorite (S10/2). (**Gn**: galène : point gris sur la photomicrographie). L.R. G. x5.

Photomicrographie 6 Veinule à calcite illustrant une paragenèse tardive. L.P.A. G. x5.

PLANCHE IX



IV.6.3 RELATIONS TEXTURALES DES MINÉRAUX MÉTALLIQUES

1) SULFURES (Tableau d'analyses chimiques, Annexe II)

a) *Molybdénite*_MoS₂

La molybdénite se trouve dans la majorité des cas isolée des autres sulfures mais très souvent associés aux minéraux d'altération hydrothermale (calcite, chlorite et épidote) (Planche X, Photomicrographie 1). **La fluorine** se développe également entre les lamelles de la molybdénite suggérant ainsi une postériorité (Planche X, Photomicrographie 2). Un spectre qualitatif EDS montre les raies caractéristiques du fluor dans la figure 45. En outre, différents sulfates (**anhydrite, célestite et barytine**) sont associés aux sulfures primaires (molybdénite et chalcopryrite) (Planche X, Photomicrographie 3).

b) *Chalcopryrite*_CuFeS₂

La chalcopryrite est souvent associée à la pyrite, la **galène** et la **bornite**. La galène n'est pas très fréquente mais est incluse facilement dans la pyrite ou la chalcopryrite (Planche X, Photomicrographies 4 & 5). La bornite se joint à la chalcopryrite illustrée par la Photomicrographie 5.

c) *Pyrite*_FeS₂

La pyrite est en cristaux subautomorphes disséminés (sa forme la plus courante) ou automorphes à l'état d'inclusions dans la chalcopryrite. Ce sulfure est associé à la molybdénite soit dans la paragenèse secondaire des granitoïdes soit dans la matrice microcristalline des filonnets de quartz (Planche X, Photomicrographie 4). La **monazite** qui est un phosphate de terres rares a été déterminée au MEB et est souvent associé à la chalcopryrite et la pyrite (Planche X, Photomicrographie 7).

2) ÉLÉMENTS NATIFS

a) *Or natif*

L'Or natif se rencontre de façon exceptionnelle dans les granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena. Il se trouve dans les veines de quartz recoupant la granodiorite ou dans la paragenèse secondaire, en association avec la molybdénite et la chalcopryrite englobée par la calcite (Planche X, Photomicrographie 8). Vu sa petite taille, des spectres qualitatifs EDS ont été réalisés pour sa détermination (Fig. 46). Ces spectres montrent que l'or est légèrement argentifère.

b) Bismuth natif

Le bismuth se trouve en inclusion dans les mêmes veines que l'or (Planche X, photomicrographie 6). Un spectre qualitatif EDS montre les raies caractéristiques du Bi dans la figure 47 ; les pics de Si, Al et Na correspondent à la matrice de feldspath qui englobe le grain de bismuth natif et qui « contamine » l'analyse.

3) SULFOSELS DE CUIVRE

Au sein de la pyrite, l'analyse montre parfois la présence de cuivre gris, qui forme une solution solide entre le pôle tennantite (As) et le pôle tétraédrite (Sb). Un spectre qualitatif EDS est illustré à la figure 48.

4) MINÉRAUX SUPERGÈNES

Covellite CuS & Chalcocite Cu_2S

Les minéraux primaires de cuivre (chalcopyrite et bornite) sont remplacés dans la zone supergène par la covellite et la chalcocite. La covellite et les oxydes de fer constituent parfois environ 2 à 4% par rapport aux autres minéraux.

PLANCHE X

Photomicrographie 1 Image MEB en mode rétrodiffusé de la molybdénite (*Mo*) associée à la calcite (*Cal*), l'épidote (*Ep*) et la chlorite (*Chl*).

Photomicrographie 2 Image MEB en mode rétrodiffusé de la molybdénite (*Mo*) associée à la calcite (*Cal*) et la fluorine (*Fl*) ; la fluorine se trouve parfois entre les lamelles de la molybdénite.

Photomicrographie 3 Image MEB en électrons rétrodiffusés montrant les associations molybdénite-anhydrite-bornite (anhydrite et bornite représentés en minuscules grains blancs). **Bn** : Bornite

Photomicrographie 4 Image MEB en mode rétrodiffusé montrant l'association chalcopryrite (*en bordure*), pyrite (*au cœur*) et galène (à l'intérieur de la pyrite, petit point blanc), le tout disséminé dans la granodiorite.

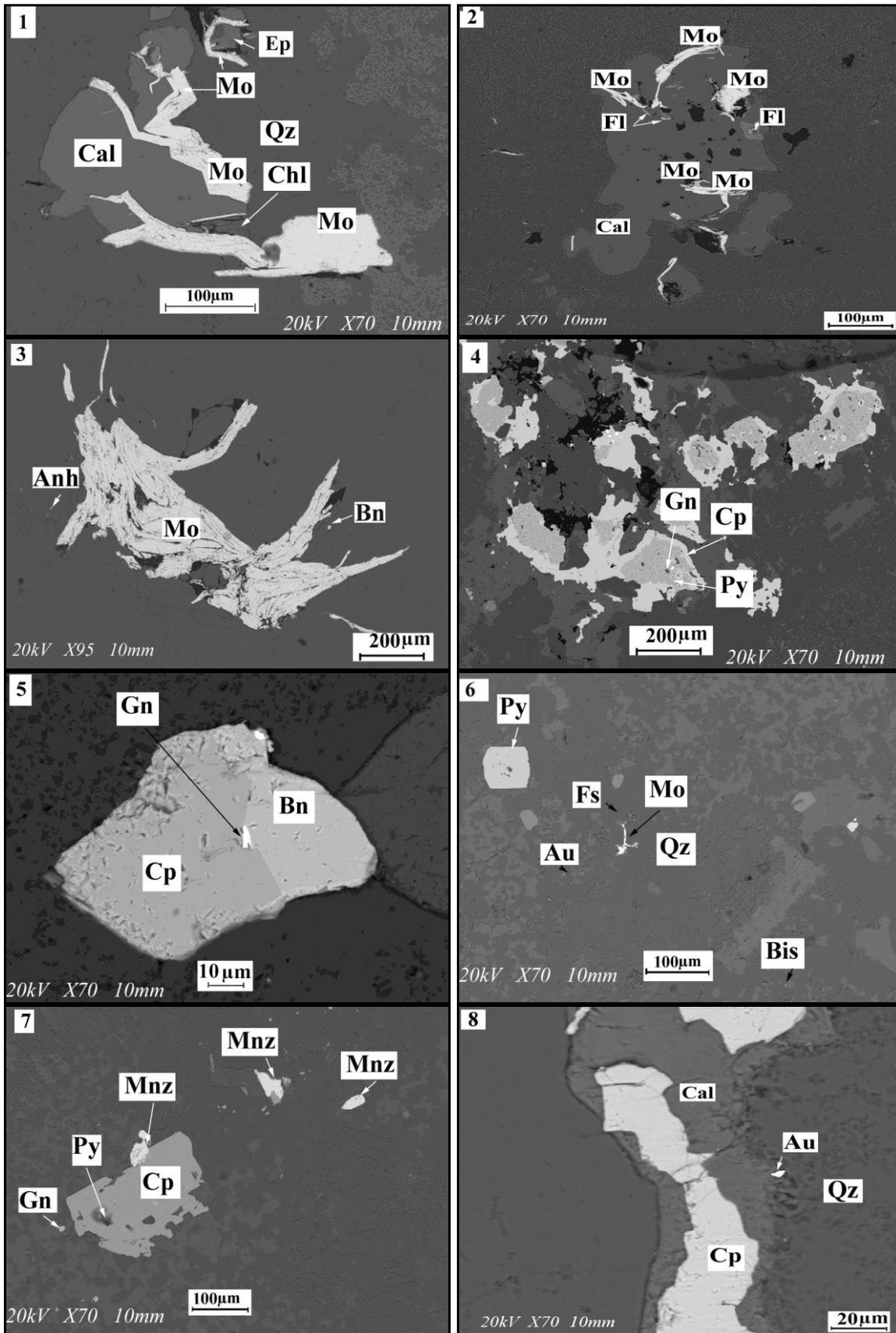
Photomicrographie 5 Image MEB en électrons rétrodiffusés montrant les associations chalcopryrite-galène-bornite. **Gn** : Galène

Photomicrographie 6 Image MEB en mode rétrodiffusé montrant la molybdénite associée à l'or (*Au*) et au bismuth natif (*Bis*) dans une veine de quartz.

Photomicrographie 7 Image MEB en électrons rétrodiffusés montrant la monazite (*Mnz*) associée à la paragenèse chalcopryrite-pyrite-galène.

Photomicrographie 8 Image MEB en mode rétrodiffusé montrant un grain d'or en bordure d'une veine à chalcopryrite et calcite recoupant une roche hypovolcanique (*S10/37*).

PLANCHE X



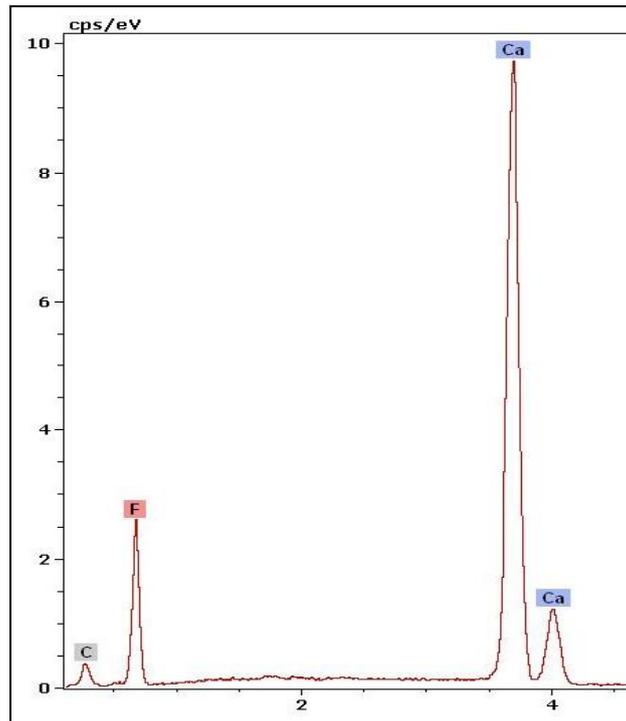


Fig. 45 Spectre EDS de la fluorite.

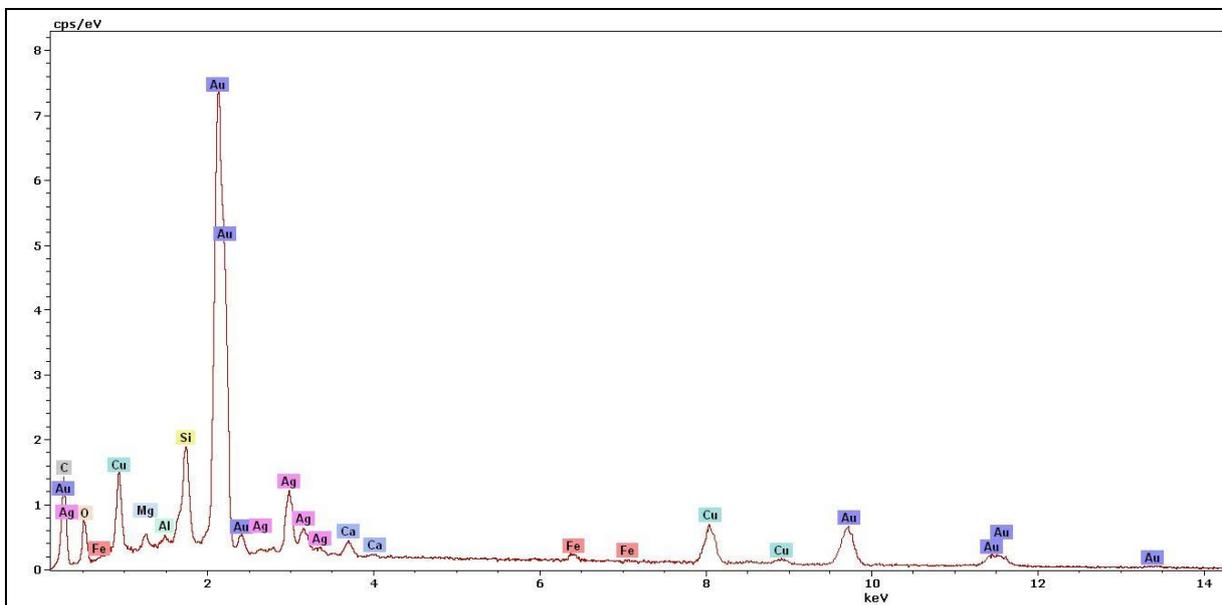


Fig. 46 Spectre EDS de l'Au natif.

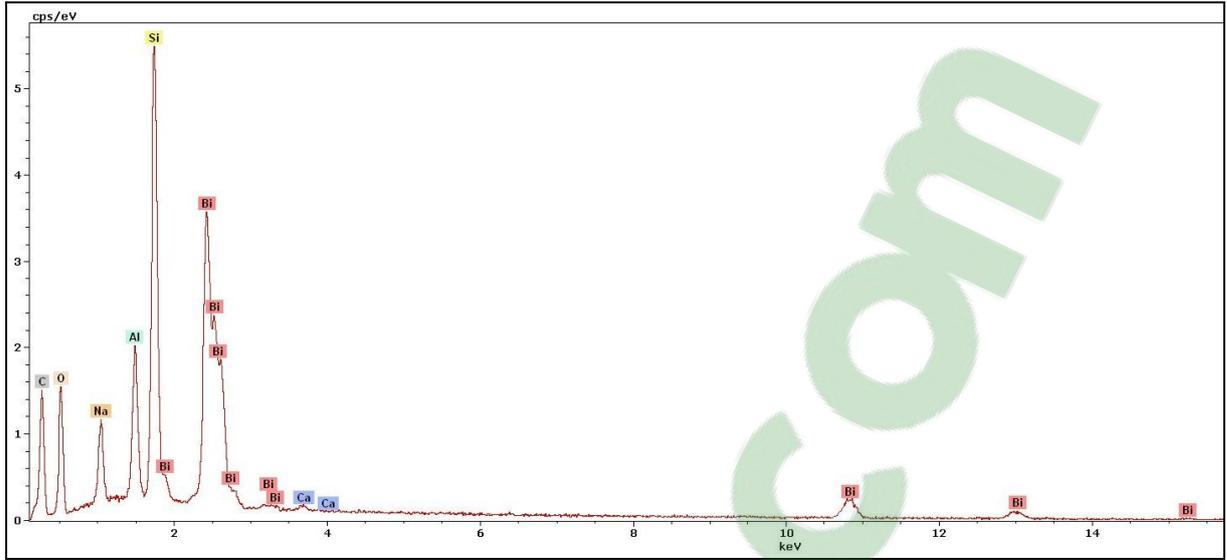


Fig. 47 Spectre EDS du Bi natif. Les pics de Si, Al et Na correspondent à la matrice de feldspath qui englobe le grain de bismuth natif et qui « contamine » l'analyse.

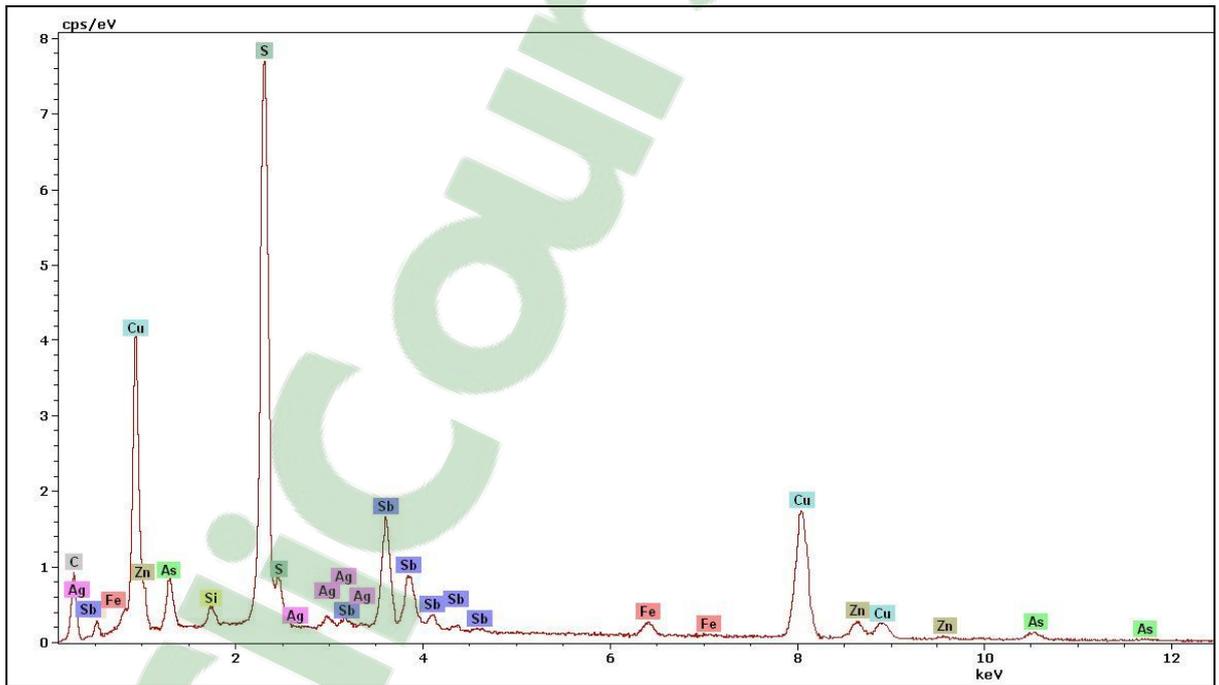


Fig. 48 Spectre EDS des sulfosels de cuivre.

IV.7 RELATIONS ENTRE ALTÉRATIONS ET MINÉRALISATIONS

IV.7.1 Les aspects de l'altération hydrothermale

Les observations effectuées sur l'ensemble des échantillons prélevés sur le terrain et les carottes de sondage, montrent deux modes de distribution d'altérations:

- **Une altération diffuse** ou « *pervasive alteration* » qui s'est développée sélectivement au sein des minéraux primaires des faciès décrits et ce quel que soit le faciès (monzodiorite quartzique, microgranodiorite ou granodiorite) (Planche XI, Photomicrographie 1). Destabilisés, ces minéraux ont été transformés en un assemblage de minéraux où dominant l'épidote, la chlorite, la calcite, l'argile, la séricite et en moindre importance l'albite et le quartz. En outre, l'amphibole primaire peut remplacer partiellement ou totalement la biotite secondaire et magnétite (Planche XI, Photomicrographie 2). Ces minéraux d'altération sont associés à une minéralisation cuprifère illustrés par la Planche XI, Photomicrographies 3 et 4 montrant la chalcopryrite dans une biotite chloritisée et une épidote. (*Cette section a été développée dans la partie pétrographie des altérations intraminérales*).

- **Une altération d'éponte** ou « *wall rock alteration* » qui montre une relation spatiale avec des veines ou veinules. Celle-ci est dominée par le quartz avec, accessoirement, la calcite, la chlorite et ± l'épidote qui s'est organisée sous forme de remplissages. L'altération débute parfois à partir des microfissures et veinules (à quartz, ou chlorite ou calcite) et s'imprègne dans la masse de la roche (Planche XI, Photomicrographie 5). Les ferromagnésiens subissent les transformations les plus importantes en opérant une pseudomorphose le plus souvent totale ; le remplacement de ces minéraux mafiques primaires permet le développement de paragenèse secondaire associée aux sulfures à proximité des épontes principalement l'amphibole mais aussi la biotite lorsqu'elle existe (Planche XI, Photomicrographie 6). L'altération est très poussée aux épontes des veinules minéralisées qui se matérialise par l'association de chlorite et calcite dans une matrice « silicifié » qui tend à occulter les traits optiques de cette paragenèse. La séricitisation disposée anarchiquement au sein des plagioclases s'exprime également avec intensité au contact des filonnets de quartz et décroît lorsqu'on s'éloigne de celle-ci (Planche XI, Photomicrographie 7). Progressivement, les amphiboles sont partiellement remplacées par une paragenèse comprenant chlorite, calcite et exsudation de petits grains d'oxydes de fer.

IV.7.2 L'altération hydrothermale et la minéralisation

Les principaux types d'altérations hydrothermales qui ont été observés et constatés dans l'ensemble des faciès de la structure circulaire de Bled M'Dena sont : la propylitisation et la silicification.

- **L'altération propylitique** ou la **propylitisation** : est une altération de basse température qui s'exprime par l'apparition simultanée de chlorite et carbonate et \pm de la séricite, quartz ainsi que de faibles quantités d'épidote. Les carbonates et les chlorites forment parfois de véritables veinules. La *chlorite* est parfois remobilisée le long des fractures ou disposée en amas dans la « matrice » de la roche. Elle se manifeste sous différentes formes, à savoir : en plaques xénomorphes se superposant indifféremment aux minéraux primaires, en aiguilles, en veinules de faible envergure ou en rosaces fibro-radiées. La carbonatation se manifeste par la néoformation de *calcite*. La calcite apparaît sous forme de petites veines ou en remplissage des fractures tardives ou s'insinue dans les microfissures minérales. Elle peut être seul ou avec du quartz.

L'altération propylitique est le type d'altération le plus répandu dans les granitoïdes en surface ou en profondeur de la structure circulaire de Bled M'Dena. Autrement dit, l'association quartz, calcite et molybdénite est souvent rencontrée dans le stockwerk de l'encaissant granodioritique ou monzodioritique quartzique. Parfois, la paragenèse calcite, chlorite et séricite est étroitement liée à l'apparition de la molybdénite (Planche XI, Photomicrographies 6, 7 & 8).

- **L'altération siliceuse** ou la **quartzification**: La silicification est soulignée par la présence de filonnets de quartz, dépassant le centimètre, où les cristaux affichent des contours rectilignes ou plus blastiques. Il forme également des agrégats cryptocristallins ou à grains fins. Le quartz apparaît très souvent de manière interstitielle dans la matrice des granitoïdes. Il précipite tout au long de l'activité hydrothermale. Le quartz est étroitement lié à la minéralisation et constitue l'encaissant privilégié de la molybdénite et des autres sulfures. Il est important de signaler que la molybdénite se loge dans des cristaux de quartz automorphes parfois bipyramidés. La quartzification affecte l'ensemble des faciès de la structure de Bled M'Dena.

Il apparaît ainsi que la minéralisation molybdénifère se trouve cantonnée dans les zones où se superposent l'altération propylitique et la silicification.

PLANCHE XI

Photomicrographie 1 Pseudomorphose de phases fémiqes par de la chlorite à habitus sphérolitique associée au carbonate montrant l'altération en masse des granitoïdes portant la minéralisation à Mo-Cu. L.P.A. G. x5.

Photomicrographie 2 Hornblende brune remplacée partiellement par biotite secondaire et magnétite. L.P.n.A. G. x10.

Photomicrographie 3 Biotite chloritisée associée à la minéralisation cuprifère. L.P.A. G. x10.

Photomicrographie 4 Chalcopyrite associée à l'épidote. L.P.A. G. x5.

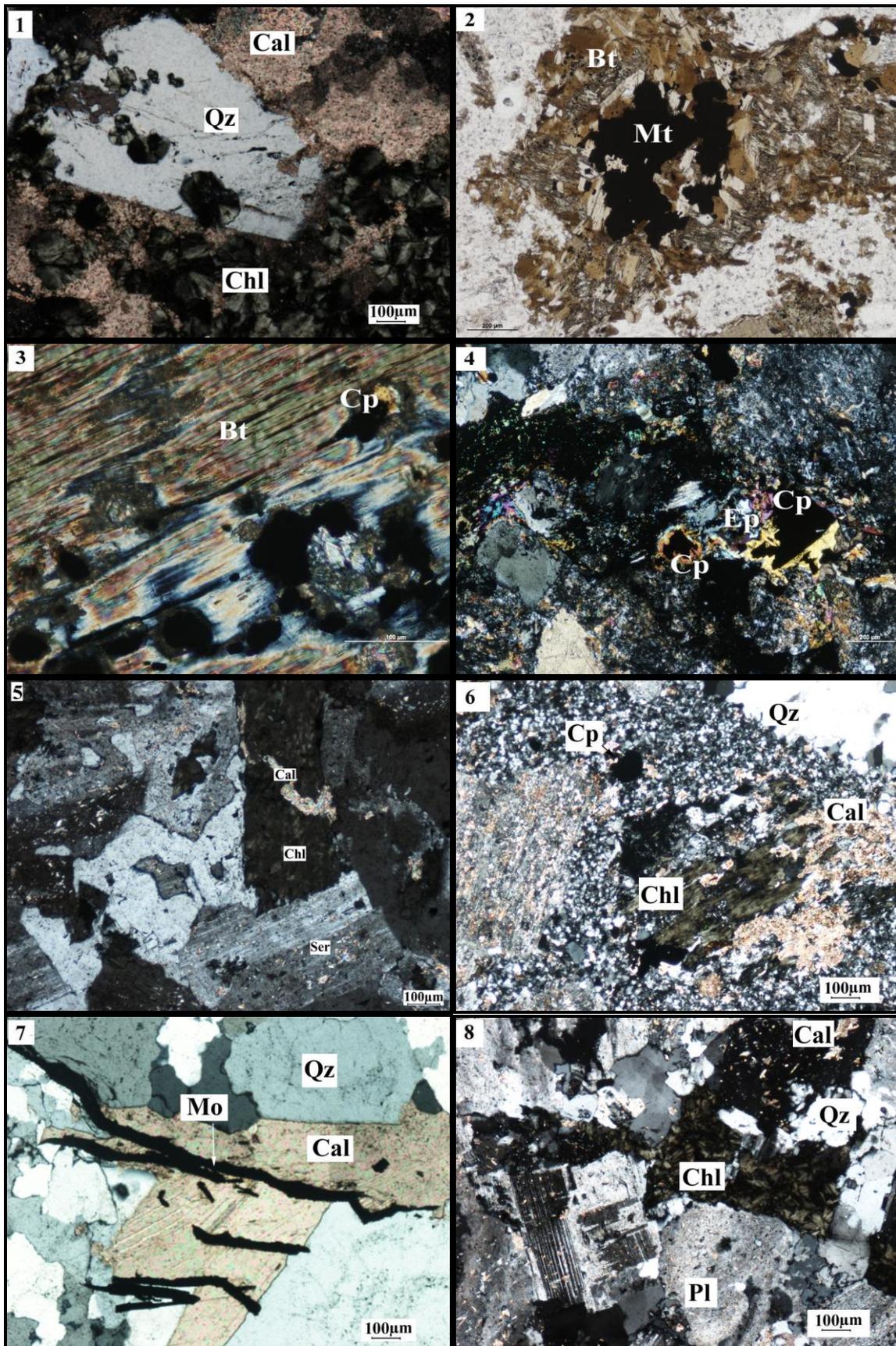
Photomicrographie 5 Remplissage tardif des carbonates dans les granodiorites à gros grains. L.P.A. G. x5.

Photomicrographie 6 Association chlorite & calcite à proximité de l'éponte de la veine minéralisée de la microgranodiorite (S10/37). L.P.A. G. x5.

Photomicrographie 7 Veinules à quartz-carbonates dans une zone à altération propylitique et à minéralisation intense dans la microgranodiorite. L.P.A. G. x5.

Photomicrographie 8 Altération propylitique formée par l'assemblage calcite, chlorite et séricite associée à la minéralisation molybdifère des monzodiorites quartziques et des granodiorites. L.P.A. G. x5.

