

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Mémoire de Magister

Spécialité : Géologie

Option : Structurologie-Pétrologie-Géochimie

**PROCESSUS PYROMETASOMATIQUES ET HYDROTHERMAUX LIES A
L'ACTIVITE VOLCANIQUE CALCO-ALCALINE DU COMPLEXE DES M'SIRDA
(ORANIE NORD OCCIDENTALE). INCIDENCES GITOLOGIQUES.**

Présenté par : **MEDINI Saïd**

Soutenu le 21 janvier 2010

Devant le Jury :

M. BENDOUKHA R., Maître de Conférences, Université d'Oran	Président
M. ZERKA M., Maître de Conférences, Université d'Oran	Directeur
M. BELMOUHOU B A., Maître Assistant A, Université de Tlemcen	Co-Directeur
M. KOLLI O., Professeur, USTHB Alger	Examineur
Mme REMACI N., Maître de Conférences, Université d'Oran	Examinatrice

Table des Matières

pages

Introduction Générale et objectifs

I. Introduction	1
II. Objectifs de l'étude	3

Chapitre I : Le complexe magmatique des M'Sirda : présentation

I.1. Introduction	5
I.2. Cadre géographique	5
I.3. Contexte géologique régional	7
I.3.1. Le domaine atlasique.....	8
I.3.2. Le domaine tellien.....	9
I.4. Cadre géologique local	11
a) le Trias	11
b) le Jurassique	11
c) le Miocène synchro-nappes.....	11
d) les formations volcaniques.....	11
I.5. Aperçu tectonique régional	13
a) la tectonique hercynienne.....	13
b) la tectonique syn-sédimentaire.....	13
c) la tectonique anté-nappes.....	13
d) la tectonique post-nappes.....	13
I.6. Historique des travaux	14

Chapitre II : Géochronologie et Volcanologie

II.1. Introduction	16
II.2. Géochronologie de mise en place des produits volcaniques des M'Sirda	16
II.3. Aperçu volcanologique du complexe des M'Sirda	18
II.3.1. Les appareils volcaniques.....	18
II.3.2. Les formations volcaniques.....	20

Chapitre III : Etude Pétrographique

III.1. Introduction	25
----------------------------------	----

III.2. Pétrographie des laves basaltiques miocènes	26
III.2.1. La coulée inférieure.....	26
III.2.2. La coulée moyenne.....	29
III.2.3. La coulée supérieure.....	31
III.3. Pétrographie des produits andésitiques	32
III.3.1. Les laves andésitiques.....	32
III.3.2. Les extrusions sub-volcaniques : les andésites porphyriques	36
III.3.3. Les produits pyroclastiques	39
a) Les brèches andésitiques.....	39
b) Les tufs.....	40
c) Les tuffites.....	41
d) Les aleurites tuffogènes.....	41
e) Les xéno-tufs andésitiques.....	41
III.4. Les basaltes supérieurs	42
III.5. Les faciès altérés	44
III.5.1. Les transformations syn-volcaniques.....	45
III.5.2. Les transformations post-volcaniques.....	45
III.5.3. Description des roches transformées.....	47
a) les hydrothermalites.....	47
a.1. les argilites.....	47
a.2. les quartzites secondaires.....	48
a.3. les métasomatites à quartz-séricite-kaolinite.....	49
a.4. les métasomatites à séricite-quartz ou bérésites.....	50
a.5. les métasomatites à adulaire.....	51
a.6. les propylites.....	52
b) les pyro-métasomatites hydrothermales.....	52
b.1. les endo-skarns.....	52
b.1.1. les skarnoïdes à grenat.....	53
* les skarns grenatifères.....	53
* les skarns carbonatés à grenat et clinopyroxène.....	54
b.1.2. les cornéennes pyroxéniques.....	55
b.2. les endo-skarns.....	55
b.2.1. les phyllites.....	55

b.2.2. les grès quartzitiques.....	56
b.2.3. les calcaires marmorisés.....	57
III.6. Conclusion à l'étude pétrographique.....	57

Chapitre IV : Géochimie

IV.1. Introduction.....	59
IV.3. Distribution des éléments majeurs.....	59
IV.4. Distribution des éléments en traces.....	66
IV.5. Conclusion à l'étude géochimique des laves miocènes des M'Sirda.....	68

Chapitre V : Etude Gîtologique

V.1. Introduction	70
V.2. Méthodologie.....	70
V.2.1. La phase stratégique.....	70
V.2.2. La phase tactique.....	72
V.3. Gîtologie de la zone de Merrika-Chouchkha.....	72
V.3.1. Synthèse du sondage MS 3.....	76
V.3.2. Synthèse du sondage MS 12.....	81
V.4. Gîtologie de la zone des Sebabna-Arbouz.....	84
V.4.1. Synthèse du sondage MS 1.....	88
V.4.2. Synthèse du sondage MS 5.....	90
V.5. Les minéralisations du complexe des M'Sirda	92
V.5.1. La minéralisation ferrifère.....	92
V.5.2. La minéralisation auro-argentifère.....	93
V.5.3. La minéralisation poly-métallique.....	94
V.6. Description microscopique de la minéralisation poly-métallique.....	95
V.6.1. Les minéraux métalliques.....	95
a) la pyrite.....	95
b) la magnétite.....	97
c) l'hématite.....	98
d) la marcassite.....	99
e) l'arsénopyrite.....	99
f) la chalcopyrite.....	99
g) la pyrrotite.....	100

h) la blende.....	101
i) la galène.....	101
j) la malachite.....	102
k) les hydroxydes de fer.....	102
V.6.2. Les minéraux de gangue.....	102
a) le quartz.....	102
b) la calcite.....	103
c) la chlorite.....	103
d) la séricite.....	104
e) la kaolinite.....	104
f) l'épidote.....	104
g) l'actinote.....	104
h) le gypse.....	104
V.7. Discussion et conclusion à l'étude gîtologique.....	104
Conclusions Générales.....	108
Références Bibliographiques.....	111

Liste des Figures

pages

Fig.1 Répartition du magmatisme néogène de la Marge Maghrébine.....	1
Fig.2 : Situation géographique de la région d'étude.....	6
Fig. 3 : Les domaines structuraux du Maghreb.....	7
Fig.4 : Carte géologique de l'Oranie nord Occidentale.....	8
Fig. 5 : Localisation et âges du volcanisme néogène d'Oranie.....	10
Fig.6 : Log synthétique des formations du massif des M'Sirda.....	12
Fig.7 : Datations des émissions volcaniques d'Oranie nord occidentale.....	17
Fig.8 : Coupes levées au Cap Kelah montrant les dispositions des coulées basaltiques miocènes avec leur substratum.....	21
Fig.9 : Carte géologique simplifiée des M'Sirda.....	25
Fig.10 : Coupe schématique levée à Djebel Bessam.....	42
Fig.11 : Distinction entre roches saines et roches altérées -diagramme de Hughes (1972)....	60
Fig.12 : Corrélations des éléments majeurs en fonction de la silice.....	63
Fig.13 : Diagramme AFM des laves miocènes des M'Sirda.....	64
Fig.14 : Diagramme MgO vs. Fe ₂ O ₃ des laves miocènes des M'Sirda.....	64
Fig.15 : Diagramme K ₂ O vs. Na ₂ O des laves miocènes des M'Sirda.....	65
Fig. 16 : Nomenclature des laves miocènes des M'Sirda dans le diagramme alcalins-SiO ₂ ...	65
Fig.17 : Spectres de terres rares des laves miocènes des M'Sirda.....	67
Fig. 18 : Spectres élargis d'éléments en traces des laves miocènes des M'Sirda.....	67
Fig. 19 : Position des laves miocènes des M'Sirda dans le diagramme Zr/Nb vs. La/Nb.....	68
Fig.20 : Carte géologique et d'altération de la zone de Chouchkha.....	74
Fig.21 : Coupe géologique du secteur de Chouchkha.....	76
Fig.22 : Descriptif du sondage MS 3.....	78
Fig.23 : Descriptif du sondage MS 12.....	83
Fig.25 : Carte géologique et d'altération de la zone des Seabna.....	86
Fig.26 : Descriptif du sondage MS 1	89
Fig.27 : Descriptif du sondage MS 5.....	91

Liste des Photos

	pages
Photo.1 : vue du vue du volcan des Mnasseb (Boukanoun).....	19
Photo.2 : vue du volcan de Djebel Zeggaïn.....	20
Photo.3 : dyke andésitique recoupant les formations gréso-pélimitiques du Jurassique supérieur dans l'Oued Bou-Allouch.....	22
Photo.4 : brèche andésitique à éléments hétérométriques	23
Photo.5 : dyke basaltique recoupant une coulée andésitique au Djebel Natour.....	24
Photo.6 : vue de la coulée basaltique inférieure de Mersat Ben Mhidi.....	27
Photo.7 : détail de la coulée basaltique inférieure.....	27
Photo.8 : vue microscopique de la coulée basaltique inférieure (LP x 50).....	28
Photo. 9 : vue microscopique de la coulée basaltique moyenne (LP x 50).....	29
Photo.10 : vue microscopique de la coulée basaltique supérieure (LP x 50).....	31
Photo.11 : vue d'une coulée andésitique à pyroxène (LP x 50).....	33
Photo.12 : vue d'une coulée andésitique à amphibole (LP x 50).....	33
Photo.13 : vue d'une coulée andésitique à biotite et amphibole (LP x 50).....	33
Photo.14 : vue d'une andésite à amphibole transformée en granules d'opaques (LP x 50)....	33
Photo.15 : phénocristal de plagioclase zoné à inclusions de verre volcanique et craquelures remplies d'oxydes de fer (LP x 100).....	34
Photo.16 : phénocristal de clinopyroxène à macle h_1 (LP x100).....	35
Photo.17 : Vue panoramique du dôme de Chouchkha.....	37
Photo.18 : dyke andésitique recoupant les formations gréso-pélimitiques du Jurassique supérieur dans l'Oued Bou-Allouch.....	37
Photo.19 : brèche andésitique à éléments hétérométriques.....	40
Photo.20 : vue de la coulée basaltique plio-quadernaire de Dj. Bessam (LP x 50).....	43
Photo 21 : vue partielle de la zone de Chouchkha fortement argilisée (kaolinisation intense).....	47
Photo.22 : micrographie d'une roche apoandésitique fortement kaolinitisée à reliques de plagioclase (LP x 50).....	48
Photo.23 : micrographie d'une roche apoandésitique à un stade avancé d'argilisation (LP x 50).....	48
Photo. 24 : filon d'alunite recoupant les argilites.....	48
Photo. 25 : quartzites secondaires au sommet de Djebel Chouchkha.....	49

Photo. 26 : micrographie d'un quartzite secondaire (LP x 50).	49
Photo. 27 : micrographie d'une apoandésite fortement séricitisée (LP x 50).....	50
Photo. 28 : micrographie d'une métasomatite fortement ferruginisée écailleuse (LP x 50)...	50
Photo. 29 : filonnets d'alunite recoupant une métasomatite à quartz-séricite-kaolinite.....	50
Photo. 30 : micrographie d'une bérésite (LP x 50).....	51
Photo. 31 : micrographie d'une métasomatite à adulaire (LP x 50).....	51
Photos. 32 et 33 : micrographies de propylites (LP x 50).....	52
Photo. 34 : micrographie d'une grenatite à quartz à texture sidéronitique (LN x 50).....	53
Photo. 35 : micrographie d'un skarn grenatifère à grossulaire (LN x 5).....	54
Photo. 36 : micrographie d'un skarn grenatifère à structure rubanée (LP x 50).....	54
Photo. 37 : andésite transformée en skarn carbonaté à grenat et pyroxène.....	55
Photos. 38 à 40 : développement du réseau filonien, riche en carbonate, chlorite, hématite, limonite et hydro-goethite dans les grès quartzitiques.....	56
Photo. 41 : micrographie d'un calcaire marmorisé à sillimanite (LN x 50).....	57
Photo. 42 : micrographie d'un calcaire marmorisé à structure granoblastique (LN x 50)....	57
Photo.43 : vue panoramique de la zone kaolinisée du dôme de Chouchkha.....	73
Photo.44 : vue de la profonde vallée de l'Oued Bou Allouch.....	84
Photo.45 : vue de la zone à filons d'alunite au sommet de Dar Toumi.....	85
Photo. 46 : micrographie montrant de la pyrite II en section polyédrique (LR x 80).....	96
Photo.47 : micrographie montrant des cristaux ovoïdes de pyrite II (LR x 80).....	96
Photo.48 : micrographie montrant un cristal de pyrite II bordé de marcassite (LR x 80)....	97
Photo.49 : micrographie montrant des cristaux automorphes de magnétite (L.R. x 80).....	97
Photo.50 : micrographie montrant de l'hématite remplaçant de la magnétite (L.R. x 80)....	98
Photo.51 : micrographie montrant des cristaux primaires d'hématite lamellaire associée à de la pyrite I (LR x 80).....	98
Photo.52 : micrographie montrant des micro-veinules de chalcopryrite et de pyrite II (LR x80).....	99
Photo.53 : micrographie montrant le remplacement de la chalcopryrite par de la bornite (L.R. x 80)	100
Photo.54 : micrographie montrant des reliques de pyrrotite à l'intérieur de grandes plages de chalcopryrite (L.R. x 80).....	100
Photo.55 : micrographie montrant de la blende et de la galène en plages amiboïdes remplaçant la chalcopryrite (LR x 80).....	101
Photo. 56 : micrographie montrant des inclusions de blende (en gris) dans de l	

a galène (en blanc). (L.R. x 80)	102
Photo.57 : micrographie montrant des plages de blende et de galène cataclasées (L.R. x 80).....	102

Liste des Tableaux

Tab.1 : Récapitulatif des âges de l'activité volcanique du complexe des M'Sirda.....	17
Tab.2 : Sélection d'analyses chimiques (éléments majeurs) de roches andésitiques altérées..	60
Tab.3 : Compositions chimiques (éléments majeurs) et compositions normatives (CIPW) des roches volcaniques des M'Sirda.....	61
Tab.4 : Compositions chimiques (éléments en traces) de roches andésitiques des M'Sirda...	66
Tab.5 : Récapitulatif de la succession paragénétique de la minéralisation poly-métallique des M'Sirda.....	107

Introduction Générale et Objectifs

I. Introduction

La Méditerranée occidentale révèle une histoire géologique complexe depuis plus de 200 Ma. Sa configuration actuelle est guidée essentiellement par l'existence de la chaîne alpine qui s'est développée à la suite des mouvements relatifs entre la plaque Eurasie, au Nord, et la plaque Afrique au Sud. L'évolution structurale et géodynamique de cette région fait encore, actuellement, l'objet de débats et controverses. La limite méridionale de la Méditerranée occidentale est représentée par la marge nord-africaine appelée aussi Marge Maghrébine (Maury et al., 2000). Celle-ci a été le siège d'une importante activité magmatique, notamment depuis l'Oligocène jusqu'au Quaternaire, et qui s'est cantonnée à l'intérieur d'une étroite bande de plus de 1200 km de long sur environ 50 km de large (**Fig.1**), proche de la côte actuelle, et s'étendant de Ras Tarf, au Maroc, aux Mogods et à l'archipel de la Galite en Tunisie (Gentil, 1903 ; Sadran, 1958 ; Bellon, 1976 ; Bellon et Brousse, 1977 ; Semroud, 1981 ; Marignac et Zimmermann, 1983 ; Harmand et Cantagrel, 1984 ; Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Hernandez *et al.*, 1987 ; Abbad, 1993 ; Ouabadi, 1994 ; Louni-Hacini *et al.*, 1995 ; Tabeliouna, 1997 ; Piqué *et al.*, 1998 ; El-Azzouzi *et al.*, 1999 ; Belanteur *et al.*, 1995 ; Belanteur, 2000 ; Coulon *et al.*, 2002 ; Louni-Hacini, 2002 ; Bendoukha, 2008).

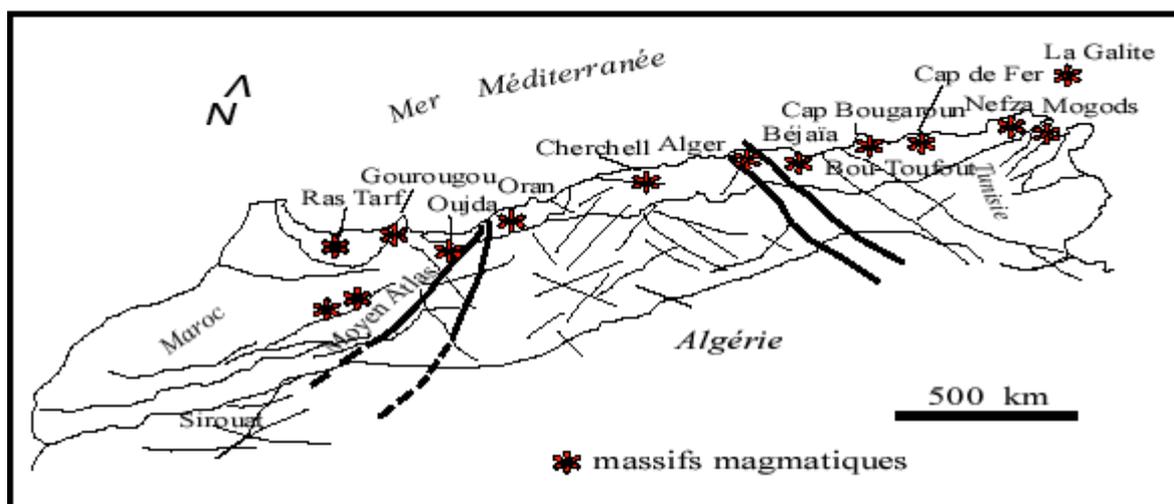


Fig.1 : Répartition du magmatisme néogène de la Marge Maghrébine
(in Piquet et al., 1998)

De l'Oligocène supérieur jusqu'au Messinien, l'activité magmatique de la Marge Maghrébine est marquée par la mise en place de plutonites et de laves acides (granodiorites, andésites, dacites) d'affinité globalement calco-alcaline à localement shoshonitique.

En Algérie septentrionale, le volcanisme calco-alcalin miocène est connu en Oranie (Sadran, 1958 ; Bellon et al., 1976 ; Megartsi ; 1985 ; Louni-Hacini et al., 1995 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002), dans l'Ouest algérois (Hernandez et Lepvrier, 1976 ; Aït Hamou, 1987 ; Belanteur, 2000), dans l'Est algérois, au Cap Djinet (Belanteur, 2000), à Dellys (Raymond, 1976 ; Belanteur, 2000), dans l'Oued Amizour ainsi que dans le Nord et l'Est constantinois (Hilly, 1957 ; Raoult et Velde, 1971 ; Vila et al.,1971).

A partir du Messinien, l'activité volcanique est d'affinité alcaline et apparaît principalement dans la région du Guilliz (Maroc) et en Oranie où des laves transitionnelles, assez discrètes, viennent s'intercaler entre les deux affinités précédentes, ce qui accentue l'intérêt volcanologique de cette région par rapport à l'ensemble de la Marge Maghrébine.

Par ailleurs, la Marge Maghrébine présente plusieurs indices minéralisés poly-métalliques liés aux roches volcaniques et sub-volcaniques d'affinité calco-alcaline du Miocène. La plupart de ces gîtes se présentent sous forme d'amas sulfurés volcanogènes de type Kuroko (VMS) alors que d'autres semblent correspondre à des minéralisations filoniennes épithermales.

Dans l'Est algérien, de Béjaïa à Annaba, on s'aperçoit plus qu'ailleurs de l'influence du métallotecte magmatique soit comme support de la minéralisation, soit comme moyen de transport de celle-ci. Le complexe magmatique de Oued Amizour présente une minéralisation poly-métallique à Zn-Pb-Cu et une autre sous forme d'amas pyriteux (Benali, 1994). Ces deux types de minéralisations sont rencontrés dans tous les secteurs du complexe à l'exception d'Amadène où la minéralisation est fissurale et à cuivre essentiellement. Au niveau d'El-Aouana, le gisement de l'Oued El Kebir se présente en amas stratiformes à minéralisations poly-métalliques qui deviennent cuprifères et fissurales en profondeur. Le gisement de Bou Soufa, essentiellement filonien, est constitué par une minéralisation cuprifère.

Dans le Sahel d'Oran, plusieurs occurrences poly-métalliques à magnétite, pyrite, oligiste, chalcopryrite, cuprite, nickéline, réalgar, arsenic et or, ont été révélées (Belmouhoub, 2004). Ces différentes minéralisations sont liées aux manifestations volcaniques calco-alcalines qui caractérisent le secteur. D'autres petits gisements et indices ont été découverts

durant l'époque coloniale comme celui à magnétite et cuivre de l'Oued Chadia, à l'Est du secteur.

C'est dans ce contexte général de volcanisme d'affinité calco-alcaline que nous nous sommes intéressés à l'étude des minéralisations associées à l'activité miocène du complexe des M'Sirda. Les traits essentiels de la métallogénie de ce complexe sont conditionnés par le développement important de formations éruptives calco-alcalines ainsi que par l'existence de volcano-structures où se sont développées des métasomatites en association avec une minéralisation poly-métallique. Les indices et corps de minerais, mis en évidence, se localisent dans des hydrothermalites surimposées à des volcanites fortement altérées.