PLANCHE XI



IV.8 SUCCESSION PARAGÉNÉTIQUE

La succession paragénétique est essentiellement basée sur les relations texturales qui existent entre les minéraux. Son établissement a été délicat à réaliser car les minéraux n'apparaissent pas toujours dans la même section polie et dans beaucoup de cas ils apparaissent seuls, isolés des autres minéraux ; ainsi le rapport de la molybdénite avec les autres minéraux n'est pas toujours clair.

Nous proposons quatre (04) stades paragénétiques:

1. **Stade précoce:** *quartz + feldspath-K ± sulfures (pyrite-molybdénite) ± magnétite (Planche XII, Photomicrographies 1 & 2)*

Ce stade précoce est caractérisé par la modification des minéraux préexistants. La précipitation du quartz, du feldspath potassique et la magnétite ont commencé durant le stade précoce. Les sulfures durant ce stade incluant la molybdénite et la pyrite, sont limités.

2. **Stade de minéralisation à Mo:** *quartz+ feldspath-K+molybdénite± chalcopryrite ±pyrite*

Ce stade où la molybdénite est disséminée dans la roche et dans les veinules de quartz définit l'épisode principal de la minéralisation à Mo de la structure de Bled M'Dena ; la molybdénite est associée à la paragenèse d'altération quartz-calcite-chlorite (Planche XII, Photomicrographies 3 & 4).

3. **Stade à minéralisation cuprifère :** *quartz+épidote+chalcopryrite*

A ce stade, correspond le développement de sulfures de cuivre tel que la chalcopryrite, la bornite et la chalcocite (Planche XII, Photomicrographies 5 & 6).

4. **Dernier stade :** *quartz+muscovite+carbonate (+sulfures)*

Les minéraux représentatifs dans ce dernier stade incluent hydromuscovite, calcite, sphalérite et galène. Les veines de carbonate sont tardives (ou postérieures) à ce stade (Planche XII, Photomicrographies 7 & 8).

PLANCHE XII

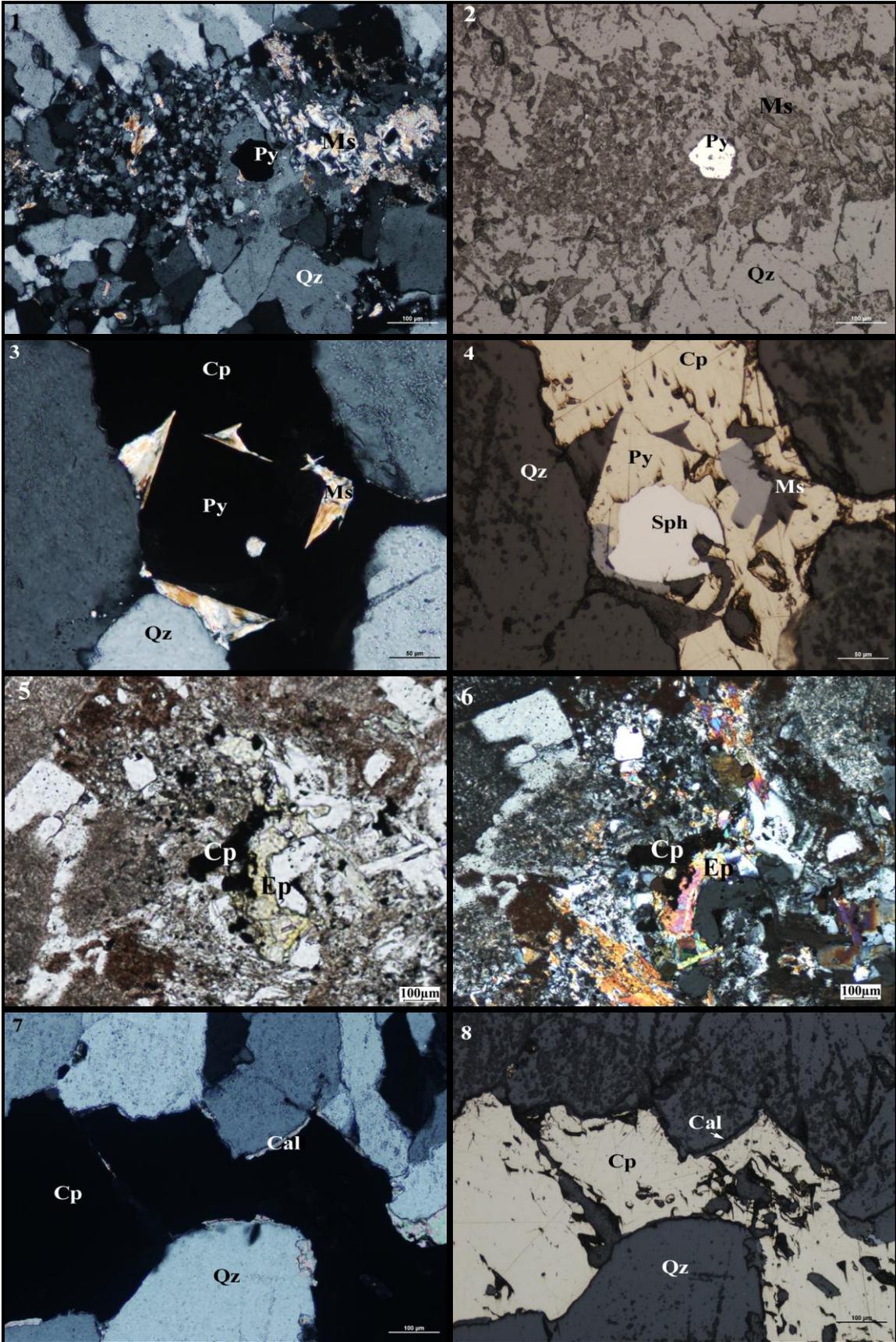
Photomicrographies 1 & 2 Phase précoce d'altération : Pyrite dans l'encaissant en L.P.A et L.R. G. x10.

Photomicrographies 3 & 4 Phase de minéralisation illustrant la paragenèse pyrite, chalcopyrite et sphalérite en L.P.A. & L.R. G. x20.

Photomicrographies 5 & 6 Stade à minéralisation cuprifère montrant l'épidote associée à la chalcopyrite en L.P.n.A & L.P.A. G. x5.

Photomicrographies 7 & 8 Dernier stade de la minéralisation montrant une veine de calcite tardive entourée de quartz idiomorphe en L.P.A & L.R G.x10.

PLANCHE XII



IV.9 CONCLUSION

Plusieurs associations minéralogiques ont été observées parmi lesquelles :

- molybdénite, pyrite, chalcopryrite ;
- chalcopryrite, pyrite ;
- chalcopryrite, pyrite, galène ;
- molybdénite, chalcopryrite ;
- molybdénite, pyrite, chalcopryrite, or natif;

Les sulfures qu'il s'agisse de pyrite, de chalcopryrite ou de molybdénite sont soit disséminés dans la matrice de la roche, soit dans les filonnets de quartz microcristallin. Aux sulfures primaires (molybdénite et chalcopryrite) sont associés différents sulfates tel que l'anhydrite, la célestite et la barytine. La chalcopryrite est souvent associée à la pyrite, la galène, la sphalérite et la bornite. L'or natif se rencontre de façon exceptionnelle dans les veines de quartz recoupant la granodiorite, en association avec la molybdénite et la chalcopryrite et la calcite.

Les minéraux supergènes recensés sont la covellite, la chalcocite et les oxydes. D'autres minéraux ont été rapportés par les géologues de l'EREM (1986-1987) comme la molybdite, l'ilsémanite, la chalcosine, la bornite, la sphalérite et la tétraédrite. De même qu'une zonalité de la minéralisation a été également constatée à la périphérie de la structure circulaire avec chalcopryrite, puis galène et sphalérite (EREM, 1986-1987).

Les paragenèses secondaires (chlorite, épidote et calcite) et la présence de filonnets de quartz observées dans les plutonites de la structure de Bled M'Dena attestent qu'elles ont subi les effets de l'altération hydrothermale. En effet, les solutions hydrothermales jouent un grand rôle et peuvent expliquer l'apparition de ces minéraux. La molybdénite se trouve soit isolé dans le quartz, soit associée aux minéraux d'altération tels que la fluorite, les carbonates, l'épidote, la chlorite ou la titanite. Cette minéralisation est répandue à l'intérieur et aux épontes des filonnets de quartz et est disséminée dans la masse des granodiorites, des microgranodiorites ou dans les monzodiorites quartziques.

L'occurrence des sulfures semble être cantonnée uniquement dans la zone d'altération dite propylitique constituée de la paragenèse quartz + calcite + épidote ± séricite ± chlorite. Selon Titley et Beane (1981), l'altération propylitique est essentiellement caractérisée par le développement de minéraux enrichis en Ca et Mg dans les roches ignées ; sa paragenèse est l'équivalent du faciès schiste vert. Les minéraux essentiels qui composent l'altération propylitique : chlorite, épidote et calcite sont issus de l'altération des minéraux mafiques, composant anorthitique du plagioclase et complément mineur de H⁺ et CO₂.

La phase siliceuse constitue également la matrice la plus importante qui abrite la minéralisation des sulfures de Mo et Cu. Par ailleurs, il est important de souligner que la fissuration a joué un rôle capital dans la circulation de fluides, expulsés du magma en fin de cristallisation. Celle-ci a été induite soit par l'effet d'une tectonique, soit par la force hydraulique faisant suite à une baisse de pression telle, qu'elle aura permis l'individualisation de la phase aqueuse magmatique à l'origine des phénomènes hydrothermaux typiques de stades tardi à post-solidus (in Cuney et Autran, 1987). Quant à la distribution des gîtes minéraux, elle dépend directement des fluides dont le rôle est majeur (Roedder, 1984); il leur sera consacré le chapitre suivant des inclusions fluides.

En effet, le massif plutonique de Bled M'Dena présente un certain nombre d'altérations hydrothermales auxquelles sont associées les minéralisations molybdifères et cuprifères. Ainsi, ces types d'altérations hydrothermales sont spécifiques à Bled M'Dena ; celles-ci sont liées à l'hydrothermalisme tardi-magmatique de type porphyre et non issus de transformations métamorphiques de faciès schistes verts comme il a été démontré dans de nombreux plutons du WAC. De plus, la succession paragénétique des minéraux d'altération associés à la minéralisation, observée dans la structure est similaire au porphyre.

Enfin, la nature et la faible teneur de ces minéralisations, la présence d'altérations hydrothermales associées et la nature des corps minéralisés (intrusions de monzodiorite quartzique et granodiorite), permettent de rattacher le complexe volcano-plutonique de Bled M'Dena au type porphyre Mo-Cu.

CHAPITRE V

ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

ClicCours.com

Chapitre V. ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

V.1 GÉNÉRALITÉS SUR LES INCLUSIONS FLUIDES

V.1.1 Introduction

L'objectif de l'étude des inclusions fluides dans notre cas, est de renseigner, d'une manière qualitative à semi-quantitative, la composition globale et la température du fluide piégé pendant la formation de la minéralisation molybdénifère.

V.1.2 Qu'est-ce qu'une inclusion fluide ?

La croissance des minéraux à partir d'une phase fluide est considérée par la communauté scientifique comme l'un des facteurs les plus importants dans la genèse de certains gisements métallifères. Dans ce sens, il est fréquent lorsqu'un cristal croît, il emprisonne de petites quantités de la phase fluide avec ses sels solubles et ses composés volatiles. Les reliques de ce fluide nourricier sont appelés inclusions fluides (I.F.). Ces derniers sont définis comme des microcavités piégées entre les mailles cristallines des minéraux des roches et renferment une ou plusieurs phases fluides liquides et/ou gazeuses avec parfois, un ou plusieurs solides (Shepherd et al. 1985). Ces micro-volumes de fluide sont présents tout au long de l'histoire de la roche (Dubois, 2000). La majorité des fluides sont constitués essentiellement de H₂O, de CO₂ puis dans une moindre mesure de NaCl, CH₄ et N₂. Cependant, les inclusions fluides sont très utiles dans la détermination des conditions physico-chimiques qui régnaient lors de la mise en place des gisements.

V.1.3 Classification des inclusions fluides

Goldstein (2003) définit une nomenclature des inclusions fluides en fonction de leur chronologie de piégeage en inclusions *primaire*, *secondaire* et *pseudo-secondaire* illustré par la figure 49. En effet, les inclusions *primaires* sont contemporaines de la cristallisation du minéral hôte, dans notre cas celle du quartz; leurs études nous renseignent sur les conditions physico-chimiques de formation de la minéralisation. Tandis que, les inclusions *secondaires* correspondent le plus souvent à des plans cimentant d'anciennes microfractures affectant le minéral hôte. Elles résultent de la circulation des fluides postérieurement à la cristallisation des minéraux. Par conséquent, elles coupent les limites des grains. Quant aux inclusions *pseudo-secondaires*, elles se trouvent sous forme de plans

lors de la cristallisation du minéral hôte. Autrement dit, ces inclusions se sont formées durant les épisodes de fracturation du cristal entre les épisodes de croissance de celui-ci ; l'étude des inclusions fluides, nous apportent des informations sur les conditions P-T-X (pression-température-composition) qui régnaient pendant la formation des roches.

La genèse de certains gisements métallifères est due à la croissance de minéraux à partir d'une phase fluide (Roedder, 1984). La composition du fluide diffère d'un gisement à un autre pouvant contenir des composés volatils, parfois des sels (Na, K, Ca,...), des silicates et des carbonates.

Ainsi, les inclusions fluides représentent des témoins des fluides minéralisateurs qui nous permettent d'estimer les conditions de cristallisation des minerais.

Afin de caractériser les phases solides dans les IF, nous avons combiné les méthodes non destructives classiques qui incluent la microthermométrie et la spectrométrie Raman et la méthode destructive dite *cryogénique* qui fait appel à la Microscopie Electronique à Balayage (M.E.B). Un rappel sur les principes de ces méthodes a été présenté en Annexe I.

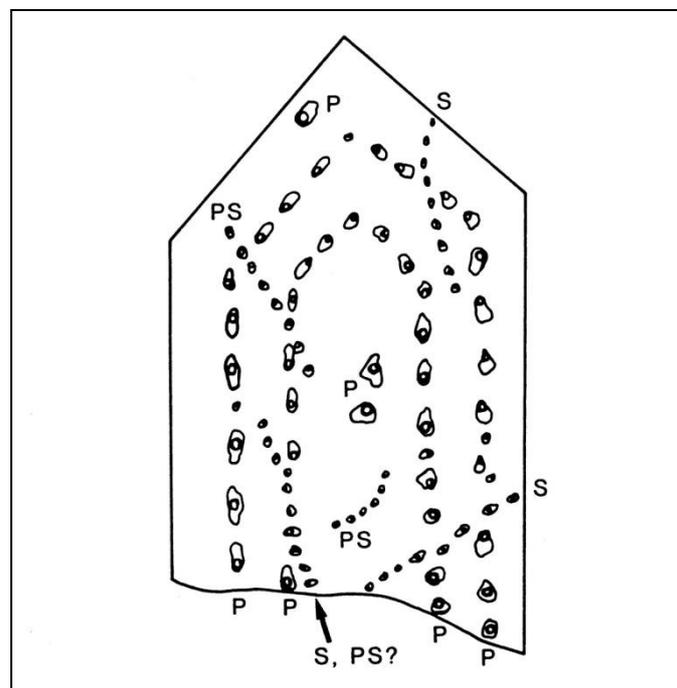


Fig. 49 Croquis d'un quartz idéal (Kerkhof in Short Course Fluid Inclusions 2011) montrant la classification des inclusions fluides (**P**rimaire, **PS**eu-do-secondaire et **S**econdaire) selon les critères de Roedder (1981).

V.2 PÉTROGRAPHIE DES INCLUSIONS FLUIDES

Les inclusions fluides ont été analysées au sein des filonnets de quartz minéralisés recoupant les granodiorites et les monzodiorites du Massif de Bled M'Dena, une attention particulière étant apportée aux inclusions de quartz à Mo dont 09 échantillons ont été sélectionnés pour l'étude du fluide nourricier (Fig. 50). A partir de lames épaisses polies sur les deux faces (épaisseur de l'ordre 150 μ m), des « chips » sont préalablement coupées et décollés puis placés sur la platine pour les mesures micrométriques. Ces sections doublement polies ont été confectionnées à Vancouver (Canada).

Les IF primaires sont abondantes mais de petites dimensions ($\leq 10\mu$ m). Il est particulièrement difficile d'identifier les inclusions suffisamment claires et de grande taille pour supporter les manipulations microthermométriques.

V.2.1 Types d'inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides comporte 2 aspects :

- la détermination des inclusions prises isolément et/ou en groupe
- et la détermination du contenu des inclusions.

Nous avons distingué, dans les filons et filonnets de quartz à molybdène, quatre (04) types d'inclusions fluides (planche XIII):

- 1) Type (I) :** Ces inclusions sont aqueuses et dépourvues de phases solides ; nous les subdivisons en deux sous-types ;
 - i.** Le sous-type Ia représenté par des inclusions aqueuses primaires, monophasées dont la phase vapeur apparaît parfois limpide (H_2O_v), (Planche XIII, A) ;
 - ii.** Le sous-type Ib reconnu par des inclusions biphasées renfermant une phase liquide et une phase vapeur avec un pourcentage de la phase vapeur qui varie généralement de 5 à 10% environ (Planche XIII, B). Ces inclusions primaires sont caractérisées par leurs petites dimensions (5 à 10 μ) et leurs formes arrondies plus ou moins automorphes. Elles se concentrent indifféremment dans les grains de quartz « recristallisés » et les gros cristaux de quartz. Parfois, ces inclusions biphasées dessinent des traînées ou se produisent le long de microfractures cicatrisées qui recoupent les joints des grains de quartz définissant ainsi des inclusions secondaires (Planche XIII, C) ;

- 2) Type (II) :** A ces inclusions aqueuses s'ajoutent des inclusions biphasées carboniques primaires de dimension 8 à 12 μ ; elles sont souvent isolées ou en distributions aléatoires dans les zones de croissance du minéral. La phase volatile analysée au RAMAN est le CO₂ et le méthane.
- 3) Type (III) :** Ces inclusions fluides primaires sont polyphasées constituées d'une phase liquide, une phase vapeur et une ou plusieurs phases cristallines cubiques ou rhomboédriques (halite et/ou sylvite). Ces phases cristallines sont considérées comme des minéraux fils ; le volume de ces solides non opaques est très souvent supérieur au volume de la phase vapeur. La forme de ce type d'inclusion est irrégulière et leur taille varie de 8 à 12 μ . Elles sont organisées en groupement aléatoire dans les cristaux de quartz (Planche XIII, F & G).
- 4) Type (IV) :** Ces inclusions fluides primaires polyphasées formées de la phase liquide, la phase vapeur, de phases solides opaques (molybdénite et \pm chalcopyrite) et d'autres phases solides non opaques (sel et/ou carbonate type calcite). Ces phases solides ont été analysées au RAMAN. Ces inclusions, de forme et de taille (8 à 12 μ) variable, se répartissent de façon hétérogène avec une concentration particulière aux épontes de veines de quartz. (Planche XIII, H, I & K).

Selon Goldstein & Reynolds (1994), les assemblages ou « famille » d'inclusions fluides sont définies comme des groupes d'I.F. scellés ou piégés en même temps. C'est ce qui ressort dans les inclusions triphasées type III qui forment une famille d'inclusions fluides à phases constantes (des minéraux fils) illustrées dans la planche XIII, I.

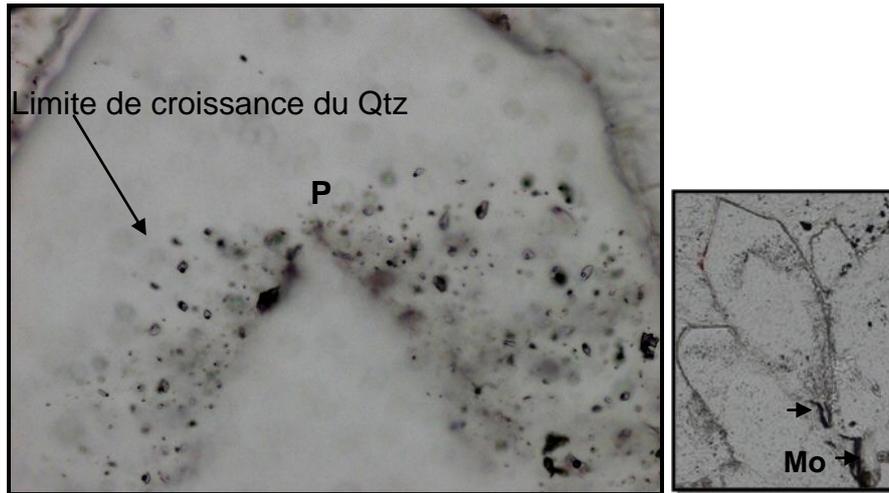


Fig. 50 Photomicrographie d'inclusions fluides primaires (P) entourant les faces de croissance du quartz. *En médaillon* : zoom sur les sections pyramidées de la veine de quartz à molybdénite de la structure circulaire de Bled M'Dena.

V.2.2 Détermination des phases minérales dans les cavités d'inclusions fluides

La détermination des phases solides par la méthode destructive cryogénique (méthode décrite en annexe I) au M.E.B. a révélé la présence : 1) de cristaux évaporitiques (sels) qui précipitent sur les parois des cavités ouvertes. L'analyse semi-quantitative du MEB a révélé la présence de K^+ , Na^+ et Cl^- : il s'agit donc de cristaux de halite et de sylvite; 2) de carbonates de forme rhomboédrique, de type calcite et sidérite ; 3) d'anhydrite, une autre phase minérale biréfringente qui précipite dans quelques cavités d'inclusions fluides multi-phasées, qui corrobore les analyses faites au Raman ; 4) de sulfures, en particulier de la molybdénite et de la chalcoppyrite dont quelques unes sont riches en Zn ; toutes ces phases ont été identifiées par la spectrométrie RAMAN (Fig. 51).

Les résultats de ces identifications des phases solides sont illustrés dans la planche XIV (de A à D).

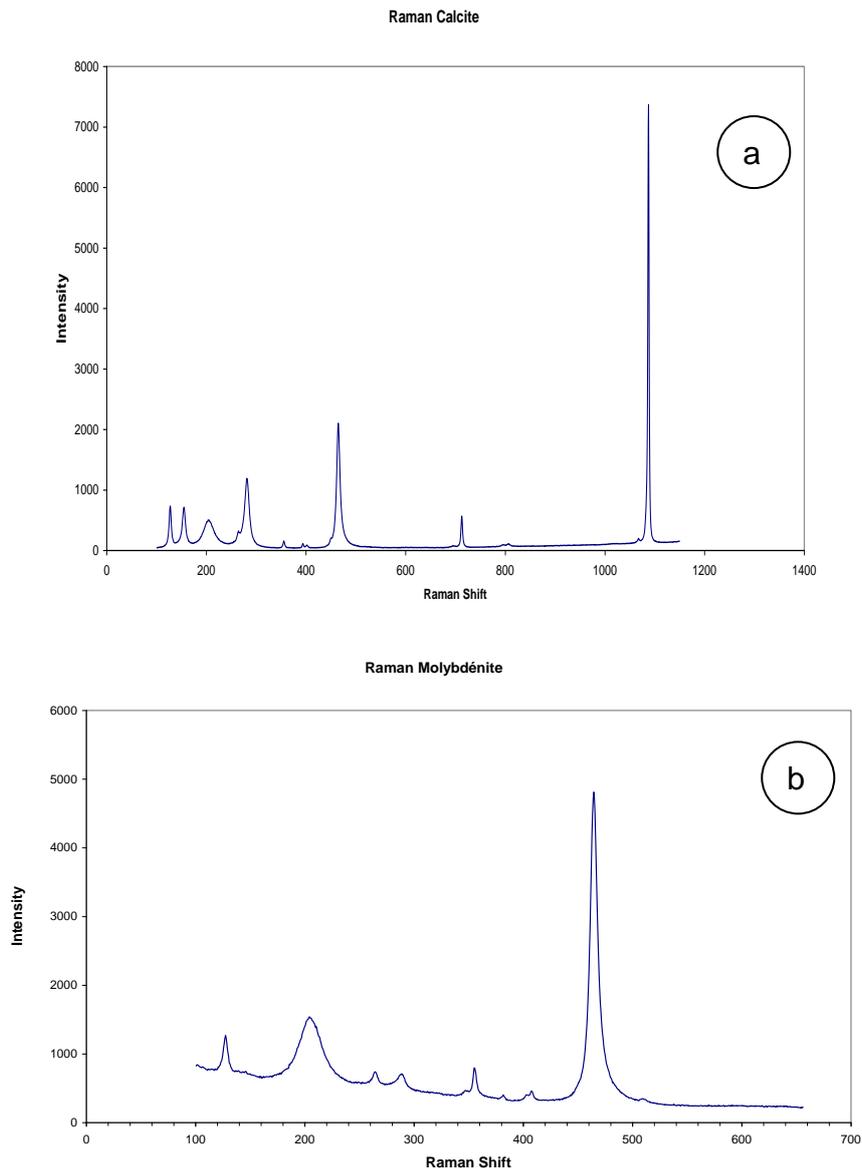


Fig. 51 Spectres Raman de *calcite* (a), & *molybdénite* ± *chalcopyrite* (b) des inclusions fluides de quartz de Bled M'Dena.

PLANCHE XIII

- A-** Photomicrographie en lumière transmise d'inclusions fluides primaires monophasées de forme arrondie remplies par une seule phase ($V \approx 100\%$). G. X40. **L** : Liquide ;
- B-** Photomicrographie d'inclusions aqueuses biphasées dans le quartz, distribuées de façon aléatoire (caractéristiques primaires). G. X40 ; **V** : Vapeur
- C-** Photomicrographie d'inclusions aqueuses biphasées secondaires qui recourent la limite du grain de quartz. G. X40.
- D-** Photomicrographie d'inclusion fluide aqueuse et carbonique triphasée riche en vapeur (CO_2). G. X40.
- E-** Photomicrographie d'inclusion fluide aqueuse biphasée riche en vapeur (CH_4). G. X40.
- F-** Photomicrographie d'inclusion fluide aqueuse comprenant la phase liquide, la phase vapeur et les minéraux fils de halite et sylvite (ayant une forme cubique mais à arêtes et coins plus ou moins arrondis). G. X40.
- G-** Photomicrographie d'inclusion fluide aqueuse constituée d'une phase liquide, d'une phase vapeur, de minéraux fils de halite (forme cubique et à faces nettes) et d'inclusions primaires solides opaques. G. X40.; **Op** : Opaque.
- H-** Photomicrographie d'inclusion fluide aqueuse renfermant une phase liquide, une phase vapeur et une phase solide opaque. G. X40.
- I-** Photomicrographie d'assemblage d'inclusions fluides primaires avec proportion de phases constantes attestées par la présence de solides considérés comme minéraux fils. Elles montrent des morphologies isométriques. G. X40.
- J-** Photomicrographie des inclusions fluides aqueuses polyphasées contenant un cristal de sel, un opaque allongé et un opaque arrondi. G. X40. **Cal** : Calcite.
- K-** Photomicrographie d'inclusion fluide formée d'une phase liquide, d'une phase vapeur, de carbonate et de molybdénite \pm chalcopryrite. G. X40. **Mo** : Molybdénite ; **Carb** : Carbonate.

PLANCHE XIII

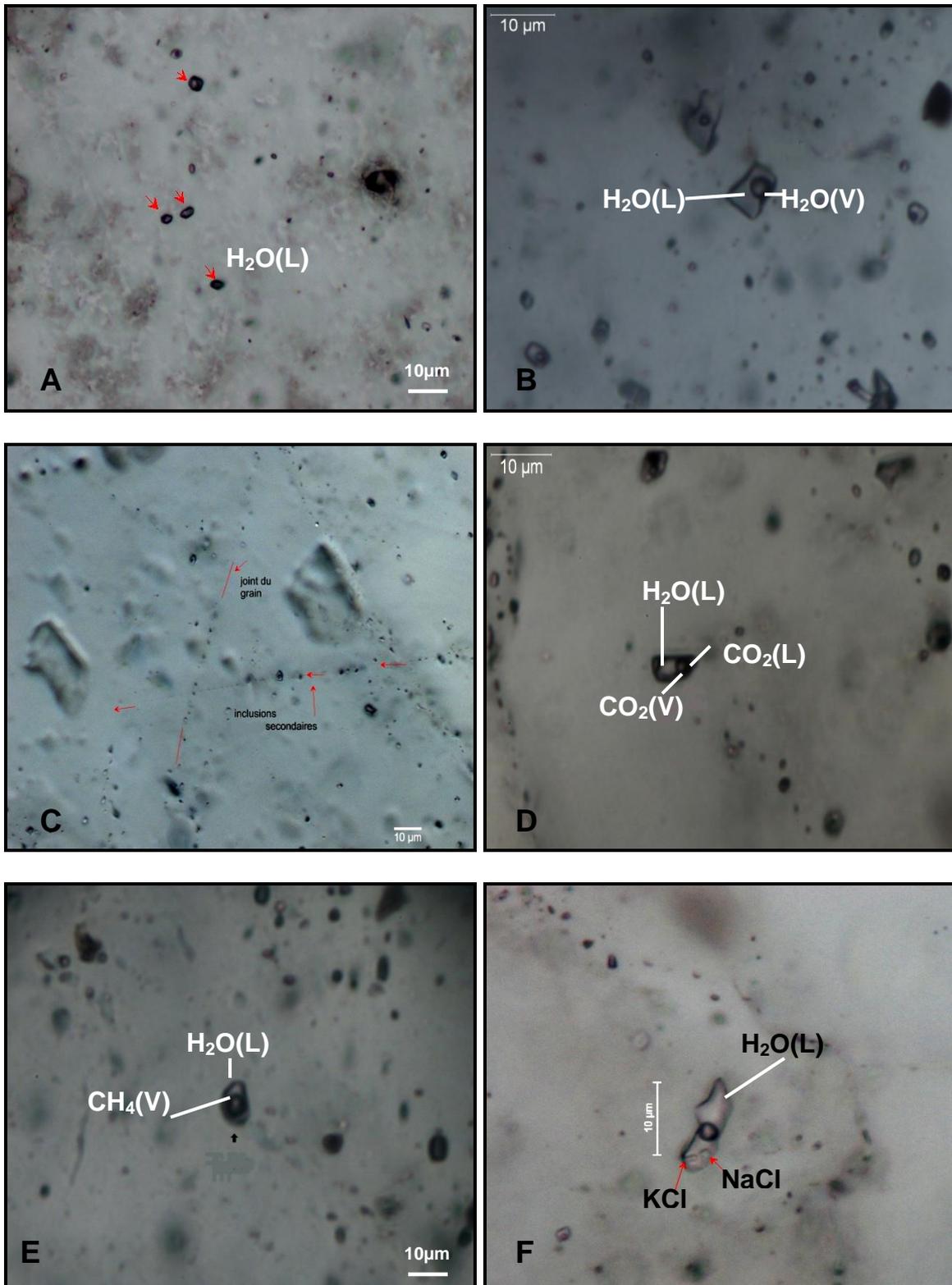


PLANCHE XIII (suite)

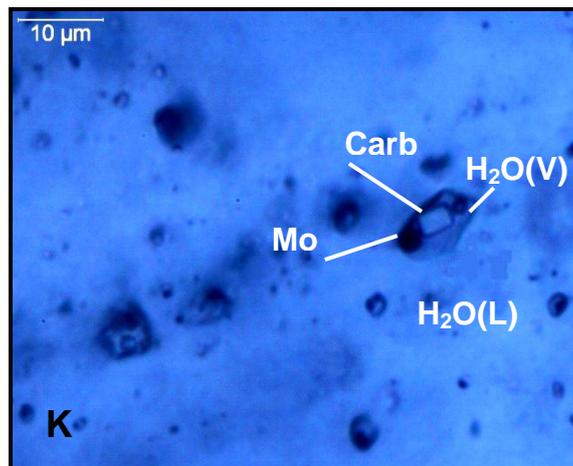
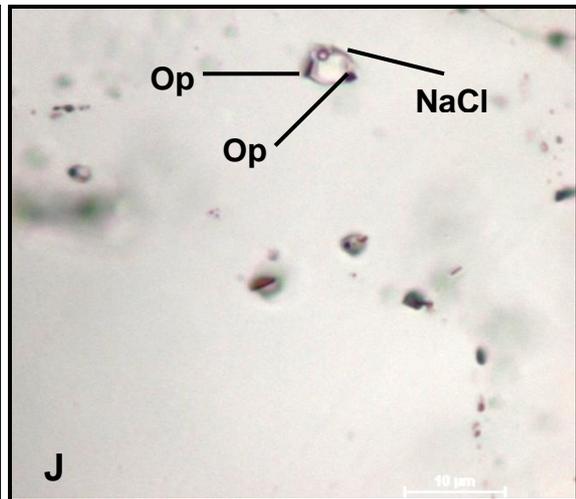
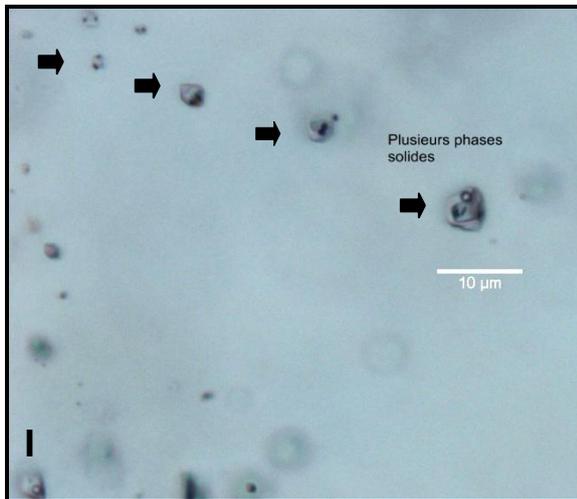
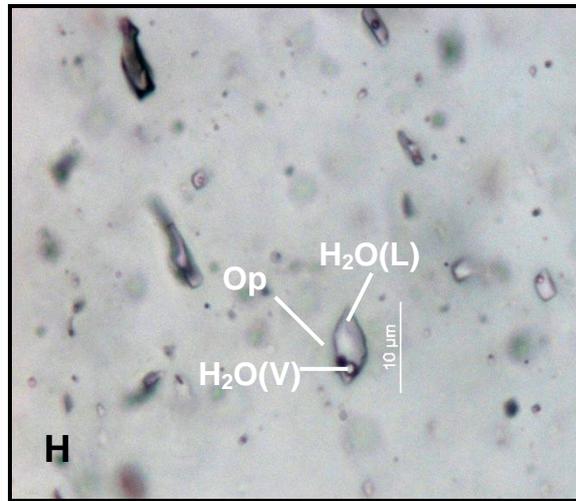
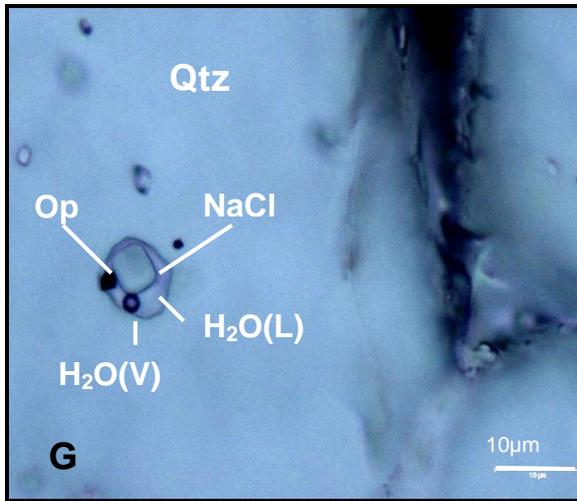


PLANCHE XIV

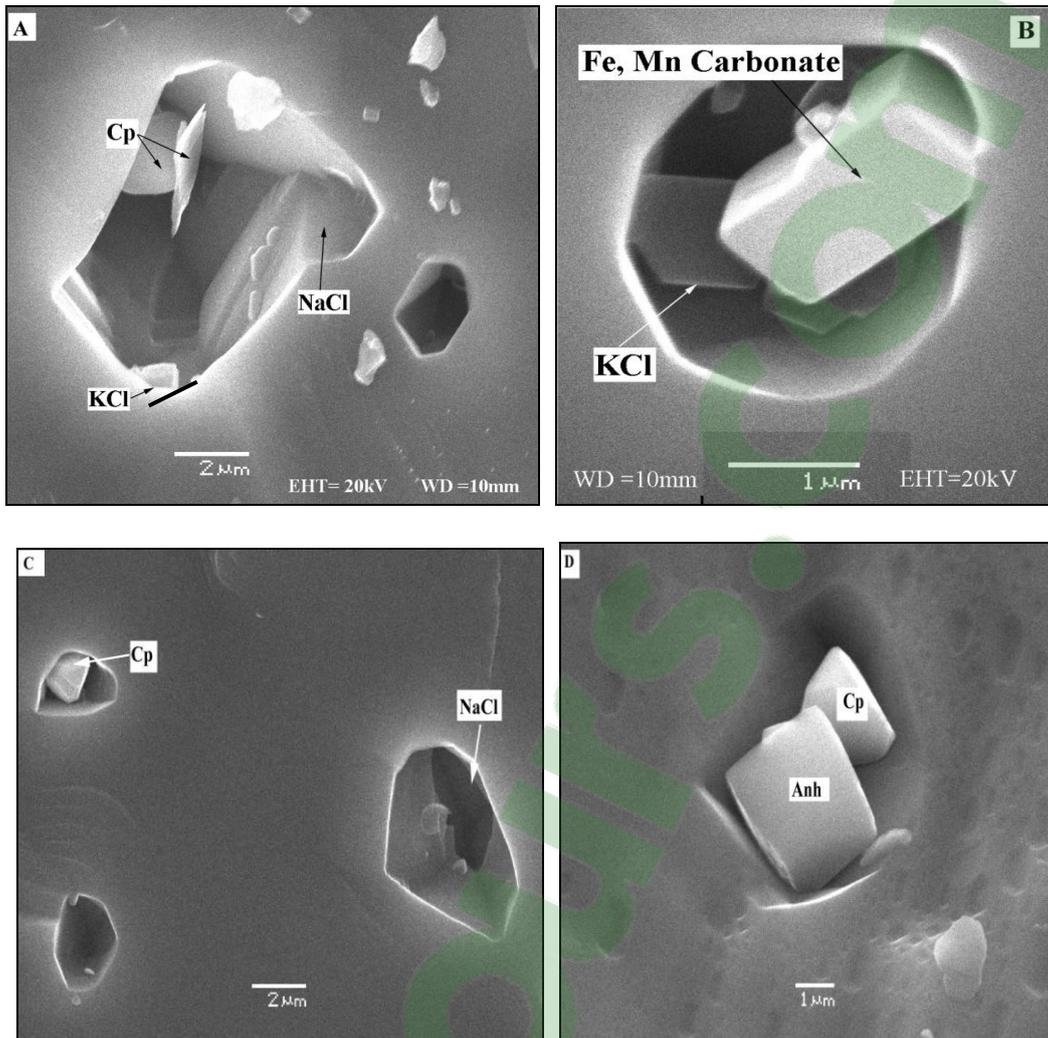


PLANCHE XIV Images (A, B, C & D) M.E.B. des phases solides des cavités d'inclusions fluides. Il est à noter la présence de sels, de carbonates, de sulfates de Ca et de sulfures.

V.3 ANALYSES MICROTHERMOMÉTRIQUES DES INCLUSIONS FLUIDES

La plupart des inclusions fluides observées au sein des veines et filons de quartz démontre une distribution et une géométrie très complexe qui est due à la présence de plusieurs types d'inclusions par échantillon. Cette complexité rend difficile la discrimination des populations individuelles à partir des relations pétrographiques à température ambiante. Seules les inclusions fluides primaires ont été sélectionnées pour les mesures car elles sont supposées être synchrones de la

minéralisation et de l'altération associée selon les critères suggérés par Roedder 1979 & 1984. A cet effet, lorsque les inclusions fluides se mettent dans les zones de croissance du quartz (le minéral hôte), ou sont dispersés de manière aléatoire en groupes ou isolés, nous les choisissons et les considérons comme inclusions primaires.

V.3.1 Méthodologie

Le principe de la microthermométrie est exposé en annexe I. Par ailleurs, nous rappelons qu'elle consiste essentiellement à examiner les changements de phase et à déterminer leur température à laquelle ils se produisent en refroidissant ou en réchauffant les « chips » de quartz. Le refroidissement s'opère grâce à la circulation d'azote liquide autour de la lame épaisse. Quant au réchauffement, celui-ci est effectué par une résistance électrique reliée au système. Ainsi, la composition du fluide est déduite de la température à laquelle s'établissent les changements de phase. Néanmoins, une problématique resurgit lors des mesures effectuées à hautes températures. Ceci est dû à une surpression interne du fluide contenu dans l'inclusion et qui dépasse la résistance du minéral hôte et par conséquent, les I.F sont rapidement détruites par décrépitation (Bodnar et al., 1989). Ce phénomène se produit lors d'une variation brutale de température qui provoque ainsi l'apparition de clivages et d'ouverture de joints de grain. Ce qui amène à un éclatement de l'inclusion. Pour pallier ce problème, nous utilisons la spectroscopie Raman avant de faire une quelconque mesure à température élevée ou basse.

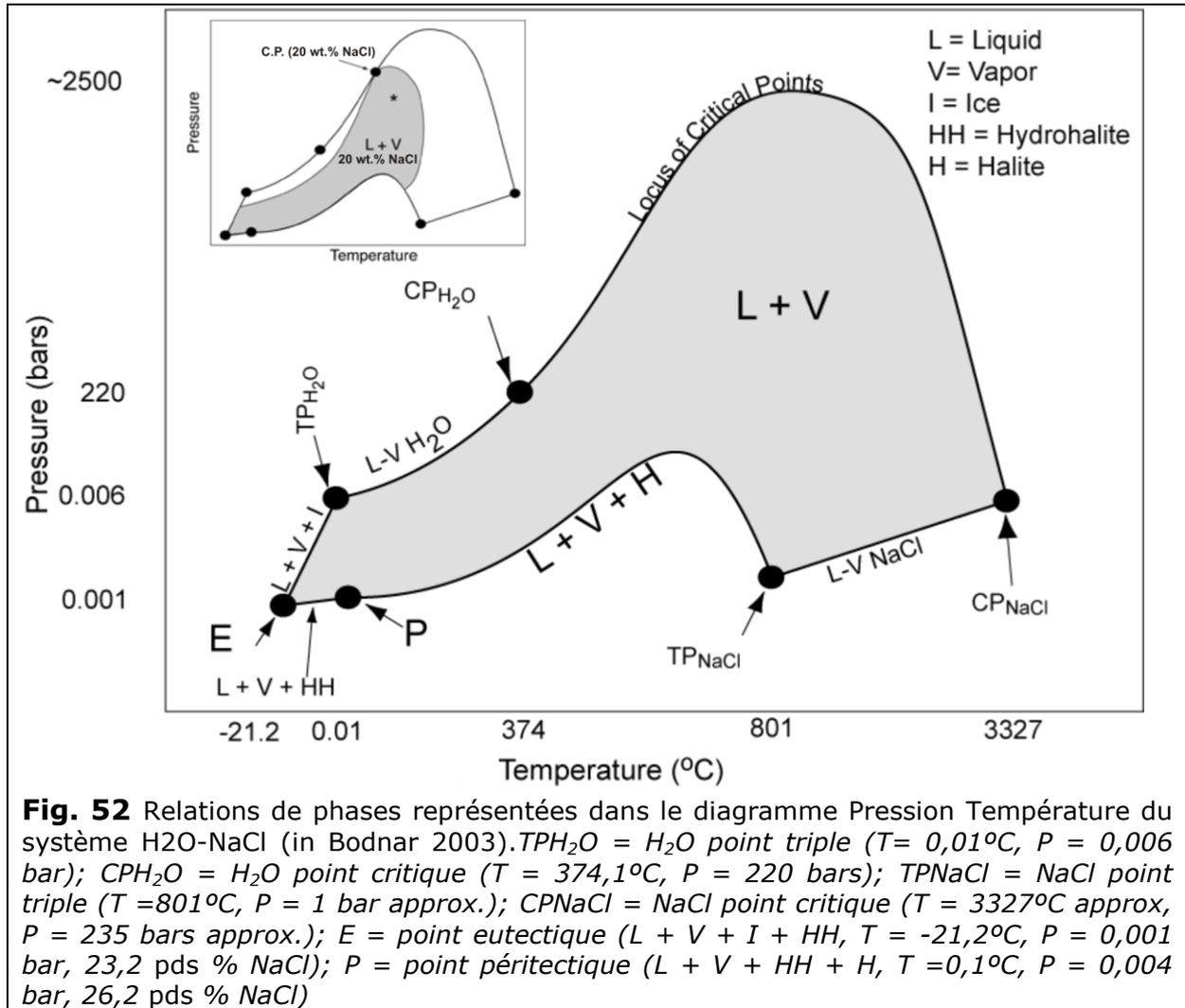
V.3.2 Mesures et interprétation

Les I.F sont parfois piégées durant la croissance des minéraux dans des veines de quartz d'un système hydrothermal. Généralement, ces I.F se situent dans l'une des trois catégories:

- 1) inclusions à salinité élevée contenant L + V + Sel ± opaques à température ambiante ;
- 2) inclusions riche en liquide à salinité modérée contenant L + V ± opaques à température ambiante ;
- 3) ou inclusions riche en vapeur à faible salinité contenant L + V ± opaques à température ambiante.

La composition globale de ces inclusions peut être estimée approximativement par le système binaire H₂O–NaCl (in Becker 2007). En considérant que le seul sel en solution est NaCl, la détermination de la salinité, s'obtient à l'aide du diagramme des relations de phases (Fig. 52). Quatre (04) champs de phase sont présents dans le système H₂O–NaCl en

fonction de la température et de la pression dans un environnement porphyre: une phase liquide, une phase vapeur, deux phases (L+V) et deux phases (V+Halite) (Fig. 53). On détermine la température de fusion de la glace ensuite la température eutectique déduite lors de l'apparition de la première goutte de liquide. Si la température eutectique est basse par rapport au diagramme de phase, ceci implique la présence d'autres sels, le plus souvent K ou Ca (Fig. 53).



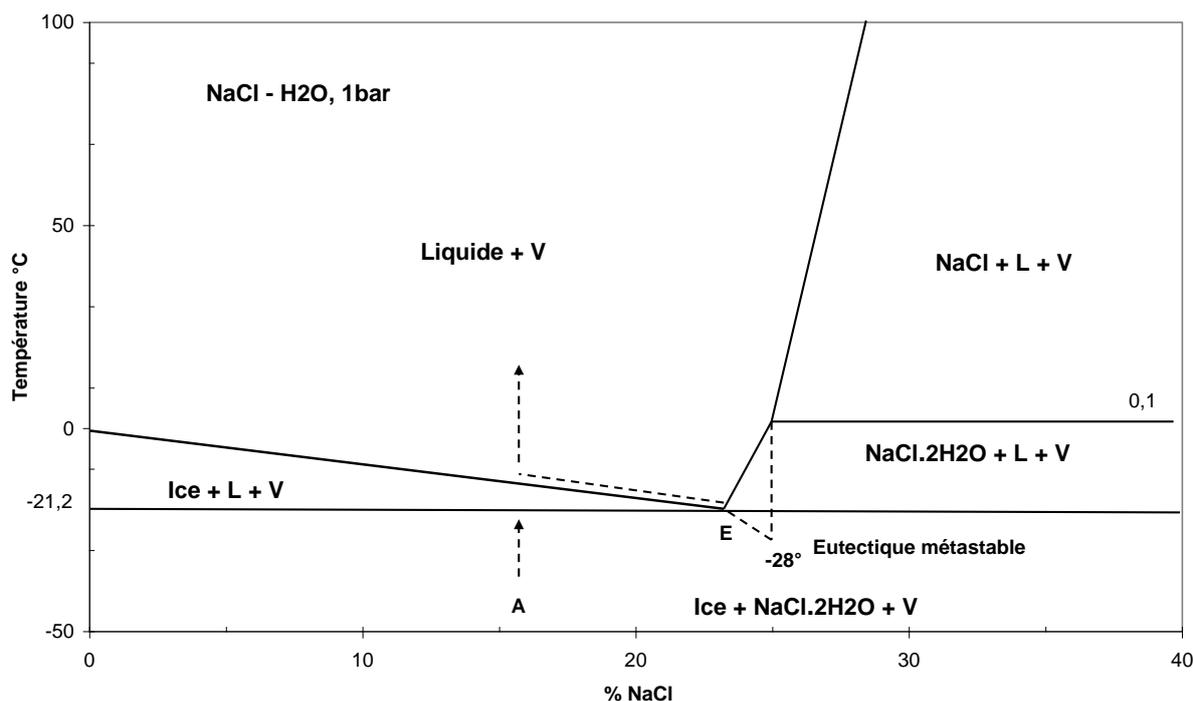


Fig. 53 Relations de phases du système NaCl-H₂O représentées dans le diagramme Température - pds % NaCl tirée de Brown (1998).

Nomenclature

Au cours d'un cycle de chauffage et/ou refroidissement, il se produit des changements de phases de l'inclusion. Aux basses températures, nous mesurons la température de fusion de la glace T_f (e.g. : $-3,5^\circ\text{C}$) et aux hautes températures, nous obtenons la température d'homogénéisation T_h (e.g. : $+280^\circ\text{C}$). Le résultat s'interprète à l'aide d'une courbe d'interdépendance entre la pression et la température appelée isochore, puisqu'on considère que la densité du fluide à l'intérieur n'a pas changé depuis son piégeage. La nomenclature utilisée pour la détermination des températures de refroidissement ou de chauffage est la suivante :

- T_h : Température d'homogénéisation est la température de passage d'un état biphasique à un état monophasique et nous fournit la température minimale de piégeage du fluide.
- T_e : Température eutectique correspond au début de première fusion. Elle permet de connaître le ou les différents cations présents dans la phase liquide (mélanges $\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{MgCl}_2 \pm \text{CaCl}_2$).
- T_f : Température de fusion de la glace est définie comme la fusion à l'équilibre (L+V+S) du dernier glaçon. Elle permet d'estimer la salinité exprimée en % poids équivalent NaCl à partir des données expérimentales (Boiron, 1997).

Nous pouvons ainsi faire une estimation des conditions thermobarométriques du fluide minéralisateur par référence au système H₂O-NaCl.

Au cours de la microthermométrie, chaque type d'inclusion fluide est caractérisé par une séquence ou une suite de changement de phase:

Type I & II: Au cours du refroidissement, les inclusions biphasées se fige soudainement entre -30° à -40°C et se forme des cristaux de glace ayant un aspect chagriné. Les bordures de la bulle de vapeur sont faibles ou parfois disparaissent. Au cours du réchauffement, la bulle augmente légèrement de volume prenant le dessus sur les cristaux de glace fondus à -2°C. L'homogénéisation de ce type d'inclusions se produit lorsque la bulle de vapeur diminue ou disparaît à de hautes températures.

Type III : Marquées par la présence de minéraux fils (sel), ces inclusions sont plus grandes que les précédentes ; leur partie aqueuse se fige donnant un aspect foncé avec formation de cristaux de glace entre -30° et -50°C. La bulle de vapeur disparaît subitement et les minéraux fils persistent au cours du refroidissement. En chauffant, les cristaux de glace se rassemblent en grossissant jusqu'à leur fonte qui s'échelonne entre -7° et -3°C et la bulle réapparaît soudainement. La température d'homogénéisation est inférieure à celle du NaCl.

Type IV: Ces inclusions aqueuses contenant deux types de phase solide (sel et opaque) montrent les mêmes changements de phase que les inclusions type II lors du refroidissement et du réchauffement. Le phénomène de décrépitation précoce, nous empêche de mesurer la température d'homogénéisation.

Nous devons estimer la teneur en sel (% pds équiv. NaCl), la température et la pression ; Pour déduire la densité (g/cm³), l'équation employée est dérivée du système H₂O-NaCl de Zhang et Frantz (1987).

V.3.3 Interprétation des données d'inclusions fluides

La détermination des inclusions fluides et les données P-T apportent de précieux renseignements sur le ou les fluides minéralisateurs et les altérations associées. La concordance spatio-temporelle entre la minéralisation et les altérations associées n'est pas toujours bien établie dans la structure circulaire de Bled M'Dena.

V.3.4 Composition des fluides

Selon Roedder (1984), la composition globale des fluides est estimée approximativement à partir des manipulations de cryométrie. La fusion observée du CO₂ solide se situe entre -100 et -56°C.

Comme les mesures sont réduites pour mesurer la température de fusion des phases gazeuses solides, nous avons effectué des analyses au Raman afin d'identifier les phases volatiles sans ambiguïté. Nous avons relevé la présence du méthane (CH_4) et le CO_2 (Fig. 54).

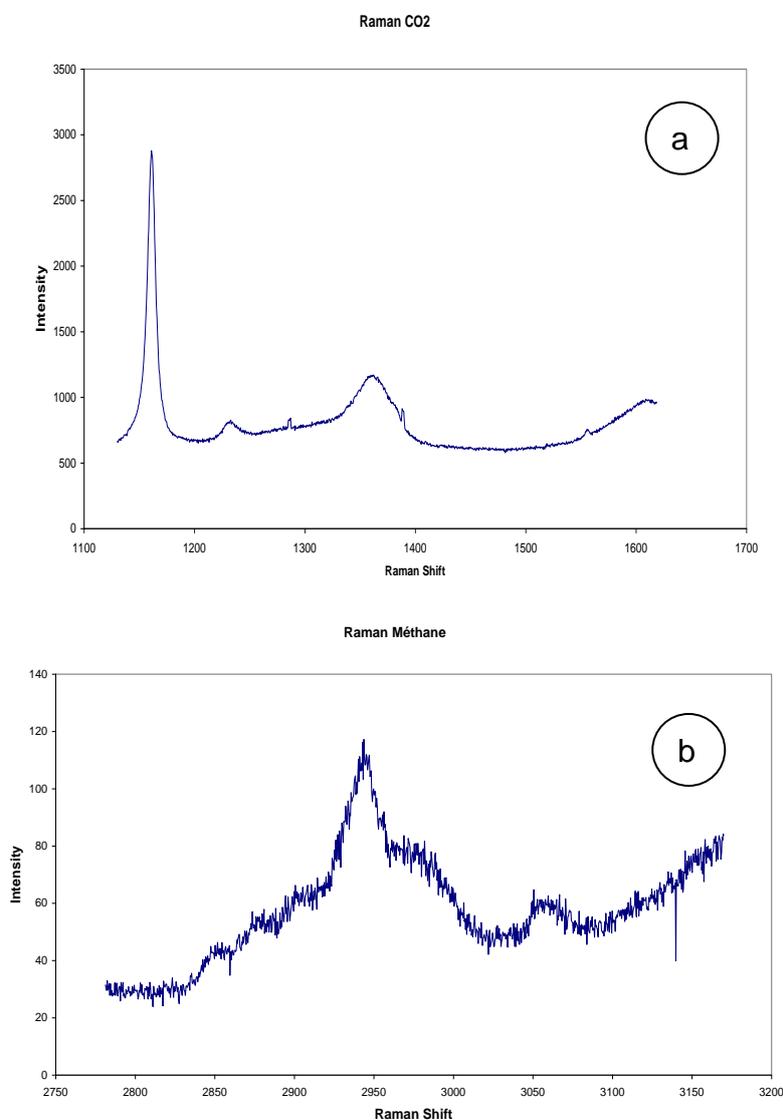


Fig. 54 Spectres Raman du CO_2 (a) & du CH_4 (b) des inclusions fluides de Bled M'Dena.