II. Objectifs de l'étude

Ce travail fait suite à un projet de recherche exécuté par l'ORGM (Office de la Recherche Géologique et Minière), durant la période 1985-1995, dans le cadre d'un programme de prospection des minéralisations poly-métalliques associées au volcanisme miocène dans la région de M'Sirda.

Il a pour objectif de caractériser les minéralisations encaissées dans les formations volcaniques et de déterminer les métallotectes liés aux processus hydrothermaux associés à l'activité éruptive du secteur.

La méthodologie de travail adoptée pour ce travail comporte :

- une analyse de la distribution des gisements et des concentrations locales des minéraux utiles ;
- une reconstitution de l'architecture et de la morphologie des gisements minéraux ;
- la caractérisation de la composition des gisements en minéraux utiles et de la structure des minéralisations ;
- l'analyse des stades de formation des minéraux pour chaque processus génétique.

Le présent mémoire s'articule autour de cinq chapitres faisant suite à cette *Introduction Générale*.

Le *Chapitre I* se résume à une présentation du complexe magmatique des M'Sirda, dans ses contextes géographique et géologique, ainsi qu'à un historique des travaux portant principalement sur les gisements volcaniques d'Oranie nord occidentale.

Le *Chapitre II* traite des données géochronologiques et des corrélations stratigraphiques obtenues sur les roches volcaniques des M'Sirda et de leur substratum. Un aperçu volcanologique est consacré à la description des centres éruptifs et des produits émis.

Le *Chapitre III* est consacré à l'étude pétrographique des roches magmatiques du secteur d'étude reprise de travaux antérieurs (Sadran, 1958 ; Megartsi, 1985 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002) et complétée par nos propres observations de terrain et de laboratoire. Cette étude pétrographique est également enrichie par une analyse des transformations subies par les roches volcaniques et le substratum sédimentaire.

Le *Chapitre IV* est réservé au traitement des données de géochimie globale dont certaines sont reprises de travaux antérieurs. Les problèmes liés à l'altération des roches ont été également envisagés.

Le *Chapitre V* traite de la gîtologie des formations volcaniques du complexe des M'Sirda, appuyée par des descriptions détaillées de sondages. L'étude de la minéralisation poly-métallique du secteur, de sa morphologie, de sa composition et de ses paragenèses minérales sont passées en revue et une succession paragénétique est ainsi proposée.

Chapitre I

Le complexe éruptif des M'sirda : présentation

I.1. Introduction

La région des M'Sirda, située en Oranie nord occidentale, est caractérisée par des épanchements volcaniques qui couvrent de grandes surfaces atteignant près de 60 km² (**Fig.2**). Ces manifestations éruptives correspondent à la mise en place de roches volcaniques d'affinité calco-alcaline, au Miocène, et de basaltes alcalins au Plio-Quaternaire (Megartsi, 1985 ; Louni-Hacini, 2002). D'une manière générale, l'activité volcanique dans les M'Sirda semble se caractériser par trois périodes principales, marquées chacune par des émissions de laves, et une période d'activité secondaire plus tardive à laquelle se rattachent, en particulier, des phénomènes de silicification et de minéralisations.

La première période correspond à des épanchements de laves basaltiques, le long de la côte depuis Mersat Ben M'hidi jusqu'au Cap Milonia. Ces éruptions sont les plus anciennes connues dans ce secteur. Un âge Miocène (9,99 +/- 0,37 Ma) a été déterminé par Louni-Hacini (2002). Ces affleurements forment un alignement continu de déjections volcaniques et quelques îlots disséminés à travers les formations sédimentaires du substratum généralement d'âge Messinien.

La seconde période est responsable de la mise en place d'un important volume de produits andésitiques assez diversifiés et formant la masse principale du massif. La plus grande partie de ces émissions apparaît sous forme de brèches ou de tufs parmi lesquels s'intercalent des manifestations effusives un peu moins abondantes. L'âge de mise en place de cette phase a été estimé à environ 7,5 à 8 Ma (Megartsi, 1985 ; Louni-Hacini, 2002).

La troisième période est plus tardive et s'est traduite par l'émission de laves basaltiques, d'affinité alcaline, qui viennent essentiellement recouvrir les roches andésitiques de la seconde période. Ainsi, les dernières manifestations éruptives dans les M'Sirda ont été attribuées à Plio-Quaternaire (Sadran, 1958 ; Megartsi, 1985) mais n'ont pas encore fait l'objet, cependant, ni d'étude géochimique détaillée ni de mesures radiométriques pour leur datation exacte.

I.2. Cadre géographique

Le massif montagneux des M'Sirda est situé dans la partie Nord-Ouest de la Wilaya de Tlemcen, à près de 200 km à l'Ouest d'Oran (**Fig.2**). Il est limité au Nord par la mer Méditerranée, à l'Ouest par la vallée de l'Oued Kiss qui le sépare de la plaine de Trifas (Maroc), au Sud-Est par la dépression de Bab El Assa et à l'Est par Djebel Zendel. Au Sud et au Sud-Ouest, des vallées d'oueds le séparent respectivement des Monts du Fillaoucène et des Beni-Snassen (Maroc).

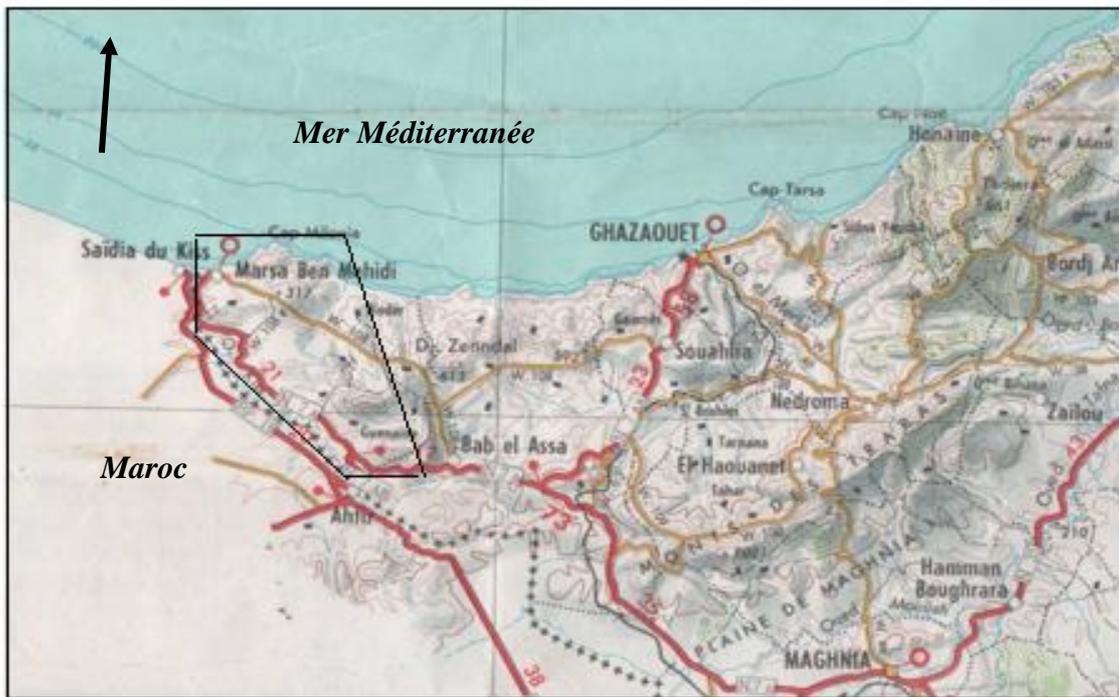


Fig.2 : Situation géographique de la région d'étude

La région des M'Sirda est caractérisée par un relief est assez fortement accidenté et les dénivellations peuvent atteindre parfois 200 m. Les caractéristiques topographiques se traduisent par la présence de profondes et étroites vallées d'oueds orientés globalement N-S et entaillant, notamment, la partie septentrionale du massif. Dans la partie méridionale, dominant des monts constitués de roches volcaniques ou de formations du Jurassique tels que Djebel Boulkhirat (638 m), Djebel Bessam (605 m) ainsi que quelques autres dont l'altitude modérée est comprise entre 400 et 550 m.

Les appareils volcaniques, en pitons isolés tels que : Dj. Chouchkha (295 m) au Nord-Ouest, Dj. En Natour (586 m) au centre, ou sous forme de crêtes allongées comme le Dj. Bessam (601 m) au Sud, sont à l'origine du relief typiquement volcanique de la région.

Le climat de la région est de type méditerranéen. Il est caractérisé par un été chaud et sec et un hiver doux avec des précipitations ne dépassant pas 600 mm par année.

Le couvert végétal se distingue par la rareté de la végétation arborescente et l'abondance du romarin, du jujubier, de l'armoïse ainsi que du palmier nain ou 'doum'.

Les oueds sont à régime saisonnier et la plupart d'entre eux se déversent dans la mer. Les plus importants sont : l'Oued Bou Allouche, l'Oued Bou Asker, l'Oued Merrika et l'Oued Kiss.

Le réseau routier est peu dense et, le long de la frontière algéro-marocaine, la RN 7 passe par Bab El Assa et relie Maghnia à Mersat Ben M'hidi. Les pistes sont facilement accessibles.

Le massif des M'Sirda chevauche les cartes topographiques, à l'échelle 1/50 000, de Cap Milonia n° 237 et de Sidi Boudjenene n° 268.

I.3. Contexte géologique régional

Les complexes volcaniques du Tell oranais s'étendent de l'Ouest d'Oran jusqu'à la frontière algéro-marocaine. Ces massifs éruptifs s'intègrent dans le Tell méridional des Maghrébides. Dans cette région s'articulent deux grands domaines structuraux, se distinguant par la nature de leurs dépôts et par leur style tectonique : le domaine atlasique et le domaine tellien (Fig.3 et 4).

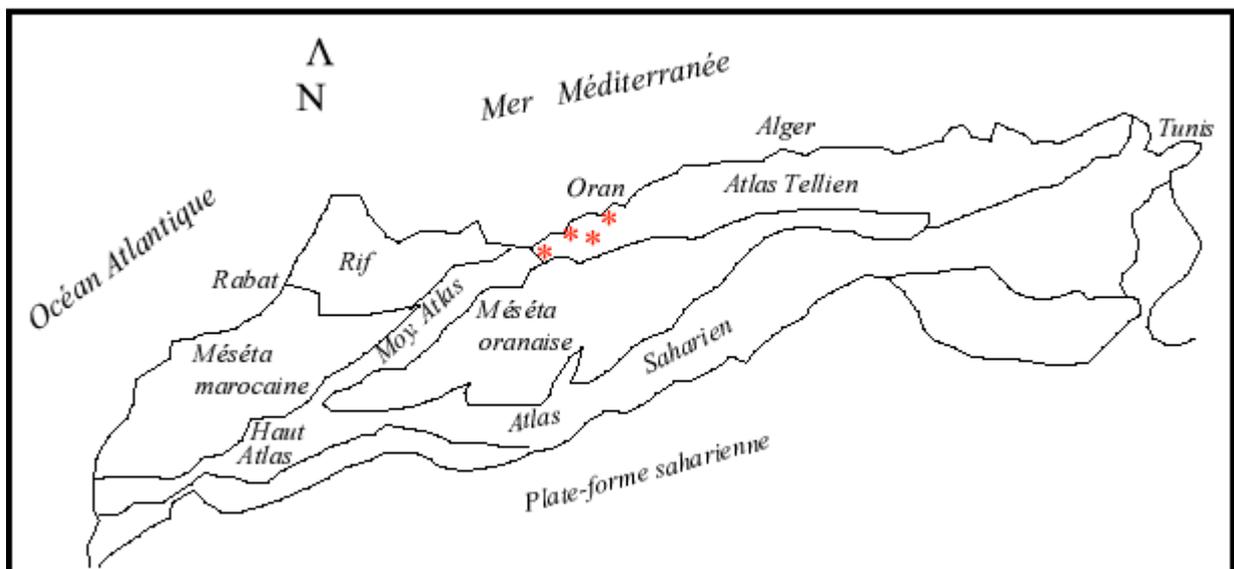


Fig.3 : les domaines structuraux du Maghreb (in Piqué et al., 1998)

* secteurs volcaniques de l'Oranie

I.3.1. Le domaine atlasique

Ce domaine correspond à des terrains autochtones qui constituent la continuité latérale du Moyen Atlas marocain. Ils sont caractérisés par un socle paléozoïque recouvert par une couverture mésozoïque bien étendue. Ces terrains sont également affectés par une intense

tectonique souple et cassante. La fracturation joue un rôle très important en Oranie nord occidentale (Thomas, 1977 ; Letouzay et Trémolières, 1979 ; Hernandez, 1983). Les fractures sont globalement orientées selon la direction atlasique NE-SW. Elles auraient joué en décrochements sénestres jusqu'au Miocène supérieur et même bien plus tard et seraient en grande partie responsables de la mise en place des épanchements volcaniques de l'Oranie.

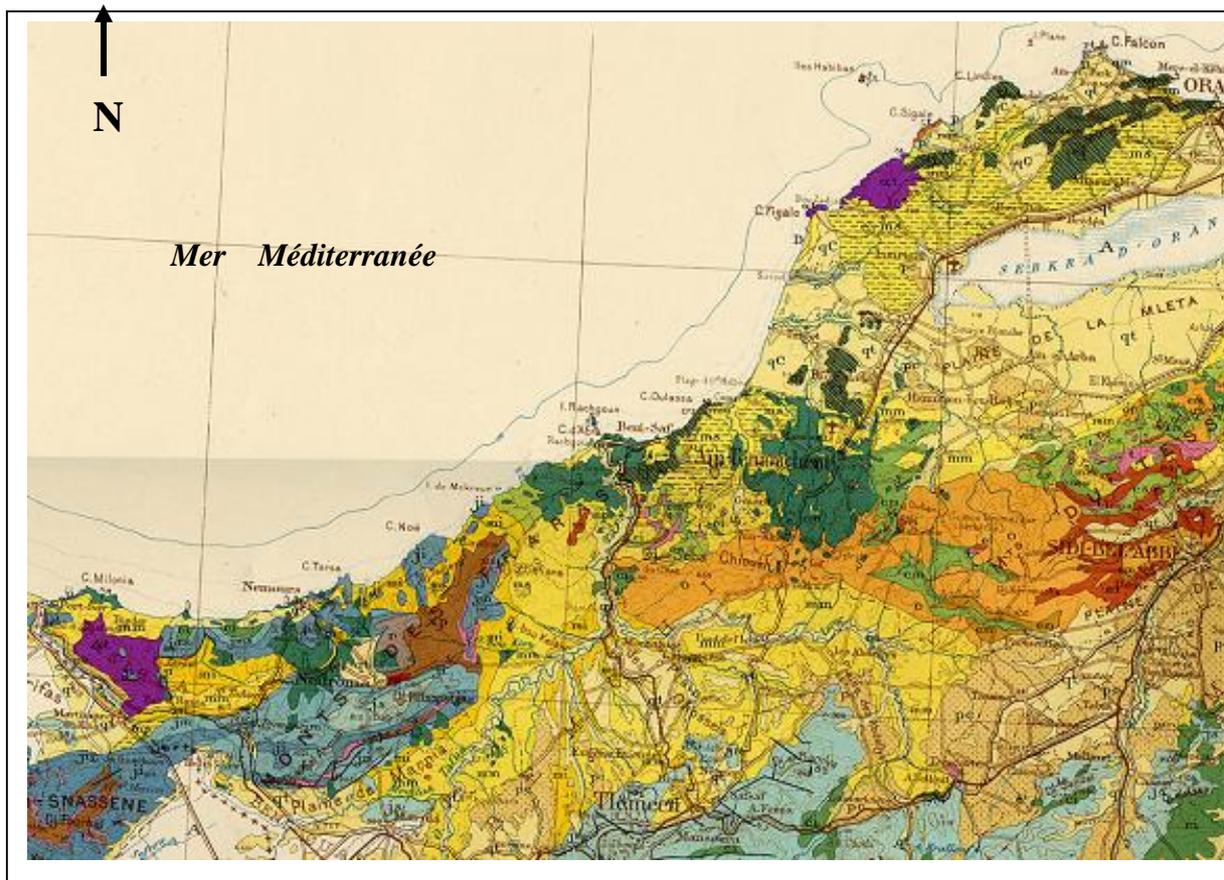


Fig. 4 : Carte géologique de l'Oranie nord Occidentale (in Betier, 1951-1952)

I.3.2. Le domaine tellien qui comprend, selon Guardia (1975), cinq ensembles :

- un autochtone formé de terrains paléozoïques tectonisés et métamorphisés visibles dans plusieurs secteurs : au Nord de Ain Témouchent, dans le massif de Madakh, au Cap Lindlès et au Cap Falcon ;
- un para-autochtone constitué par des unités atlasiques peu déplacées et se présentant en lambeaux notamment dans les M'Sirda et les Souhalia ;

- un allochtone à affinité tellienne représenté par l'unité de Chouala au Nord de Sebaa Chioukh, l'unité sénonienne dans les Sebaa Chioukh et l'unité oligo-miocène autour d'Arlal ;
- un allochtone à affinité rifaine formant les unités de Dj.Skouna, de Tadjera, et des Souhalia. Il est constitué essentiellement de schistes primaires et de calcaires liasiques ;
- l'unité numidienne, formée de grès quartzeux massifs, de faible étendue observée dans la basse vallée de la Tafna.

La configuration actuelle du Tell oranais, héritée des cycles orogéniques varisque et alpin, se caractérise par son découpage en plusieurs ensembles structuraux fortement différenciés et par un large développement du magmatisme tardi-orogénique.

Les ensembles volcaniques qui recourent ou s'épanchent sur les formations du Tell oranais, notamment dans sa partie occidentale, s'intègrent dans le magmatisme tardi-orogénique alpin que l'on retrouve tout le long du pourtour de la Méditerranée occidentale.

Deux épisodes volcaniques majeurs sont reconnus en Oranie nord occidentale (**Fig.5**) :

- un volcanisme miocène caractérisé par la co-existence de laves calco-alcalines à parfois shoshonitiques mises en place entre 11,7 et 7,2 Ma (Megartsi, 1985 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002), et apparaissant dans trois complexes :

- le Sahel d'Oran ;
- la Moyenne Tafna ;
- les M'Sirda ;

- un volcanisme plio-quadernaire responsable de la mise en place de basaltes alcalins entre -5,1 et -0,8 Ma (Megartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Abbad, 1993 ; Tabeliouna, 1997 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002), et bien représenté dans :

- la Basse Tafna ;
- la région d'Aïn Témouchent ;
- les Souhalia ;
- le flanc sud du Djebel Fillaoucène.