V.3.5 Salinité des fluides

La salinité globale des inclusions H_2O -sel est souvent déterminée en mesurant la température de fusion de la glace et en se référant également aux données du système H_2O - NaCl afin d'obtenir une salinité d'équivalent pondéral de NaCl . La salinité des inclusions fluides aqueuses a été calculée à partir de l'équation cubique de Hall et al. (1988), révisée et analysée par

régression aux moindres carrés par Bodnar (1993). Cette équation est fonction de l'abaissement du point de fusion (θ) et de la salinité :

$$\text{Salinité (\%pds)} = 0,00 + 1,78\theta - 0,0442\theta^2 + 0,000557\theta^3$$

Alternativement, le tableau 1 (Annexe V) peut être utilisé pour obtenir la salinité correspondant à la température de fusion de la glace (voir aussi Tableau 2, Annexe V).

Les températures de fusion de la glace (T_f) des inclusions fluides du type I mesurées varient dans l'intervalle de $-3,1^\circ$ à $-8,2^\circ\text{C}$ et correspondent à des salinités entre 5,11% à 11,93% poids équivalent NaCl. Quant aux T_f des I.F. du type II, elles s'échelonnent entre $-2,3^\circ$ à $-8,8^\circ\text{C}$ et concordent à des salinités entre 3,87% à 12,62% pds équivalent NaCl. En outre, pour les I.F. du type III, elles arborent des températures de fin de fusion de la glace entre $-3,8^\circ$ à -19°C et donnent des salinités de 6,16 % à 21,68 % pds équivalent NaCl. Ainsi, l'estimation de la salinité du fluide est modérée à élevée. Enfin, les T_f des inclusions fluides du type I possède deux modes à -4°C et -8°C , les T_f IF du type II à trois modes -4°C , -8°C et -12°C quant aux T_f IF du types III de -4°C à -20°C (Fig. 55).

V.3.6 Température et pression

En général, les propriétés physico-chimiques de chaque inclusion étudiée définissent un isochoire (ligne reliant des points à densité constante) dans un plan P-T. Le fluide de l'inclusion a été piégé dans des conditions thermobarométriques le long de l'isochoire. Tous les isochores des fluides reliés à la minéralisation ont été déterminés à l'aide du programme FLINCOR (Brown, 1989). Les températures d'homogénéisation indexées par les isochores correspondent à des températures minimales de piégeage (Fig. 56).

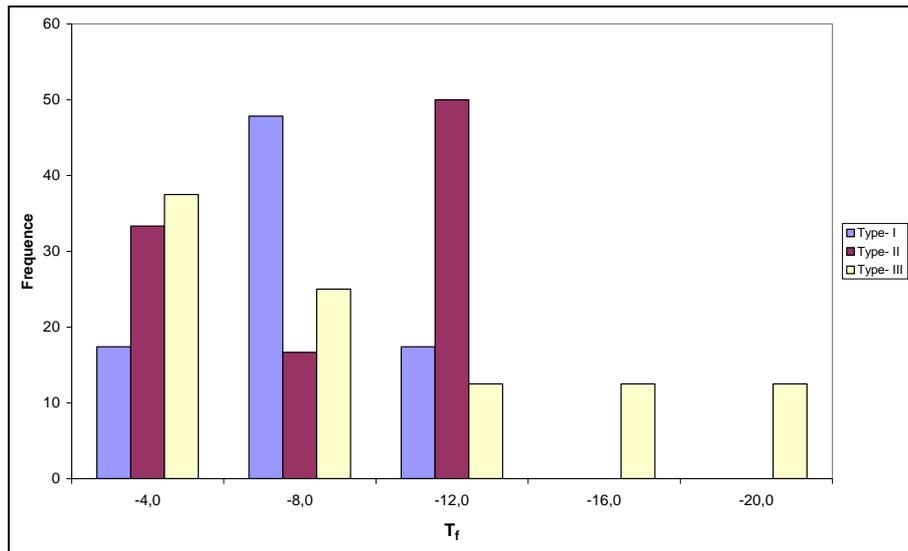


Fig. 55 Histogrammes des températures de fusion de glace (T_f) des différents types d'inclusions primaires étudiées.

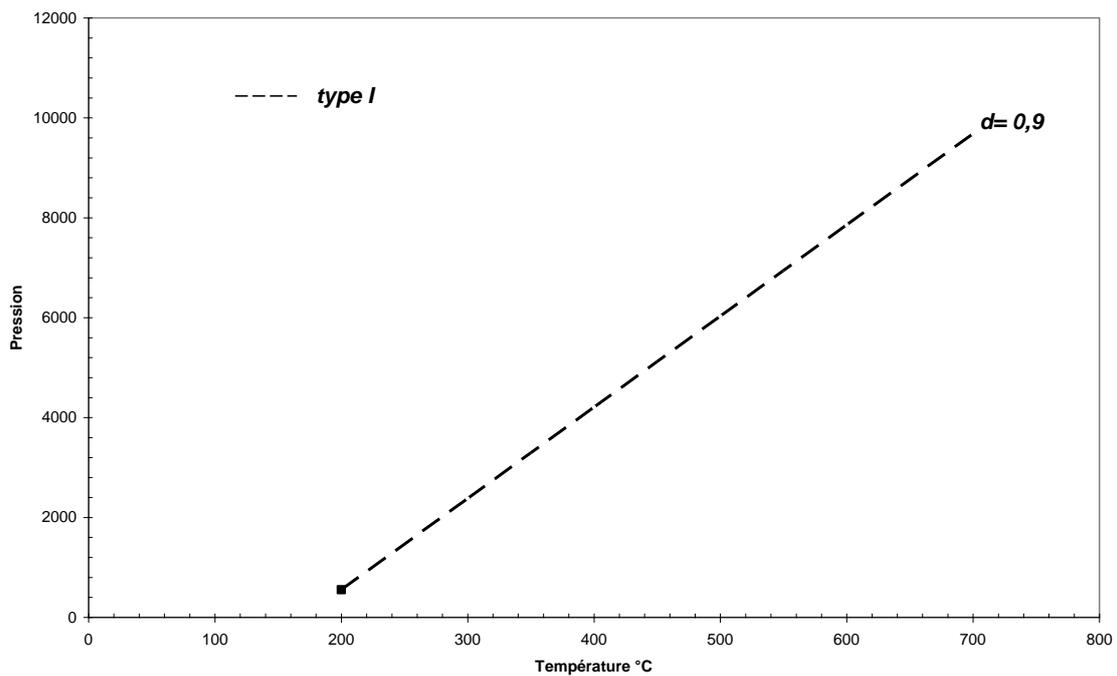


Fig. 56 Diagramme de pression-température des conditions de piégeage du massif minéralisé de Bled M'Dena. L'isochore (en g/cm^3) pour le fluide aqueux type I est représenté.

V.4 DISCUSSION ET CONCLUSION

Au terme de cette étude, les inclusions fluides se regroupent autour de quatre types inclusions fluides primaires : type I aqueuses (monophasées et biphasées), type II (biphasées carboniques et aqueuses), type III (polyphasées à cube de sel) et type IV (polyphasées à solide opaque et/ou non opaque). Les phases solides identifiées au M.E.B sont des sels (halite & sylvite), des carbonates (calcite et sidérite), des sulfates (anhydrite) et des sulfures (molybdénite et chalcopryrite). La présence de carbonates dans les fluides confirme nos observations et nos interprétations concernant l'altération hydrothermale associée à la minéralisation. Les I.F indiquent que les compositions moyennes des fluides dans le gîte de Bled M'Dena sont dominées par $H_2O \pm CO_2 \pm CH_4 + NaCl$. Les températures d'homogénéisation varient selon les types d'I.F (type I de 130°C à 280°C, type III à 400°C). Ceci s'explique par l'existence d'au moins deux fluides différents : i) un fluide d'une salinité modérée (5% à 10% pds éq. NaCl); ii) un autre fluide de forte salinité (21,68% pds éq. NaCl). Par conséquent, la température minimale de piégeage et des altérations associées serait estimé entre 130°C et 400°C.

La présence de ces deux types de fluide pourrait s'expliquer par l'hypothèse suivante : le mélange probable entre d'un fluide d'origine profonde et d'un autre fluide moins profond. La phase minéralisatrice chaude et saline représenterait la phase porphyrique quant à la phase moins saline et de température modérée indiquerait la phase épithermale.

Les températures eutectiques des différents types d'inclusions sont comprises entre -19°C et -33°C (Tableau 7), ce qui signifie qu'elles sont inférieurs au point eutectique du système $H_2O-NaCl$ (-21,2°C) et $H_2O-NaCl-KCl$ (-23,5°C) (Hall et al. 1988). Cette baisse de la température du début de la fusion est suggérée par la présence d'autres sels dissous différents de NaCl tels que $CaCl_2$, $MgCl_2$ (Crawford, 1981).

Les inclusions fluides primaires étudiées du quartz minéralisé de Bled M'Dena renfermant la molybdénite et parfois associé à la chalcopryrite montrent bien que le fluide porteur de la minéralisation est saturé en Mo, Cu, S et en sels.

L'ensemble des résultats obtenus grâce aux fluides renforce les ressemblances observées avec les dépôts de type porphyre (température de minéralisation, types d'inclusions fluides et leurs salinités ainsi que les minéraux d'altération hydrothermale) (Tableau 8).

Type d'inclusion	T _e (°C)	T _f (°C)	Salinité, %pds équiv. NaCl	T _h L-V (L) (°C)
Type I	-27 à -34	-3,8 à -15	6,16 à 18,63	130 à 280
Type II	-18 à -30	-2,3 à -8,8	3,87 à 12,62	nd
Type III	-27,4 à -33,2	-3,5 à -19	5,71 à 21,68	400
Type IV	nd	nd	nd	nd

Tableau 7 Tableau récapitulatif des températures de fusion de la glace (T_f), températures eutectiques (T_e), température d'homogénéisation (T_h) et salinités des différents types d'inclusions fluides.

	¹ Bled M'Dena Structure, SW Algérie(Précambrien)	² Malanjhand, Inde (Précambrien)	³ Questa, U.S.A. (Phanérozoïque)	⁴ Endako, Canada (Phanérozoïque)
Types d'inclusions Fluides (IF)	4 types IF: I (Aq (L + V)); II (Carbo); III (ha) & IV (pph (L + V + S))	4 types IF: (Aq (L + V)) I; II(Aq-carbo); III (carbo); IV (pph (L + V + S))	4 types IF: L+V (I), (ha) (II), (ha+sy) (III), (CO ₂)(IV)	3 types IF: L-±Op+ mx translucent (1); L-V (2), (ha) (3)
Salinité (%NaCl)	5 à 10% 21,68%	2,6-34,6	0-12% 2-24% 31-57%	(5 to 15 %) (30 to 45 %)
T _h	Type I 130 à 280°C Type III 400°C	101 -390 C	150-370 (I) 370-500 (II) 220-420 (III)	Type 1 390° & 430°C Type 3 375° & 420°
Densité à T _h	0,9 - 2,7	0,85- 1,19	100-500bars	2 kbar

Tableau 8 Tableau Comparative de quelques données d'inclusions fluides de systèmes porphyriques avec ceux obtenus de la structure de Bled M'Dena. ¹Cette étude; ²Panigrahi & Mookherjee (1997); ³Rowe (2005); ⁴Selby et al. (2000). Aq-Aqueux, Carb-Carbonique, L-Liquide, V-Vapeur, Op-Opaque, S-Solide, mx-minéraux, pph-polyphasé, ha-halite, sy-sylvite.

CHAPITRE VI

**DISCUSSION & CONCLUSION
GÉNÉRALE**

ClicCours.com

Chapitre VI. DISCUSSION & CONCLUSION GÉNÉRALE

Le complexe volcano-plutonique de Bled M'Dena est situé dans la zone de jointure Yetti-Eglab (partie nord orientale du bouclier Réguibat). Il est entouré d'un ensemble granito-gneissique constitué de migmatites et amphibolites de la série Chegga et par des granitoïdes à biotite de type Aftout. Le pluton de Bled M'Dena a été attribué au magmatisme Aftout selon S.E.R.M.I (1965). Notre étude a mis en évidence le fait que les granitoïdes de Bled M'Dena (granodiorite, monzodiorite quartzique) présentent des caractéristiques générales au niveau pétrographique et des éléments majeurs comparables à celles des granitoïdes des complexes voisins de l'Aftout et de Chegga, datés respectivement à 2,07 Ga et à 2,09 Ga (Peucat et al. 2005). Toutefois, lorsqu'on compare les données en éléments traces, les granitoïdes de Bled M'Dena présentent plus d'affinités avec les granitoïdes des unités de Chegga (e.g. trondhjémite GH3, in Peucat et al. 2005), qu'avec ceux d'Aftout. En effet, le diagramme des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites montre que l'allure générale des spectres des granitoïdes de Bled M'Dena diffère significativement de celles des granitoïdes d'Aftout. Le total des terres rares est faible pour Bled M'Dena ($\Sigma_{TR} = 97-147\text{ppm}$) relativement à celle de l'Aftout ($\Sigma_{TR} = 177-208\text{ ppm}$) et surtout, les spectres de TR montrent un fractionnement TRL_g / TRL_d nettement plus marqué pour Bled M'Dena que pour Aftout, avec par exemple des rapports $(La/Yb)_N$ compris entre 22-31 à Bled M'Dena et 7-17 à Aftout ; enfin, on observe une anomalie négative en europium pour les granitoïdes de l'Aftout $(Eu/Eu^*) = 0,4-0,5$ alors que celle-ci n'existe pratiquement pas à Bled M'Dena $(Eu/Eu^*) = 0,8-1$. Ces diverses caractéristiques laissent supposer que les granitoïdes de Bled M'Dena dériveraient d'un magma moins évolué que ceux d'Aftout, mais mis en place dans un environnement géodynamique similaire.

Au niveau du craton West Africain, cette étude montre que les granitoïdes de Bled M'Dena ne diffèrent pas significativement des autres

granitoïdes du Craton, tels ceux mis en place à la même période (~ 2.0 Ga) en Côte d'Ivoire (Dolumbia et al., 1998 ; Gasquet et al., 2003), au Burkina Faso (Naba et al., 2004 ; Kagambèga, 2005), dans la boutonnière de Kéniéba-Kédougou au Sénégal oriental (Dioh et al., 2006) et en Algérie (Peucat et al., 2005). Ils sont subalcalins et se placent à la limite des séries moyennement et fortement potassiques. Le rapport molaire $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (A/CNK) est toujours $\leq 1,1$. Ces caractères classent ces roches comme des granitoïdes de type I, selon la terminologie de Chappell and White (1983). L'ensemble des granitoïdes de Bled M'Dena montre une évolution tant minéralogique que géochimique continue et progressive, cohérente avec une évolution locale d'un seul et même magma d'où l'absence de limite nette entre des faciès parfaitement identifiés. Les diverses roches définissent une série de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée, avec séparation précoce de l'amphibole puis de la biotite conformément à leur domaine de stabilité. Ces divers granitoïdes constituent une lignée calco-alcaline, avec une signature en éléments trace caractéristique des environnements d'arc insulaire. Ils sont enrichis en TR_{Lg} et appauvris en TR_{Ld} suggérant une source renfermant du grenat, seul minéral susceptible de fractionner aussi fortement les TR_{Ld} . La légère concavité des spectres au niveau des terres rares moyennes et lourdes correspondrait au fractionnement de l'amphibole. Dans le diagramme multiéléments normalisés au MORB les granitoïdes montrent un net enrichissement en éléments lithophiles (e.g, jusqu'à 1000 fois celles des MORB pour le Cs) et des anomalies négatives en Ba, Nb, Ta et Ti, typiques des magmas orogéniques calco-alcalins et/ou issus d'un manteau métasomatisé.

Enfin, la particularité du complexe de Bled M'Dena est de renfermer des minéralisations à Mo et Cu, associées aux diverses altérations hydrothermales affectant l'ensemble des roches plutoniques du complexe. La minéralisation est dominée par la molybdénite qui se trouve soit disséminée dans la matrice de la roche, soit isolée dans les filonnets de quartz microcristallin. Les autres sulfures, pyrite, chalcopryrite et galène,

sont également disséminés dans la roche ou dans des veines de quartz. La bornite et la covellite accompagnent cette association minérale. L'or natif, les tellurures d'Ag, Sb, Bi, Zn et As, la fluorite, l'anhydrite, la barytine et la célestite, ont également été trouvés, mais en très faible quantité, en inclusion dans les principaux sulfures, localement intimement liées à la molybdénite.

Les minéralisations forment un stockwerk de veinules de taille variée, qui couvre une superficie d'environ 30 ha; ces veinules recoupent les différents faciès granodioritiques, monzodioritiques quartziques et microgranodioritiques. Ces veinules ou filonnets sont généralement de dimension centimétrique et sont regroupées en trois grandes familles : des filonnets stériles essentiellement à quartz, des filonnets à quartz minéralisés à molybdénite et autres sulfures, et enfin des filonnets essentiellement à carbonates.

La zone renfermant ces nombreuses veinules est fortement altérée et présente les caractéristiques d'une altération propylitique avec notamment la séricitisation des plagioclases, la chloritisation des biotites et des amphiboles et le développement très important de filonnets de chlorite, de calcite et de quartz recoupant l'ensemble des faciès.

L'étude pétrographique et microthermométrie des inclusions fluides a permis de définir plusieurs types d'inclusions fluides primaires, notamment, des inclusions aqueuses avec un ou plusieurs minéraux fils, associées à des inclusions riches en vapeur, et des inclusions aqueuses avec un rapport V/L \sim 20. Les phases solides sont des sels (halite et sylvite), des carbonates (calcite et sidérite), des sulfates (anhydrite) et des sulfures (molybdénite et chalcoppyrite). La présence de carbonate et d'anhydrite dans les fluides confirme les observations concernant les minéraux d'altération hydrothermale associées à la minéralisation à Mo-Cu. Les températures d'homogénéisation (Th) varient selon les types d'I.F. de 130°C à 400°C, pour des densités respectivement de 0,96 à 0,7 g/cm³. Ces variations dans les Th s'expliquent par l'existence d'au moins deux fluides différents : i) un fluide de salinité modérée (5% à 10% pds

éq. NaCl) de basse température et un autre fluide de forte salinité (>22% pds éq. NaCl) de haute température.

La problématique liée à cette étude était métallogénique *i.e.* essayer de rattacher les minéralisations du complexe plutonique de Bled M'Dena à un type connu de gîtes minéraux. Les caractéristiques des roches encaissantes, la nature des altérations et des minéralisations associées, et enfin les caractéristiques des fluides semblent démontrer que les minéralisations de Bled M'Dena s'apparenteraient à celles de type Porphyre à Molybdène et Cuivre. Nous allons présenter ci-dessous les arguments en faveur d'une telle hypothèse.

Les caractéristiques chimiques des divers granitoïdes indiquent sans ambiguïté une affinité calco-alkaline similaire à celles des complexes d'arc insulaire. De plus, plusieurs auteurs ont mis en évidence l'existence d'un lien entre les roches de type adakite (adakite-like rocks) et les gisements de type porphyre à Cu \pm Mo \pm Au (e.g. Thiéblemont et al., 1997 ; Kay and Mpodozis, 2001 ; Oyarzun et al., 2001 ; Richards and Kerrich, 2007; Richards, 2011). Les granitoïdes du complexe plutonique calco-alkalin de Bled M'Dena présentent effectivement les caractéristiques géochimiques des adakites, notamment leurs rapports élevés en Sr/Y et La/Yb et aussi l'absence d'anomalies négatives en Eu. Les compositions chimiques particulières des adakites ne sont pas nécessairement la conséquence de la fusion partielle de la plaque océanique subduite métamorphisée dans le faciès éclogite (e.g., Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999) mais peuvent être générées à partir d'un magma calco-alkalin d'arc insulaire contaminé par la croûte continentale inférieure (*i.e.*, amphibolites à grenat), et évoluant principalement par fractionnement de l'amphibole et de minéraux accessoires (e.g., Richards, 2011). Ces magmas renfermeraient de très fortes teneurs en eau, responsables de la cristallisation tardive du plagioclase, d'où l'absence d'anomalie négative en Eu. (e.g., Castillo et al., 1999). De tels magmas fortement évolués et riches en éléments volatils exsolveraient par la suite des fluides

hydrothermaux dans les derniers stades d'évolution du magma calco-alcalin après sa mise en place dans la croûte supérieure (e.g., Candela and Piccoli, 2005 ; Sillitoe, 2010).

La paragenèse minérale à Mo+Cu ± Au est également caractéristique du type porphyre. La présence d'un stockwork de sulfures au sein des divers faciès pétrographiques est en bon accord avec l'existence d'un vaste système hydrothermal relié à une intrusion. La concentration préférentielle de la molybdénite, de la chalcopryrite et de la pyrite dans des veines en stockwork dans les zones fortement propylitisées du massif, présentant localement des zones de brèches, suggère que les zones de décharge des fluides étaient focalisées sur les bordures du complexe. Cet assemblage métallique Mo-Cu ± Au est caractéristique des systèmes porphyriques à molybdène de type « arc » plutôt que d'un système porphyrique de type « rift » comme les gisements de Climax et d'Henderson au Colorado (Carten et al.1993). De plus, les teneurs en Fluor des granitoïdes de Bled M'Dena (<0.1% F) sont nettement plus faibles que celles mesurées dans les intrusions de Climax (Mutschler et al., 1981).

Beane and Bodnar (1995) ont démontré l'étroite relation existant entre les minéralisations et les altérations dans les gisements de type porphyre à Mo. Dans beaucoup de porphyres, les zones d'altération sont multiples et concentriques avec une zone interne à altération potassique et une zone externe à altération propylitique. Toutefois, à Bled M'Dena, l'altération potassique est peu développée et l'altération largement dominante est l'altération propylitique marquée par l'association chlorite + calcite + épidote + albite. La calcite est bien représentée dans la structure de Bled M'Dena, et accompagne très souvent la minéralisation ; elle indique que le fluide à l'origine des altérations avait une forte activité en CO₂.

Les fluides, associés aux minéralisations, sont aqueux et aquo-carboniques et présentent une salinité modérée à forte variant entre 5% et 21 % wt eq. NaCl. Ils peuvent renfermer en inclusion des cristaux de

chalcopyrite et même de la molybdénite, ce qui est assez exceptionnel et rarement observé. Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides suggèrent l'existence de deux fluides distincts dont un ayant les caractéristiques d'une saumure riche en halite. Toutes ces caractéristiques sont similaires à celles des fluides des inclusions des gisements de type porphyre.

Donc, en conclusion, on peut considérer que le complexe minéralisé de Bled M'Dena présente un grand nombre de caractéristiques qui permet de le relier aux minéralisations de type porphyre. Le tableau ci-dessous résume les similitudes existantes entre la structure de Bled M'Dena et plusieurs exemples de gisements d'âge et de provenance géographique variés.

Prospectives

Afin de renforcer le modèle métallogénique que nous venons de proposer pour les minéralisations de la structure de Bled M'Dena, il conviendrait de réaliser un certain nombre d'études complémentaires comme ;

- l'acquisition de nouvelles données sur l'origine et l'évolution des fluides en multipliant les mesures microthermométriques de manière plus systématique sur les inclusions fluides et en analysant les fluides par LA-ICP/MS afin de tracer leur origine ;
- dans la même perspective de préciser la source des fluides, une analyse des compositions isotopiques en éléments stables (O-C-H) serait également une source d'information utile ;
- Finalement, une étude géochronologique par la méthode isochrone Re/Os sur molybdénite permettrait de dater directement la minéralisation et permettrait d'entériner ou non le modèle métallogénique.

	¹ Structure de Bled M'Dena, SW Algérie (Précambrien)	² Don Rouyn, Canada (Précambrien)	² Pilbara oriental, Australie (Précambrien)	² Malanjkhand, Inde (Précambrien)	³ Questa, Nouveau Mexico (Phanérozoïque)	⁴ Endako, Canada (Phanérozoïque)
Métaux principaux	Mo, Cu (Au)	Cu (-Mo)	Cu, Mo	Cu, Mo	Mo	Mo
Roches encaissantes	Monzodiorite Quartzique - granodiorite (type TTG)	Plutons Tonalite-trondhjémite	Porphyre Qtz-Plag	Pluton Tonalite, granodiorite	intrusions porphyriques granitiques	(monzogranite à granodiorite)
Morphologie des minéralisations	Disséminée & stockwerk	Fracture	Fracture	Faïlle/ cisaillement	disséminée & Stockwerk	Stockwerk
Altérations hydrothermales	Silicification & altération propylitique	Silicification & carbonatisation	Silicification & séricitisation	altération potassique & silicification	Alteration propylitique, potassique, séricitique & silicification	Altération potassique, séricitisation & Kaolinisation
Associations métalliques	Mo, Cp, Py, Au	Cp, Au, Py, Mo	Cp, Py, Mo, Sch	Cp, Py, Mt, Mo	Mo, Py, Sch, Wf	Py, Mt, faible teneur (Cp, Sch, Gn)

Tableau 9 Comparaison des principales caractéristiques minéralogiques et pétrographiques du porphyre Mo-Cu de Bled M'Dena avec quelques systèmes porphyriques d'âge précambrien et phanérozoïque.¹Cette étude; (in ²Sarkar et al. 1996);³McLemore (2009); ⁴Selby et al. (2000).

Cp-chalcopyrite, Py-pyrite, Sph-sphalérite, Mo-molybdenite, Mt-magnétite, Sch-scheelite, Wf-Wolframite, Qtz-quartz, Plag-plagioclase, Gn-galène.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abdel-Rahman A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and per aluminous magmas. *Journal of petrology*, v.35, p.525-541.

Abouchami W., Bower M., Michard A. & Albarède F. (1990) A major 2.1 Ga events of magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, Vol 95(B11), p.17605-17629.

Aéroservice Corporation (1974) Etude aéromagnétique et radiométrique de l'Algérie : Interprétation de la région de l'Eglab. Rapport final inédit, Vol IV. **S.O.N.A.R.E.M**, Alger.

Aïfa T., Lefort J.P., Oudanne M. & Calza F. (1993) Mise en évidence d'antiformes générées en régime extensif sur la marge orientale du craton ouest-africain (région des Eglab) : arguments paléomagnétiques et gravimétriques ; *Bull. Serv. Geol. Algérie*; Vol.4, n°2, p.121-136.

Allek K. & Hammoudi M. (2008) Regional -scale aeromagnetic survey of the South -West of Algeria: A tool for area selected for diamond exploration. *Journal of African Earth Sciences*, v. 50, p. 67-78.

Azzouni-Sekkal A. (1972) Introduction à l'étude pétrographique de quelques granitoïdes de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien) ; *D.E.A.*, Univ. D'Oran, 77p.

Azzouni-Sekkal A. (1976) Les stocks plutoniques basiques de la jointure « Yetti-Eglab », (Sahara occidental algérien). *Thèse Doct. 3^e cycle*, Fac. Sc. d'Alger.

Azzouni-Sekkal A., Debabha F. & Ikhlef F. (2003) Sur l'Existence de malignites et syénites mésocrates associées, stock plutonique Sud Tinguicht, zone de jointure Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat, Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie*. Vol.14, n°2, p.79-95.

B

Barker S. D. (1970) Compositions of granophyre, mymekite and graphic granite: *geological society of America Bulletin*, v.81, p.3339-3350.

Barker S.D. (1979) Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker F. (Ed). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, p.1-12.

Barrett T. J. & MacLean W. H. (1997) Stratigraphic, Lithochemical and Petrographic Relations of Volcanic and Associated Rocks in the Engine zone Parys Mountain Massive Sulphide Deposit, North Wales (with a Brief Report on the Rhosmynach outcrop area). Unpublished Report for Anglesey Mining plc, Bangor, Wales, 102p. [polymetallic deposit].

- Beane B. E. & Bodnar R. J. (1995)** Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits. In Pierce, F.W & Bohm J. G. Porphyry Copper Deposits of America Cordillera. Arizona Geological Society Digest 20, Tucson, AZ, p.83-93.
- Becker S. P. (2007)** Fluid inclusion characteristics in magmatic-hydrothermal ore deposits. Faculty of Virginia Polytechnic Institute and State University, P.H.D. in Geosciences. 138p.
- Benramdane H., Bellal M. & Kolli O. (2001)** Gold Mineralization in the Yetti-Eglab Zone (NE Reguibat Shield, SW Algeria); Mineral Deposits at the beginning of the 21st Century, The 6th Biennial SGA-SEG Meeting, Warsaw, Poland; Piestrzynski et al (eds); Sweets & Zeitlinger Publishers Lisse, p. 695-698.
- Benramdane H., Bellal M. & Khodja H. (2003)** Carte géologique d'Aouinet Bel Egraa-Aguelt el Habib Ould Brahim (SW algérien) (Feuille NG-29-XVIII à 1/200 000). 2^{ème} Sem. Nat. de Strat. Béni-Abbès (Poster), Algérie.
- Benramdane H. (2007)** Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab (Sud-ouest algérien). *Thèse de Magister, U.S.T.H.B (Alger)*, 106p.
- Bessoles B. (1977)** Géologie de l'Afrique, le Craton Ouest -Africain; *Mémoire BRGM*, v.88, 404 P.
- B.I.A (1960)** *RAPPORTS DE PROSPECTIONS INÉDITS*. Géologie et prospection, Mission Eglab (1958-1959), Rapport fin de mission, 68 P., 3 cartes h t., 67 pl. h.t
- Black R. (1980)** Precambrian of West Africa. *Episodes*, v. 4, p.3-8.
- Bodnar R.J. (1993)** Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 57, p.683-684.
- Bodnar R.J. (2003)** Introduction to aqueous fluid systems. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32, 81-99.
- Boher M., Abouchami W., Albarède F. & Arndt N.T. (1992)** Crustal growth in West Africa at 2.1Ga. *Journal of Geophysical Research*, V. 97, (B1), p. 345-369.
- Bronner G. (1992)** Structure et évolution d'un craton archéen, la dorsale Réguibat occidentale (Mauritanie): tectonique et métallogénie des formations ferrifères. Document du B.R.G.M n° 201, 448 p.
- Brown, P.E (1989)** FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, v. 74, p. 1390-1393.

Brown, P.E (1998) Fluid inclusion modelling for hydrothermal systems. Techniques in hydrothermal ore deposits geology, Richards J.R & Larson P.B., eds. Reviews in Economic Geology. Volume 10, p.151-172.

Buffière J.M., Fahy J.C. & Petey J. (1965) Notice explicative de la carte géologique au 1/500 000 de la région des Eglab et de la bordure N du Yetti par Société d'études et de réalisation minières et industrielles. Paris VIII. Organisme technique de mise en valeur des Richesses du Sous-sol Saharien.

Buffière J. M., Fabry, J. C. & Petey J. (1966) Sur l'ensemble précambrien d'Yetti-Eglab et sur sa couverture infratillitique en territoire algérien. C.R. Acad. Sc. (Paris) T. 262- p. 1513-1516.

Buffière J.M., Fahy J.C. & Petey J. (1967) Les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidental); *C.R. Acad. Sci.*, t 264, n° 2, 197-199.

Burley J. (1978) Mineralogy, In International Molybdenum Encyclopaedia. Vol. 1, Resource and Production, Sutulov, A., Ed. Internet Publications, Santiago, Chile.p.228.



Caby R. (1965) Les formations précambriennes de l'extrémité orientale de l'axe cristallin Yetti-Eglab (Sahara algérien occidental); *Bulletin Société Géologique de France*, (7), VII, 341-352.

Candela, P.A. and Piccoli, P.M. (2005) Magmatic Processes in the Development of Porphyry-type Ore Systems. Society of Economic Geologists 100 th Anniversary Volume, J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards, p. 25-38.

Carten R.B., White W. H. & Stein H. J. (1993) High-grade granite-related molybdenum systems: classification and origin. In: Kirkham R. V., Sinclair W. D., Thorpe R. I. & Duke J.M., eds. Mineral deposit modelling. Geological Association of Canada, Special paper 40, p.521-544.

Castillo, P.R., Janney, P.E. & Solidum, R. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 134, p. 33-51.

Charoy B. (1979) Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. Sciences de la Terre, Mémoire, v.37, 364p.

Cline J.S. & Vanko D.A. (1995) Magmatically generated saline brines related to molybdenum at Questa, New Mexico, USA. Chapter 8 in Magma, fluids and ore deposits, J.F.H. Thompson *editor*, Mineralogical Association of Canada, short course, v.23, p. 153-174.

Cooke D.R., Hollings P. & Walshe J.L. (2005) Giant Porphyry Deposits: Characteristics, distribution and tectonic controls. *Economic Geology*, 5, V.100, p.801-818.

Crawford M.L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. In: *Mineralogical Association of Canada course Handbook 6* (Hollister, L.S. & Crawford, L., eds.), p.75-100.

Cuney M. & Autran A. (1987) Le forage scientifique d'Echassières (Allier). Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares. *Géologie France*.2-3, p. 1-35.



Dawes R.L. & Evans B. W. (1991) Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*.v. 103; no. 8; p. 1017-1031.

Deer W.A, Howie R. A. & Zussman J. (1986) An Introduction to the rock-forming minerals. 17th. Longman Ltd, 528p.

Deer W.A , Howie R. A. & Zussman J. (1996) An Introduction to the rock-forming minerals, 2nd edition. Longman scientific & Technical, Essex, Angleterre, 712p.

Defant M. J. & Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, v. 347, p.662-665.

De Witt M.J., Dunn N., Bowring S., Duda F.O., Ward J.D., Morreli C., Zerrouki A. & Benramdane H. (2002) Age and composition of the basement rocks of the Eglab Massif, SW Algeria: implications for the origin and evolution of the Paleoproterozoic Craton of West Africa. 19th Coll. Af. Geol. El Djadida, Morocco. P. 61.

Dioh E, Béziat D., Debat P., Grégoire M. & Ngom M.P. (2006) Diversity of the Paleoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): Petrographical and geochemical constraints. *African Journal of Earth Sciences*, v. 44, p.351-371.

Doumbia S., Pouclet A., Kouamelan A., Peucat J.J., Vidal M., Delor C. (1998) Petrogenesis of juvenile- type Birrimian Paleoproterozoic granitoids in central Côte d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, v.87, (1-2), p.33-63.

Dubois M. (2000) Inclusions fluides: approche expérimentale, thermodynamique et applications aux phénomènes hydrothermaux et diagénétiques. Mémoire H.D.R. Université des Sciences et Technologie de Lille, 234p.



Elder J. (1981) Geothermal systems. Academic Press, London, 508p.

E.R.E.M (1983) *RAPPORTS DE PROSPECTIONS INÉDITS*

Rapport de reconnaissance et de prospection dans les Eglab. Rapport final, inédit, 3 vol., 10 annexes, 315p.

E.R.E.M (1984) Rapport sur la structure circulaire de Bled M'Dena (feuille Aouinet Legraa) indice de Mo 18/4, groupe Eglab ; 4 pl. h. t.

E.R.E.M (1986) Rapport des travaux de prospection à 1/25 000 pour vérification de l'indice de Molybdène 18/4 de la région Bled M'Dena (feuille Aouinet Legraa) ; 70 p., 1annexe texte, 12 annexes h.t.

E.R.E.M (1987) Rapport géophysique sur l'indice 18/4 de Molybdène « Aouinet Legraa », Bled M'Dena - Eglab 70 p., 10 annexes h.t.



Gasquet D., Barbey P., Adou M., Paquette J.L. (2003) Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area Côte d'Ivoire: Evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research*. 127, 329-354.

Gevin P. (1951) Sur la structure du massif cristallin Eglab-Yetti (Sahara occidental). *Comptes rendus*, 233, pp. 1129-1130.

Gevin P. (1958) Note explicative des cartes au 1/500 000 Eglab-Tindouf ; Serv.Géol. Algérie ; 28p.

Gevin P. (1960) Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Bull. Serv. Carte géol. Alg.*, nouvelle série, n° 23, T. 1, 328p.

Goldstein R.H & Reynolds T.J (1994) Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course 31*. Society for Sedimentary Geology. SEPM, Tulsa, Oklahoma, 199p.

Goldstein R.H. (2003) Petrographic analysis of fluid inclusions. *In* I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. V.32*, p.9-53.

Gorton, M.P. & Schandl, E.V. (2000) From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and withinplate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*. 38, p.1065-1073.

Gupta C. K. (1992) Extractive metallurgy of molybdenum. *In*: Chap. I Properties and Application of Molybdenum. CRC Press. 404p.



Hall D. L., Sterner S.M. & Bodnar R.J. (1988) Freezing point depression of NaCl-KCl- H₂O solutions. *Econ. Geol.* 83,197-202.

Hannah J.L. & Stein H.J. (1990) Magmatic and hydrothermal processes in ore-bearing systems. Geological Society of America, Special Paper 246, p. 1-10.

Harker A. (1909) The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York. 384p.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Coward, M.P., Reis, A.C. (Eds), *Collision Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, vol. 19. Geological society of London, 67-81.

Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *The mineralogical magazine*, v.30, p. 277-292.

Hollister V. F. (1975) Molybdenum Mineralization, In *International Molybdenum Encyclopaedia*. Vol. 1, Resource and Production, Sutulov, A., Ed. Intermet Publications, Santiago, Chile.p.283.

Holtz F., Becker A. et Freise M. (2001) The water-undersaturated and dry Qz-Ab-Or system revisited. Experimental results at very low water activities and geological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 141, 347-357.



Irvine T. & Baragar W. (1971) A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.8, 523-548.



Kagambèga N. (2005) Typologie des granitoïdes Paléoprotérozoïques (Birimien) du Burkina Faso-Afrique de l'Ouest- Approche pétrologique dans la région de Pô. *Thèse de Doctorat*, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 156p.

Kahoui M. (1988) Etude d'un complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique, incidence métallogénique, cas du Djebel Drissa (Eglab, Algérie) *Thèse Doct.Univ. Nancy 1*, 258p.

Kahoui M., Mahdjoub Y & Kaminsky V.F. (2008) Possible primary sources of diamond in the North African diamondiferous province. In Edited by N. Ennih & J.P. Liégeois. *The Boundary of the West African Craton*. Geological Society. Special Publication 297. 533p.

Kay, S.M. & Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening Crust, *GSAToday*, v. 11, no. 3, p.4-9.

Kelly W.C. & Burgio P.A. (1983) Cryogenic scanning electron microscopy of fluid inclusion in ore and gangue minerals. *Econ. Geology*, v.78, p.1262-1267.

Kranidiotis P. & MacLean W. H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Québec. *Economic Geology*, V.82, 1898-1911.

Kretz R. (1983) Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v.68, p.277-279.



Lameyre J. (1966) Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont*, n° 29, fasc. 12.

Lander H. N. (1977) Energy related uses of Molybdenum. In: *Molybdenum in the environment Vol.2. The geochemistry, Cycling and Industrial Uses of Molybdenum*. Ed. By Willard R. Chappell & Kathy Kellogg Petersen. M. Dekker, Inc. New York. P.773-806.

Lang J.R. & Baker T. (2001) Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* 36:477-489.

Lasserre M., Lameyre J. et Buffière J. M. (1970) Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. *Bulletin du B.R.G.M. 2^{ème} série. Section IV*, n° 2, pp. 5-13.

Lapadu -Hargues P. (1947) Quelques données préliminaires sur le massif des Eglab (Sahara occidental) *C. R. Acad. Sc. Fr.*, 225, p. 950-952.

Lapadu -Hargues P. (1952) Etude pétrographique du massif antécambrien des Eglab. *Pub. XIX^e congrès, comptes-rendus*.

Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. D. et AL. (1997) Nomenclature of amphibole. Report of subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.

Lefort J.P., Aïfa T. & Ouaddane M. (1994) Modélisation magnétique des filons subméridiens et de l'ensemble Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat) : conséquences géodynamiques concernant la marge orientale du craton ouest-africain ; *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 5, n° 2, 124-149.

Lefort J.P., Aïfa T. & Bourrouilh (2004) Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antipodale du craton ouest africain et de la Chine du Nord dans le supercontinent Rodinia : conséquences paléogéographiques. *R. Geosc. Paris* 336, 159-165.

Lehmann B. (1987)

Molybdenum distribution in Precambrian rocks of the Colorado Mineral Belt. *Mineral. Deposita* 22, 47-52.



Mahdjoub Y., Drareni A. & Gani R. (1994) Accrétion crustale et tectonique verticale à l'Eburnéen dans les massifs des Eglab et du Yetti (Dorsale Réguibat, Algérie); *Bull. Serv. Géol. Algérie*; vol.5, n°1, 97-107 et Rapport de Mission de terrain "Yetti-Eglab" (Dorsale Réguibat), du 24/01 au 11/02/1994, projet algéro-français (90 Mi-01); *Serv. Geol. Algérie (ORGM)*, inédit.

Mahdjoub Y., Drareni A. & Gani R. (2002) Magmatic evolution during convergence in Paleoproterozoic Eglab domain, Reguibat rise, Algeria; 19th coll. Af. Geol. University of El Djadida, Morocco. 19-22 March, P.129

Mahdjoub Y., Kahoui M., Drareni A. et Gapais D. (2005) Tectonique éburnéenne dans le massif des Eglab, Dorsale Réguibat (Algérie). 1^{er} Sem. de Géologie et de Métallogénie des massifs du Hoggar et des Eglab, 1-03 Mars, Tamanrasset, Algérie.

Mahdjoub Y. & Kahoui M. (2007) The palaeoproterozoic Eglab domain (Algeria, Réguibat Rise, West African Craton); geodynamic model and ore controls; 1^{ère} Conférence International en Algérie sur les Ressources Minérales (CIRMA) (Communication oral); Déc. 2007; Algérie.

Martin H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14. 753-756p.

Martin H. (1987b) Archean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.*17, 360-365.

Martin H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.

McLemore V. T. (2009) Questa rock pile weathering and stability project. Geologic setting and mining history of the Questa mine, Taos County, New Mexico. New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources. Open-file Report OF-515. Molycorp Task 1.2.2, B1.1.

Meinert L. D. (1993) Igneous petrogenesis and skarn deposits. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 40. 569-583.

Menchikoff N. (1930) Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. géogr. Phys. et géol. dyn.*, III, 2, 103-247, Paris.

Menchikoff, N. (1957) Les grandes lignes de la géologie saharienne. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. 1 fasc.1, p. 37.

Middlemost E. (1997) *Magmas, Rocks and Planetary Development. A Survey of Magma/Igneous Rock Systems.* XVII + 299 pp. Harlow: Addison Wesley Longman.

Misra Kula M. (2000) Understanding mineral deposits. Kluwer Academic Publishers. 845p.

Monod Th. (1932) L'Adrar Ahnet. Contribution à l'étude archéologique d'un district saharien. Trav. et Mém. de l'Inst. d'Ethnologie, XIX, Paris, 199p.

Monod Th. (1958) Majabatal-Koubra. Contribution à l'étude de « l'Empty quarter » ouest saharien. Mém. IFAN, Dakar, v. 52, p. 1-400.

Moussine-Pouchkine A. & Bertrand Safarti J. (1997) Tectonosedimentary subdivisions in the Neoproterozoic to Early Cambrian cover of the Taoudenni basin (Algeria-Mauritania-Mali). African Journal of Earth Sciences, 24, 425-443.

G

Naba S., Lompo M., Debat P., Bouchez J. L., Béziat D. (2004) Structure and emplacement model for late orogenic Palaeoproterozoic granitoids the Tankodogo – Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso). African Journal of Earth Sciences, v. 38, p. 41-57.

Neng Chen G. & Grapes R. (2007) Granites genesis: In- Situ melting and crustal evolution. Publisher: Springer. 278p.

Norton D. (1984) A theory of hydrothermal systems, Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v.12, p. 155-177.

O

O.R.G.M (2001) *RAPPORT DE PROSPECTION INEDIT*. Prospection régionale du Cu-Au-Mo dans les régions de Bled M'Dena, Chegga et Chenachane (massif des Eglab) Sud-ouest algérien, Rapport Final 19989/2000 ; 26 fig., 27 tbl. 18 annexes graphs h.t.

Oyarzun P., Marquez A., Lillo J., Lopez I., Riviera S. (2001). Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, v. 36, p.794-798.

P

Panigrahi M.K. & Mookherjee A. (1997) The Malanjkhand copper (+molybdenum) deposit, India: mineralization from a low-temperature ore-fluid of granitoid affiliation. Mineralium Deposita, v. 32, p. 133-148.

Pearce J. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, p. 230-249.

Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, p. 956-983.

Peccerillo A. & Taylor S. R. (1976) Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and petrology*, v. 58, p.63-81.

Peucat J.J., Capdevilla R., Drareni A., Mahdjoub Y. & Kahoui M. (2005) The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology; *Precambrian Research*, v.136, p.309-352.

Phillips E. R. (1974) Myrmekite- one hundred years later. *Lithos*.7, p.181-194.

Piché M. (1991) Synthèse géologique et métallogénique du camp minier de Matagami, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi. 250p.

Pirajno F. (2009) Hydrothermal processes and Mineral Systems. Geological Survey of Western Australia, Perth, WA, Australia. Ed Springer. 1250p.

Pitcher W.S. (1997) The nature and origin of granite. 2nd Edition. Chapman & Hall, London. 387p.

Potrel A., Peucat J-J. & Fanning C-M. (1998) Archean crustal evolution of the west African craton; example of the Amsaga area (Reguibat Rise); U-Pb and Sm-Nd Evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, V.90, Issue 3-4, p.107-117.



Roedder E. (1979) Fluid inclusions as samples of ore fluids, edited by H.L. Barnes. Wiley, New-York in *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 684-737p.

Roedder E. (1981) Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping in L. S. Hollister and M.L. Crawford (editors). *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, v. 6, p.101-137.

Roedder E. (1984) Fluid inclusions. Mineralogical Society of America. *Rev. Mineralogy*, 12, 644p.

Rowe A. (2005) Fluid evolution of the magmatic hydrothermal breccia of the Goat Hill orebody, Questa Climax-type porphyry molybdenum system, New Mexico. A fluid inclusion study. Mémoire de maîtrise, New Mexico Institute of Mining & Technology, Socorro, New Mexico, 134p.

Richards J. P. & Kerrich R. (2007) Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology*, v. 102, p. 537-576.

Richards J. P. (2011) High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: just add water. *Economic Geology*, v. 106, p. 1075-1081.



Sabaté P. (1972) Structure de la série Yetti (Sahara occidental algérien); *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t.275.

Sabaté P. (1973) La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Réguibat (Sahara occidental algérien) ; *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 276, p.2237-2239.

Sabaté P. & Lomax K. (1975) Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti - Eglab (Sahara occidental algérien); *Bull. du BRGM*, 2ème Sér., sect.II, N° 4, p.293-311.

Sabaté P., Lassere M. & Lameyre J. (1977) Rb-Sr ages of some precambrian formations of the Eastern Réguibat Dorsale: existence of a metamorphic belt during the Eglab orogeny. *9° Coll. Géol. Afr.*, Göttinger, RFA, 85-90.

Sabaté P. (1978) Données géochimiques et radiométriques sur les volcanites calco-alkalines précambriennes de l'Eglab (Sahara occidental algérien) Esquisse de leur évolution géotectonique. *B.S.G.F.*, (7), t.XX, n°1, p.81-90

Sabaté P. (1979) Les volcanites Eglab : Données radiométriques de la dernière expression magmatique calco-alkaline du cycle orogénique Eglab (Sahara occidental); *Revue Géologique et Dynamique Géographie Physique*, v.21, fasc.5, 325-329.

Sarkar S.C., Kabiraj S., Bhattacharya S. & Pal A.B. (1996) Nature, origin and evolution of the granitoid-hosted early Proterozoic copper-molybdenum mineralization at Malanjhand, Central India. *Mineralium Deposita*, v. 31, p. 419-431.

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W. J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D. (2005) Porphyry-related deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *Economic geology*, 100TH ANNIVERSARY VOLUME, p. 251-298.

S.E.R.M.I (1963-1964, 1965) *Rapport de fin de mission*. Etude géologique de la zone occidentale des Eglab.

S.E.R.M.I (1965) Etude géologique de la partie orientale de la Dorsale Réguibat, *J. M. Buffière, J. Fahy, J. Petey (Rapport inédit)*.

Sederholm J.J. (1926) On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland. Part II. The region around Barösunds fjärd W of helsingfors and neighbouring areas. *Bulletin de la commission géologique de Finlande*, v. 77, 143p.

Selby D., Nesbitt B. E., Muehlenbachs K. (2000) Hydrothermal Alteration and Fluid Chemistry of the Endako Porphyry Molybdenum Deposit, British Columbia. *Economic Geology*, v. 95, p. 183-202.

Shepherd T., Rankin A.H. & Alderton D.H.M. (1985) A practical guide to fluid inclusion studies. In Blackie (Ed.), Chapman & Hall. New York, 239 p.

Sillitoe R.H. (1980) Types of porphyry molybdenum deposits. *Mining Magazine*, v. 145, p. 550-553.

Sillitoe R. H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.

Sinclair W.D. (2007) Porphyry deposits, in Goodfellow, W.D., ed, Mineral deposits of Canada: A synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral deposits Division, Special Publication N°5, p.223-243.

Speer J.A. (1984) Micas in igneous rocks. In Micas (S.W. Bailey, ed) *Rev. Mineral.*, v. 13, p.299-356.

Streckeisen A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.

Sun S.-S & McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M. J. (eds). *Magmatic in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, Special Publication, v. 42, p.313-345.

T

Tabeliouna M. (2009) Pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, Eglab, SW algérien. *Thèse de Doctorat, Université d'Oran*, 203p.

Thiéblemont D., Stein G. & Lescuyer JL. (1997). Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser II-A* 325, p.103-109.

Titley S. R. & Beane R. E. (1981) Porphyry copper deposits; *Economic Geology* 75th Anniversary Volume, p.214-269.

Tokarski A.K. (1991) Tectonics of Hank sequence (Upper Proterozoic) in the eastern part of Eglab massif, Reguibat shield (West African craton); *J.Afric. Earth Sc.*, vol.12, n°4, p.555-560.

Tokarski A.K. (1994) Eburnean (?) overthrust in the western part of Eglab massif, Reguibat uplift (West African craton); *14^{ème} Coll. Géol .Afr.* Rennes, Fr.

V

Vachette M., Rocci G., Sougy J., Caron J.P., Marchand J., & Templer C. (1973) Ages radiométriques Rb/Sr, de 2000 à 1700Ma, des séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens de la partie N et NE de la Dorsale Réguibat (Mauritanie septentrionale); *7° Coll. Géol. Afr.*, Florence, *Trav. Lab. Sci. Terre*, Marseille, B, n°11, 142-143.

W

Wallace S. (1995) The Climax-type molybdenite deposits: what they are, where they are, and why they are: *Economic Geology*, v.90, p.1359-1380.

White A.J.R. & Chappell B.W (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, South-eastern Australia. In: Roddick, J. A (Ed). *Circum - Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America, Memoir 159, 21-34.

White W. H., Bookstrom A.A., Kamilli R. J., Ganster M.W., Smith R.P., Ranta D.E. & Steininger R.C. (1981) Character and origin of Climax-type molybdenum deposits: *Economic Geology* 75th Anniversary Volume, p.270-316.

Z

Zhang, Y. & Frantz, J. D. (1987) Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl- KCl- CaGL-KUQ using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, v.64, p335-350.

RÉFÉRENCES WEB

<http://www.emse.fr/spip/IMG/pdf/raman.pdf>

http://rruff.info/about/about_software.php

<http://www.uni-goettingen.de/de/26174.html> **Kerkhof A. M. (2011)**

**LISTE DES FIGURES,
LISTE DES TABLEAUX &
LISTE DES PLANCHES**

LISTE DES FIGURES

- CHAPITRE I -

- Figure 1** Principales unités structurales de l'Afrique occidentale (d'après Peucat et al. 2005, modifiée)
- Figure 2** Carte géologique et structurale de la partie nord-orientale de la dorsale Réguibat (massif Yetti-Eglab) selon Mahdjoub, (2007).
- Figure 3** Schéma géologique et structurale de la zone de jointure Yetti-Eglab (Mahdjoub, 2007).

- CHAPITRE II -

- Figure 4** Carte de localisation de la structure circulaire de Bled M'Dena ; Le quadrilatère blanc représente l'emplacement du massif des Eglab ; Le point rouge indique la zone étudiée.
- Figure 5** Vue panoramique vers le Nord de la structure circulaire à molybdène de Bled M'Dena.
- Figure 6** Carte des indices et points minéralisés dans la région Ouest - Eglab et Yetti (Benramdane, 2007).

- CHAPITRE III -

- Figure 7** Carte géologique de la région de Bled M'Dena (extrait de la carte Aouinet Belegraa à 1/200 000^{ème}, Benramdane et al. 2003).
- Figure 8** Carte schématique de la structure circulaire à Molybdène (E.R.E.M, 1983 modifiée).
- Figure 9** Log synthétique des sondages S4, S5, S6, S8, S9, S10.
- Figure 10** Les amphiboles des granitoïdes de la structure circulaire Bled M'Dena dans le diagramme de classification de Leake et al. (1997).
- Figure 11** Diagramme de classification des biotites selon la nomenclature de Speer (1984) et Deer et al. (1986).