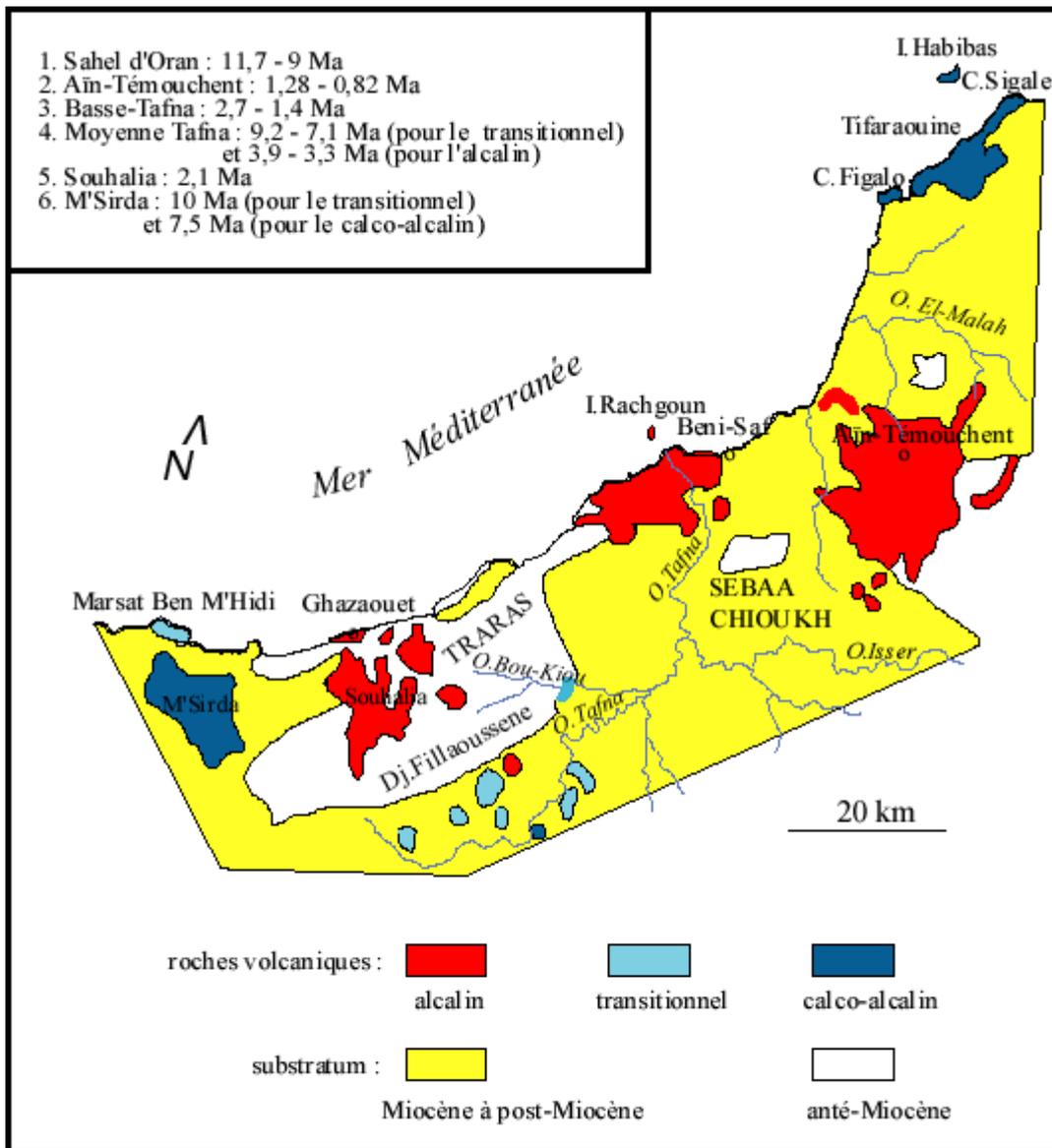


Fig.5 : Localisation et âges du volcanisme néogène d'Oranie (in Coulon et al., 2002)

I.4. Cadre géologique local

Le complexe éruptif des M'Sirda se situe dans la zone externe du domaine tellien de la chaîne alpine. La stratigraphie des M'Sirda comprend (**Carte géologique hors texte et Fig.6**) :

a) **le Trias** : n'est connu que dans la moitié Nord du secteur, dans les structures du Djebel Kabouz et des Seabna. Il est représenté essentiellement par des argilites, des silts

et des grès brun rougeâtre. Il affleure le plus souvent à la faveur de failles le mettant en contact avec les terrains du Jurassique ;

b) le Jurassique : il est constitué par ses trois sous-systèmes développés essentiellement sous la couverture des dépôts récents sur tout le territoire du massif :

- **le Jurassique inférieur** : principal membre de l'autochtone, du para autochtone et de l'allochtone. Il est représenté par des faciès calcaires qui prédominent dans le para-autochtone et l'allochtone ;
- **le Jurassique moyen** : constaté uniquement dans l'autochtone et formé de marnes et d'argilites schistifiées visibles au Sud du Djebel Zendel ainsi qu'à proximité de Marsat Ben M'hidi ;
- **le Jurassique supérieur** : affleurant dans l'autochtone de la structure des Sebabna, dans les Oueds Bou-Allouche et Bou-Asker, ainsi que dans les structures des Djebels Kabouz et Takourart. Il est formé de marnes à fines intercalations de silt-stones et d'argiles ;

c) le Miocène synchro-nappes : affleure largement dans la partie méridionale du massif où l'existence de ces dépôts sous les formations volcaniques ne suscite aucun doute. Dans la partie septentrionale, le Miocène synchro-nappes n'est représenté que par quelques coupes isolées, dans la structure de Djebel Kabouz et dans sa bordure ouest en surface. Cette assise est constituée de grés, de silstones et d'argilites qui alternent en proportions variables notamment dans la dépression de Bab El Assa ;

d) les formations volcaniques : elles constituent le caractère spécifique du massif de M'Sirda, et comprennent trois assises :

- les basaltes inférieurs miocènes ;
- les andésites miocènes ;
- les basaltes supérieurs plio-quadernaires.

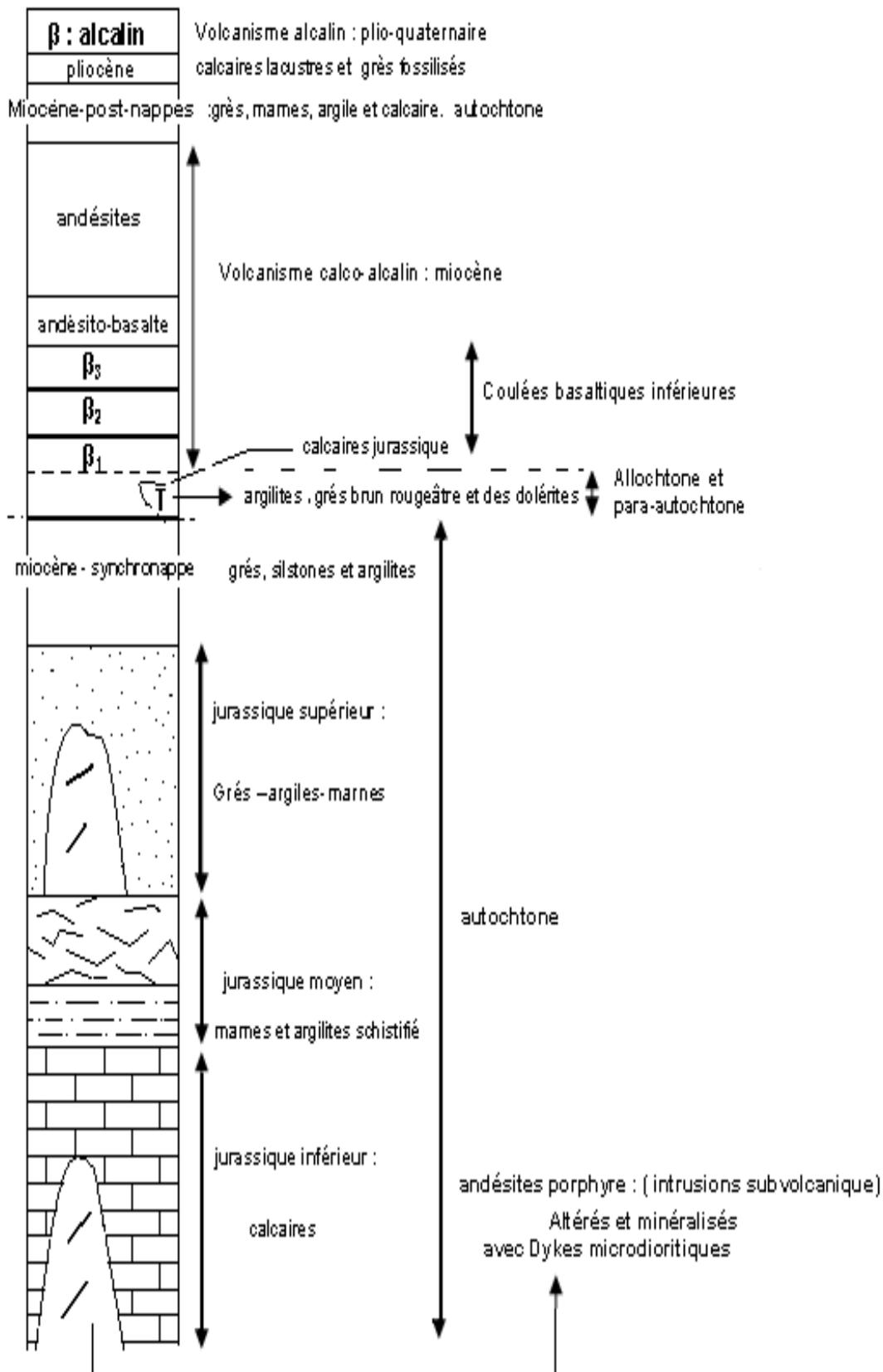


Fig. 6 : Log synthétique des formations du secteur des M'Sirda

I.5. Aperçu tectonique régional

L'Oranie nord occidentale a subi la superposition de plusieurs styles tectoniques, hérités des orogènes hercynienne et alpine, responsables de sa structure actuelle (Ciszak, 1993). Plusieurs épisodes sont ainsi distingués :

- a) **la tectonique hercynienne** : caractérisée par des plis à grand rayon de courbure et une fracturation guidée par des failles de direction ENE-WSW (Guardia 1975) ;
- b) **la tectonique syn-sédimentaire** : d'âge Jurassique et s'est manifestée par des plis chevauchants et déversés vers le NW et une fracturation guidée par le re-joux des failles hercyniennes. Elle a également engendré des mouvements différentiels du substratum primaire se traduisant par des variations de faciès et des lacunes (Guardia, 1975) ;
- c) **la tectonique anté-nappes** (Lutétien inférieur – Miocène moyen) : au cours de laquelle les matériaux des unités tello-rifaines acquièrent l'essentiel de leur structures. Elle s'achève par la mise en place des nappes au Miocène. Elle est caractérisée par :
 - **une tectogénèse profonde** : marquée par une ou plusieurs phases de compression affectant les unités anté-nappes ;
 - **une tectogénèse superficielle** : au cours de laquelle Guardia (1975) distingue deux phases :
 - * la phase **intra-lutétienne** : les preuves de l'activité de cette phase sont peu nombreuses dans la région ; elles sont toutes sédimentologiques ;
 - * la phase **intra-miocène** : marquée par des plissements et la mise en place des nappes (Miocène synchro-nappes) ;
- d) **la tectonique post-nappes** : Elle s'est traduite par deux cycles tectoniques (Guardia , 1975) :
 - **1^{er} Cycle** : caractérisée par une tectonique compressive engendrant des plissements et une tectonique provoquant des mouvements verticaux responsables de la surrection des monts des Traras et de la chaîne du Fillaoucène au Miocène ;
 - **2^{ème} Cycle** : correspond à une période d'érosion s'étalant du Miocène moyen au Miocène supérieur et permettant le dégagement d'une surface d'aplanissement sur laquelle vont s'accumuler des formations sédimentaires et volcaniques du Miocène terminal ;

- e) **la tectonique plio-quadernaire** : l'existence d'un volcanisme plio-quadernaire alcalin dans la partie occidentale de l'Afrique du Nord est un témoin de l'existence d'un régime de distension profonde dans cette zone. Pendant cette période peuvent s'alterner des phases de compression et de distension (Guardia, 1975).

I.6. Historique des travaux

L'Oranie a fait, très tôt, l'objet d'études géologiques notamment celles se rapportant aux roches magmatiques de la région. Les premières études reviennent à Velain (1874) qui en donne un bref aperçu et signale, entre autre, une néphéline à mélilite dans l'île de Rachgoun (région de Beni Saf).

Dès le début du 20^{ème} siècle, plusieurs autres auteurs se sont également intéressés aux gisements magmatiques de l'Oranie.

De 1893 à 1927, Lacroix aborde plusieurs aspects pétrographiques et chimiques des massifs éruptifs de la région. De nombreux échantillons, remis par Velain et Gentil, ont été cités dans ses ouvrages : « La minéralogie de la France et de ses colonies » et « Les enclaves des roches volcaniques ».

Gentil (1903) a élaboré une étude plus conséquente du massif éruptif de la Moyenne et Basse Tafna, du Tifaraouine, des Iles Habibas et du secteur d'Aïn Témouchent, parallèlement à la publication d'une carte géologique au 1/200 000.

Gautier et Roubault (1938) apportent quelques précisions sur les caractères minéralogiques et chimiques des roches volcaniques de Aïn Témouchent.

Sadran (1958), dans ses travaux sur l'Oranie, a détaillé la cartographie des différents centres d'émissions et présente une étude plus précise concernant la minéralogie et la géochimie des laves d'Oranie nord-occidentale.

Fenet (1975) et Guardia (1975) précisent la stratigraphie d'un grand nombre de secteurs et adoptent, pour l'Oranie, une modélisation géodynamique selon les conceptions « nappistes ».

Bellon (1976), Bellon et Brousse (1977), Bellon et Guardia (1980) et Bellon et al. (1984) ont effectué des études chronologiques pour préciser la position stratigraphique ainsi que l'âge de mise en place du volcanisme de l'Oranie par le biais d'un certain nombre de mesures radiométriques et de datations micro-paléontologiques.

Megartsi (1985) élabore une synthèse du volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord occidentale et aboutit clairement à une distinction entre les manifestations calco-alcalines, d'âge Miocène, et les éruptions d'affinité alcaline du Plio-Quadernaire.

Bendoukha (1987) a apporté des précisions sur la nature du massif volcanique de la Basse Tafna. Il décrit, dans ce secteur, un épisode phréatomagmatique intercalé entre deux épisodes stromboliens.

Abbad (1993) réalise une étude volcanologique, pétrographique et géochimique du secteur éruptif des Souhalia et souligne son caractère alcalin.

Louni-Hacini et al. (1995) proposent de nouvelles datations radiométriques ($^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$) sur la transition du volcanisme calco-alcalin miocène à alcalin au Plio-Quaternaire en Oranie nord-occidentale. Ils donnent ainsi des âges plus précis que ceux présentés par les travaux de Bellon et Guardia (1980).

Tabeliouna (1997) a apporté également sa contribution à une étude dynamique, pétrographique et géochimique du complexe éruptif de Aïn Témouchent.

Maury et al. (2000), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) montrent que le changement de la nature du volcanisme en Oranie nord occidentale, de calco-alcalin au Miocène à alcalin au Plio-Quaternaire, reflète une évolution qui apparaît généralisée à l'ensemble du pourtour de la Méditerranée occidentale. Cette évolution traduirait un processus de détachement lithosphérique (slab-breakoff) faisant suite à un contexte de zone de subduction.

Par ailleurs, l'ORGM (Office de la Recherche Géologique et Minière) a développé, depuis 1985, un vaste programme de prospection des minéralisations poly-métalliques associées au volcanisme miocène d'Oranie nord occidentale.

Tout récemment, Belmouhoub (2004) s'est intéressé aux minéralisations liées aux manifestations volcaniques calco-alcalines du secteur de Tifaraouine-Bouzedjar dans le Sahel d'Oran. Il a ainsi mis en évidence plusieurs occurrences poly-métalliques à magnétite, pyrite, oligiste, chalcopryrite, cuprite, nickéline, réalgar, arsenic et or.

Chapitre II

Géochronologie et volcanologie

II.1. Introduction

Les roches volcaniques d'Oranie nord occidentale ont fait l'objet de nombreuses datations isotopiques associées à des corrélations stratigraphiques et des datations micropaléontologiques (Bellon et Brousse, 1977 ; Bellon et Guardia, 1980 ; Bellon et al., 1984 ; Megartsi, 1985 ; Coulon et al., 2002 ; Louni-Hacini, 2002).

Les résultats obtenus permettent de reconnaître, en Oranie nord occidentale, deux périodes majeures d'activité volcanique (**Fig.7**) :

- la première, d'âge Miocène, est d'affinité calco-alcaline et caractérise les secteurs de la Moyenne Tafna, du Sahel d'Oran et des Iles Habibas ainsi que celui des M'Sirda ;
- la seconde période, d'âge Plio-Quaternaire, est de nature alcaline et concerne les secteurs de la Moyenne et de la Basse Tafna, des M'Sirda, des Souhalia et d'Aïn Témouchent.

Entre ces deux périodes majeures, s'intercale un épisode assez discret, de nature transitionnel et apparaissant, sporadiquement en Oranie nord occidentale, dans les secteurs de Mohammadia, de la Moyenne Tafna et dans les M'Sirda.

II.2. Géochronologie de mise en place des produits volcaniques des M'Sirda

Selon les corrélations stratigraphiques, l'activité éruptive dans les M'Sirda semble avoir débuté par des éruptions de laves basaltiques à partir du Serravalien. Les coulées émises ont recouvert une vaste partie de la région le long de la côte depuis Mersat Ben M'hidi à l'Ouest jusqu'au Cap Kelah à l'Est. Les datations isotopiques obtenues par Megartsi (1985), Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) donnent des âges voisins de -10 Ma (**Tab.1**).

La deuxième phase de l'activité volcanique s'est manifestée par la mise en place de matériel andésitique notamment dans les secteurs septentrionaux de Tamarlacet, de Hachiet Bou Rehia, de Rockbat Allal, de l'Oued Bou allouch et de Djebel Zeggain, ainsi que dans la partie méridionale des M'Sirda dans les secteurs de Merseb Kiss et de Djebel Sidi Bou Khirat. Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002) obtiennent des âges oscillant entre -7,5 et - 8 Ma correspondant à l'âge de mise en place de ce matériel andésitique.

La troisième phase d'activité volcanique liée à la mise en place de dykes andésitiques, notamment dans l'Oued Bou Allouch, a été datée à -8 Ma (Megartsi, 1985).

Le dernier épisode volcanique dans les M'Sirda est d'âge Plio-Quaternaire. Il est responsable de la mise en place des laves basaltiques alcalines du Djebel Bessam en particulier. Cependant, aucune datation absolue de ces émissions n'est pour le moment disponible.

Globalement, les âges radiométriques obtenus sur les roches éruptives peuvent être corrélés avec l'âge des formations du substratum formées de marnes grises, de marnes gypseuses, de marnes sableuses et de calcaires construits attribués au Miocène inférieur à moyen.

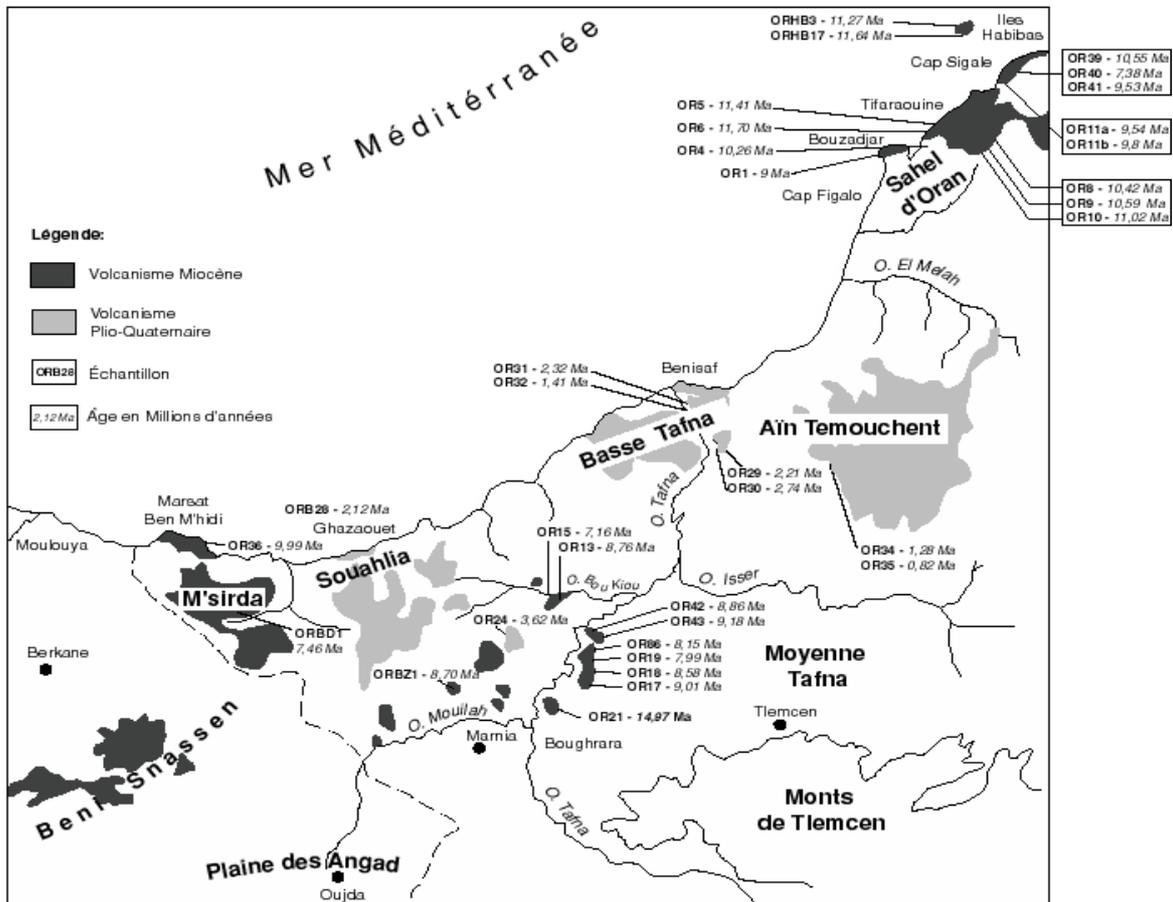


Fig.7 : Datations des émissions volcaniques d'Oranie nord occidentale (données de Coulon et al., 2002)

Localités	Âges en Ma
Mersat Ben M'hidi	9,99 ± 0,37
Bieder	9,71 ± 0,30
Cap Milonia	8,10 ± 0,40
Bieder	7,46 ± 0,18

Tab.1 : Récapitulatif des âges de l'activité volcanique du complexe des M'Sirda (in Coulon et al., 2002 et Louni-Hacini, 2002).

II.3. Aperçu volcanologique du complexe des M'Sirda

Le complexe éruptif des M'Sirda comprend des gisements volcaniques qui sont à l'origine de plusieurs point culminants de la région. Ceux-ci forment des pitons isolés, des crêtes allongées ou même des replats donnant parfois une topographie assez douce. L'activité éruptive dans cette région a débuté au Miocène et s'est poursuivie pendant le Plio-Quaternaire. Les produits miocènes sont très dominants dans la région et ont été déjà étudiés (Megartsi, 1985 ; Louni et al., 1995 ; Coulon et al., 2002 et Louni-Hacini, 2002). En revanche, les émissions plio-quaternaires n'ont fait l'objet, jusqu'à présent, que de descriptions assez succinctes.

L'étude volcanologique du complexe des M'Sirda a permis de mettre en évidence que l'activité éruptive de ce secteur s'est caractérisée globalement par un dynamisme strombolien responsable de l'émission de produits éruptifs assez diversifiés : pyroclastites, coulées et extrusions de laves sous forme de dômes, de necks ou de dykes. Cependant, les appareils volcaniques sont difficilement reconnaissables du fait d'importants recouvrements de sols récents ou de croûte calcaire. Seul le volcan des Mnasseb semble être le centre éruptif le mieux conservé à l'échelle du complexe.

L'activité basaltique précoce est essentiellement effusive et affleure sur un mince liseré le long de la côte depuis Mersat Ben M'hidi jusqu'au Cap Kelah.

Les émissions andésitiques, en coulées et pyroclastites, sont plus abondantes et couvrent de plus grandes surfaces occupant pratiquement tout le secteur des Sebabna. Elles peuvent former également des dômes, de petits necks et même des dykes qui sont observés dans la région entre Djebel Bou-Asker et Dar Touama-Dar Gzouri ainsi qu'à Djebel Chouchkha. C'est à ces extrusions que sont principalement liées les zones d'altération par métasomatisme hydrothermal.

L'activité basaltique plio-quaternaire, essentiellement effusive, apparaît sporadiquement dans les M'Sirda généralement sous forme de lambeaux de coulées recouvrant les émissions andésitiques antérieures ou même parfois en dyke ou filons. Ces roches affleurent principalement sur la crête de Djebel Bessam comme elles peuvent également former des replats ça et là dans le massif.

II.3.1. Les appareils volcaniques

Dans le complexe éruptif des M'Sirda, les centres d'émission sont difficilement reconnaissables du fait d'importants recouvrements pédologiques ou de croûte calcaire.

Sadran (1958), en constatant le sens d'écoulement de certaines coulées andésitiques, a soupçonné l'existence d'appareils volcaniques situés principalement dans la partie

méridionale du complexe mais qui sont cependant inaccessibles à l'observation parce qu'ils sont soit recouverts par les émissions les plus récentes d'âge Plio-Quaternaire ou par des sols ou de la croûte calcaire assez épaisse pouvant atteindre par endroits quelques mètres. Dans la topographie, seul le volcan des Mnasseb peut être facilement reconnu grâce à sa forme en cuvette entourée de quatre crêtes bréchiques qui constituent les vestiges de la structure conique (**Photo. 1**). Cet appareil montre la forme d'un "kanoun" et le village de Boukanoun situé en contrebas de ce volcan a été dénommé ainsi par analogie à la forme de ce centre éruptif.

Le Djebel Zeggain peut aussi représenter un bon modèle d'un volcan usé par l'érosion et dont la cheminée est représentée par les restes d'une coulée émise par injection en forme d'aiguille (**Photo. 2**).



Photo. 1 : vue du volcan des Mnasseb (Boukanoun)



Photo. 2 : vue du volcan de Djebel Zeggain montrant les restes d'une coulée émise sous forme de neck.

II.3.2. Les formations volcaniques

Dans les M'Sirda, les formations éruptives comprennent trois assises correspondant à trois épisodes d'activité volcanique (Sadran, 1958 ; Megartsi, 1985 ; Louni-Hacini, 2002).

a) Le premier épisode est à l'origine de la mise en place de laves basaltiques messiniennes sous forme de coulées et de brèches et affleurant le long de la côte entre Mersat Ben M'Hidi et Cap Kelah. Ces émissions sont considérées comme les manifestations volcaniques les plus anciennes du complexe (Megartsi, 1985).

Aux alentours de Cap Kelah, trois coulées basaltiques successives peuvent être identifiées (**Fig.8**) :

- une coulée inférieure affleurant sur une épaisseur de 15 m environ, sombre, massive et débitée en boules. Cette coulée est aphyrique ;
- une coulée moyenne ;
- coulée supérieure de couleur rouge-brun, assez vésiculée et caractérisée par une structure porphyrique à phénocristaux de minéraux ferromagnésiens et de plagioclase de 1,5 à 2 mm de long.

Les coulées inférieure et moyenne sont séparées, par endroits, par un niveau sédimentaire très fin constitué de calcaires lacustres (Megartsi, 1985).

L'ensemble de ces trois coulées est largement recouvert par une couverture sédimentaire marneuse d'âge Messinien (**Fig.8**).

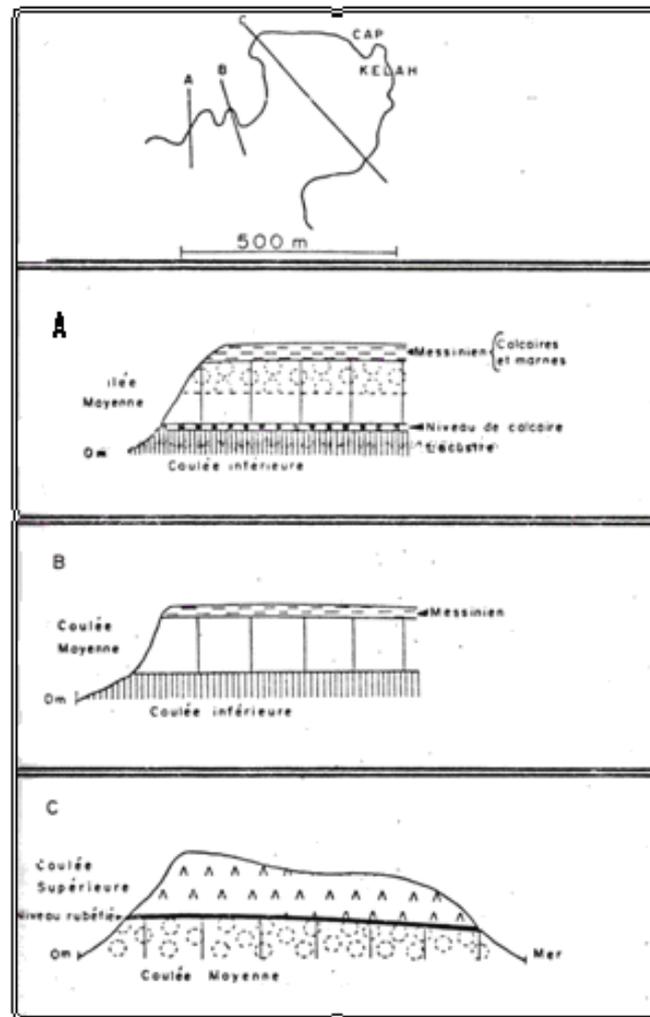


Fig.8 : Coupes levées au Cap Kelah montrant les dispositions des coulées basaltiques miocènes avec leur substratum (in Megartsi, 1985)

b) Le deuxième épisode est caractérisé par des émissions andésitiques, attribuées au Miocène supérieur (Megartsi, 1985), et couvrant une grande partie du complexe. Ces produits éruptifs se distinguent en pyroclastites alternant avec des coulées alors qu'en certains endroits du complexe apparaissent également des extrusions sous forme de necks ou même des dykes (**Photo.3**).

Les pyroclastites (brèches, tufs et tuffites), pouvant atteindre parfois près de 300 m d'épaisseur, sont largement répandues dans la partie méridionale du complexe notamment aux

alentours de Djebel Bessam, de Koudiat Kalbasseur, de Djebel Takourart ainsi que sur les pentes nord de Djebel Tizi Aicha (**Photo.4**).



Photo. 3 : dyke andésitique recoupant les formations argilo-gréseuses du Jurassique supérieur dans l'Oued Bou-Allouch



Photo. 4 : brèche andésitique à éléments hétérométriques

Les coulées andésitiques sont assez diversifiées, au vu de leur contenu minéralogique, en andésites à pyroxène, andésites à amphibole, andésites à amphibole et pyroxène, andésites à pyroxène et biotite, andésites à amphibole et biotite et andésites à amphibole, pyroxène et biotite. Ce sont globalement des roches massives montrant des phénocristaux de feldspaths et de ferromagnésiens.

c) **Le troisième épisode** est contemporain de l'ensemble des émissions de laves basaltiques alcalines en Oranie nord occidentale (M'Sirda, Souhalia, Moyenne et Basse Tafna et Ain Témouchent). Dans les M'Sirda, il se caractérise par la mise en place de basaltes tardifs soit sous forme de dykes recoupant les formations andésitiques antérieures (**Photo.5**), soit sous forme de coulées surmontant l'assise andésitique miocène.



Photo. 5 : dyke basaltique recoupant une coulée andésitique au Djebel Natour.

Chapitre III

Etude pétrographique

III.1. Introduction

Les produits éruptifs, mis en place dans le complexe des M'Sirda au cours du Miocène et du Plio-Quaternaire, correspondent essentiellement à des basaltes et à des andésites. Les roches basaltiques miocènes sont différentes de celles attribuées au Plio-Quaternaire.

D'une manière générale, le massif comprend deux secteurs d'activité jouxtant la frontière algéro-marocaine (Fig.9). Le premier constitue un mince liseré le long de la côte et composé de coulées basaltiques miocènes. Le second secteur, plus important, est réparti autour des Sebabna, de Djebel Chouchkha, de Djebel Kabouz et de Djebel Takourart. Les produits volcaniques sont d'âge Miocène supérieur. Par endroits, ces derniers sont recouverts par des venues tardives de basaltes plio-quaternaires.

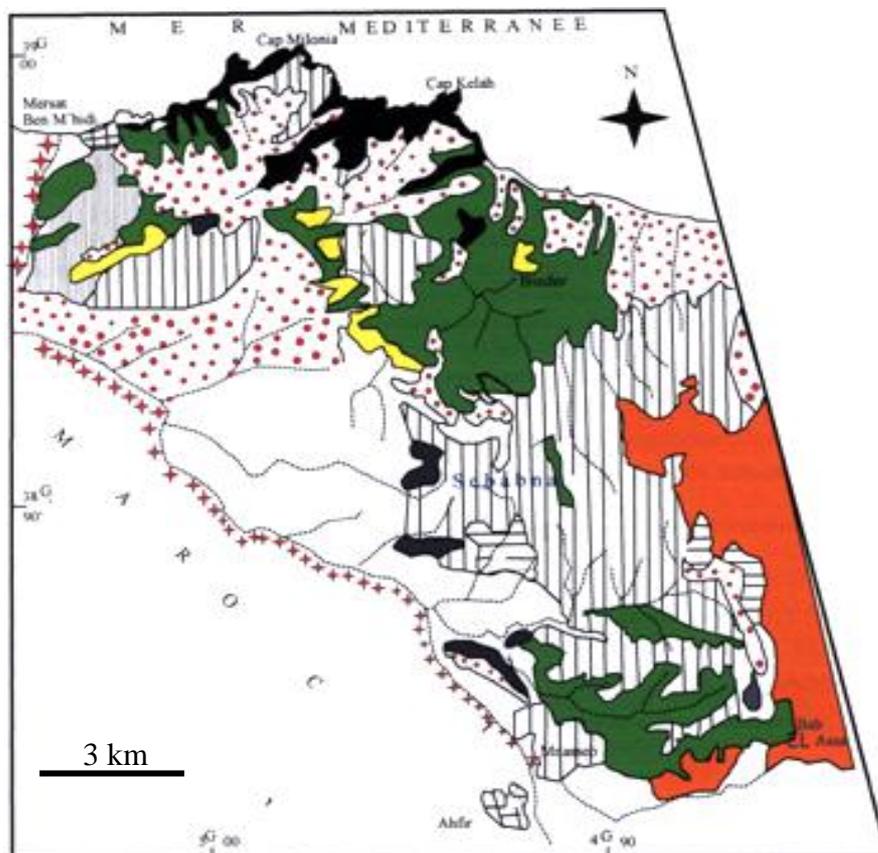


Fig.9 : Carte géologique simplifiée des M'Sirda (in Guardia, 1975).

Légende

Plio-Quaternaire	basaltes plio-quaternaires
Miocène sup post-nappes	basaltes miocènes
Miocène synchro-nappes	andésites
unités allochtones rifaines	
autochtone jurassique	

Un échantillonnage relativement détaillé des laves émises a été effectué sur le terrain et l'étude des lames minces a permis de préciser les caractères pétrographiques des roches volcaniques des M'Sirda.

III.2. Pétrographie des laves basaltiques miocènes

Les laves basaltiques miocènes forment des coulées, au nombre de trois, affleurant uniquement le long de la côte depuis Mersat Ben M'hidi, au niveau de la plage de Moscarda, jusqu'à Cap Kelah. Ces coulées apparaissent isolément ou peuvent parfois former une superposition complète.

Les coulées inférieure et moyenne sont séparées, par endroits, par un niveau sédimentaire très fin constitué de calcaires lacustres se débitant en minces feuillets. Ces deux coulées sont le plus souvent structurées en boules, de 1 mètre de diamètre environ, soulignées par des veinules tardives de carbonates associés à des oxydes de fer.

Microscopiquement et quel que soit leur aspect macroscopique ou leur mode de gisement, toutes ces laves montrent une composition minéralogique assez comparable. Les minéraux constituants sont ceux d'un basalte normal à plagioclase, clinopyroxène et olivine.

III.2.1. La coulée inférieure

A l'extrémité orientale de la plage de Moscarda, juste derrière Mersat Ben M'hidi, affleure une coulée basaltique, d'une dizaine de mètre d'épaisseur, sous une couverture marneuse attribuée au Messinien (**Photo.6**). La lave est très sombre, massive et très souvent débitée en boules soulignée par des veinules tardives de carbonates associés à des oxydes de fer.. A la cassure, cette coulée est aphyrique mais présente des vacuoles arrondies, de près de 1 cm de diamètre, remplies de carbonates (**Photo.7**).



Photo.6 : vue de la coulée basaltique inférieure de Mersat Ben Mhidi



Photo.7: détail de la coulée basaltique inférieure

En lames minces, la texture est microlitique à légèrement porphyrique à tendance doléritique (**Photo.8**). Les microlites de plagioclase semblent dessiner une certaine fluidalité et la proportion du verre volcanique est assez faible. Dans cette coulée, nous reconnaissons principalement du plagioclase, du clinopyroxène, de l'olivine et des minéraux opaques. Seuls quelques rares individus de plagioclase et de clinopyroxène apparaissent en phénocristaux.

Le plagioclase forme de fines baguettes ou parfois de petites tablettes rectangulaires ou sub-carrées, de 0,5 à 3 mm de long. Il est beaucoup plus abondant en microlites formant une grande partie de la mésostase mais les phénocristaux sont également présents en plus faible quantité. Les sections sont le plus souvent automorphes, incolores et limpides. Les macles polysynthétiques sont toujours présentes tandis que certaines sections montrent plutôt un zonage. Des inclusions de minéraux opaques peuvent être observées dans les sections de feldspath.



Photo.8 : vue microscopique de la coulée basaltique inférieure
(LP x 50)

Le clinopyroxène se présente le plus souvent en microcristaux alors que les phénocristaux sont très peu abondants. Les sections sont généralement automorphes, légèrement colorés en vert clair et le pléochroïsme est faible. Leur biréfringence est élevée et l'extinction est oblique. La macle en sablier, la macle h1 ainsi que le zonage apparaissent quelques fois. Les caractères optiques de ce clinopyroxène semblent correspondre à ceux de l'augite. Les inclusions de plagioclase et de grains d'opacités sont assez fréquentes.

L'olivine peut se présenter en cristaux automorphes de taille variable ou en nodules à contours généralement anguleux.

Les minéraux opaques apparaissent soit en petits grains de forme sub-carrée ou sub-arrondie, de moins de 0,5 mm de large. Ils sont soit isolés et disséminés dans la mésostase ou en inclusions dans les silicates.

La mésostase comprend une phase vitreuse très peu abondante et de nombreux microlites de plagioclase associés à quelques microcristaux de pyroxène et d'opacités.

L'ordre de cristallisation, que nous avons pu reconstituer à partir des relations mutuelles entre les phases constitutives de cette coulée basaltique miocène, montre que les minéraux opaques ont cristallisé en premier, suivis des phénocristaux de plagioclase, ensuite du clinopyroxène et de l'olivine. Cet agencement particulier des minéraux constitutifs de cette lave indique qu'il s'agit là d'un mode de cristallisation rapide et précoce. Cet ordre de cristallisation reflèterait ainsi deux stades de cristallisation : un stade précoce probablement intra-tellurique et correspondant à la formation des quelques phénocristaux et un stade final représentant la solidification finale et brutale de la mésostase lors de la mise en place de la coulée en surface.

III.2.2. La coulée moyenne

A l'affleurement, cette coulée est de couleur brun rouge mais un peu plus compacte et plus massive que la coulée inférieure décrite précédemment. Le débit en boules est aussi bien exprimé. Elle est également aphyrique et riche en vésicules remplies de billes de carbonates.

L'examen microscopique révèle que la coulée moyenne est de texture microlitique légèrement porphyrique à tendance fluidale (**Photo.9**). La mésostase, très riche en microcristaux et donc pauvre en verre, montre également quelques rares phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène.

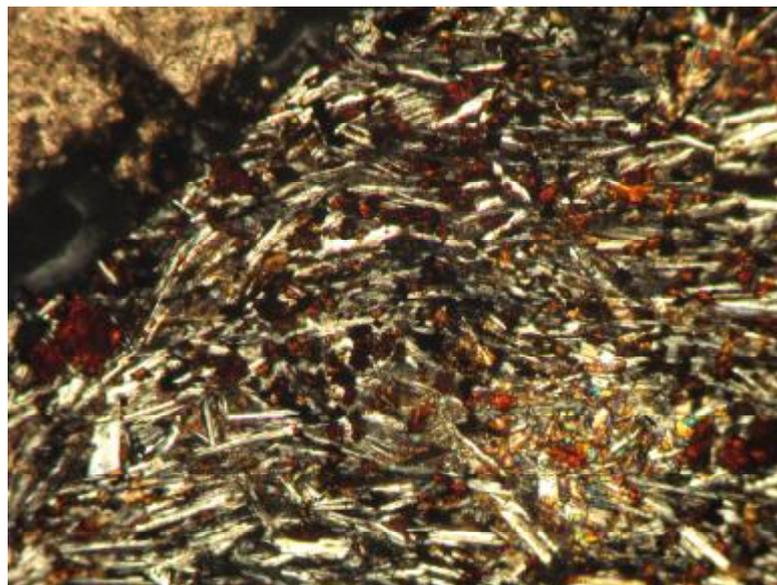


Photo. 9 : vue microscopique de la coulée basaltique moyenne.

(LP x 50)

Le plagioclase apparaît en phénocristaux et en microlites automorphes de taille très variable (0,1 à 2 mm). Il est généralement incolore et limpide. Les macles polysynthétiques lamellaires ainsi que les zonages sont assez fréquents. Certaines sections de plagioclase montre, cependant, une teinte brun rougeâtre qui traduit très probablement une ferruginisation du feldspath lors de circulations tardives d'eaux riches en fer. Par ailleurs, seules quelques inclusions de grains d'opacques peuvent être observées dans le plagioclase. En outre, quelques beaux cristaux de feldspath nous ont permis de déterminer sa composition par la méthode optique des sections normales au plan de macle g_1 (plan 010). La teneur en anorthite ainsi déduite est de l'ordre de 75 % et correspond à de la bytownite.

Le clinopyroxène est moins abondant que le plagioclase. Il se présente soit en cristaux isolés dans la mésostase, soit formant des amas polycristallins en association avec des cristaux de plagioclase. Les sections de clinopyroxène sont sub-automorphes à automorphes et leur taille dépasse rarement 1 mm de long. La couleur est jaunâtre, jaune verdâtre ou même parfois légèrement violacée. Le pléochroïsme est très peu prononcé. Les clivages uniques ou conjugués, grossiers et irréguliers, apparaissent sur quelques sections. L'extinction est franchement oblique. La macle h_1 et les zonages peuvent caractériser certaines sections. Les caractères optiques de ce clinopyroxène sont assez comparables à ceux de l'augite. De petites inclusions de plagioclase et d'opacques peuvent être constatées dans le clinopyroxène.

L'olivine forme des phénocristaux et des microcristaux isolés le plus souvent transformés en iddingsite.

Les minéraux opaques apparaissent essentiellement en minuscules grains de moins de 0,5 mm de large. Ils sont soit disséminés dans la mésostase ou inclus dans le plagioclase et le clinopyroxène.

La mésostase comprend du verre volcanique marron clair, peu abondant, et dans lequel baignent des microlites de plagioclase, de clinopyroxène et des granules d'opacques. Les microlites de plagioclase sont également ici nettement dominants.

L'ordre de cristallisation de cette coulée moyenne est sensiblement comparable à celui reconstitué pour la coulée inférieure. Deux stades de cristallisation peuvent être alors mis en évidence : un stade probablement intra-tellurique correspondant à la formation des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase et un stade final en surface représentant la solidification ultime et brutale de la mésostase. Les relations géométriques mutuelles, observées entre les phases minérales de cette coulée, montrent que les opaques sont précoces, suivis de l'olivine, du clinopyroxène et enfin du plagioclase.

III.2.3. La coulée supérieure

Cette coulée ne semble pas très étendue sur le terrain et apparaît seulement, en quelques endroits de la côte, surmontant les deux coulées précédentes. A l’affleurement, elle est brun rougeâtre et très vésiculée. Elle est également aphyrique.