- Figure 12** Diagramme de discrimination Al_2O_3 versus MgO de Abdel-Rahman (1994) des biotites des granitoïdes de Bled M'Dena.
- Figure 13** Classification des feldspaths dans le diagramme Or-Ab-An des granodiorites, des monzodiorites quartziques et des microgranodiorites de la structure circulaire de Bled M'Dena.
- Figure 14** Classification des chlorites des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena selon Hey (1954) modifié par Kranidiotis & MacLean (1987).
- Figure 15** Diagramme Al-Ti-Fe³⁺ montrant la composition des titanites des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena (Morad et al 2009).
- Figure 16** Diagrammes binaires oxydes-silice de Harker (1909) des roches plutoniques du massif de Bled M'Dena.
- Figure 17** Diagramme schématique de P_{H_2O} -T des courbes de déshydratation de la biotite et de l'hornblende.
- Figure 18** Projection des phases minéralogiques normatives de granitoïdes dans le diagramme QFP de Streckeisen (1976).
- Figure 19** Diagramme normatif Ab-An-Or de Barker (1979) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena. (Même légende excepté pour la microgranodiorite).
- Figure 20** Diagramme TAS de Middlemost (1997) des plutonites de la structure de Bled M'Dena.
- Figure 21** Diagramme du bilan alumineux de White & Chappell (1983) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Figure 22** Diagramme des terres rares des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena (Roche par rapport aux chondrites normalisés selon Sun et McDonough (1989)).
- Figure 23** Diagramme AFM Irvine et Baragar (1971) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Figure 24** Diagramme K_2O vs SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Figure 25** Diagramme Y vs Zr selon Barrett et McLean (1997) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

- Figure 26** Diagramme de pétrogenèse Zr/Y versus Zr (Pearce, 1983) des plutonites de la structure.
- Figure 27** Diagramme Multi-éléments des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena (Roche par rapport aux granites des rides océaniques normalisés selon Pearce et al. (1984).
- Figure 28** Diagramme géotectonique Th/Yb versus Ta/Yb selon Gorton et Schandl (2000) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Figure 29** Diagrammes géochimiques (Pearce et al. 1984) Rb versus (Y+Nb) (a) et Nb versus Y (b) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Figure 30** Diagramme de pétrogenèse $(La/Yb)_N$ versus Yb_N de Martin (1987) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Figure 31** Diagramme Multi-éléments des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena (Roche par rapport au manteau primitif normalisés selon Sun et McDonough(1989).
- Figure 32** Projection des phases minéralogiques normatives des volcanites de Bled M'Dena dans le diagramme QFP de Streckeisen (1976).
- Figure 33** Diagramme des TR des volcanites de la structure de Bled M'Dena
- Figure 34** Diagramme Multi-éléments des volcanites de la structure à Mo de Bled M'Dena
- Figure 35** Diagramme TAS de Middlemost (1997) des plutonites de la structure de Bled M'Dena et des roches magmatiques des Eglab.
- Figure 36** Diagramme des terres rares des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena et des trondhjémites (GH7 &GH3) de la série Chegga.
- Figure 37** Diagramme Multi-éléments des plutonites de la structure à Mo de Bled M'Dena et des trondhjémites (GH7 &GH3) de la série Chegga.
- Figure 38** Diagramme géotectonique (Pearce et al. 1984) des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et des roches magmatiques des Eglab.

- CHAPITRE IV -

Figure 39 Minéralisations et associations métalliques en relation avec la nature des intrusions felsiques à intermédiaires et les conditions redox (Lang & Baker, 2001).

Figure 40 Distribution mondiale des gisements de porphyres (in Sinclair, 2007).

Figure 41 (a) Répartition géographique du molybdène et (b) Carte géologique du socle précambrien de la ceinture du Colorado (in Lehmann, 1987).

Figure 42 Modèles schématisés des systèmes de porphyres (sans échelle) (in Pirajno, 2009).

Figure 43 Diagramme schématisé de la convection du magma nourricier d'une intrusion subvolcanique au-dessous d'un porphyre (in Sinclair 2007).

Figure 44 Carte schématisée de quelques pointements minéralisés de la structure circulaire de Bled M'Dena (E.R.E.M, 1984 modifiée).

Figure 45 Spectre EDS de la fluorite.

Figure 46 Spectre EDS de l'Au natif.

Figure 47 Spectre EDS du Bi natif. Les pics de Si, Al et Na correspondent à la matrice de feldspath qui englobe le grain de bismuth natif et qui « contamine » l'analyse.

Figure 48 Spectre EDS des sulfosels de cuivre.

- CHAPITRE V -

Figure 49 Croquis d'un quartz idéal (Kerkhof in Short Course Fluid Inclusions 2011) montrant la classification des inclusions fluides selon les critères de Roedder (1981).

Figure 50 Photomicrographie d'inclusions fluides primaires entourant les faces de croissance du quartz. *En médaillon* : zoom sur les sections pyramidées de la veine de quartz à molybdénite de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Figure 51 Spectres Raman de *calcite* (a), & *molybdénite* ± *chalcopryrite* (b) des IF de quartz de Bled M'Dena.

Figure 52 Relations de phases représentées dans le diagramme Pression Température du système H₂O-NaCl (in Bodnar 2003).

Figure 53 Relations de phases du système NaCl-H₂O représentées dans le diagramme Température - pds % NaCl tirée de Brown (1998).

Figure 54 Spectres Raman du CO₂ (a) & du CH₄ (b) des I.F de Bled M'Dena.

Figure 55 Histogrammes des températures de fusion de glace (**T_f**) des différents types d'inclusions primaires étudiées.

Figure 56 Diagramme de pression-température des conditions de piégeage du massif minéralisé de Bled M'Dena. L'isochore (en g/cm³) pour le fluides aqueux type I est représenté.

LISTE DES TABLEAUX

- Chapitre III -

Tableau 1 Tableau comparatif entre les granitoïdes du WAC et les granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

- Chapitre IV -

Tableau 2 Classification des différentes espèces minérales du molybdène (Burley, 1978).

Tableau 3 Grandes lignées granitiques et minéralisations associées (d'après Pitcher, 1997).

Tableau 4 Tonnage des principaux gisements de porphyres à molybdène (in Misra Kula, 2000).

Tableau 5 Classification des systèmes de porphyres basés sur la nature du métal dominant (Modifié d'après Seedorff et al. (2005)).

Tableau 6 Classification des porphyres à molybdène d'après Sillitoe (1980); Carten et al. (1993) (in Rowe, 2005).

- Chapitre V -

Tableau 7 Tableau récapitulatif des températures de fusion de la glace (T_f), températures eutectiques (T_e), température d'homogénéisation (T_h) et salinités des différents types d'inclusions fluides.

Tableau 8 Tableau Comparative de quelques données d'inclusions fluides de systèmes porphyriques avec ceux obtenus de la structure de Bled M'Dena.

- Chapitre VI -

Tableau 9 Tableau comparative du porphyre Mo-Cu de Bled M'Dena et quelques systèmes porphyriques d'âge précambrien et phanérozoïque.

- Annexe II -

- Tableau 1** Analyses représentatives des amphiboles des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales calculées sur la base de 23 Oxygènes.
- Tableau 2** Analyses représentatives des biotites des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formules structurales basées sur 22 Oxygènes.
- Tableau 3** Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena calculées sur la base de 8 oxygènes.
- Tableau 4** Analyses et formules structurales des chlorites des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formules structurales calculées sur la base de 28 oxygènes.
- Tableau 5** Analyse représentative de la muscovite des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes.
- Tableau 6** Analyses représentatives des épidotes des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales calculées sur la base de 12 oxygènes.
- Tableau 7** Compositions chimiques et formules structurales du sphène des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Tableau 8** Analyses à la microsonde des carbonates granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes.
- Tableau 9** Analyses et formules structurales de la magnétite de la structure de Bled M'Dena.
- Tableau 10** Composition chimique de l'hématite des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.
- Tableau 11** Composition chimique de la chalcopyrite des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.
- Tableau 12** Composition chimique de la pyrite des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.
- Tableau 13** Composition chimique de la molybdénite des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.

Tableau 14 Composition chimique de la covellite ou covelline des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.

- Annexe III -

Tableau 1 Tableau d'analyses chimiques des éléments majeurs des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

Tableau 2 Compositions normatives des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Tableau 3 Compositions des éléments en traces des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Tableau 4 Terres rares des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

- Annexe IV -

Tableau 1 Composition des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Tableau 2 Composition normatifs des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Tableau 3 Composition des éléments en trace des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Tableau 4 Composition des terres rares des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

- Annexe V -

Tableau 1 Salinités (en % poids.) correspondant à des abaissements du point de fusion (A.P.F) mesurées pour des inclusions fluides de composition H₂O-NaCl (d'après Bodnar, 1993).

Tableau 2 Résultats des mesures microthermométriques des inclusions fluides primaires des veinules de quartz à molybdène de la granodiorite (S10/2).

LISTE DES PLANCHES

- Chapitre III -

Planche I Photomicrographies 1 à 6 montrant les différentes paragenèses minérales des granitoïdes de la structure circulaire à Mo de Bled M'Dena.

Planche II Photomicrographies 7 à 12 montrant les relations texturales dans les granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Planche III Photomicrographies 13 à 17 présentant les différents aspects intraminérales des granitoïdes du massif minéralisé de Bled M'Dena.

Planche IV Photomicrographies 18 à 20 illustrant les divers textures rencontrées dans les granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Planche V Photomicrographies 1 à 6 montrant les transformations minérales dans les granodiorites et les monzodiorites quartziques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Planche VI Photomicrographies 7 à 12 présentant les pseudomorphoses minérales au sein des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Planche VII Photomicrographies 13 à 16 illustrant les manifestations de l'altération hydrothermale des granodiorites et des monzodiorites quartziques de la structure circulaire.

- Chapitre IV -

Planche VIII Photos 1 à 6 présentant la minéralisation à Mo-(Cu) à l'œil nu, dans les roche-hôtes (les monzodiorites quartziques, les microgranodiorites et les granodiorites) et dans les veines de stockwerk du massif de Bled M'Dena.

Planche IX Photomicrographies 1 à 6 illustrant les sulfures disséminées dans les granitoïdes et les filonnets de quartz en lames minces de Bled M'Dena.

Planche X Photomicrographies 1 à 6 montrant la relation entre la minéralisation et l'altération hydrothermale des granitoïdes du massif minéralisé de Bled M'Dena.

Planche XI Photomicrographies 1 à 8 montrant les images M.E.B des différents minéraux métalliques présents dans les granitoïdes du massif minéralisé de Bled M'Dena.

Planche XII Photomicrographies 1 à 8 illustrant les différents stades paragenétiques de la minéralisation de Bled M'Dena.

- Chapitre V -

Planche XIII Photomicrographies A à K présentant les différents types d'inclusions fluides du quartz à molybdène dans le stockwerk de Bled M'Dena.

Planche XIV Photomicrographies A à D montrant les phases solides dans les cavités d'inclusions fluides identifiées par le M.E.B.

ANNEXE I

TECHNIQUES ANALYTIQUES

TECHNIQUES ANALYTIQUES

Différentes techniques ont été utilisées pour caractériser les particularités minéralogiques, pétrochimiques et des inclusions fluides (microscopie optique ; analyse de la composition chimique des roches et des minéraux ; analyse des inclusions fluides).

1. CARACTÉRISATION MICROSCOPIQUE

1.1 Microscopie optique

La microscopie optique par transmission et réflexion est la méthode classique permettant le diagnostic optique des phases minérales, la caractérisation de leur mode de formation et l'étude texturale des successions minéralogiques.

1.1 Microscopie électronique à balayage (M.E.B)

Cette technique consiste à caractériser la morphologie et la chimie de certaines phases minérales à l'échelle de quelques micromètres. Le microscope utilisé (GET – Université P. Sabatier) est de type JEOL JSM 6360LV et les échantillons ont été métallisés au carbone; Quant aux conditions analytiques, celles-ci sont indiquées au bas de chaque image. Par ailleurs, des spectres caractéristiques en dispersion d'énergie de quelques phases minérales ont été effectués afin de déterminer les éléments présents en teneurs supérieures au seuil de détection.

2. ANALYSE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES ET DES MINÉRAUX

Analyse globale

2.1 Géochimie des roches totales

2.1.1 Analyse des éléments majeurs (I.C.P-A.E.S)

La préparation des poudres a été réalisée de façon standard avec un pré-broyage dans un broyeur à mâchoires métalliques suivi d'une pulvérisation dans un mortier automatique en agate (contamination en SiO₂ négligeable face à la quantité importante présente dans l'échantillon). Les risques de pollution ont été sélectionnés sur des critères pétrographiques mais aussi minéralogiques. Les éléments majeurs ont été analysés par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma- Atomic Emission Spectrometry) par la société CHEMEX de Vancouver (Canada).

L'ensemble des résultats du dosage des éléments majeurs est reporté dans le tableau 1, Annexe II.

2.1.2 Analyse des éléments en traces (ICP-MS)

La digestion des poudres a été faite par la méthode de fusion alcaline. Les analyses ont été effectuées par spectrométrie de dispersion d'énergie. Un faisceau d'électrons d'un diamètre d'environ 10 μm , généré sous une tension de 15Kv, a été dirigé sur la roche à analyser durant 25s. L'intensité du courant d'échantillon a été calibrée à 8 η A.

Les éléments en traces ont été dosés par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry) au GET de Toulouse. L'ICP-MS permet l'analyse qualitative des éléments en traces et ultra-traces (son excellente sensibilité lui permet de détecter des éléments présents au niveau du ppb-partie par million (soit 10^{-6} g/g)). Ces analyses sont essentielles pour reconstituer les étapes du trajet entre la ou les sources profondes des magmas et leur(s) lieu(x) de mise en place et de refroidissement.

L'ensemble des résultats du dosage des éléments traces est reporté dans le tableau 3, Annexe II.

Analyse ponctuelle

2.2 Composition chimique des minéraux

La composition chimique des minéraux a été définie en utilisant la microsonde électronique CAMECA SX50 du GET ex. *LMTG* (Université Paul Sabatier- Toulouse III). Les conditions analytiques sont les suivantes :tension d'accélération 25 kV pour les sulfures et 15kV pour les autres minéraux (silicates, oxydes, etc...);intensité du courant 20 η A; temps de comptage avec temps d'acquisition de 10 sec sur le pic et 5 sec de part et d'autre du pic pour le fond continu. Les standards utilisés sont des minéraux naturels ou synthétiques. Le volume d'analyse est de l'ordre de quelques μm^3 .

Les échantillons préparés sous forme de lames minces polies ont été recouverts d'une fine couche de carbone (environ 50 nm) et déposés par évaporation avec un évaporateur à carbone Edwards (type auto 306).

Les résultats d'analyses chimiques des phases minérales sont reportés en annexe I.

3. ANALYSES SPECTROMÉTRIQUES (SPECTROMÉTRIE RAMAN)

La microspectrométrie Raman ou la microsonde à effet Raman (au CRPG de Nancy) a été appliquée pour l'identification de certaines phases minérales et la détermination de la nature des gaz piégés dans les inclusions fluides. L'identification de chaque espèce analysée est déterminée par la position et l'amplitude de raie de Raman. Ainsi, des

renseignements nous sont donnés sur la nature des solides tels que les hydrates de sels piégés ($\text{NaCl}_2\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaCl}_2\text{6H}_2\text{O}$, ...), les sulfures, les clathrates qui se forment lors du refroidissement des inclusions fluides. Cependant, la spectroscopie Raman est le complément classique et indispensable pour toutes inclusions fluides analysées. Les analyses ont été réalisées sur un spectromètre Raman confocale, de type G2R au laboratoire de Spectrométrie Raman de Nancy. Les généralités, l'histoire ainsi que la mise en œuvre de la spectroscopie Raman sont données par l'Ecole des Mines de S^t Etienne : (<http://www.emse.fr/spip/IMG/pdf/raman.pdf>).

4. ANALYSES MICROMÉTRIQUES DES INCLUSIONS FLUIDES

La microthermométrie des inclusions fluides a permis de déterminer les températures et les compositions en % pds éq. NaCl des fluides piégés dans le quartz. Un rappel sur les principes de la méthode est décrit ci-dessous. Les mesures ont été réalisées sur la platine Linkam THMSG600 couplé à un microscope Olympus BX51 au Laboratoire du GET-Université P. Sabatier.

Les températures d'homogénéisation (T_h), de début de fusion de glace ou température d'eutectique (T_e) et de fin de fusion de glace (T_{hg}) ont été déterminées. La formation ou la fusion de clathrates ou d'hydrates n'a jamais été observée. Il est à noter que la détermination **précise** des changements de phase (T_h et T_{fg}) a été difficile à mesurer en raison de la petite taille des inclusions.

L'étalonnage de la platine s'effectue à l'aide de standards en mesurant les températures de changement de phase dont on connaît les températures de transition. Aux basses températures, la calibration se fait par le biais d'inclusions standards naturelles à CO_2 pur (point triple de $\text{CO}_2 = -56,6^\circ\text{C}$). La précision est estimée à $0,1^\circ\text{C}$. A haute température, la calibration s'opère par la fusion d'inclusion synthétiques et de solides standards. L'incertitude peut aller de $\pm 2^\circ\text{C}$ à $\pm 5^\circ\text{C}$ pour les très hautes températures ($\geq 400^\circ\text{C}$).

La microthermométrie nécessite un matériel simple ; elle est la plus utilisée lors de l'étude des inclusions fluides. Ce type d'étude consiste en une observation minutieuse des changements de phase de l'inclusion qui surviennent au cours de cycles de chauffage (thermométrie, de 25°C à 600°C) et de refroidissement (cryométrie, de 25°C à -190°C). Les mesures de ces changements de phase permettent, en se référant à des systèmes connus et étudiés, d'estimer les conditions de piégeage des fluides, à condition que la cavité soit restée un système clos, c'est à dire que l'inclusion fluide n'ait subi aucune perte de son contenu, ni d'étranglement. Les températures habituellement mesurées sont :

- la température d'homogénéisation (lorsqu'il ne reste qu'une seule phase dans l'inclusion) qui reflète l'état de l'inclusion lors de son piégeage ; elle est donc une température minimum de formation de l'inclusion ;

- la température de début de fusion de la glace qui est la température de l'eutectique considéré et permet de caractériser les sels présents en solution ;
- la température de dernière fusion de la glace qui dépend d'une part de la salinité et d'autre part des sels présents en solution ;
- la température de fusion du CO₂ solide qui est fonction de la présence d'autre gaz dans la phase volatile (par exemple CH₄, N₂..).

L'étude microthermométrie implique l'analyse détaillée des changements critiques de phase pendant la cryoscopie (refroidissement) et la pyroscopie (réchauffement). Dans notre cas, nous voulons caractériser essentiellement les températures de piégeage des fluides et définir leurs compositions. Un fluide initialement piégé à l'état homogène est représenté par une famille d'inclusions biphasées à taux de remplissage constant, à liquide ou à vapeur dominant. En revanche, un fluide initial hétérogène est représenté par une famille d'inclusions fluides à remplissage gaz et/ou liquide variable. De même, un fluide peut se saturer en phase solide après piégeage, par exemple en nucléant un cube de sel appelé minéral fils.

5. ANALYSES DES INCLUSIONS FLUIDES AU M.E.B.

À la microthermométrie s'ajoute, une méthode destructive dite ***cryogénique*** réalisée au MEB afin de mieux caractériser les phases solides dans les inclusions fluides. Cette dernière se base sur l'identification in situ des phases solides, piégées ou minéraux fils présents dans les microcavités d'inclusions fluides. Les échantillons ainsi choisis, sont placés sur les supports standards du MEB selon la méthode proposée par Kelly & Burgio (1983). Le principe consiste à tremper les cristaux dans de l'azote liquide pour congeler les microcavités. Des petits morceaux sont cassés délicatement avec un petit marteau et récupérés rapidement sur les supports standard du MEB. Une fois les échantillons prêts, ils sont carbonés pour préserver les phases solides dans ces cavités congelées et de déceler surtout les inclusions ouvertes renfermant les solides dont il est question.

A N N E X E II

TABLEAUX D'ANALYSES DES PHASES MINÉRALOGIQUES

(Silicates, carbonates, oxydes et sulfures)
(Résultats microsonde électronique)

Tableau 1 Analyses représentatives **des amphiboles** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales basées sur 23 Oxygènes.

# Sondage	S6-1-	S6-1	S5-1	S5-1	S5-1	S10-2	S10-2
# Analyse	C8-1	C9-1	c11	c11	c12	c2	c2
Profondeur	10m	10m	32m	32m	32m	51m	51m
Faciès	Mdq	Mdq	Mdq	Mdq	Mdq	Gd	Gd
Minéral	Act	Tr	Act	Act	Act	Mg-Hbl	Mg-Hbl
SiO₂	55,44	54,39	55,21	53,42	54,93	49,02	50,43
TiO₂	0,08	0,08	0,27	0,5	0,1	0,66	0,22
Al₂O₃	0,88	1,18	1,52	2,88	1,74	2,66	2,14
Cr₂O₃	0	0,08	0,33	0,37	0,33	0,4	0,64
Fe₂O₃	5,77	5,5	4,72	3,22	3,04	15,09	15,93
FeO	4,46	3,07	4,36	6,44	6,21	1,93	0,05
MnO	0,54	0,54	0,34	0,36	0,39	0,58	0,4
MgO	18,7	19,22	18,64	17,61	18,42	16,28	17,58
CaO	12,22	12,03	11,85	11,91	12,34	11,1	11,28
Na₂O	0,2	0,36	0,44	0,92	0,57	0,84	0,71
K₂O	0,1	0,09	0,18	0,25	0,22	0,22	0,16
NiO	0,07	0	0,19	0,02	0	0	0,09
F	0	0,31	0,1	0,5	0,68	0,52	0,41
Cl	0,04	0,07	0,02	0,05	0	0,05	0
H₂O	2,14	1,95	2,09	1,87	1,81	1,83	1,94
O=F	0	0,13	0,04	0,21	0,29	0,22	0,17
Total	100,63	98,72	100,21	100,12	100,49	100,94	101,81
Si	7,75	7,71	7,727	7,559	7,713	7,027	7,105
Ti	0,009	0,009	0,029	0,053	0,01	0,072	0,023
Al/Al^{IV}	0,145	0,197	0,25	0,441	0,287	0,449	0,356
Al^{VI}	0	0	0	0,039	0	0	0
Cr	0	0,009	0,036	0,042	0,037	0,045	0,071
Fe³⁺	0,607	0,587	0,497	0,343	0,321	1,627	1,689
Fe²⁺	0,522	0,363	0,51	0,762	0,729	0,231	0,006
Mn²⁺	0,064	0,065	0,041	0,043	0,046	0,07	0,048
Mg	3,896	4,06	3,889	3,715	3,856	3,479	3,691
Ca	1,83	1,827	1,777	1,806	1,857	1,705	1,702
Na	0,053	0,1	0,119	0,253	0,155	0,232	0,194
K	0,017	0,016	0,032	0,045	0,039	0,039	0,029
Ni	0,008	0	0,022	0,003	0	0	0,01
F	0	0,137	0,045	0,224	0,301	0,238	0,181
Cl	0,009	0,017	0,006	0,011	0	0,011	0
OH	1,991	1,847	1,95	1,764	1,699	1,751	1,819
Total	16,901	16,942	16,93	17,103	17,05	16,976	16,924
X_{Mg}	0,882	0,918	0,884	0,830	0,841	0,938	0,998

Act: actinote; **Tr:** trémolite; **Mg-Hbl:** magnésio-hornblende; **Mdq :** monzodiorite quartzique ; **Gd :** granodiorite ; **µGd :** microgranodiorite

Tableau 1 (Suite) Analyses représentatives **des amphiboles** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales basées sur 23 Oxygènes.

# Sondage	S10-2	s10-2	S10-2	S10-21	S10-21	S10-37	S10-37
# Analyse	c3	c6	c4	c1	c7	c2	c2
Profondeur	51m	51m	51m	167m	167m	171m	171m
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	μGd	μGd
Minéral	Tr-Hbl	Act	Tr-Hbl	Act	Tr	Tr	Tr
SiO₂	53,25	54,18	51,93	54,79	54,86	56,6	54,85
TiO₂	0,32	0,31	0,47	0,16	0,18	0,1	0,36
Al₂O₃	2,39	2,25	2,28	2,05	1,59	0,2	1,41
Cr₂O₃	0,14	0,1	0,4	0	0,22	0,09	0
Fe₂O₃	6,94	3,89	10,68	3,15	5,08	5,65	5,68
FeO	2,45	5,69	2,34	6,26	3,88	3,33	3,72
MnO	0,49	0,41	0,51	0,53	0,58	0,46	0,49
MgO	19,04	18,34	17,87	18,2	19,17	19,83	19,06
CaO	12,01	12,27	11,7	12,04	12,03	12,38	12,32
Na₂O	0,65	0,69	0,64	0,93	0,81	0,14	0,22
K₂O	0,15	0,18	0,21	0,19	0,11	0,01	0,06
NiO	0,03	0,01	0,1	0,09	0	0,14	0
F	0,3	0,55	0,07	0,15	0,46	0,05	0,18
Cl	0,02	0	0,08	0,04	0,03	0,01	0,06
H₂O	1,99	1,87	2,08	2,05	1,93	2,14	2,05
O=F	0,13	0,23	0,03	0,06	0,19	0,02	0,07
Total	100,02	100,5	101,41	100,7	101,13	101,15	100,54
Si	7,483	7,613	7,305	7,693	7,654	7,821	7,668
Ti	0,034	0,032	0,049	0,017	0,019	0,01	0,037
Al/Al^{IV}	0,396	0,372	0,377	0,307	0,261	0,033	0,232
Al^{VI}	0	0	0	0,033	0	0	0
Cr	0,016	0,011	0,044	0	0,024	0,01	0
Fe³⁺	0,734	0,411	1,131	0,333	0,534	0,587	0,598
Fe²⁺	0,287	0,669	0,275	0,735	0,453	0,385	0,435
Mn²⁺	0,058	0,049	0,061	0,063	0,068	0,054	0,058
Mg	3,988	3,842	3,746	3,809	3,986	4,083	3,972
Ca	1,808	1,848	1,764	1,811	1,798	1,833	1,846
Na	0,177	0,188	0,174	0,254	0,22	0,038	0,058
K	0,027	0,032	0,037	0,033	0,019	0,002	0,01
Ni	0,03	0,01	0,011	0,01	0	0,016	0
F	0,134	0,246	0,033	0,067	0,201	0,022	0,079
Cl	0,004	0	0,018	0,01	0,006	0,003	0,013
OH	1,862	1,754	1,949	1,923	1,792	1,974	1,908
Total	17,038	17,077	16,974	17,098	17,035	16,871	16,914
X_{Mg}	0,933	0,852	0,932	0,838	0,898	0,914	0,901

Tableau 2 Analyses représentatives des **biotites** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formules structurales basées sur 22 Oxygènes.

# Sondage	S6-1	S6-1	S6-1	S6-1	S5-1	S5-1	S5-1	S5-1
# Analyse	C3-1	C4-1	C6-1	C7-1	c3bio1	c3bio2	c3bio3	c4bio2
Profondeur	10m	10m	10m	10m	32m	32m	32m	32m
Faciès	Mdq							
SiO₂	37,12	37,55	36,54	37,22	37,47	37,81	37,16	37,37
TiO₂	5,47	3,82	4,87	4,5	3,86	4,16	4,03	4,2
Al₂O₃	12,56	12,69	13,01	12,62	13,27	13,02	12,7	12,58
Cr₂O₃	0	0,09	0,01	0	0,08	0,13	0,13	0
FeO	16,07	17,53	16,74	16	14,08	13,6	14,23	14,55
ZnO	0,05	0	0,25	0	0	0,06	0	0
MnO	0,13	0,19	0,39	0,34	0,19	0,24	0,11	0,26
MgO	14,08	13,6	13,78	13,54	14,93	14,83	15,12	14,51
CaO	0	0,07	0	0,02	0,08	0,04	0,09	0,04
Na₂O	0,01	0	0,19	0,02	0,03	0,15	0,11	0,07
K₂O	9,15	9,25	8,81	8,83	8,28	8,38	8,96	8,61
BaO	0,47	0,07	0,78	0,58	0,46	0,29	0,39	0,45
F	0,68	0,6	0,16	0,6	0,76	0,59	1,34	0,68
Cl	0,2	0,14	0,16	0,31	0,02	0,03	0,13	0,07
H₂O	3,59	3,62	3,82	3,54	3,56	3,65	3,24	3,56
O=F	0,29	0,25	0,07	0,25	0,32	0,25	0,56	0,28
Total	99,24	98,96	99,44	97,85	96,85	96,78	97,15	96,66
Si	5,622	5,716	5,559	5,714	5,717	5,758	5,694	5,746
Ti	0,623	0,438	0,557	0,52	0,443	0,476	0,464	0,485
Al/Al^{IV}	2,241	2,277	2,333	2,284	2,283	2,242	2,294	2,254
Al^{VI}	0	0	0	0	0,105	0,095	0	0,025
Cr	0	0,011	0,001	0	0,01	0,016	0,016	0
Fe²⁺	2,035	2,231	2,13	2,054	1,797	1,732	1,823	1,87
Zn	0,005	0	0,029	0	0	0,007	0	0
Mn²⁺	0,017	0,024	0,05	0,044	0,024	0,031	0,014	0,034
Mg	3,177	3,087	3,124	3,097	3,397	3,366	3,453	3,324
Ca	0	0,011	0	0,003	0,012	0,007	0,014	0,007
Na	0,002	0	0,057	0,005	0,01	0,045	0,034	0,02
K	1,767	1,796	1,71	1,73	1,612	1,628	1,751	1,69
Ba	0,028	0,004	0,046	0,035	0,027	0,018	0,024	0,027
Ni	0	0,005	0,004	0,007	0,014	0,007	0	0,002
F	0,324	0,289	0,078	0,293	0,369	0,283	0,65	0,328
Cl	0,051	0,037	0,042	0,082	0,005	0,007	0,035	0,019
OH	3,625	3,674	3,88	3,625	3,626	3,71	3,316	3,653
Total	19,519	19,600	19,601	19,492	19,451	19,428	19,582	19,484
Minéral	biotite							
X_{Mg}	0,610	0,580	0,595	0,601	0,654	0,660	0,654	0,640

Tableau 2 (Suite) Analyses représentatives des **biotites** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formules structurales basées sur 22 Oxygènes.