En lames minces, cette lave montre un fond vitreux plus abondant que celui qui caractérise les coulées inférieure et moyenne. Sa texture est microlitique porphyrique (**Photo.10**). Les phénocristaux, représentés par du plagioclase en abondance et quelques clinopyroxènes et olivines, baignent dans une mésostase microlitique composée des mêmes minéraux mais avec une nette prédominance des microlites de plagioclase. Dans cette coulée, l’olivine est absente. Le verre volcanique, finement pigmenté par une granulation d’opaques, lie l’ensemble des cristaux.

Le **plagioclase** constitue, également ici, la phase minérale dominante de cette coulée. Il se présente en tablettes, le plus souvent limpides, d’un taille inférieure à 2 mm. Les macles polysynthétiques sont omniprésentes alors que des zonages peuvent caractériser certaines sections. Les inclusions consistent uniquement en des grains d’opaques.

Le **clinopyroxène** se présente en cristaux automorphes, incolores à légèrement colorés en vert jaunâtre. Les sections sont le plus souvent microcristalline et les phénocristaux sont plus rares. Le relief est fort et les clivages sont grossiers. La macle h1 et les zonages sont assez fréquents. Ces caractères optiques correspondraient à celles de l’augite. Le clinopyroxène peut également renfermer des inclusions de grains d’opaques.



Photo.10 : vue microscopique de la coulée basaltique supérieure.

(LP x 50)

Les minéraux opaques sont le plus souvent disséminés dans la mésostase ou inclus dans les phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Les grains d'opaques forment rarement des phénocristaux.

La mésostase est constituée principalement de microlites, de moins de 0,5 mm de large, de plagioclase, de clinopyroxène et d'opaques. La proportion de verre volcanique peut atteindre près de 20 % du volume total de la roche.

L'ordre de cristallisation montre que les phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase ainsi que certains grains d'opaques traduisent un stade de cristallisation précoce alors que la mésostase microlitique et vitreuse caractérise un stade de cristallisation tardif et très rapide. Si les opaques, inclus dans les silicates, peuvent être très précoces, nous n'avons pas pu observer de relations évidentes permettant de distinguer les positions respectives du plagioclase et du clinopyroxène dans cet ordre de cristallisation.

III.3. Pétrographie des produits andésitiques

Les produits andésitiques du complexe éruptif des M'Sirda sont assez diversifiés et correspondent à des pyroclastites, brèches et tufs, et à des coulées. En certains endroits du secteur d'étude, affleurent des faciès sub-volcaniques également de nature andésitique. Ceux-ci ont subi des transformations hydrothermales auxquelles est associée une minéralisation poly-métallique sulfurée.

D'une manière générale, l'assise andésitique, extrêmement monotone dans l'ensemble, est bien développée sur tout le territoire du complexe des M'Sirda

III.3.1. Les laves andésitiques

Globalement, les laves andésitiques saines sont généralement de couleur brun clair à grisâtre. L'altération, parfois assez poussée, leur confère une grande diversité de couleur. Elles peuvent être alors de couleur grise à cause de la silicification, verdâtre suite à une propylitisation, blanchâtre lorsqu'elles sont argilisées ou même rosâtre à cause de la calcitisation.

Elles sont largement porphyriques et montrent le plus souvent de gros phénocristaux de plagioclase et d'amphibole, et selon le faciès, de pyroxène ou de mica noir pouvant atteindre près de 1 cm de long.

Du point de vue minéralogique, les coulées andésitiques montrent des variations des proportions de leurs minéraux ferromagnésiens (amphibole, pyroxène et mica) qui peuvent, cependant, co-exister ensemble dans un même faciès. Les variations des compositions

minéralogiques permettent ainsi de distinguer : des andésites à pyroxène, des andésites à amphibole, des andésites à amphibole et pyroxène, des andésites à pyroxène et biotite et même des andésites à amphibole, pyroxène et biotite (**Photos.11, 12, 13 et 14**). Ceci laisse supposer de façon préliminaire la présence de plusieurs coulées d'andésite provenant probablement de différents centres effusifs difficiles à distinguer à cause de l'importance de l'érosion ainsi que des recouvrements postérieurs.

Les phénocristaux peuvent constituer plus de 25 à 30 % du volume de la roche. Ils sont au 2/3 représentés par des plagioclases et le 1/3 restant est formé par les ferromagnésiens.

En lames minces, les laves montrent toutes une texture microlitique porphyrique parfois à tendance fluidale.

Les phénocristaux baignent dans une mésostase microlitique constituée de plagioclase, de minéraux métalliques et de verre, ainsi que des produits d'altération tels que la calcite, le quartz et la chlorite.

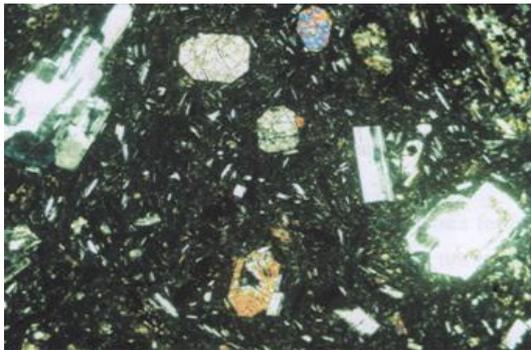


Photo.11 : vue d'une coulée andésitique à pyroxène (LP x 50).

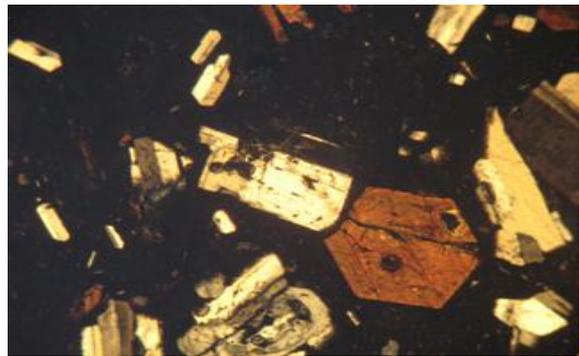


Photo.12 : vue d'une coulée andésitique à amphibole (LP x 50)

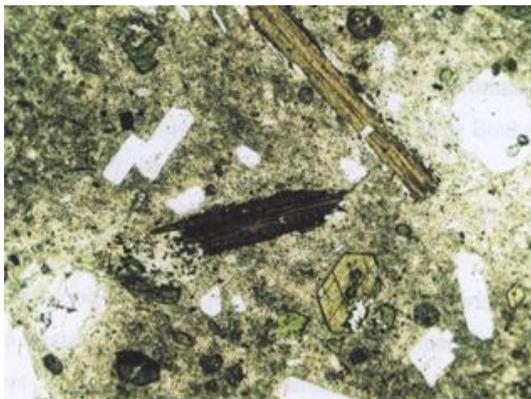


Photo.13 : vue d'une coulée andésitique à biotite et amphibole (LP x 50).

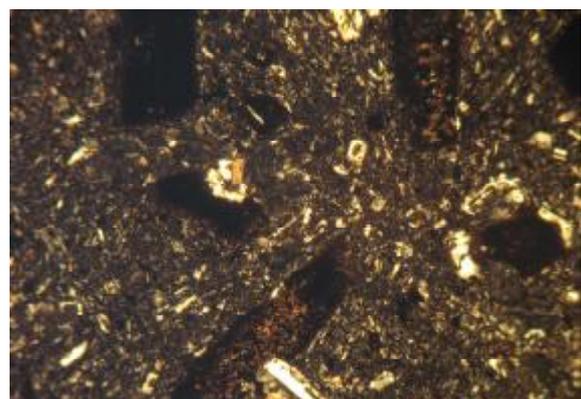


Photo.14: vue d'une andésite à amphibole transformée en granules d'opaques (LP x50)

Les **plagioclases** constituent la phase minérale principale. Ils apparaissent soit en cristaux isolés automorphes à sub-automorphes mesurant entre 0,2 et 2 mm, soit en plages

polycristallines constituées de l'imbrication de plusieurs individus. Le plagioclase est souvent maclé albite, et peut parfois présenter la double macle Albite-Carlsbad. C'est une andésine et sa teneur en anorthite varie entre An₃₅ et An₄₇.

Les sections de plagioclase sont assez souvent zonées et craquelées et ces fractures sont soulignées par des minéraux d'altération tels que : la calcite, la séricite, le quartz et les oxydes de fer (**Photo.15**).



Photo.15: phénocrystal de plagioclase zoné à inclusions de verre volcanique et craquelures remplies d'oxydes de fer (LP x 100).

La biotite est presque toujours fraîche et se développe en paillettes automorphes de taille n'excédant pas 1 mm. La couleur est marron et le pléochroïsme est fort variant de brun rouge à jaune marron. La biotite peut renfermer des inclusions de cristaux automorphes de plagioclase. Les paillettes de mica peuvent être flexueuses et les contours soulignés par des oxydes de fer. L'altération en chlorite est peu fréquente. Quelques fois, la silicification peut apparaître sous forme de veinules le long des plans de clivage.

L'amphibole n'est présente que dans les andésites inférieures. Elle peut représenter la phase minérale la plus importante après les plagioclases (10 %). C'est une hornblende brune qui apparaît sous forme cristaux automorphes, de moins de 5 mm de large, ou en baguettes ne dépassant pas 1,5 mm de long. Des microcristaux apparaissent également dans la mésostase. L'amphibole est de couleur brune et très pléochroïque. Le relief est généralement accentué par un liseré de petits grains d'oxydes de fer qui ont même tendance à envahir tout le minéral. Les inclusions sont le plus souvent représentées par des grains d'opacités, du plagioclase et du pyroxène.

L'amphibole peut présenter deux types de figures de déséquilibre qui peuvent coexister au sein d'une même roche. Le premier consiste en une pseudomorphose en petits cristaux de plagioclase associés ou non à des grains de minéraux opaques. La seconde forme de déséquilibre se caractérise par le développement d'une couronne réactionnelle constituée de plagioclase, de quartz, de chlorite et de minéraux opaques.

Dans les deux cas, la transformation du minéral peut être partielle ou totale. Dans ce dernier cas, il ne subsiste alors que la forme qui rappelle le cristal

Quelques fois, l'amphibole est transformée en calcite qui la masque complètement et ne peut être donc reconnaissable que grâce à ses formes. Cette forme de déstabilisation de l'amphibole est comparable à celle décrite dans les andésites du Sahel d'Oran (Megartsi, 1985).

Le clinopyroxène se développe en plages automorphes pouvant atteindre 1 mm de large. Il correspond à de l'augite, rarement zonée mais fréquemment maclée h_1 (**Photo.16**). Les inclusions de grains de titano-magnétite associés parfois à quelques rares microlites de plagioclase peuvent être fréquentes. Le clinopyroxène est également présent en microlites dans la mésostase.

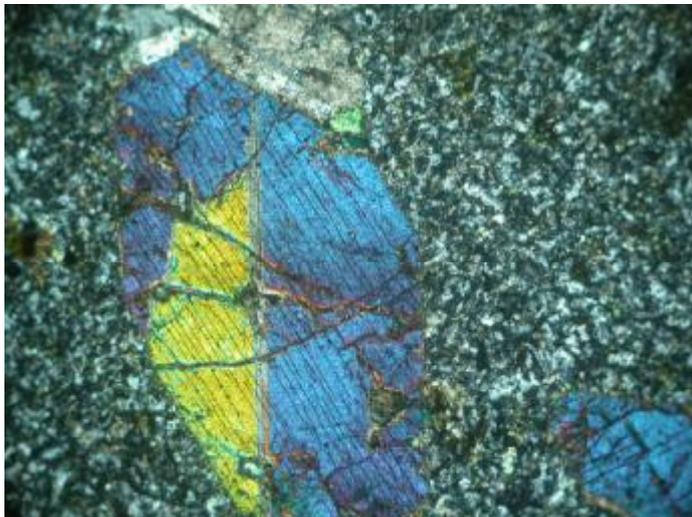


Photo.16 : phénocrystal de clinopyroxène à macle h_1 (LP x100)

Dans les andésites, on peut distinguer également deux habitus de **minéraux opaques** de type titano-magnétite : soit en cristaux automorphes inclus dans les phénocristaux de plagioclase, de pyroxène, d'amphibole ou de biotite, soit en grains isolés et disséminés dans la mésostase.

A partir des relations observées entre les différentes phases minérales, nous pouvons distinguer deux étapes de cristallisation. La première correspond à l'apparition des phénocristaux dont les minéraux opaques automorphes en sont les premiers témoins. Ils sont alors suivis par la cristallisation simultanée des plagioclases et des pyroxènes et enfin de l'amphibole et de la biotite. Les inclusions vitreuses dans les phénocristaux de plagioclases peuvent être considérées comme représentatives de la composition d'un liquide proche du magma originel des andésites. La seconde étape de cristallisation est représentée par la mésostase associant les microlites de plagioclase et de minéraux opaques qui apparaissent avant la solidification finale de la pâte vitreuse.

Par ailleurs, la paragenèse secondaire, liée à l'activité hydrothermale tardive, est représentée par : du quartz, de la séricite et de la calcite. La séricite et la calcite résultent probablement de l'altération des plagioclases.

Les pyroxènes sont parfois partiellement à totalement pseudomorphosés en un assemblage de chlorite, de carbonates crypto-grenus et de quartz agrégatique. Quelques fois, un phénomène d'opacitisation enveloppe les pseudomorphoses par la bordure et forme des structures squelettiques.

Le fond vitreux de la roche peut être également remplacé par une association minérale constituée de chlorite, de kaolinite, de séricite et de quartz crypto-cristallin.

III.3.2. Les extrusions sub-volcaniques : les andésites porphyriques

Ce type de gisement, génétiquement lié au complexe volcanogène des M'Sirda, est reconnu principalement dans les zones Chouchkha et des Seabna où d'importants phénomènes d'altération hydrothermale sont mis en évidence.

Ces extrusions sub-volcaniques se présentent généralement en dômes de laves, en necks ou même en dykes (**Photos.17 et 18**). Les dimensions sont assez variables : de quelques mètres pour les dykes jusqu'à plusieurs kilomètres de diamètre pour les dômes. Les contacts avec les roches encaissantes sont sécants et montrent généralement un fort pendage.



Photo.17 : Vue panoramique du dôme de Chouchkha



Photo.18 : dyke andésitique recoupant les formations grésopélimitiques du Jurassique supérieur dans l'Oued Bou-Allouch.

Dans tous les cas, les roches sont de composition andésitique et le seul critère pour les identifier reste leurs contacts sécants avec les roches encaissantes formant le substratum ou d'autres formations andésitiques. Les extrusions peuvent parfois se distinguer des laves par une structure porphyrique plus grossière.

Dans la zone de Chouchkha, le dôme est de structure simple de forme ovale. Ce corps est relevé comme les formes positives du relief environnant et montre une morphologie en forme de poussoir. Les contacts de ce dôme avec l'encaissant sont en grande partie masqués soit par les formations post-volcaniques, soit par des coulées andésitiques ou des laves basaltique nettement postérieures à sa mise en place.

Les roches saines des extrusions affleurent surtout dans l'Oued Bou-Allouch. Ce sont des roches gris clair à bleuâtres à structure largement porphyrique dans laquelle les phénocristaux sont représentés de manière constante par du plagioclase et du clinopyroxène, et dans quelques gisements, par de la biotite et de l'amphibole. Dans tous les cas, les porphyres de plagioclase, pouvant dépasser 4 mm de long, dominent avec une proportion atteignant près de 25 % du volume total de la roche.

L'observation microscopique montre que la roche est généralement à texture microlitique porphyrique.

Le plagioclase forme la phase minérale la plus abondante des andésites porphyriques. Il apparaît en phénocristaux et en microlites. Les premiers sont représentés par des sections automorphes, de près de 5 mm de long et très fréquemment zonées. Ils sont également assez souvent altérés et montrent parfois des contours flous résorbés et partiellement assimilés. Certains d'entre eux renferment des inclusions de verre volcanique soulignant le zoning. Les microlites de plagioclase sont petite taille de moins de 0,7 mm de long. Ils sont le plus souvent automorphes et présentent assez souvent des sections polygonales.

Le clinopyroxène apparaît en phénocristaux, de couleur rose violacée, en quantité n'excédant pas 5 % du volume de la roche. Il s'exprime par des prismes courts de moins de 3 mm de long ou par des sections octaédriques. Par ses caractéristiques optiques, il correspond à de l'augite.

La biotite n'est présente qu'en faible proportion (2 à 3 %). Elle forme des lamelles automorphes de 0,5 à 1 mm de long. Elle est de couleur brunâtre à pléochroïsme très prononcé. La biotite peut être parfois complètement pseudomorphosée en un assemblage constitué de chlorite (de type pennine), de séricite et d'hydro-goethite. Du quartz et des carbonates viennent parfois s'ajouter à cette association secondaire.

L'amphibole, correspondant à une hornblende brune, peut constituer 3 à 5 % du volume de la roche. Elle est représentée par des prismes « fantômes » longs de 1 à 2 mm et un clivage grossier souligné d'hydroxydes de fer. Elle n'est reconnaissable que par son habitus et ses produits d'altération. Quelques fois, elle est totalement opacifiée alors que plus fréquemment, elle est entièrement transformée en une association secondaire formée de chlorite lamellaire et fibreuse, d'ouralite, de carbonate, de quartz et d'hydro-goethite.

Les minéraux accessoires sont représentés par quelques grains xénomorphes de magnétite, de grains sub-automorphes de titano-magnétite et de microcristaux prismatiques d'apatite. La titano-magnétite constitue assez souvent des agrégats étroitement liés à la biotite et l'amphibole et peut être fréquemment transformée en hydro-goethite.

La mésostase, dont près de 70 % de son volume est microcristalline, montre une abondance de plagioclase apparaissant en microlites feutrés, agencés en texture inter-sertale ou alignés suivant la fluidalité de la roche, et entre lesquels sont également représentés, en très faible quantité, des microcristaux de ferromagnésiens. Le verre volcanique semble partiellement recristallisé et se confond parfois avec les microlites.

III.3.3. Les produits pyroclastiques

a) Les brèches andésitiques

Elles forment des nappes et ne se distinguent des coulées que par une bréchification intense. Elles peuvent être assez étendues et sont caractérisées par la présence d'éléments anguleux hétérométriques, liés par une matrice dévitrifiée et parfois oxydée (**Photo.19**).

Les éléments bréchiens représentent parfois plus de 65 % du volume total de la roche. Ils correspondent à des fragments de nature andésitique centimétriques à pluri-décimétriques. Ils ont une structure vitro-porphyrrique et peuvent être assez souvent chloritisés et kaolinitisés. Ils se distinguent aussi par la présence de phénocristaux de plagioclase, faiblement substitués par du quartz et de la séricite, et de paillettes de biotite qui peut être partiellement remplacée par de la chlorite.

La matrice forme environ 30 % du volume de la roche. Elle conserve le plus souvent la structure résiduelle fluidale d'un verre volcanique recristallisé et altéré. Les produits secondaires, chlorite, kaolinite et quartz, tendent à envahir les éléments bréchiens et à se confondre avec eux.



Photo.19 : brèche andésitique à éléments hétérométriques

b) Les tufs

Ils se distinguent par l'abondance d'éléments pyroclastiques de nature andésitique pouvant représenter parfois plus de 65 % du volume total de la roche. La structure est massive parfois microporeuse à caverneuse et la texture est très souvent pséfitique. Le ciment (30-35 %) est crypto-cristallin et peut être fortement argilitisé et oxydé. Quelques fois, apparaissent de gros blocs andésitiques ou même de substratum, de taille pluri-décimétrique, emballés dans les tufs.

Les pyroclastes, jusqu'à près de 8 mm de diamètre, sont représentés par des lithoclastes (45 à 55 %) et des cristaloclastes (15 à 20%). Les lithoclastes correspondent à des fragments de roche andésitique à texture aphyrique à microlitique porphyrique et composés de phénocristaux de plagioclase, de pyroxène, de biotite ou d'amphibole. La plupart des lithoclastes montrent des bords fondus et résorbés évoluant en ciment microgrenu à la suite de processus épigénétiques développés dans la roche.

Les cristaloclastes sont essentiellement représentés par des cristaux brisés et anguleux de plagioclase et de ferromagnésiens. Les feldspaths peuvent être légèrement séricitisés et/ou kaolinitisés alors que les ferromagnésiens, rarement intacts, sont souvent décomposés et modifiés en un assemblage de calcite, chlorite et quartz. Il est même parfois difficile de se prononcer sur la nature du minéral originel.

c) Les tuffites

Ces formations forment des intercalations d'épaisseurs variables de quelques centimètres à près de 2 m parfois. Elles sont blanchâtres à grisâtres à l'affleurement et montrent une structure détritique finement litée et une texture pséphitique. Les tuffites sont globalement constituées dans une proportion de 55 à 60 % de matériel détritique composé de débris terrigènes et de pyroclastes, de taille variable comprise entre 0,1 et 3 mm, et assemblés par un ciment fin constitué de produits argileux micro écailleux.

Les débris terrigènes, (2/3 de la fraction détritique), montrent des contours souvent émoussés et sont représentés en grande partie par des fragments lithiques de grès, de calcaire ou de marnes associés à des clastes de quartz. Les pyroclastes (1/3 de la fraction détritique) correspondent essentiellement à des cristalloblastes et des lithoclastes de roches andésitiques.

d) Les aleurites tuffogènes

Ces formations apparaissent le plus souvent à la base des séquences pyroclastiques. Elles sont généralement de couleur brune à brun foncé et montrent une structure massive et une texture aleuritique se rapprochant parfois d'un tuf. Elles sont constituées de matériel détritique aleuritique, occupant parfois plus de 70 % du volume total de la roche, et formé d'éléments sub-anguleux et mal classés et de nature assez variée : agrégats de minéraux argileux, fragments de quartz et d'hydroxydes de fer. Le ciment (25-30 %) est constitué essentiellement de matière pélitique hydro-micacée.

e) les xéno-tufs andésitiques

Il s'agit de brèches polygéniques et hétérométriques dont la proportion des lithoclastes est principalement constituée de fragments de roches du substratum : grès, marnes, calcaires grisâtres, calcaires blanchâtres marmorisés, argiles, grès ferruginisés, minerai de fer ou même de granite, témoignant probablement d'un socle profond de composition granitique, associés à quelques éléments de nature basaltique. Le ciment est formé d'un matériel meuble fin d'origine volcanique. La granulométrie est variable et les séquences peuvent fines à grossières.

III.4. Les basaltes supérieurs

Les basaltes plio-quadernaires ne sont pas largement représentés à l'échelle du complexe éruptif des M'Sirda. Ils affleurent principalement dans sa partie Sud-Est, à Djebel

Bessam dont ils forment toute une crête, ainsi que le long de la frontière algéro-marocaine juste à l'Ouest du village de Boukanoun.

Une coupe levée à Djebel Bessam permet de reconnaître de la base au sommet (**Fig.10**) :

- des tufs basaltiques, de 10 à 15 m de puissance, reposant sur une formation pliocène lagunaire ;
- une coulée basaltique, gris sombre et à structure porphyrique, de près de 50 m d'épaisseur.

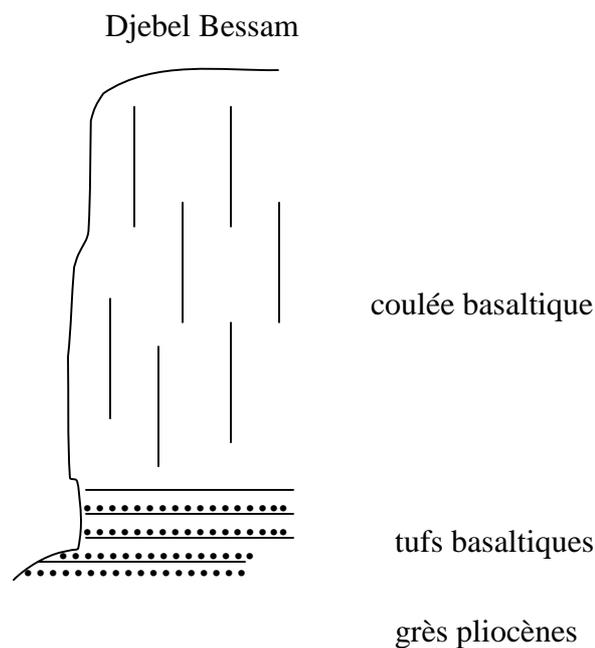


Fig.10 : Coupe schématique levée à Djebel Bessam et montrant la superposition tufs et coulée basaltique

Au microscope, ce basalte montre une texture microlitique porphyrique à tendance doléritique dans laquelle les microlites de plagioclase forment un enchevêtrement entre lequel se logent parfois des microcristaux de pyroxène (**Photo.20**). Globalement, ce basalte est constitué de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine et d'opagues.

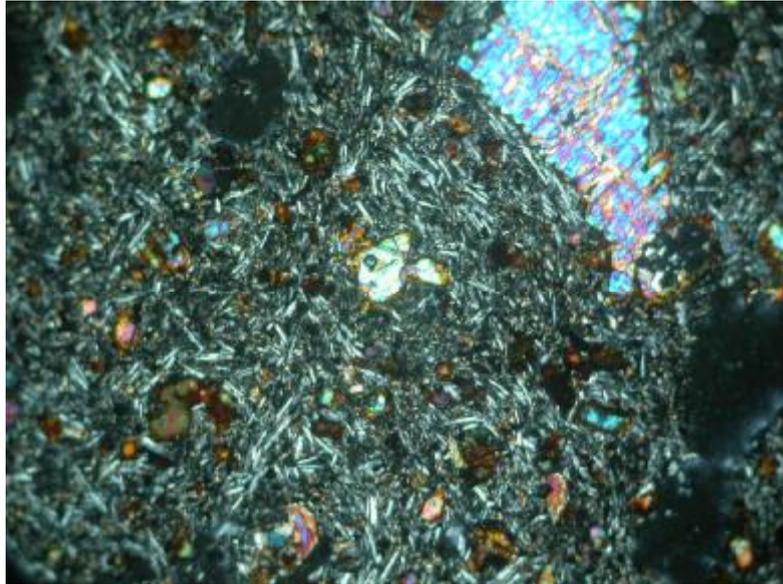


Photo.20 : vue de la coulée basaltique plio-quaternaire de Dj. Bessam.
(LP x 50)

Le plagioclase est assez prépondérant en volume. Les sections, sub-automorphes à automorphes, sont le plus souvent allongées et de taille assez variable (0,2 à 1 mm). Certains cristaux montrent parfois des signes de calcitisation. Les macles polysynthétiques sont toujours présentes. Le plagioclase peut renfermer des inclusions d'opaques. La détermination de la composition de ce plagioclase, par la méthode optique des sections normales au plan de macle (010), a permis d'obtenir des teneurs en anorthite comprises entre 75 et 65 % correspondant à des compositions de bywtonite-labrador.

Le clinopyroxène se présente en primes trapus ou en sections sub-tabulaires montrant un clivage assez grossier et irrégulier. La taille des cristaux n'excède pas 1 mm. La macle h1 et les zonages caractérisent de nombreuses sections de ce clinopyroxène qui pourrait ainsi correspondre à de l'augite.

L'olivine apparaît dans les basaltes plio-quaternaires en microcristaux de taille moyenne n'excédant pas 0,2 mm. Les sections sont le plus souvent très iddingsitisées et très abondantes dans la mésostase.

Les minéraux opaques constituent de petits grains automorphes et de taille variable (0,05 à 1 mm). Ils sont soit inclus dans les autres constituants minéraux de la roche ou bien disséminés de façon irrégulière dans la mésostase.

La mésostase comprend des microlites de plagioclase, des microcristaux de clinopyroxène, d'olivine et des grains d'opaques qui baignent dans un verre volcanique brun clair.

Par ailleurs, nous avons observé dans ces basaltes certains phénomènes secondaires affectant la roche et correspondant à des produits d'altération tels la calcite, la séricite, la chlorite ou encore des minéraux de serpentines. Ceux-ci résultent probablement de l'altération du plagioclase, du pyroxène et de l'olivine.

III.5. Les faciès altérés

Les observations de terrain ont permis de constater de multiples facettes de transformations des roches andésitiques et de leur encaissant sédimentaire. Ces transformations, liées principalement à l'activité volcanique miocène des M'Sirda, sont essentiellement circonscrites autour des dômes extrusifs de Chouchkha et des Sebabna. Elles se traduisent par l'existence de zones restreintes pyrométasomatiques et hydrothermales auxquelles s'associe le plus souvent une minéralisation poly-métallique.

En surface, les produits de transformations hydrothermales sont largement représentés dans les zones de Chouchkha et des Sebabna. Les zones pyro-métasomatiques restent plus discrètes et n'affleurent qu'au niveau des vallées entaillées de l'Oued Merrika et de l'Oued Bou-Allouch. Elles sont en revanche nettement mieux représentées en profondeur et reconnues à la faveur de sondages.

Il apparaît ainsi que la mise en place des dômes andésitiques de Chouchkha et des Sebabna se soit accompagnée d'importantes modifications aussi bien des roches encaissantes, principalement formées de formations carbonatées et argilo-gréseuses jurassiques, que des extrusions andésitiques elles-mêmes. Selon les relations géométriques observées entre les corps magmatiques et leur encaissant sédimentaire ainsi que selon la répartition spatiale des transformations, il apparaît que ces modifications se seraient effectuées selon deux étapes principales :

- une étape syn-volcanique ;
- une étape tardi- à post-volcanique.

Des transformations, bien postérieures et liées à des processus d'altération météorique, peuvent être également envisagées. Mais il semblerait qu'elles n'aient eu que peu d'effets sur celles déjà acquises pendant les étapes syn- à post-volcaniques.

III.5.1. Les transformations syn-volcaniques

Ce type de transformations se produit lors de la mise en place des extrusions andésitiques. La mise en place des corps magmatiques chauds induit ainsi un métamorphisme de contact des formations encaissantes carbonatées et argilo-gréseuses jurassiques qui sont

alors transformées respectivement en calcaires marmorisés et en phyllites et grès quartzitiques.

Ces transformations pyro-métasomatiques s'accompagnent également de transformations hydrothermales favorisées par des circulations de fluides remobilisés par l'effet thermique des extrusions. Il s'est produit ainsi des processus de 'skarnification', ayant affecté aussi bien les extrusions andésitiques que les roches encaissantes, et se traduisant par l'apparition de zones d'endo- et d'exo-skarns situées de part et d'autre des contacts extrusifs. La largeur de la bande de skarns sur le territoire peut atteindre 30 à 40 m. En surface, ces phénomènes sont bien constatés dans le secteur des Sebabna, notamment dans la profonde vallée l'Oued Bou Allouch. Dans le secteur de Chouchkha, ils n'ont été reconnus qu'à la faveur de sondages.

Les formes de concentration des gîtes de skarns sont assez complexes et variées. La distinction entre formes tabulaires, stratoïdes, lenticulaires ou corps ramifiés reste, cependant, délicate à établir. En profondeur, à la faveur des sondages, il apparaît que les zones 'skarnifiées' sont assez souvent caractérisées par des alternances ou des interpénétrations de micro-bandes de skarns de teintes différentes reflétant ainsi des modifications à des degrés également différents.

D'une manière générale, le développement des skarns, de part et d'autre du contact péri-extrusif entre porphyrites et roches encaissantes, se caractérise par un cortège minéral assez diversifié comprenant principalement une génération précoce formée de grenats, pyroxènes et magnétite et une génération plus tardive constituée d'épidote, de chlorite, de zéolites, de quartz, de carbonates, de phlogopite, de scapolites et de barytine auxquels est associée une minéralisation poly-métallique à pyrite, chalcopyrite, arsénopyrite, magnétite, bornite, sphalérite, blende et galène.

III.5.2. Les transformations post-volcaniques

Ce type d'altération s'exprime assez largement en surface dans les périmètres des grands dômes de Chouchkha et des Sebabna. Il a été également reconnu en profondeur à la faveur des sondages. Ces transformations, dues essentiellement aux circulations de fluides hydrothermaux, affectent préférentiellement les extrusions d'andésites porphyriques. En dépit de degrés de transformation assez importants, des reliques de roches relativement saines peuvent être reconnues, çà et là, notamment dans l'Oued Bou-Allouch et dans l'Oued Merrika. Il s'agit d'une andésite porphyrique, gris clair à verdâtre, à phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène.

D'une manière générale, ces processus de transformations hydrothermales post-magmatiques se sont exprimés, à différents degrés d'altération des roches, par l'apparition d'un cortège de minéraux épigéniques, ou minéraux index, formé de séricite, chlorite, kaolinite, carbonates, quartz, épidote, pyrite, actinote et alunite. D'autres minéraux marqueurs tels la barytine, le gypse et l'anhydrite, peuvent également apparaître en très faible quantité sous forme de veinules ou de filonnets.

Par ailleurs, en fonction de l'intensité des transformations, les structures et textures primaires des roches altérées peuvent être partiellement à totalement oblitérées.

L'observation de la distribution des minéraux épigéniques, aussi bien en surface qu'à la faveur des différents forages, permet de distinguer deux processus métasomatiques principaux responsables des transformations hydrothermales :

- une argilisation intense associée à une silicification, une séricitisation et une alunisation ;
- une propylitisation associée à une forte carbonatation.

L'argilisation reste relativement superficielle et affecte essentiellement le toit des extrusions. Elle comprend un cortège minéral formé de quartz, kaolinite, séricite, carbonates, alunite, gypse et pyrite.

La propylitisation s'étend beaucoup plus en profondeur et se traduit par une régénération épithermale des extrusions andésitiques. Ce processus a pour effet une redistribution de la substance suite à la déstabilisation des minéraux primaires et conduit également à la recristallisation du verre. La propylitisation est caractérisée par la présence de quartz, kaolinite, chlorite, carbonates, épidote, actinote, séricite et pyrite.

Les minéraux épigéniques de ces roches altérées résultent principalement d'une transformation partielle à totale des constituants des andésites porphyriques : phénocristaux, microcristaux et verre.

Ces deux groupes de métasomatites, argilites et propylites, montrent le plus souvent une structure massive et une texture micro-granoblastique à micro-lépidogranoblastique.

III.5.3. Description des roches transformées

Les roches résultant des transformations pyrométasomatiques et hydro-thermales des extrusions andésitiques et de leur encaissant sédimentaire peuvent être subdivisées en deux groupes principaux : des hydrothermalites et des pyro-métasomatites hydrothermales.

a) Les hydrothermalites

Ces faciès comprennent essentiellement des roches résultant de processus hydrothermaux post-volcaniques. Depuis la surface jusqu'en profondeur, six principaux faciès d'hydrothermalites peuvent être globalement reconnus.

a.1. Les argilites : ce faciès est toujours superficiel et forme d'importantes zones de blanchissement du toit des dômes andésitiques (**Photo.21**). Ce type de roches traduit des processus d'argilisation causés par des circulations de fluides hydrothermaux responsables d'une intense re-mobilisation de la silice et de l'alumine, surtout, avec formation de minéraux typomorphes représentés essentiellement par de la matière argileuse et des hydroxydes de fer. Globalement, la roche est principalement constituée de kaolinite à laquelle s'associent du quartz, de la séricite, des carbonates et des hydroxydes de fer (**Photos. 22 et 23**). Des filonnets d'alunite crayeuse, et dans lesquels apparaissent également du gypse et de la pyrite, recourent les argilites çà et là (**Photo. 24**).



Photo 21 : vue partielle de la zone de Chouchkha fortement argilisée (kaolinisation intense).

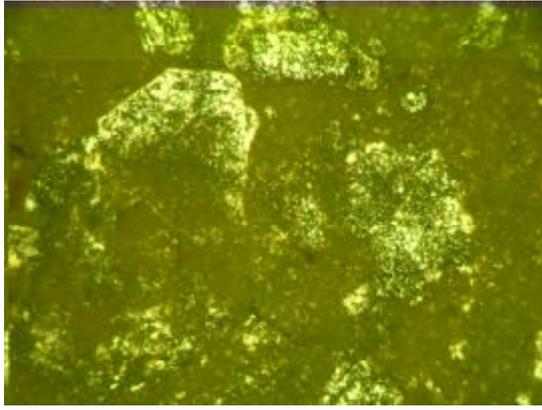


Photo.22 : micrographie d'une roche apoandésitique fortement kaolinisée à reliques de plagioclase (LP x 50).

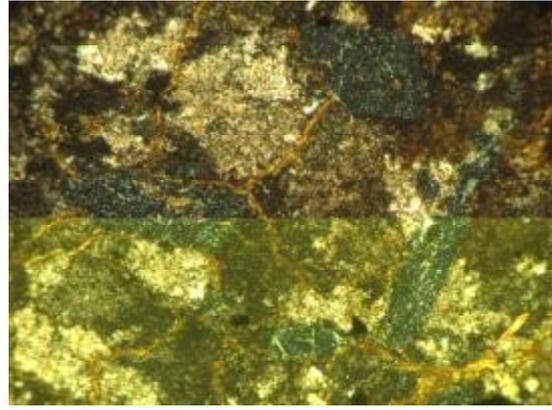


Photo.23 : micrographie d'une roche apoandésitique à un stade avancé d'argilisation avec substance quartzuse crypto-cristalline, séricite micro-écailleuse, calcite et hydroxydes de fer (LP x 50).

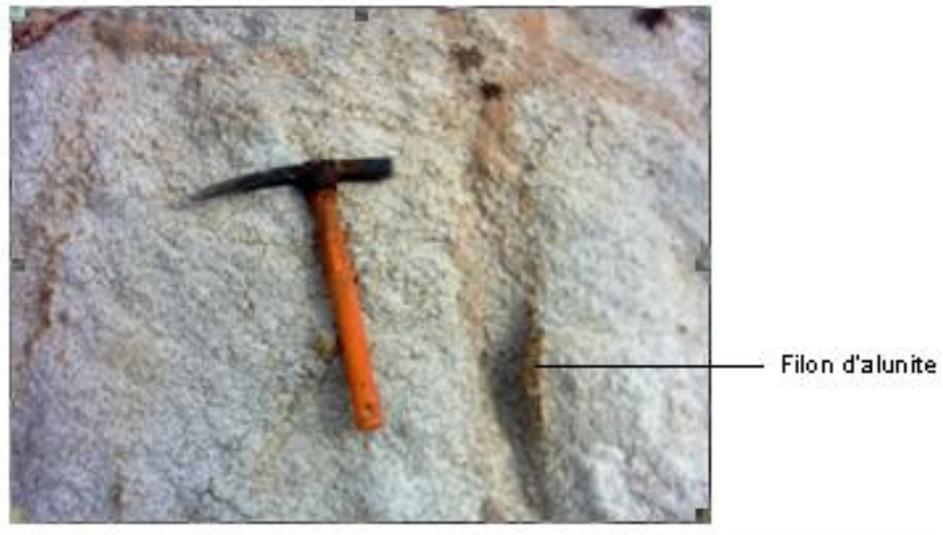


Photo. 24 : filon d'alunite recoupant les argilites.

a.2. Les quartzites secondaires : ces roches particulières apparaissent surtout au sommet des dômes andésitiques (**Photo.25**). Elles correspondent à un processus de silicification se développant surtout à la faveur de fractures et résultant également de circulations de fluides re-mobilisant beaucoup de silice. Ces quartzites sont durs, massifs et compacts, à texture granoblastique hétérogranulaire légèrement orientée (**Photo.26**). Le quartz, qui en est le constituant principal, est associé à de la séricite, de la kaolinite, de l'alunite et des oxydes de fer.

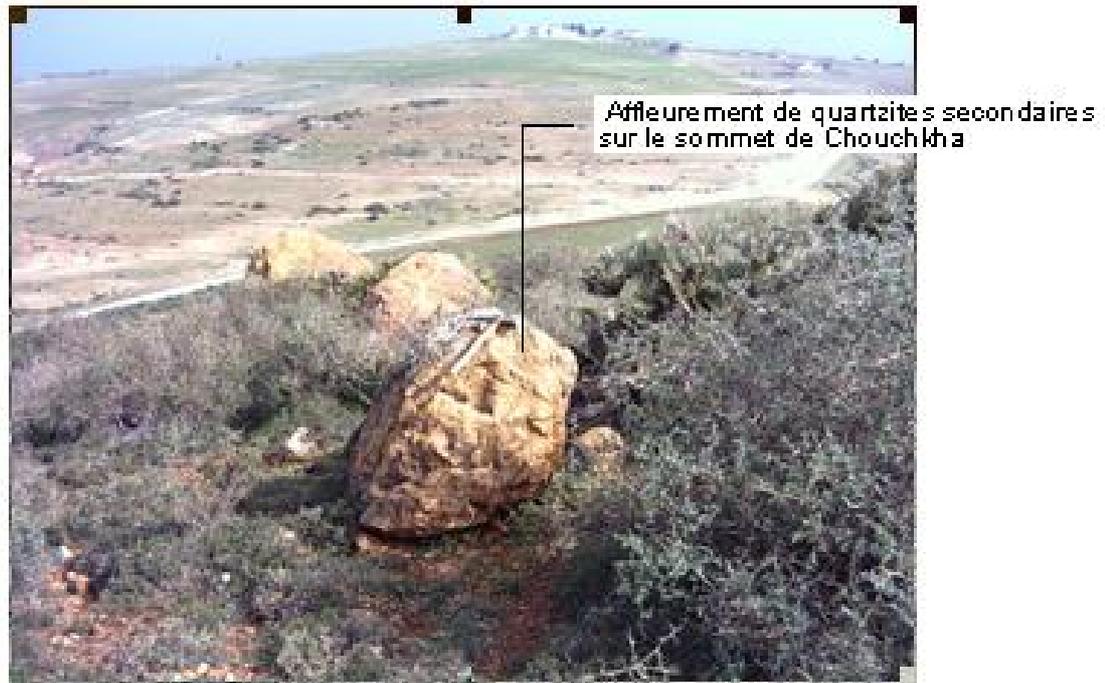


Photo. 25 : quartzites secondaires au sommet de Djebel Chouchkha

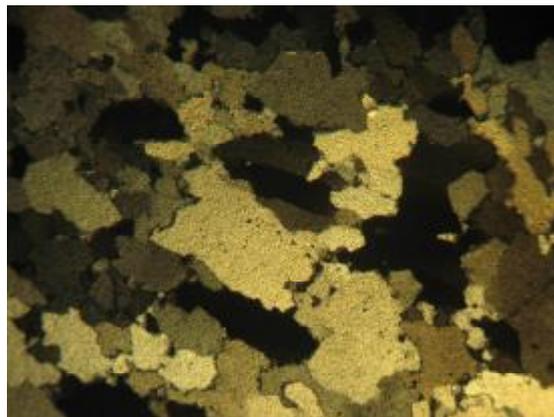


Photo. 26 : micrographie d'un quartzite secondaire. Le quartz apparaît en cristaux engrenés montrant une blastèse poussée et une orientation préférentielle (LP x 50).

a.3. Les métasomatites à quartz-séricite-kaolinite : ce faciès forme avec les argilites l'assise supérieure des extrusions andésitiques altérées. Cette assise ne dépasse pas 40 m d'épaisseur sub-affleurante. Les principaux composants minéralogiques sont la kaolinite et le quartz dans un fond constitué d'un mélange de quartz micro-granoblastique, de fines écailles de séricite et des granules de sulfures (**Photos.27 et 28**). L'alunite peut également apparaître en petits cristaux prismatiques ou en filonnets recoupant la roche (**Photo.29**).