# Sondage	S5-1	S5-1	S10-2	S10-2	S10-2	S10-4	S10-6	S10-6
# Analyse	c16bio	c16bio	c7	c9bio	c12bio	C9-1	c5bi1	c5bi2
Profondeur	32m	32m	51m	51m	51m	53,7m	269m	269m
Faciès	Mdq	Mdq	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO₂	37,18	36,29	39,57	38,03	38,13	36,97	37,77	38,18
TiO₂	3,91	3,6	3,76	4,68	4,08	4,47	3,44	3,36
Al₂O₃	12,77	13,24	12,33	12,53	12,37	11,82	12,77	12,73
Cr₂O₃	0,02	0,06	0,09	0,07	0	0,07	0	0,06
FeO	14,8	15,84	14,91	14,37	14,14	14,4	15,13	15,46
ZnO	0,08	0,22	0	0	0	0,09	0,27	0,17
MnO	0,24	0,29	0,21	0,02	0,27	0,11	0,15	0,1
MgO	15,33	16,51	15,68	14,9	15,29	15,16	15,07	15,17
CaO	0,02	0,1	0,31	0,09	0,05	0,04	0	0
Na₂O	0,06	0	0	0,02	0,07	0,07	0,1	0
K₂O	8,97	7,58	8,26	9,13	8,76	9,25	9,3	9,32
BaO	0,37	0	0,05	0,53	0,18	0,26	0,21	0,12
F	1,27	1,01	1,21	1,11	0,7	1,23	1,04	1,52
Cl	0,1	0,07	0,03	0,09	0,14	0,16	0,14	1,52
H₂O(c)	3,31	3,45	3,46	3,42	3,58	3,26	3,42	3,22
O=F	0,53	0,42	0,51	0,47	0,3	0,52	0,44	0,64
Total	97,94	97,92	99,36	98,64	97,43	96,82	98,33	98,99
Si	5,667	5,515	5,869	5,737	5,79	5,705	5,737	5,76
Ti	0,448	0,411	0,419	0,531	0,466	0,519	0,393	0,382
Al/Al^{IV}	2,294	2,372	2,131	2,228	2,21	2,151	2,263	2,24
Al^{VI}	0	0	0,024	0	0,004	0	0,023	0,024
Cr	0,003	0,008	0,01	0,009	0	0,008	0	0,007
Fe²⁺	1,887	2,013	1,85	1,813	1,795	1,859	1,922	1,95
Zn	0,009	0,024	0	0	0	0,01	0,03	0,019
Mn²⁺	0,031	0,037	0,026	0,002	0,035	0,014	0,02	0,013
Mg	3,483	3,74	3,467	3,351	3,46	3,488	3,411	3,41
Ca	0,002	0,016	0,049	0,015	0,007	0,007	0	0
Na	0,017	0	0	0,007	0,02	0,02	0,03	0
K	1,745	1,469	1,563	1,758	1,697	1,82	1,802	1,793
Ba	0,022	0	0,003	0,031	0,011	0,016	0,012	0,007
Ni	0,008	0,015	0	0,012	0	0	0	0,015
F	0,612	0,483	0,567	0,532	0,338	0,602	0,499	0,723
Cl	0,026	0,017	0,008	0,023	0,036	0,042	0,037	0,034
OH	3,362	3,499	3,425	3,445	3,627	3,357	3,464	3,243
Total	19,616	19,619	19,411	19,494	19,496	19,616	19,643	19,620
Minéral	biotite							
X_{Mg}	0,649	0,650	0,652	0,649	0,658	0,652	0,640	0,636

Tableau 3 Compositions chimiques et formules structurales des **feldspaths** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena calculées sur la base de 8 oxygènes.

# Sondage	S6-1	S6-1	S6-1	S5-1	S5-1	S4-11	S10-37	S10-37	S10-37
# Analyse	C1-2	C2-1	C5-1	c6	c15	c2	C3-pl2	C3-pl2	C3-pl2
Profondeur	10m	10m	10m	32m	32m	136m	171m	171m	171m
Minéral	Olig	Olig	And	Olig	And	Alb	Olig	Olig	Olig
Faciès	Mdq	Mdq	Mdq	Mdq	Mdq	Mdq	µGd	µGd	µGd
SiO₂	62,16	64,36	57,61	63,82	59,88	69,18	63,15	63,44	63,8
TiO₂	0,05	0,02	0	0,02	0	0	0,02	0,07	0
Al₂O₃	23,55	21,26	24,45	22,5	23,76	19,95	23,54	23,66	23,15
Fe₂O₃	0,23	0,24	0,32	0,38	0,24	0,06	0,13	0,11	0,22
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5,57	2,65	8,34	4,13	6,43	0,37	4,74	4,76	4,34
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,09
Na₂O	8,09	9,68	7,39	8,84	7,59	11,5	8,65	8,77	8,82
K₂O	0,44	0,69	0,41	0,39	0,38	0,24	0,49	0,32	0,38
Total	100,08	98,9	98,53	100,08	98,28	101,3	100,72	101,13	100,8
Si	2,757	2,872	2,631	2,819	2,714	2,985	2,778	2,777	2,8
Ti	0,002	0,001	0	0,001	0	0	0,001	0,002	0
Al/Al^{IV}	1,231	1,118	1,316	1,171	1,269	1,015	1,22	1,221	1,198
Al^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe³⁺	0,008	0,008	0,011	0,013	0,008	0,002	0,004	0,004	0,007
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,265	0,127	0,408	0,196	0,312	0,017	0,224	0,223	0,204
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0,002
Na	0,695	0,837	0,655	0,757	0,667	0,962	0,738	0,745	0,75
K	0,025	0,04	0,024	0,022	0,022	0,013	0,027	0,018	0,021
Total	4,982	5,003	5,045	4,979	4,992	4,994	4,992	4,99	4,982
Ab	70,61	83,42	60,24	77,68	66,63	96,97	74,62	75,54	76,77
An	26,88	12,64	37,54	20,09	31,17	1,72	22,61	22,65	20,90
Or	2,51	3,94	2,22	2,23	2,20	1,31	2,77	1,81	2,17

Olig: Oligoclase; Alb: Albite; And: Andésine; Orth: Orthose

Tableau 3 (Suite) Compositions chimiques et formules structurales des **feldspaths** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena calculées sur la base de 8 oxygènes.

# Sondage	S10-6	S10-2	S10-2	S10-2	S10-2	S10-21
# Analyse	C2- fe2	C1-pl1	C1-pl2	C4	C5	C5
Profondeur	269m	51m	51m	51m	51m	167m
Minéral	Orth	Cœur Ca	Bordure Na	Orth	Alb	Alb
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO₂	65,62	61,07	65,05	63,1	69,72	75,97
TiO₂	0,02	0,03	0	0	0	0
Al₂O₃	18,2	24,62	21,98	17,74	19,73	15,1
Fe₂O₃	0,1	0,16	0,14	0	0,1	0,18
MgO	0	0	0	0	0	0
CaO	0,04	5,88	2,97	0,02	0,06	0,21
BaO	0,24	0,02	0	0,17	0	0
Na₂O	0,36	7,96	9,64	0,15	11,75	9,42
K₂O	15,86	0,42	0,16	16,19	0,06	0,06
Total	100,44	100,16	99,94	97,37	101,4	100,94
Si	3,015	2,711	2,863	3,003	3	3,229
Ti	0,001	0,001	0	0	0	0
Al/Al^{IV}	0,985	1,288	1,14	0,995	1,001	0,756
Al^{VI}	0	0	0	0	0	0
Fe³⁺	0,003	0,005	0,005	0	0,003	0,006
Mg	0	0	0	0	0	0
Ca	0,002	0,28	0,14	0,001	0,003	0,009
Ba	0,004	0	0	0,003	0	0
Na	0,032	0,685	0,823	0,014	0,98	0,776
K	0,929	0,024	0,009	0,983	0,004	0,003
Total	4,971	4,994	4,98	4,999	4,991	4,779
Ab	3,27	69,26	84,67	1,37	99,35	98,42
An	0,20	28,30	14,42	0,09	0,29	1,20
Or	96,09	2,41	0,91	98,23	0,36	0,39

Olig: Oligoclase; *Alb*: Albite; *And*: Andésine; *Orth*: Orthose

Tableau 4 Analyse représentative de la **muscovite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes.

# Sondage	S4-11
# Analyse	c3
Profondeur	136m
Faciès	Mz dq
SiO₂	52,29
TiO₂	0,16
Al₂O₃	27,14
Cr₂O₃	0,51
FeO	2,41
ZnO	0
MnO	0,06
MgO	2,4
CaO	0,04
Na₂O	0,07
K₂O	9,7
BaO	0,04
NiO	0,07
F	0,55
Cl	0,01
H₂O(c)	4,25
O=F	0,23
Total	99,46
Si	6,955
Ti	0,016
Al/Al^{IV}	1,045
Al^{VI}	3,208
Cr	0,053
Fe²⁺	0,268
Zn	0
Mn²⁺	0,007
Mg	0,475
Ca	0,006
Na	0,018
K	1,646
Ba	0,002
Ni	0,008
F	0,23
Cl	0,003
OH	3,767
Total	17,707
Minéral	muscovite
X_{Mg}	0,639

Tableau 5 Analyses et formules structurales des **chlorites** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formules structurales calculées sur la base de 28 oxygènes.

# Sondage	S10-37	S10-6	S10-6	S10-6	S10-2	S10-2	S10-2
# Analyse	C5mu	C3-Cl	C3cl2	C3cl3	c2cl2	c3cl2	c3cl2
Profondeur	171m	269m	269m	269m	51m	51m	51m
Minéral	pyc	dia	pyc	pyc	pyc	pyc	pyc
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO₂	29,9	33,72	30,5	29,51	30,14	29,16	27,16
TiO₂	0,08	0	0	0	0,08	0,06	0
Al₂O₃	18,99	21,38	20,17	18,51	17,01	16,37	18,59
Cr₂O₃	0,03	0,05	0	0	0,36	0,47	0,21
FeO	17,75	13,62	16,02	16,83	16,52	17,94	17,55
MnO	0,15	0,32	0,22	0,21	0,27	0,38	0,4
MgO	20,09	15,87	19,61	21,85	22,33	22,1	22,1
CaO	0,13	0	0,02	0,06	0,08	0,11	0
Na₂O	0	0	0	0	0	0	0
K₂O	0,69	2,41	0,84	0,1	0,03	0,04	0,04
H₂O	11,91	12,18	12,01	11,88	11,88	11,68	11,43
NiO	0,04	0,1	0,02	0,04	0,18	0,11	0,1
Total	99,76	99,65	99,41	98,99	98,88	98,42	97,58
Si	6,021	6,639	6,092	5,957	6,088	5,986	5,698
Ti	0,012	0	0	0	0,012	0,01	0
Al/Al^{IV}	1,979	1,361	1,908	2,043	1,912	2,014	2,302
Al^{VI}	2,528	3,599	2,841	2,36	2,138	1,946	2,295
Cr	0,005	0,008	0	0	0,057	0,076	0,035
Fe²⁺	2,989	2,242	2,675	2,841	2,79	3,08	3,08
Mn²⁺	0,025	0,054	0,038	0,035	0,046	0,065	0,071
Mg	6,03	4,656	5,839	6,573	6,722	6,762	6,483
Ca	0,027	0	0,005	0,012	0,018	0,024	0
Na	0	0	0	0	0	0	0
K	0,177	0,606	0,215	0,027	0,008	0,009	0,011
Zn	0	0	0,025	0,001	0,032	0	0
Ni	0,007	0,016	0,004	0,006	0,029	0,018	0,016
OH	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Total	35,80	35,18	35,64	35,86	35,85	35,99	35,99
X_{Fe}	0,33	0,33	0,31	0,30	0,29	0,31	0,32

pyc : Pycnochlorite ; **dia** : diabantite

Tableau 5 (Suite) Analyses et formules structurales des **chlorites** des granitoïdes et formules structurales calculées sur la base de 28 oxygènes.

# Sondage	S10-2	S10-21	S10-21	S10-4
# Analyse	c3cl3	c2cl	c3cl	C8-1
Profondeur	51m	167m	167m	53,7m
Minéral	pyc	pyc	pyc	pyc
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO ₂	28,02	29,67	30,1	29,31
TiO ₂	0,08	0,08	0	0,05
Al ₂ O ₃	15,98	16,1	16,61	17,84
Cr ₂ O ₃	0,38	0,04	0,01	0,12
FeO	16,58	21,27	18,83	20,2
MnO	0,3	0,18	0,32	0,45
MgO	20,73	20,15	20,74	20,61
CaO	0,21	0,05	0,2	0,1
Na ₂ O	0	0	0	0
K ₂ O	0,07	0	0	0,03
H ₂ O	11,2	11,68	11,72	11,86
NiO	0,1	0,07	0,1	0
Total	93,65	99,29	98,63	100,57
Si	5,999	6,096	6,161	5,926
Ti	0,013	0,012	0	0,007
Al/Al ^{IV}	2,001	1,904	1,839	2,074
Al ^{VI}	2,031	1,995	2,168	2,177
Cr	0,065	0,006	0,001	0,019
Fe ²⁺	2,969	3,654	3,223	3,415
Mn ²⁺	0,055	0,032	0,055	0,078
Mg	6,702	6,17	6,326	6,211
Ca	0,048	0,011	0,045	0,022
Na	0	0	0	0
K	0,019	0	0	0,008
Zn	0,032	0,047	0	0
Ni	0,018	0,012	0,017	0
OH	16,00	16,00	16,00	16,00
Total	35,95	35,94	35,84	35,94
X _{Fe}	0,31	0,37	0,34	0,35

Tableau 6 Analyses représentatives des **épidotes** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales calculées sur la base de 12 oxygènes.

# Sondage	S10-4	S10-4	S10-21
# Analyse	C2-1	C6-1	C6ep
Profondeur	53,7m	53,7m	167m
Minéral	pistachite	pistachite	clinozoïsite
Faciès	Gd	Gd	Gd
SiO₂	37,44	37,17	36,85
TiO₂	0	0	0,08
Al₂O₃	19,86	20,2	15,88
Cr₂O₃	0	0	0
Fe₂O₃	17,65	17,1	22,42
Mn₂O₃	0,21	0,15	0
MgO	0	0	0
CaO	21,7	22,39	22,02
F	0,5	0	0
Cl	0	0	0,03
H₂O	1,6	1,84	1,8
O=F	0,21	0	0
O=Cl	0	0	0
Total	98,76	98,85	99,08
Si	3,051	3,027	3,055
Ti	0	0	0,005
Al/Al^{IV}	0	0	0
Al^{VI}	1,907	1,939	1,551
Cr	0	0	0
Fe³⁺	1,083	1,048	1,399
Mn³⁺	0,013	0,01	0
Mg	0	0	0
Ca	1,894	1,953	1,956
F	0,13	0	0
Cl	0	0	0,004
OH	0,87	1	0,996
Total	8,948	8,975	8,965
XFe	0,36	0,35	0,47

Tableau 7 Compositions chimiques et formules structurales du **sphène** ou titanite des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

# Sondage	S6-3	S6-3	S6-3	S6-3	S6-3
# Analyse	C2-2	C9-2	C10-2	C11-2	C9-ox1
Profondeur	30m	30m	30m	30m	30m
Minéral	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène	Sphène
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO₂	29,64	29,67	29,93	28,62	29,6
TiO₂	37,74	37,46	37,79	38,5	37,1
Al₂O₃	1,13	1,1	0,9	0,82	1,11
Fe₂O₃	1,43	1,61	0,96	1	1,59
MnO	0,08	0,07	0	0,16	0,09
MgO	0	0	0	0	0
CaO	27,91	28,18	28,06	26,93	28,39
Na₂O	0,06	0	0	0,21	0,01
K₂O	0,04	0	0,02	0	0
Cr₂O₃	0	0,06	0	0	0
F	0	0,52	0,28	0,24	-
H₂O(c)	1,11	0,87	0,99	0,96	1,11
O=F	0	0,22	0,12	0,1	-
Total	99,15	99,32	98,82	97,34	99
Si	4	4	4	4	4
Ti	3,83	3,798	3,798	4,047	3,771
Al/Al^{IV}	0,18	0,175	0,142	0,135	0,177
Al^{VI}	0	0	0	0	0
Fe³⁺	0,145	0,163	0,097	0,105	0,161
Mn²⁺	0,009	0,009	0	0,019	0,011
Mg	0	0	0	0	0
Ca	4,035	4,07	4,018	4,033	4,111
Na	0,015	0	0	0,057	0,003
K	0,007	0	0,003	0	0
Cr	0	0,006	0	0	0
F	0	0,221	0,117	0,108	-
OH	1	0,779	0,883	0,892	1
Total	13,22	13,22	13,06	13,40	13,23

Tableau 8 Analyses à la microsonde des **carbonates** granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et leurs formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes.

# Sondage	S10-37	S10-37	S10-37	S10-37	S10-6	S10-6
# Analyse	C1-Ca1	C4-ca1	C4-ca2	C5-1	C6-ca1	C4-ca1
Profondeur	171m	171m	171m	171m	269m	269m
Minéral	cal	cal	cal	cal	cal	cal
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
CaO	57,9	56,81	56,33	58,49	60,17	56,48
MgO	0,87	0,33	0,33	0,33	0,88	0,01
FeO	0,48	0,52	0,5	1,22	0,69	0,09
MnO	0,87	1,47	1,22	0,74	0,45	0,49
Ca	1,07	1,05	1,04	1,08	1,11	1,04
Mg	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0
Fe	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0
Mn	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
C	0,96	1	1,02	0,94	0,89	1,02
Total	2,07	2,09	2,1	2,06	2,04	2,07

# Sondage	S10-6	S10-2	S10-2	S10-2	S10-2
# Analyse	C4-ca2	C6-ca1	C6-ca2	C7-ca1	C7-ca2
Profondeur	269m	51m	51m	51m	51m
Minéral	cal	cal	cal	cal	cal
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
CaO	56,26	55,98	55,25	56,3	55,74
MgO	0,03	0	0	0	0
FeO	0,12	0	0,08	0	0,02
MnO	0,69	0,05	0,08	0,57	0,12
Ca	1,04	1,03	1,02	1,04	1,03
Mg	0	0	0	0	0
Fe	0	0	0	0	0
Mn	0,01	0	0	0,01	0
C	1,02	1,04	1,07	1,02	1,05
Total	2,07	2,07	2,09	2,07	2,08

Tableau 9 Analyses et formules structurales de la **magnétite** de la structure de Bled M'Dena.

# Sondage	S10-2	S5-1							
# Analyse	c1-ox1	c1ox1	c2ox1	c2ox2	c2ox3	c9ox1	c9ox2	c9ox3	c8ox1
Profondeur	51m	32m							
Minéral	mag								
Faciès	Gd	Mzdq							
SiO₂	0	0,07	0,01	0,01	0,07	0,01	0,12	0,17	0,02
TiO₂	0	0,04	0	0	0	0	0	0,3	0,11
Al₂O₃	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0
Cr₂O₃	1,09	0,6	1,04	0,98	0,88	0,81	0,8	0,89	0,67
Fe₂O₃	68,23	67,82	67,88	67,93	67,85	67,92	66,85	67,59	68,11
FeO	31	30,8	30,87	30,66	31,06	30,76	30,58	31,58	30,9
MnO	0,09	0,02	0,17	0,13	0	0	0,08	0,15	0,14
MgO	0	0,05	0	0	0,02	0,01	0,01	0	0
ZnO	0,05	0	0	0,23	0	0,11	0,07	0	0,06
NiO	0,08	0,13	0,02	0,05	0,01	0,08	0	0,07	0,11
Total	100,54	99,53	99,99	99,99	99,89	99,7	98,51	100,8	100,12
Si	0	0,003	0	0	0,003	0	0,005	0,006	0,001
Ti	0	0,001	0	0	0	0	0	0,009	0,003
Al/Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0
Al^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0,003	0
Cr	0,033	0,018	0,032	0,03	0,027	0,025	0,025	0,027	0,02
Fe³⁺	1,967	1,974	1,967	1,97	1,968	1,975	1,966	1,941	1,972
Fe²⁺	0,993	0,996	0,994	0,988	1,001	0,994	0,999	1,008	0,994
Mn²⁺	0,003	0,001	0,006	0,004	0	0	0,003	0,005	0,005
Mg	0	0,003	0	0	0,001	0,001	0	0	0
Zn	0,001	0	0	0,006	0	0,003	0,002	0	0,002
Ni	0,002	0,004	0,001	0,001	0	0,003	0	0,002	0,003
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

mag : magnétite

Tableau 9 (Suite) Analyses et formules structurales de la **magnétite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

# Sondage	S5-1	S5-1	S5-1	S5-1	S5-1	S10-2	S10-2	S10-2
# Analyse	c8ox2	c8ox3	c8ox4	c16oxb	c16oxb	c1ox1	c7ox1	c14ox
Profondeur	32m	32m	32m	32m	32m	51m	51m	51m
Minéral	mag							
Faciès	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Gd	Gd	Gd
SiO₂	0,05	0	0	0,04	0,03	0	0	0,4
TiO₂	0,07	0,01	0,02	0,12	0,06	0,13	0,06	0,03
Al₂O₃	0	0	0	0,02	0,03	0	0	0,09
Cr₂O₃	0,81	0,91	0,84	0,73	0,76	0,81	0,64	0,66
Fe₂O₃	67,64	67,66	68,25	67,25	67,93	67,76	68,66	66,78
FeO	31,04	30,81	31,09	30,83	30,97	30,88	31,08	31,26
MnO	0	0,05	0	0,01	0,11	0,02	0,04	0,01
MgO	0	0,01	0	0,05	0	0	0	0,04
ZnO	0	0	0	0	0	0,21	0,02	0,01
NiO	0,01	0,03	0,04	0	0,05	0,01	0,17	0,1
Total	99,62	99,48	100,2	99,05	99,94	99,82	100,67	99,38
Si	0,002	0	0	0,002	0,001	0	0	0,016
Ti	0,002	0	0,001	0,004	0,002	0,004	0,002	0,001
Al/Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0,004
Cr	0,025	0,028	0,026	0,022	0,023	0,025	0,019	0,02
Fe³⁺	1,967	1,972	1,973	1,966	1,969	1,968	1,977	1,943
Fe²⁺	1,003	0,998	0,999	1,002	0,998	0,997	0,995	1,011
Mn²⁺	0	0,001	0	0	0,004	0,001	0,001	0
Mg	0	0	0	0,003	0	0	0	0,002
Zn	0	0	0	0	0	0,006	0	0
Ni	0	0,001	0,001	0	0,002	0	0,005	0,003
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Tableau 9 (Suite) Analyses et formules structurales de la **magnétite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

# Sondage	S10-4	S10-4	S10-4	S10-4	S10-37	S10-37	S10-6	S10-21
# Analyse	C3-ox1	C4-ox1	C8-ox1	C10ox-1	c2op	c2op	c1op1	c1op
Profondeur	53,7m	53,7m	53,7m	53,7m	171m	171m	269m	167m
Minéral	mag	mag	mag	mag	mag	mag	mag	mag
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
SiO₂	0,03	0,12	0,04	0	0	0,04	0,01	0,03
TiO₂	0	0	0,06	0	1,71	0,13	0,18	0
Al₂O₃	0,02	0,01	0,01	0	0,95	0,49	0	0,03
Cr₂O₃	0,38	0,92	0,32	0,89	18,07	10,86	0,8	0,51
Fe₂O₃	68,63	67,39	68,26	66,94	45,41	56,23	68,2	67,04
FeO	31,1	30,9	30,99	30,38	30,71	29,51	31,09	30,39
MnO	0	0,05	0,07	0,03	1,85	1,09	0,05	0,01
MgO	0	0,02	0	0	0,06	0	0,02	0
ZnO	0	0	0	0,06	0	0,59	0,12	0
NiO	0,05	0,07	0	0,08	0,04	0	0,12	0,11
Total	100,22	99,48	99,76	98,38	98,8	98,94	100,59	98,12
Si	0,001	0,005	0,002	0	0	0,002	0	0,001
Ti	0	0	0,002	0	0,049	0,004	0,005	0
Al/Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	0,001	0,001	0	0	0,043	0,022	0	0,001
Cr	0,012	0,028	0,01	0,028	0,548	0,332	0,024	0,016
Fe³⁺	1,985	1,962	1,983	1,972	1,31	1,635	1,965	1,98
Fe²⁺	1	1	1,001	0,995	0,985	0,953	0,995	0,997
Mn²⁺	0	0,002	0,002	0,001	0,06	0,036	0,001	0
Mg	0	0,001	0	0	0,003	0	0,001	0
Zn	0	0	0	0,002	0	0,017	0,003	0
Ni	0,002	0,002	0	0,003	0,001	0	0,004	0,004
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Tableau 10 Composition chimique de l'**hématite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

# Sondage	S10-2
# Analyse	c1-ox2
Profondeur	51m
Minéral	hématite
Faciès	Gd
SiO₂	0,14
TiO₂	0,01
Al₂O₃	0
Fe₂O₃(c)	100,57
MnO	0,02
Total	100,74
Si	0,004
Ti	0
Al/Al^{IV}	0
Al^{VI}	0
Fe³⁺	1,995
Mn²⁺	0
Total Cat	1,999

Tableau 11 Composition chimique de la **chalcopyrite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.

# R. / S.	3--5								S3- B3	S10- 4
Analyse	c1ch3	c1ch2	c1ch1	c4-2	c5-1	c5-2	c7-1	c8ch1	c4-2	c8-1
Prof.	subs								25m	53,7m
Minéral	Cp									
Faciès	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Gd
S	34,46	34,49	34,89	34,78	34	34,38	34,69	34,42	34,46	33,66
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,02
Fe	30,2	29,98	29,9	29,78	30,1	30,29	30,51	30,31	30,5	28,26
Co	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0,02	0,01	0	0	0	0	0,02	0	0,01
Cu	34,72	34,58	34,77	34,96	34,8	35,17	35,03	35,35	33,99	33,17
Zn	0	0	0,03	0	0,02	0,01	0	0	0	0
As	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0	0
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0,02	0	0,04	0,04	0	0,01	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	0,02	0,07	0	0	0	0,08	0,09	0	0,02	0,03
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,48
Bi	0,01	0,05	0,07	0,14	0	0,22	0,03	0,06	0	0,18
Total	99,42	99,2	99,7	99,7	98,9	100,2	100,35	100,17	98,97	99,81
S	2,27	2,28	2,32	2,33	2,23	2,27	2,28	2,27	2,23	2,38
Fe	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Cu	1,31	1,31	1,32	1,34	1,32	1,32	1,31	1,33	1,27	1,34

Cp : Chalcopyrite**R.** Roche / **S.** Sondage ; **Prof.** Profondeur

Tableau 12 Composition chimique de la **pyrite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.