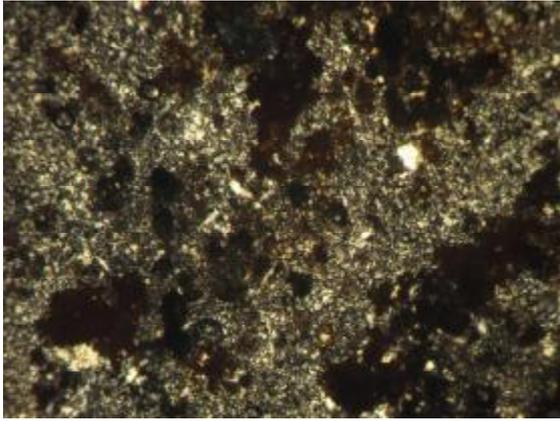


Photo. 27 : micrographie d'une apoandésite fortement séricitisée et à granules de sulfures (LP x 50).

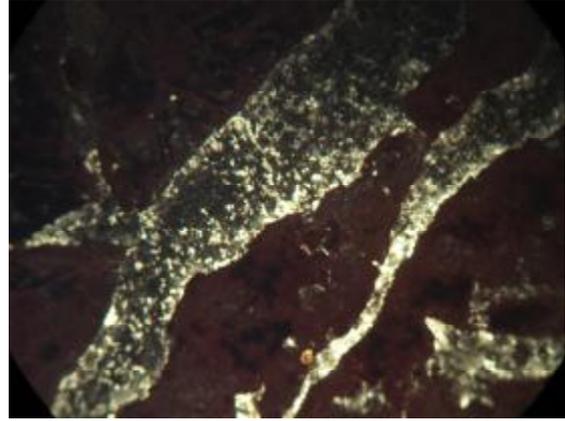


Photo. 28 : micrographie d'une métagéotite fortement ferruginisée et recoupée par des filonnets de quartz micro-agrégatif et de séricite micro-écailleuse (LP x 50).



Photo. 29 : filonnets d'alunite recoupant une métagéotite à quartz-séricite-kaolinite (sommet de Dar Touama).

a.4. Les métagéotites à séricite-quartz ou bésites : ce type de roches n'apparaît qu'en profondeur et constitue l'assise la plus étendue dans la séquence verticale des hydrothermalites. Il a été reconnu dans plusieurs forages dans les zones de Chouchkha et des Sebabna et peut atteindre près de 100 m d'épaisseur. Les bésites traduisent une importante hydratation de la roche originelle sans migration importante de silice. La composition est prédominée par du quartz micro-agrégatif associé à de la séricite en fines écailles alignées et intimement associées à de la chlorite et une abondance de grains de pyrite disséminés ou en veinules dans lesquelles apparaît également de la galène (**Photo. 30**).

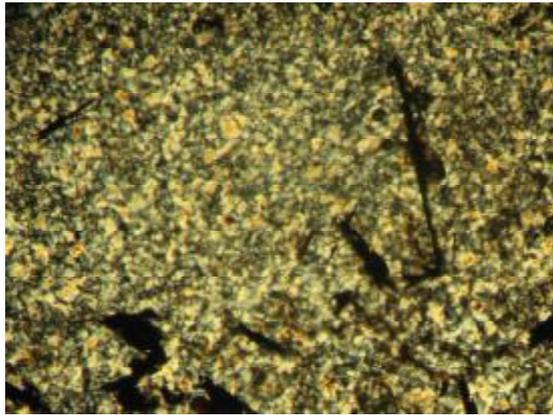


Photo. 30 : micrographie d'une bérésite à grains fins de quartz, séricite micro-écailleuse et grains de pyrite disséminés (LP x 50).

a.5. Les métasomatites à adulaire : ces roches n'ont été rencontrées qu'à la faveur des forages, dans la zone de Chouchkha notamment, à différentes profondeurs situées entre 300 et 350 m. La roche est massive et montre une texture complexe micro-granoblastique à micro-lépidogranoblastique. L'adulaire prédomine avec une proportion de près de 40 % du volume de la roche (**Photo. 31**). Ce type de feldspath se présente en cristaux tabulaires prismatiques sub-automorphes, de moins de 0,1 mm de long, assemblés en fins agrégats et associés à des grains fins xénomorphes d'épidote, de type zoïsite, de moins de 0,1 mm, et formant 20 à 25 % du contenu minéral de la roche. La matrice crypto-cristalline renferme du quartz xénomorphe, du carbonate, de la chlorite et de la kaolinite. La pyrite, pouvant représenter jusqu'à près de 15 % du volume de la roche, apparaît également en grains xénomorphes, de 0,05 à 1 mm, ou même en veinules.

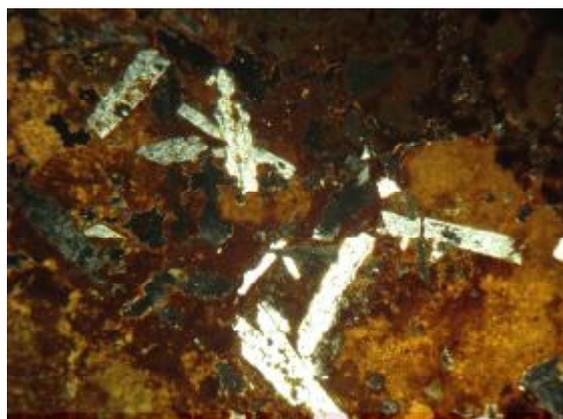


Photo. 31 : micrographie d'une métasomatite à adulaire en cristaux prismatiques (LP x 50).

a.6. Les propylites : ces faciès de profondeur affleurent parfois en surface, notamment dans les zones très érodées, mais sont surtout reconnus en profondeur. Les roches présentent une structure massive et une texture blasto-porphyrrique. Le passage de l'andésite saine à la

propylite peut être parfois brusque. La roche devient verte et finement consolidée. Les reliques sont parfois totalement absentes. Les constituants minéraux remarquables sont la chlorite, les carbonates, le quartz, la matière pélitique, l'épidote, l'actinote, la séricite et la pyrite (**Photos. 32 et 33**). La chlorite est finement fibreuse, la séricite est micro-écailleuse et les carbonates apparaissent en micro-cristaux xénomorphes. Le quartz et l'épidote sont micro-agrégatifs et forment ensemble une association caractérisant les fantômes de phénocristaux.

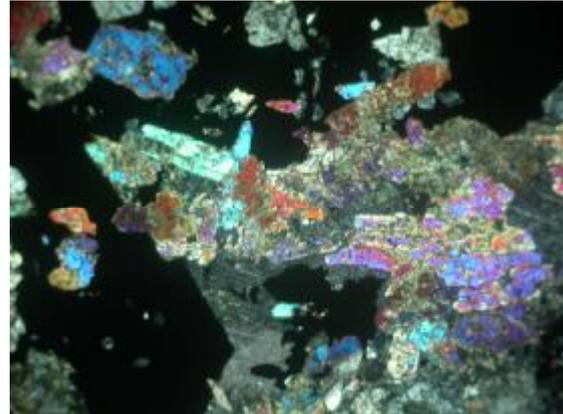
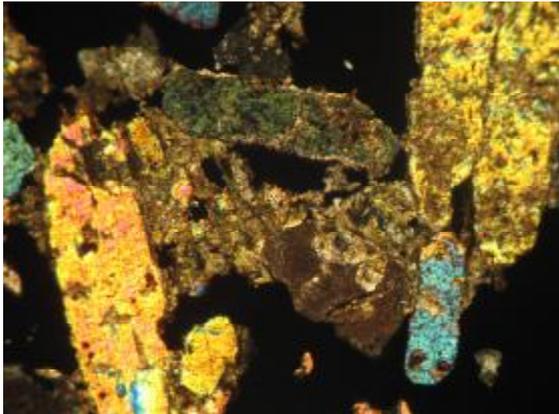


Photo. 32 et 33 : micrographies de propylites à quartz, kaolinite, chlorite, carbonate, épidote, actinote, séricite et pyrite (LP x 50).

b) Les pyrométasomatites hydrothermales

Ce type de roches se développe de part et d'autre des contacts entre les extrusions andésitiques et leur encaissant sédimentaire. L'effet thermique, dû à la mise en place des corps magmatiques, associé à une forte mobilisation de fluides hydrothermaux induisent de profondes transformations se traduisant par deux zones principales : des endo-skarns situés à l'intérieur des extrusions andésitiques et des exo-skarns dans les roches encaissantes.

b.1. Les endo-skarns : les faciès de cette zone sont encaissés à l'intérieur des extrusions andésitiques depuis le contact avec l'encaissant. Ils correspondent à des transformations morphologiques et minéralogiques ayant abouti à la formation de roches métasomatiques montrant parfois une zonation nette depuis le contact et constituées de skarnoïdes à grenats et de cornéennes pyroxéniques.

b.1.1. Les skarnoïdes à grenats :

* **les grenatites à quartz** : ce faciès très particulier n'a été reconnu que dans l'Oued Bou Allouch. Il forme une frange de moins de 0,5 m d'épaisseur soulignant la limite

de l'extrusion avec la formation argilo-gréseuse encaissante. La roche est brun foncé à reflets mielleux dus à l'abondance de grenat. Sa structure est massive et elle est assez souvent recoupée par des veinules d'hydroxydes de fer. Le grenat, constituant plus de 80 % du contenu minéral de la roche, apparaît en fins cristaux sub-automorphes à automorphes, de moins de 0,5 mm de diamètre, accolés les uns aux autres et conférant à la roche une texture granoblastique en mosaïque. Le quartz, en fins cristaux sub-automorphes, complète la composition minéralogique de ce faciès. Quelques fois, des d'imprégnation d'hydroxydes de fer confèrent à la roche une texture sidéronitique (**Photo. 34**).

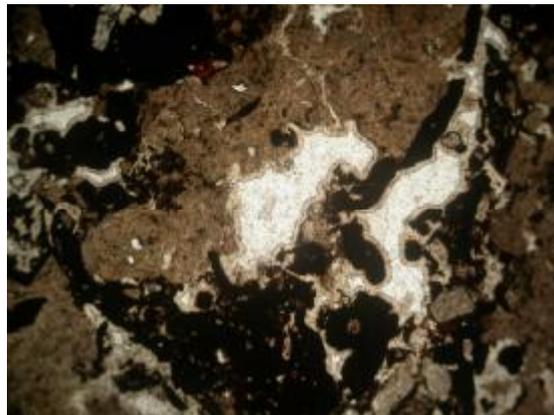


Photo. 34 : micrographie d'une grenatite à quartz à texture sidéronitique.
Les cristaux de grenat sont associés à du quartz fibro-radié
et des minéraux opaques ferrugineux (LN x 50).

* **les skarns grenatifères** : ces roches correspondent à un complexe de faciès métasomatiques, de couleur verdâtre, massifs, tachetés ou localement rubanés et caractérisés par endroits par des amas de gros cristaux de grenat. Les roches sont généralement à structure cryptogrenue à grenue. Le grenat, de type grossulaire, prédomine avec une proportion de près de 70 % du contenu minéral de la roche (**Photo. 35**). Les cristaux, marron clair à brunâtre et de moins de 10 mm de diamètre, sont le plus souvent parfaitement automorphes. Ils sont noyés dans un fond opaque formé d'une association de pyrite et d'hématite, constituant près de 30 % du volume de la roche et lui conférant une structure sidéronitique. En outre, les grenats sont fréquemment entourés d'une auréole de transformations comprenant un assemblage crypto-grenu d'actinote, de chlorite, de carbonate, de quartz et d'épidote.

Par ailleurs, les skarns grenatifères sont caractérisés, à certains niveaux, par une minéralisation à structure rubanée dans laquelle prédomine de la pyrite associée à une petite quantité de chalcopryrite et de galène en grains xénomorphes. La pyrite et les carbonates peuvent également former de fins réseaux filoniens de moins 5 mm d'épaisseur (**Photo. 36**).

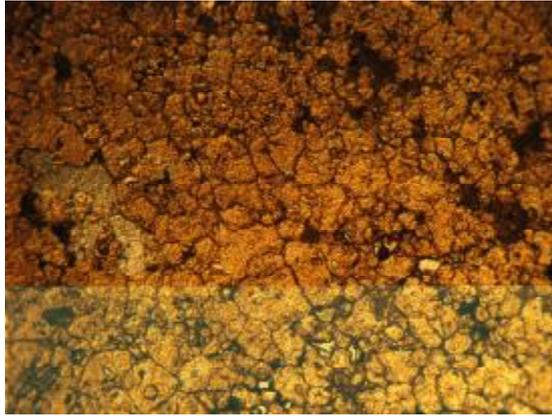


Photo. 35 : micrographie d'un skarn grenatifère à grossulaire (LN x 5).

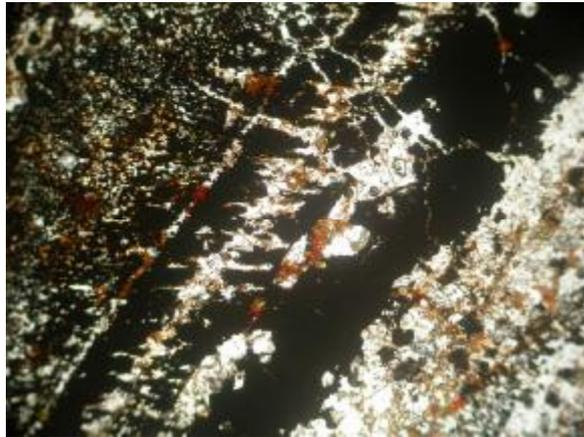


Photo. 36 : micrographie d'un skarn grenatifère à structure rubanée constituée par l'alternance de bandes claires à carbonates, quartz et grenat et de bandes sombres à pyrite, chalcopryrite et galène (LP x 50).

* **les skarns carbonatés à grenat et clinopyroxène** : ce faciès a été surtout observé dans les Sebabna dans l'Oued Bou Allouch. Il est caractérisé par un fond clair qui semble se développer sous forme de filons anastomosés englobant des blocs d'andésite et conférant à la roche un aspect bréchoïde (**Photo. 37**). Le fond montre une texture relique porphyrique marquée par la présence de fantômes de phénocristaux de plagioclase totalement transformés en carbonates et entourés de chapelets de petits cristaux globulaires de grenat associés à des épidotes. Du clinopyroxène, de type hédénbergite, apparaît également dans la roche sous forme de fins cristaux, disséminés ou le plus souvent agglomérés en amas de près de 2 mm de diamètre, et constituant 10 à 15 % du volume de la roche. La présence de quelques cristaux automorphes d'apatite témoigne de l'origine andésitique de la roche.

Par ailleurs, les skarns carbonatés montrent également, par endroits, des imprégnations d'oxydes et d'hydroxydes de fer.

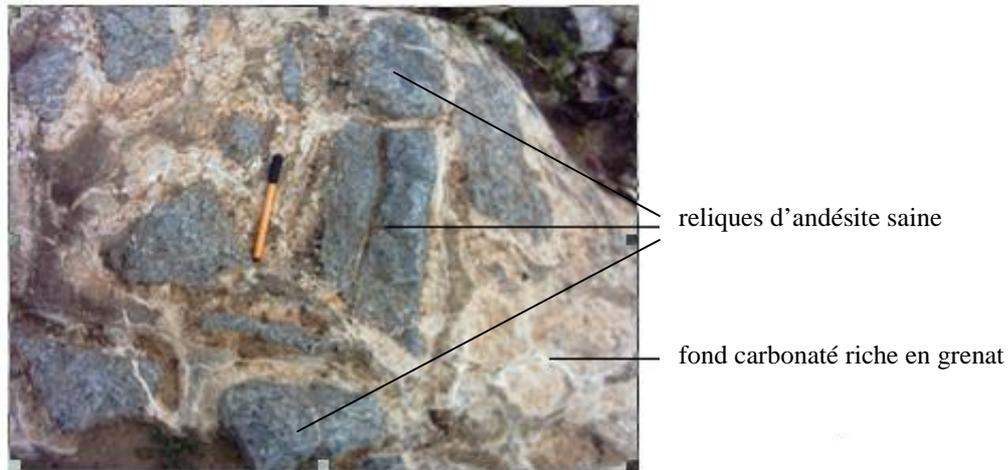


Photo. 37 : andésite transformée en skarn carbonaté à grenat et pyroxène
(affleurement dans l'oued Bou-Allouch).

b.1.2. Les cornéennes pyroxéniques : elles sont situées en position interne dans la zone des endo-skarns. Ce sont des roches sombres massives, compactes et très dures. La texture est granoblastique. Le faciès le plus représentatif de ces roches est constitué d'un assemblage pyroxénique à diopside et hédénbergite, en cristaux automorphes à subautomorphes bien développés et engrenés, associés à du grenat en cristaux isolés dans la masse ou en minces filonnets, de l'épidote agrégative, de la chlorite et de fins cristaux de quartz.

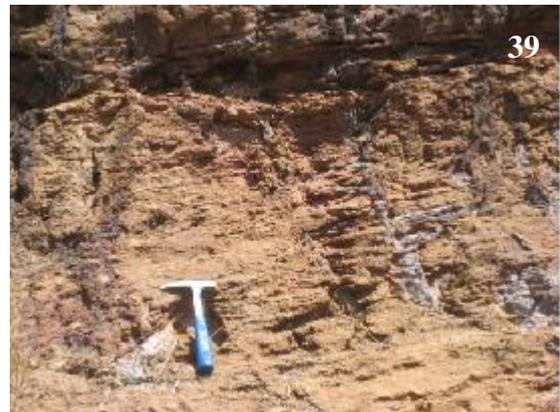
b.2. Les exo-skarns

Ces faciès se développent dans l'encaissant sédimentaire au contact des extrusions andésitiques. Les calcaires sont transformés en calcaires marmorisés et la formation argilo-gréseuse en phyllites et en grès quartzitiques.

b.2.1. Les phyllites : elles se développent aux dépens des niveaux argileux de la formation argilo-gréseuse jurassique. Le contact avec l'extrusion est généralement bréchoïde et présente une structure pséfitique avec un ciment de contact poreux à assemblage argilo-sulfuro-quartzeux. L'effet thermique induit par la mise en place de l'extrusion andésitique a occasionné des modifications structurales se traduisant par le passage d'une structure aleuritique à une structure lépido-granoblastique. La roche est riche en quartz et chlorite. Le quartz xénomorphe en micro-agrégats représente 60 à 65 % du volume total. La chlorite est finement écailleuse, orientée parfois, fibro-radiée ou en rosettes.

b.2.2. Les grès quartzitiques : ce faciès correspond à la transformation des niveaux gréseux de la formation argilo-gréseuse jurassique encaissante. Ils sont assez massifs, compacts, à grain fin et sont caractérisés par une structure blasto-aleuritique. Les grains fins de quartz sont très abondants et sont agglomérés dans un ciment poreux constitué d'un matériel crypto-cristallin chloriteux, argilo-chloriteux, siliceux ou même silico-carbonaté. Par endroits, la chlorite est franchement micro-lamellaire.

Un réseau de fins filonnets et de veinules, riches en carbonate, chlorite, hématite, limonite et hydro-goethite, recoupe la roche. Ce réseau se densifie à proximité du contact avec l'extrusion magmatique (**Photos. 38 à 40**). Ce phénomène de transformation peut s'étendre sur une bande de 10 à 15 m. Les roches ont tendance à se bréchifier et le ciment devient parfois franchement hématitique.



Photos. 38 à 40 : développement du réseau filonien, riche en carbonate, chlorite, hématite, limonite et hydro-goethite dans les grès quartzitiques.

b.2.3. Les calcaires marmorisés : ils résultent de la transformation des calcaires jurassiques. Les roches s'éclaircissent et ressemblent pratiquement à des marbres blancs à grain fin. L'effet thermique a provoqué la recristallisation de la calcite et la roche passe ainsi d'une structure sparitique à une structure granoblastique en mosaïque. Une association minéralogique nouvelle apparaît. Elle est constituée de grenat, d'idocrase, de sillimanite et de

cordiérite (**Photos. 41 et 42**). Les circulations de fluides ont généré également la formation de pyrite filonienne associée à des produits argileux.