# Roche	3-5-	3-5-	3-5-	3-5-	3-5-	3-5-	3-5-	3-5-
# Analyse	C1	C1	C1	C1	C1	C1	C2-1	C2-2
Profondeur	<i>subsurface</i>							
Minéral	pyrite							
Faciès	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq
S	52,34	51,66	51,93	51,85	51,64	51,87	52,22	52,28
Mn	0,03	0	0	0	0	0	0	0,01
Fe	47,07	47,02	47,11	47,19	47,31	47,16	47,59	46,77
Co	0,03	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0,04	0,01	0,02	0	0,12	0	0,01	0,02
Cu	0,02	0	0	0	0	0	0	0
Zn	0	0	0,02	0	0	0,02	0	0,02
As	0,19	0,29	0,22	0,19	0,21	0,26	0,27	0,16
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0,05	0	0	0,01	0	0,01	0	0,03
Sb	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	0,08	0	0	0,04	0	0,07	0,03	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0
Bi	0,14	0,08	0,1	0,09	0,18	0,04	0,08	0
Total	99,98	99,06	99,4	99,37	99,46	99,44	100,21	99,29
S	2,20	2,18	2,18	2,18	2,16	2,18	2,17	2,21
Fe	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Tableau 12 (Suite) Composition chimique de la **pyrite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.

# Roche/ Sondage	3-5-	3-5-	S3-B3	S3-B3	S8-9	S8-9	S8-9	S8-9
# Analyse	C3-1	C4-1	C5-1	C4-1	C2-1	C3-1	C5-1	C4-1
Profondeur	<i>subsurface</i>				75m	75m	75m	75m
Minéral	pyrite							
Faciès	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq
S	52,25	52,4	51,89	51,94	52,29	52,48	52,7	52,37
Mn	0,01	0	0	0,01	0	0,01	0,03	0
Fe	47,21	47,08	47,03	47,19	47,25	47,2	47,39	47,02
Co	0,02	0	0,07	0	0	0	0,16	0
Ni	0,11	0,03	0,01	0	0,01	0,03	0	0,04
Cu	0	0	0	0,04	0	0	0,02	0
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0
As	0,25	0,25	0,15	0,22	0,21	0,24	0,19	0,21
Mo	0	0	0	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0,07	0	0,03	0	0,07	0
Sb	0	0	0	0	0	0	0	0
Au	0,04	0,08	0	0	0	0,01	0	0,05
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0
Bi	0,11	0,11	0,08	0,24	0,23	0,1	0,17	0,09
Total	99,99	99,94	99,29	99,65	100,02	100,08	100,73	99,78
S	2,19	2,21	2,19	2,18	2,19	2,20	2,20	2,21
Fe	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Tableau 13 Composition chimique de la **molybdénite** des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.

# Sondage	S10-4	S10-4	S10-4	S10-4
# Analyse	C10bleu1	C10bleu2	C10-1	C10-2
Profondeur	51m			
Minéral	Molybdénite			
Faciès	Gd	Gd	Gd	Gd
S	38,76	38,21	37,54	35,31
Mn	0,04	0	0,02	0
Fe	0,09	0,16	0,06	0,25
Co	0	0	0,01	0,02
Ni	0	0	0	0
Cu	0,02	0	0,89	0,24
Zn	0	0	0	0
As	0	0	0	0
Mo	50,58	49,35	48,67	46,79
Ag	0	0	0,06	0,03
Sb	0	0,01	0	0
Au	0,09	0	0	0,03
Pb	0	0	0	0
Bi	0	0	0	0
Total	89,57	87,74	87,25	82,67
S	2,29	2,32	2,31	2,26
Mo	1,00	1,00	1,00	1,00

Tableau 14 Composition chimique de la **covellite** ou covelline des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena et formule structurale.

# Roche/	3---5				
# Analyse	C1 bleu1	C8 bleu2	C8 bleu3	C1 bleu2	C8 bleu1
Profondeur	<i>subsurface</i>				
Minéral	covellite	covellite	covellite	covellite	covellite
Faciès	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq
S	31,69	32,33	33	27,47	28,63
Mn	0,02	0	0	0,01	0,02
Fe	0,73	1,89	1,07	2,28	6,69
Co	0,02	0	0,04	0	0,01
Ni	0,03	0,03	0	0	0,02
Cu	68,21	67,67	67,75	61,24	59,56
Zn	0	0,06	0,04	0,05	0,03
As	0	0	0	0	0
Mo	0	0	0	0	0
Ag	1,03	0,11	0,04	0,06	0,09
Sb	0	0	0	0	0
Au	0	0	0,04	0	0
Pb	0	0	0	0	0,08
Bi	0	0,06	0,11	0,08	0
Total	101,74	102,15	102,09	91,2	95,12
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Cu	1,24	1,20	1,18	1,28	1,19

A N N E X E III

TABLEAUX D'ANALYSES DES GRANITOÏDES DE LA STRUCTURE DE BLED M'DENA

ClicCours.com

Tableau 1 Tableau d'analyses chimiques des éléments majeurs des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena.

# Roche/ Sondage	L2/S4	S4/11	S5/1	S9/7	S5/9	S8/46	L8	L5/S5	S4/14	S10/2	S10/18	S10/24	S10/37	S10/5
Prof.	subs	136m	32m	43,1m	113m	278m	subs	subs	247m	51m	163m	55m	171m	28m
Faciès	Mz dq	Mz dq	Mz dq	Mz dq	Mz dq	Mz dq	Mz dq	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	µGd	Gd
SiO₂	65,2	61,9	60,2	60,4	63,1	65,3	64,2	66,6	61,9	67,7	66,9	66,2	66,4	66,2
TiO₂	0,34	0,34	0,44	0,37	0,43	0,27	0,45	0,28	0,33	0,31	0,27	0,31	0,26	0,33
Al₂O₃	15,55	15,25	15,15	14,55	15,25	15,4	16,3	14,85	13,4	14,55	15,15	14,65	14,75	15,2
Fe₂O₃	3,61	2,95	4,66	4,65	4,66	2,89	4,07	2,88	3,25	3,12	2,74	3,36	2,72	3,08
MnO	0,05	0,05	0,07	0,12	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06
MgO	2,6	1,42	3,6	2,46	3,62	2,4	2,02	1,86	2,66	2,37	1,86	2,33	1,6	2,6
CaO	3,28	5,5	4,95	4,92	3,72	2,94	3,58	2,36	5,2	3,02	2,65	2,93	3,07	2,61
Na₂O	5,18	4,57	4,75	4,72	4,91	4,94	4,99	4,83	3,19	4,82	4,94	5,14	4,28	5,01
K₂O	2,94	2,59	2,56	1,81	2,62	2,67	2,76	3,19	2,47	2,4	2,62	2,52	2,81	2,96
P₂O₅	0,18	0,16	0,1	0,18	0,2	0,1	0,21	0,12	0,2	0,12	0,16	0,13	0,12	0,16
P.F.	1	5,18	3,67	4,85	1,89	2,8	0,3	1,29	8,2	1,98	0,99	1,47	2,26	1,57
TOTAL	99,93	99,91	100,15	99,03	100,47	99,77	98,94	98,31	100,85	100,44	98,32	99,1	98,31	99,78
Na₂O+K₂O	8,12	7,16	7,31	6,53	7,53	7,61	7,75	8,02	5,66	7,22	7,56	7,66	7,09	7,97
A/CNK	0,88	0,75	0,77	0,78	0,86	0,94	0,92	0,95	0,77	0,91	0,96	0,89	0,94	0,94

Mz dq = Monzodiorite quartzique

Gd = Granodiorite

µGd = Microgranodiorite

S = Sondage (assigné S3, S4 etc.)- e.g. S10/2 (Sondage 10, échantillon n°2)

L = roche de subsurface

Tableau 2 Compositions normatives des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Mx nor. F.	L2-S4 Mzdg	S4-11 Mzdg	S5/1 Mzdg	S9/7 Mzdg	S5/9 Mzdg	S8/46 Mzdg	L8 Mzdg	L5/S5 Gd	S4/14 Gd	S10/2 Gd	S10/18 Gd	S10/24 Gd	S10/37 µGd	S10/5 Gd
Qtz	14,55	16,25	10,04	15,39	13,03	17,73	15,27	19,77	23,05	21,86	20,85	18,64	23,43	17,39
Or	17,58	16,17	15,68	11,37	15,72	16,29	16,55	19,44	15,77	14,42	15,92	15,27	17,3	17,83
Ab	44,26	40,78	41,56	42,36	42,1	43,06	42,76	42,06	29,11	41,37	42,9	44,5	37,66	43,11
An	10,58	14,16	12,86	13,95	11,97	12,3	14,08	9,67	16,1	11,12	11,7	9,66	13,22	10,4
Di wo	2,06	4,35	4,72	4,53	2,33	0,9	1,12	0,62	4,46	1,42	0,35	1,86	0,8	0,77
Di en	1,78	3,75	4,07	3,91	2	0,77	0,97	0,54	3,85	1,22	0,3	1,6	0,69	0,66
Hy	4,8	0	5,25	2,62	7,18	5,42	4,15	4,25	3,33	4,8	4,47	4,36	3,48	5,96
Mt	0,17	0,17	0,24	0,42	0,23	0,2	0,2	0,17	0,18	0,17	0,13	0,2	0,14	0,2
He	3,54	3	4,66	4,65	4,57	2,84	3,99	2,85	3,39	3,05	2,72	3,3	2,74	3
Ap	0,35	0,35	0,47	0,42	0,44	0,23	0,46	0,34	0,4	0,27	0,36	0,29	0,27	0,36
Total	99,66	98,97	99,55	99,61	99,56	99,72	99,54	99,71	99,64	99,69	99,72	99,68	99,73	99,66

Mx nor. : Minéraux normatifs ; **F.** : Faciès

Tableau 3 Compositions des éléments en traces des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

# Roche/ Sondage	L2/S4	S4/11	S5/1	S9/7	S5/9	S8/46	L8	L5/S5	S4/14	S10/2	S10/18	S10/24	S10/37	S10/5
Faciès	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Mzdq	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	µGd	Gd
Cr	140,94	144,88	207,27	150,56	173,94	88,71	70,82	95,07	119,33	124,24	87,70	124,72	82,69	141,04
Co	13,39	27,33	20,39	40,61	32,00	8,61	14,77	33,39	25,99	16,15	23,36	25,86	18,20	44,01
Zn	49,60	41,31	58,02	182,60	55,34	40,11	62,50	44,46	36,01	45,34	40,37	43,44	49,12	42,56
Ga	18,19	17,85	19,38	17,86	17,25	18,63	19,30	18,06	15,89	17,48	18,31	18,08	17,64	18,75
Pb	8,53	14,85	5,45	13,79	5,06	4,94	9,85	7,16	3,64	6,55	9,44	5,64	10,49	8,55
Ge	1,65	1,41	1,36	1,53	1,46	1,52	1,07	1,65	1,51	1,42	1,37	1,87	1,48	1,70
As	4,92	31,04	19,67	17,08	4,17	9,43	2,90	6,45	14,42	3,43	2,74	5,05	2,22	6,45
Se	-4,70	-3,55	2,83	-4,39	-4,99	3,82	-2,19	-1,77	8,57	-1,28	3,88	-4,06	-4,93	7,54
Rb	92,54	130,98	76,17	91,14	79,12	79,26	92,28	100,69	114,54	79,44	80,55	88,02	92,65	94,32
Cs	1,66	6,84	2,41	4,26	1,99	3,49	2,98	1,36	6,98	1,46	1,72	1,12	3,80	2,02
Ba	670,13	219,29	633,37	272,75	642,72	642,48	706,29	881,63	239,56	625,15	704,72	703,93	671,06	727,98
Sr	930,92	247,01	1091,77	299,14	968,91	516,02	968,60	890,27	183,23	957,75	1019,32	928,43	921,54	944,21
Ta	0,42	0,42	0,34	0,37	0,31	0,39	0,39	0,36	0,30	0,36	0,48	0,37	0,40	0,41
Nb	5,97	5,88	5,79	5,41	5,23	6,09	6,87	5,70	4,82	5,60	6,08	5,56	5,72	6,08
Hf	3,48	3,05	3,23	2,43	2,57	3,42	5,62	3,33	3,20	3,31	3,53	3,11	3,40	3,49
Zr	123,98	99,68	111,98	74,40	95,16	122,94	210,67	127,06	108,74	120,15	120,48	97,27	120,27	118,61
Y	8,61	7,41	10,25	9,77	9,28	7,93	10,50	7,54	8,08	7,84	7,62	7,91	6,94	9,19
Th	5,28	5,07	4,04	4,85	3,60	5,26	4,94	5,49	4,38	4,74	5,65	4,20	5,37	5,47
Mo	1,03	15,90	3,81	2,68	302,94	1,95	1,74	3,00	2,25	78,04	9,20	14,42	12,53	13,22
Rh	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
Ag	0,45	0,42	0,63	0,58	0,38	0,50	0,57	1,27	0,39	0,59	0,42	0,86	0,42	1,21
Cd	0,09	0,12	0,05	0,60	0,19	0,03	0,02	-0,02	0,05	0,11	0,04	0,06	0,03	0,12
In	71,29	74,34	81,59	87,52	88,44	58,04	77,37	72,54	66,79	71,18	74,68	72,19	73,36	77,80
Sn	1,30	2,98	2,25	3,93	0,97	2,11	1,46	12,74	1,32	2,84	0,96	6,85	0,80	6,40
Sb	2,02	6,25	2,65	5,30	1,16	3,50	1,05	9,33	7,80	1,25	1,26	4,61	1,15	6,01
W	3,20	14,87	14,93	105,16	51,70	3,59	17,80	20,31	82,97	46,22	56,37	50,28	51,52	123,88
Re	71,34	74,71	82,05	89,51	85,81	59,57	75,81	73,17	67,84	71,42	78,23	73,68	78,92	80,11
Tl	0,24	0,38	0,19	0,48	0,17	0,15	0,33	0,23	0,33	0,18	0,29	0,28	0,34	0,28
Bi	1,11	0,46	0,07	0,26	0,65	0,09	1,17	1,16	0,88	0,16	0,97	1,06	1,32	0,76
U	1,97	1,72	1,43	1,76	1,28	1,96	1,75	1,86	1,69	1,64	2,14	1,82	2,18	1,74
Au	-	-	-	-	0,057	0,085	-	0,013	-	0,071	-	-	-	0,022

Tableau 4 Terres rares des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena.

# Roche/ Sondage	L2/S4	S4/11	S5/1	S9/7	S5/9	S8/46	L8	L5/S5	S4/14	S10/2	S10/18	S10/24	S10/37	S10/5
Faciès	Mzdq	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	µGd	Gd						
La	34,90	29,02	31,14	31,25	31,26	33,93	37,54	32,50	26,48	29,52	30,82	26,69	27,93	29,90
Ce	49,99	49,31	51,13	44,23	44,96	48,27	60,15	47,26	38,88	46,74	48,22	43,95	45,51	50,93
Pr	6,37	6,16	6,71	5,78	5,96	5,98	7,88	5,78	5,00	5,90	5,92	5,63	5,56	6,40
Nd	21,66	20,67	23,56	20,13	21,04	19,93	26,91	19,38	16,88	19,76	19,62	19,51	18,34	22,06
Sm	3,51	3,38	4,17	3,65	3,73	3,33	4,60	3,29	2,92	3,32	3,25	3,29	2,81	3,59
Eu	0,99	0,91	1,25	1,20	1,12	0,93	1,22	0,93	0,86	0,89	0,90	0,94	0,86	1,07
Gd	3,08	2,91	3,50	3,04	3,31	2,77	3,71	2,62	2,78	2,93	2,80	2,78	2,51	3,28
Tb	0,34	0,31	0,40	0,36	0,36	0,31	0,40	0,31	0,28	0,30	0,29	0,30	0,26	0,37
Dy	1,74	1,49	2,11	1,90	1,99	1,60	2,19	1,60	1,53	1,59	1,56	1,64	1,43	1,84
Ho	0,32	0,26	0,37	0,33	0,33	0,26	0,38	0,26	0,30	0,27	0,25	0,28	0,24	0,33
Er	0,94	0,76	1,05	0,96	0,96	0,81	1,10	0,77	0,82	0,80	0,81	0,87	0,69	0,97
Tm	0,13	0,11	0,14	0,14	0,12	0,11	0,15	0,11	0,12	0,11	0,11	0,12	0,11	0,14
Yb	0,89	0,68	0,97	0,90	0,89	0,77	1,03	0,77	0,85	0,79	0,76	0,84	0,71	0,97
Lu	0,13	0,12	0,15	0,13	0,13	0,11	0,15	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,10	0,15
(La/Yb)N	28,12	30,69	22,95	24,82	25,25	31,48	26,17	30,14	22,32	26,72	29,00	22,70	28,27	22,18
(Dy/Lu)N	1,35	1,21	1,42	1,47	1,54	1,40	1,47	1,48	1,24	1,39	1,33	1,39	1,46	1,25
(La/Sm)N	6,42	5,54	4,82	5,53	5,41	6,58	5,27	6,37	5,85	5,74	6,13	5,24	6,41	5,38
∑REE	124,99	116,08	126,68	114,01	116,16	119,11	147,41	115,69	97,82	113,04	115,42	106,96	107,05	122,00
Eu/Eu*	0,92	0,88	1,00	1,10	0,97	0,93	0,91	0,97	0,92	0,87	0,91	0,96	0,99	0,95

A N N E X E I V

TABLEAUX D'ANALYSES DES VOLCANITES DE LA STRUCTURE DE BLED M'DENA

Tableau 1 Composition des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

# Sondage / Roche	S3/2A	S8/19	L1
Profondeur	10m	29,9m	surface
Faciès	Andésite	Dacite	Dacite
SiO₂	58,2	56,4	68,6
TiO₂	0,5	0,38	0,21
Al₂O₃	16,6	12,8	16,3
Fe₂O_{3t}	6,47	6,7	3,3
MnO	0,11	0,1	0,07
MgO	2,29	6,48	0,59
CaO	4,28	6,37	2,66
Na₂O	4,24	2,38	5,19
K₂O	1,99	1,58	1,66
P₂O₅	0,16	0,14	0,11
P.F	5,19	7,75	1,28
Total	100,03	101,08	99,97

Tableau 2 Composition normatifs des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Minéraux normatifs	S3-2a	L1	S8-19
Faciès	Andésite	Dacite	Dacite
Qtz	14,61	26,14	17,08
Or	12,41	9,95	10,01
Ab	37,77	44,45	21,55
An	21,16	12,73	20,94
C	0,11	1,37	0
Di wo	0	0	5,03
Di en	0	0	4,34
Di fs	0	0	0
Hy en	6,03	1,49	13,02
Mt	0,38	0,23	0,35
He	6,56	3,18	6,94
Ap	0,46	0,24	0,33
Total	99,47	99,79	99,59

Tableau 3 Composition des éléments en trace des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

Traces	S3/2A	S8/19	L1
	Faciès Andésite	Dacite	Dacite
Cr	22,73	348,88	10,59
Co	24,77	32,54	43,85
Zn	105,21	96,04	101
Ga	19,24	14,93	19,87
Ge	1,46	1,71	1,17
As	3,2	11,04	3,17
Se	6,63	-5,49	-2,79
Rb	58,7	69,02	36,05
Sr	592,91	466	824,6
Y	11,03	8,34	6,32
Zr	185,79	64,41	237,46
Nb	4,41	2,85	5,71
Mo	1,29	1,98	1,33
Rh	0,03	0,03	0,02
Ag	1,03	0,24	0,53
Cd	0,01	0,03	0,06
In	75,6	74,68	77,7
Sn	6,49	0,58	1,02
Sb	5,32	6,37	0,98
Cs	5,58	9,25	1,33
Ba	293,17	380	856,57
Hf	5,74	1,9	4,49
Ta	0,34	0,16	0,24
W	194,38	7,59	21,55
Re	77,95	75,45	74,57
Tl	0,2	0,31	0,2
Pb	7,3	3,6	3,62
Bi	0,95	1,4	1,28
Th	2,35	1,53	1,48
U	0,8	0,59	0,51
Y+Nb	15,44	11,18	12,03

Tableau 4 Composition des terres rares des roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena.

# Sondage / Roche	S3/2A	S8/19	L1
La	26,06	15,20	31,90
Ce	37,48	23,06	53,18
Pr	5,26	3,25	6,86
Nd	19,24	12,30	23,13
Sm	3,69	2,46	3,54
Eu	1,06	0,78	1,10
Gd	3,41	2,44	2,91
Tb	0,39	0,28	0,28
Dy	2,18	1,70	1,32
Ho	0,41	0,31	0,21
Er	1,17	0,88	0,64
Tm	0,15	0,12	0,08
Yb	1,05	0,81	0,55
Lu	0,17	0,12	0,09
(La/Yb)_N	17,81	13,44	41,30
Eu/Eu*	0,91	0,97	1,05
(Dy/Lu)_N	1,32	1,46	1,52
(La/Sm)_N	4,57	3,99	5,81
ΣREE	101,72	63,70	125,79

A N N E X E V

RÉSULTATS MICROTHERMOMÉTRIQUES

Tableau 1 Salinités (en % poids.) correspondant à des abaissements du point de fusion (A.P.F) mesurées pour des inclusions fluides de composition H₂O-NaCl (d'après Bodnar, 1993).

A.P.F.	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0.	0.00	0.18	0.35	0.53	0.71	0.88	1.05	1.23	1.40	1.57
1.	1.74	1.91	2.07	2.24	2.41	2.57	2.74	2.90	3.06	3.23
2.	3.39	3.55	3.71	3.87	4.03	4.18	4.34	4.49	4.65	4.80
3.	4.96	5.11	5.26	5.41	5.56	5.71	5.86	6.01	6.16	6.30
4.	6.45	6.59	6.74	6.88	7.02	7.17	7.31	7.45	7.59	7.73
5.	7.86	8.00	8.14	8.28	8.41	8.55	8.68	8.81	8.95	9.08
6.	9.21	9.34	9.47	9.60	9.73	9.86	9.98	10.11	10.24	10.36
7.	10.49	10.61	10.73	10.86	10.98	11.10	11.22	11.34	11.46	11.58
8.	11.70	11.81	11.93	12.05	12.16	12.28	12.39	12.51	12.62	12.73
9.	12.85	12.96	13.07	13.18	13.29	13.40	13.51	13.62	13.72	13.83
10.	13.94	14.04	14.15	14.25	14.36	14.46	14.57	14.67	14.77	14.87
11.	14.97	15.07	15.17	15.27	15.37	15.47	15.57	15.67	15.76	15.86
12.	15.96	16.05	16.15	16.24	16.34	16.43	16.53	16.62	16.71	16.80
13.	16.89	16.99	17.08	17.17	17.26	17.34	17.43	17.52	17.61	17.70
14.	17.79	17.87	17.96	18.04	18.13	18.22	18.30	18.38	18.47	18.55
15.	18.63	18.72	18.80	18.88	18.96	19.05	19.13	19.21	19.29	19.37
16.	19.45	19.53	19.60	19.68	19.76	19.84	19.92	19.99	20.07	20.15
17.	20.22	20.30	20.37	20.45	20.52	20.60	20.67	20.75	20.82	20.89
18.	20.97	21.04	21.11	21.19	21.26	21.33	21.40	21.47	21.54	21.61
19.	21.68	21.75	21.82	21.89	21.96	22.03	22.10	22.17	22.24	22.31
20.	22.38	22.44	22.51	22.58	22.65	22.71	22.78	22.85	22.91	22.98
21.	23.05	23.11	23.18							

Tableau 2 Résultats des mesures microthermométriques des inclusions fluides primaires des veinules de quartz à molybdène de la granodiorite (S10/2).

N° Inclusion	Taille (µm)	Phases	Qtz	%vap	%H ₂ O (liq)	Type Incl.	T _e	T _f	T _h
v1 q1.2	-	2	gris	10	90	I	-31	-12	
v1 q1.4	9	4	gris	10	50	III	-33,2	-19	
v1 q1.5	8	2	gris	10	80	I	-30	-15	
v1 q1.6	8	2	gris	10	80	I	-34	-12,1	
v1 q1.7	12	4	gris	10	80	III	-33	-15	
v1 q1.8	8	2	gris	10	80	I	-34	-15	
v1 q1.9	-	2	gris	10	90	I	-30	-7,7	
v1 q1.10	12	3	gris	20	80	//	-30	-7,7	
v1 q1.11	7,5	2	gris	70	20	//	n.d		
v1 q1.12	8	2	gris	10	90	I	-30	-6	
v1 q1.13	5	2	gris	10	90	I	nd	-11	
v1 q1.14	8	3	gris	10	50	//	-29	-8,8	
v1 q1.15	7	2	gris	10	90	I	-28	-8,2	
v1 q1.16	10	2	gris	10	90	I	-29	-10,4	
v1 q1.17	9	2	gris	10	90	I	-29,3	-7	
v1 q2.1	8	2	gris	10	90	I	-24	-8,1	
v1 q2.2	8	2	gris	10	90	I	-19	-4	
v1 q2.3	7	2	gris	10	90	I	-20	-6	
v1 q2.4	7	3	gris	10	90	//	-27	-8	
v1 q2.5	6,5	2	gris	10	90	I	-27,6	-3,7	
IF115	9	2	gris	10	90	I	nd	-5,4	
IF a	5	3	gris	10	90	//	-27	-8,2	
IF b	6	3	gris	10	90	I	-26,3	-7,1	
IF c	7,5	3	gris	10	90	III	-30	nd	
IF a 10	8	3	gris	10	90	III	-28	-10,3	
IF b 18	5	2	gris	15	85	I	nd	-4,4	
IF b 19	8,5	3	gris	10	90	III	-	-4,1	

Tableau 2 (Suite)

N° Inclusion	Taille (µm)	Phases	Qtz	%vap.	%H ₂ O (liq.)	Type Incl.	T _e	T _f	T _h
IF b. b 20	9	4	gris	10	60	III	-	-5,5	
IF b 9	6	3	gris	10	60	//	-	-2,3	
IF b 10	4,5	2	gris	10	90	I	-	-5,1	
IF b 8	3,5	2	gris	10	90	I	-	-5,2	
IF b 5	5	2	gris	20	80	I	nd	-3,9	
IF b 5.1	10	2	gris	10	90	I	nd	-3,8	
IF b 5.2	12	4	gris	10	90	//	-18	-3,7	
IF b 5.3	4	2	gris	10	90	I	-27	-4,5	
IF b 19.1	2	2	gris	10	90	I	nd	-3,8	
IF b 11	4	3	gris	10	90	III	nd	-3,5	
IF b 4	12	4	gris	10	80	III	-27,4	-3,7	
IF b 4.1	5	2	gris	30	70	I	-27,4	-	
IF b21	8	3	gris	10	90	III	nd	-3,8	
V2q7	10	2	gris	10	90	I	nd	nd	+170
V2q7a	9,5	2	gris	10	90	I	nd	nd	+130
V2q7b	12	3	gris	10	70	III	nd	nd	+400
V2q7c	10	2	gris	20	80	I	nd	nd	+280