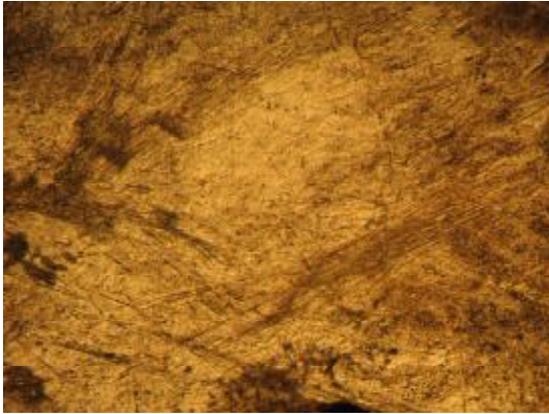


Photo. 41: micrographie d'un calcaire marmorisé à fines aiguilles de sillimanite (LN x 50)



Photo. 42 : micrographie d'un calcaire marmorisé à fins granules de grenat dans un fond calcitique à structure granoblastique (LN x 50)

III.6. Conclusion à l'étude pétrographique

La région des M'Sirda s'est caractérisée, au Miocène et au Plio-Quaternaire, par des manifestations volcaniques ayant donné respectivement des produits andésitiques et du matériel basaltique.

Les éruptions andésitiques se sont traduites par l'émission de pyroclastites (brèches et tufs) et de coulées de lave ainsi que d'extrusions sub-volcaniques sous forme de dômes, de necks et de dykes.

La mise en place des corps magmatiques extrusifs a déclenché d'importants processus de transformation se traduisant par la formation de roches pyrométasomatiques et hydrothermales et favorisant également une minéralisation poly-métallique.

Il apparaît ainsi que le contact du bain andésitique notamment avec l'encaissant carbonaté a déclenché une intense interaction chimique avec la formation de zones de skarnoïdes caractérisées par des réactions bi-métasomatiques induites par l'effet thermique et des circulations de fluides. Dans les carbonates sont diffusés silice, aluminium, magnésium, sodium et potassium alors que la roche andésitique s'enrichit en calcium. Ces échanges donnent lieu à la formation de paragenèses minérales assez diversifiées associées entre autres à une minéralisation poly-métallique.

L'extension des circulations de fluides, vers les niveaux les plus superficiels des extrusions andésitiques, tend par la suite à provoquer des transformations typiquement hydrothermales se traduisant par des processus de propylitisation, de silicification et d'argilisation. Les propylites et les hydrothermalites, ainsi obtenues, révèlent également des indices poly-métalliques.

Chapitre IV

Géochimie

IV.1. Introduction

Les volcanites miocènes du complexe des M'Sirda comprennent deux assises principales : des basaltes inférieurs et des andésites. Les roches étudiées proviennent soit directement de prélèvements sur les affleurements ou fournies par les travaux miniers (puits, tranchées et sondages). Au total, une quarantaine d'analyses chimiques globales (éléments majeurs) ont été réalisées auprès du Laboratoire Central de l'ORGM de Boumerdès auxquelles nous y avons rajouté quelques données de Coulon et al. (2002). Les compositions chimiques obtenues sont consignées dans les **Tab.2 et 3**. Une approche préliminaire a permis de déceler que près d'une vingtaine de ces analyses chimiques sont erronées à cause de transformations assez importantes, subies par les roches andésitiques en particulier, et qui sont liées à l'activité hydrothermale syn- à post-volcanique. Ces transformations se sont traduites par des concentrations anormales de la plupart des éléments majeurs (**Tab.2**). Ainsi, et avant de caractériser les particularités géochimiques des roches volcaniques saines, nous avons donc procédé à l'élimination d'analyses de roches altérées. Cette élimination s'est faite soit de manière empirique en considérant les teneurs excessivement basses ou excessivement élevées d'éléments majeurs tels la silice, l'alumine, le fer, le magnésium le calcium ou encore le potassium, soit en les soumettant au test de Hughes (1972) qui permet de distinguer les roches qui ont pu subir une transformation post-magmatique de celles qui en sont exemptes. Ce test, sous forme de diagramme, considère plus particulièrement les variations des teneurs en alcalins (K_2O et Na_2O) des roches à cause de la grande mobilité de ces éléments au cours des processus d'altération (**Fig.11**).

IV.3. Distribution des éléments majeurs (Tab.3)

D'une manière générale et selon leur teneur en silice, les roches volcaniques miocènes du complexe des M'Sirda peuvent être subdivisées en deux groupes principaux : des roches pauvres en silice ($48 \% < SiO_2 < 55 \%$) et des roches plus riches en silice ($55,9 \% < SiO_2 < 61,6 \%$). Le premier groupe correspond globalement aux laves basaltiques les plus anciennes connues dans les M'Sirda alors que le second groupe comprend les roches andésitiques.

Les teneurs en alumine restent, globalement, légèrement plus élevées dans les basaltes ($17 \% < Al_2O_3 < 20,2 \%$) que dans les andésites ($14,9 \% < Al_2O_3 < 18,7 \%$). Elles semblent ainsi évoluer inversement, mais d'une manière peu prononcée par rapport aux quantités de silice.

Echant.	111	349	371	372	440	445	447	BO1	BO2
SiO ₂	40,69	55,69	50,92	46,27	14,81	24,25	59,39	36,03	33,55
Al ₂ O ₃	10,11	21,90	22,87	2,55	4,49	3,75	17,45	11,30	10,22
Fe ₂ O ₃	13,51	4,62	3,12	8,26	5,34	7,32	6,60	12,94	20,74
FeO	1,99	0,21	0,21	14,36	0,14	0,75	0,82	0,88	0,90
MgO	0,50	0,72	0,36	4,20	3,49	8,13	1,81	1,58	1,72
CaO	28,26	0,49	0,35	21,84	43,51	33,02	3,63	28,19	28,17
Na ₂ O	0,43	0,14	0,17	0,00	0,00	0,48	2,57	0,66	1,15
K ₂ O	0,71	4,43	4,85	0,00	0,00	0,20	4,52	1,56	0,10
TiO ₂	0,60	0,90	0,75	0,45	0,40	0,40	0,70	0,41	0,39
P ₂ O ₅	0,39	0,30	0,38	0,05	0,16	0,00	0,39	0,38	0,24
MnO	0,25	0,00	0,00	0,83	0,23	0,75	0,03	0,24	0,24
PAF	1,43	5,14	7,80	1,00	10,75	9,80	2,00	3,50	2,08
Total	98,87	94,54	91,78	99,81	83,32	88,85	99,91	97,67	99,50

Echant.	BO3	BO4	BO5	Ms2/14	Ms2/198	Ms2/224	Ms2/276	439
SiO ₂	35,16	69,70	40,10	59,59	56,62	46,27	54,10	54,08
Al ₂ O ₃	12,06	3,66	1,78	18,40	18,40	12,98	17,39	15,85
Fe ₂ O ₃	15,00	4,35	28,31	2,07	2,83	8,61	7,49	1,90
FeO	1,28	0,19	6,07	1,80	4,31	4,85	3,80	3,80
MgO	1,72	5,60	1,26	2,06	1,18	5,64	1,21	2,92
CaO	30,82	10,91	20,39	0,72	0,93	0,86	0,68	9,84
Na ₂ O	0,24	0,13	0,30	0,54	0,60	0,56	0,62	2,50
K ₂ O	0,18	1,36	0,05	12,24	9,00	9,84	10,80	6,60
TiO ₂	0,36	0,23	0,06	0,78	0,70	1,64	0,55	0,60
P ₂ O ₅	0,28	0,05	0,05	0,24	0,92	0,96	0,01	0,22
MnO	0,26	0,20	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14
PAF	1,38	3,98	1,44	1,88	4,72	7,05	3,28	0,00
Total	98,74	100,36	100,11	100,32	100,21	99,26	99,93	98,45

Tab.2 : Sélection d'analyses chimiques (éléments majeurs) de roches andésitiques altérées

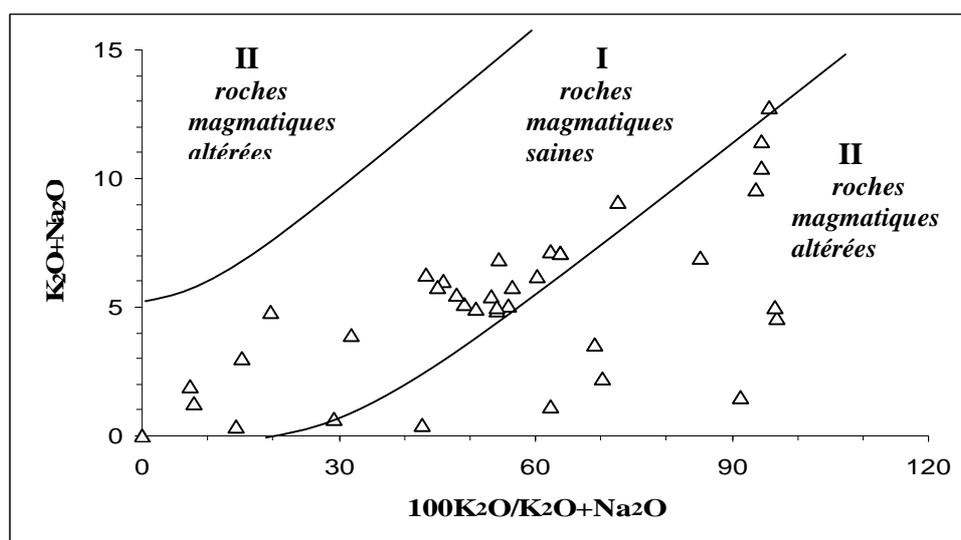


Fig.11 : Distinction entre roches saines et roches altérées dans le diagramme de Hughes (1972).

Les autres éléments majeurs qui montrent des variations significatives entre ces deux groupes de roches sont principalement : FeO, MgO, K₂O CaO et TiO₂ (**Tab.3**). Ainsi les teneurs en FeO, MgO, CaO et TiO₂ sont plus fortes dans les roches basaltiques que dans les andésites qui sont, en revanche, plus riches en K₂O.

Le comportement des éléments majeurs vis-à-vis de la silice révèle que pratiquement tous les éléments, sauf pour K₂O, montrent des corrélations négatives avec la silice depuis les laves basaltiques jusqu'aux andésites (**Fig.12**). Les diminutions du fer, du magnésium, du calcium et du titane reflèteraient une cristallisation précoce des ferro-magnésiens (pyroxène surtout) ainsi que des minéraux opaques enrichis en titane dans les basaltes inférieurs. L'augmentation du potassium dans les andésites traduirait plutôt l'abondance d'amphibole et de biotite dans les roches andésitiques.

Par ailleurs, les compositions normatives des roches volcaniques miocènes des M'Sirda révèlent l'existence de quartz, d'hypersthène et, assez souvent aussi, de corindon normatifs (**Tab.3**). Les proportions de quartz normatif augmentent progressivement et nettement depuis les roches basaltiques (2,4 à 14,7 %) jusqu'aux andésites (8,2 à 24,8 %). En revanche, les teneurs en hypersthène normatif diminuent, dans le même sens, depuis des valeurs comprises entre 7,4 et 20,8 %, dans les basaltes, jusqu'à des proportions ne dépassant guère 5 % dans les andésites.

Les proportions de corindon normatif atteignent jusqu'à près de 3,7 % et traduisent l'enrichissement en alumine de certaines laves miocènes des M'Sirda.

Dans le diagramme AFM, (**Fig.13**), les roches volcaniques miocènes des M'Sirda suivent globalement la lignée calco-alkaline. Cette affinité chimique peut être appuyée par le diagramme MgO vs. Fe₂O₃ (**Fig.14**).

En outre, les valeurs de l'indice de différenciation (I.D.) augmentent régulièrement depuis les basaltes (21,3 < I.D. < 52,7) jusqu'aux andésites (44,9 < I.D. < 66,5). Cette évolution signifie aussi que les basaltes sont moins évolués que les andésites qui les surmontent. Ces variations de l'indice de différenciation pourraient également suggérer que l'ensemble des roches éruptives des M'Sirda constituerait les premiers termes d'une même série volcanique calco-alkaline peu différenciée.

Par ailleurs, dans le diagramme K₂O vs. Na₂O (**Fig.15**), les laves miocènes parmi les plus anciennes correspondent à des roches calco-alkalines sodi-potassiques à modérément potassiques alors que dans la plupart des coulées andésitiques l'affinité potassique est clairement établie.

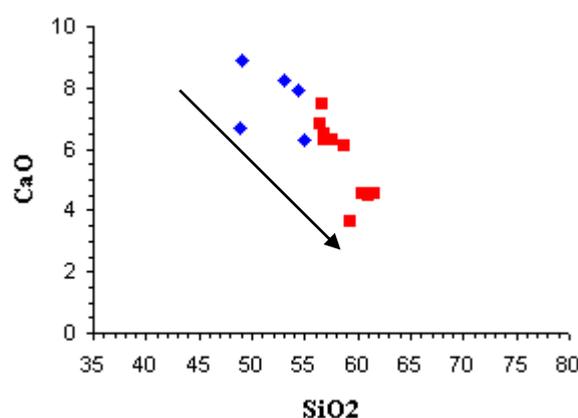
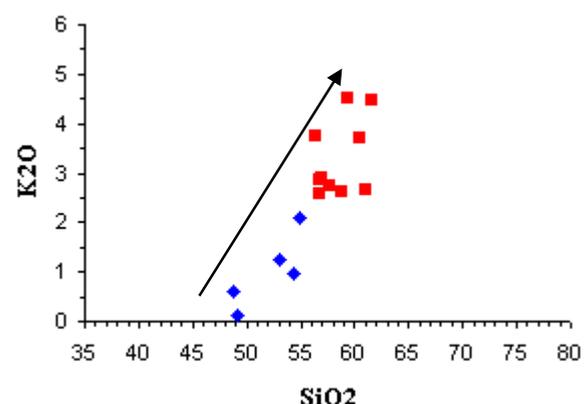
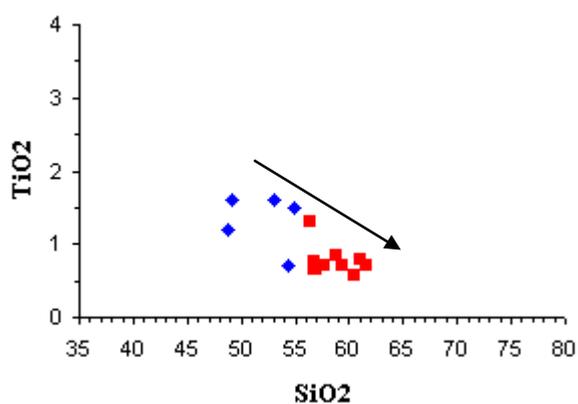
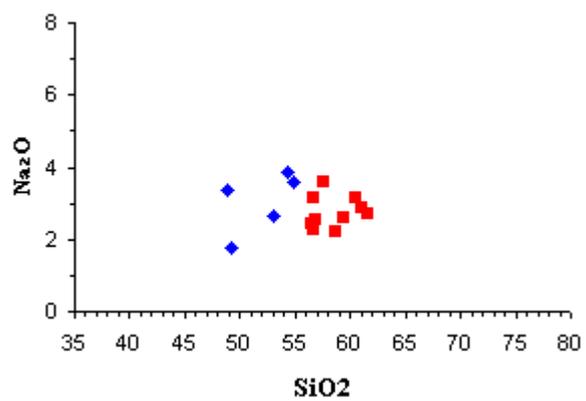
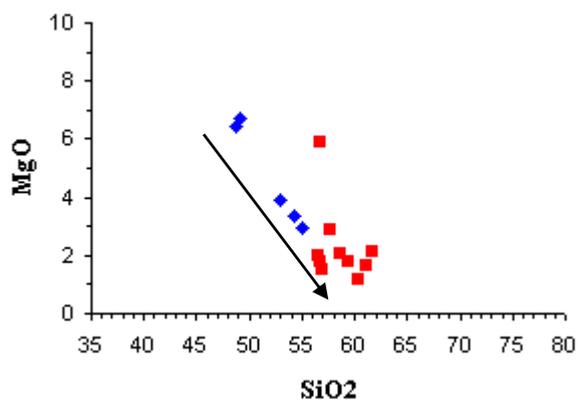
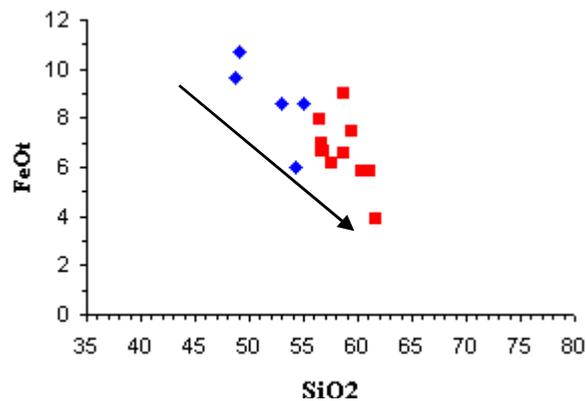
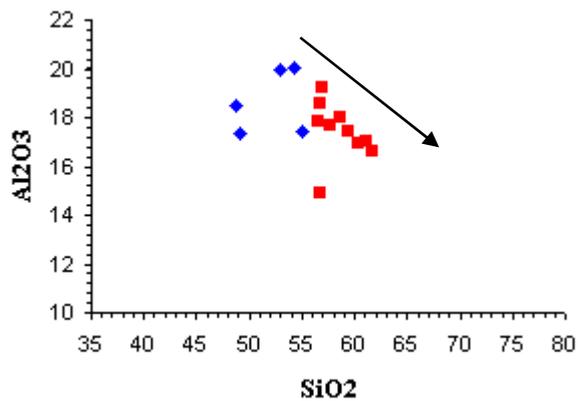


Fig.12 : Corrélations des éléments majeurs en fonction de la silice

losanges bleus : laves basaltiques
carrés rouges : laves andésitiques

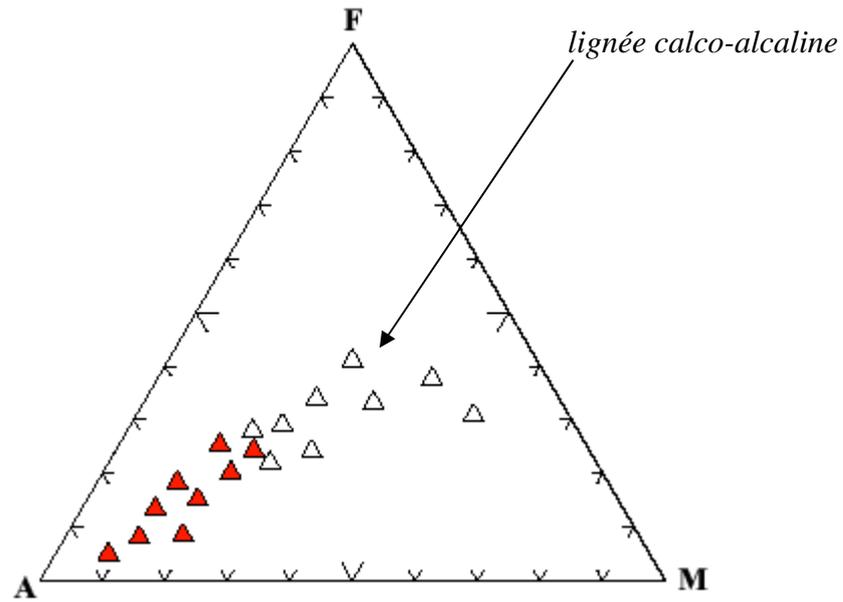


Fig.13 : Diagramme AFM des laves miocènes des M'Sirda

triangles vides : laves basaltiques

triangles rouges : laves andésitiques

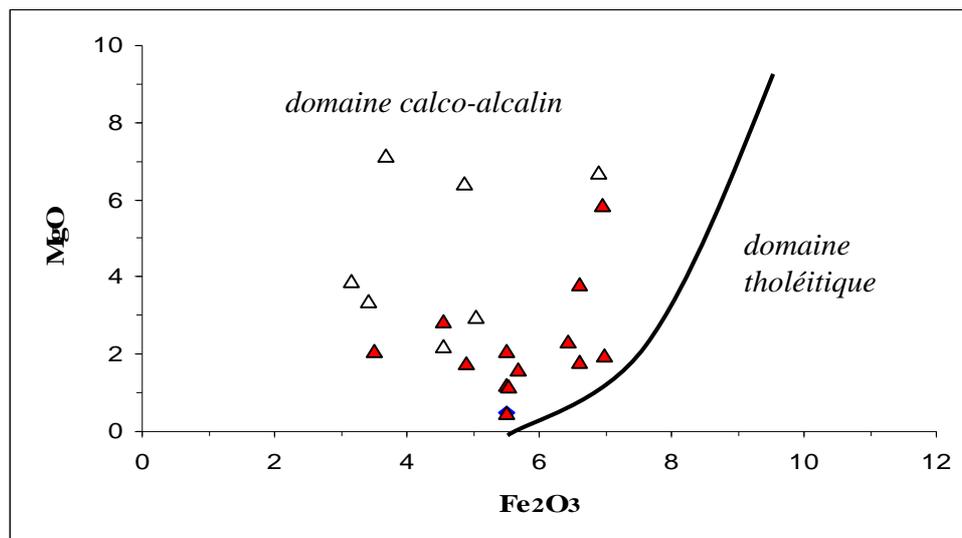


Fig.14 : Diagramme MgO vs. Fe_2O_3 des laves miocènes des M'Sirda

(même légende que **Fig.13**)

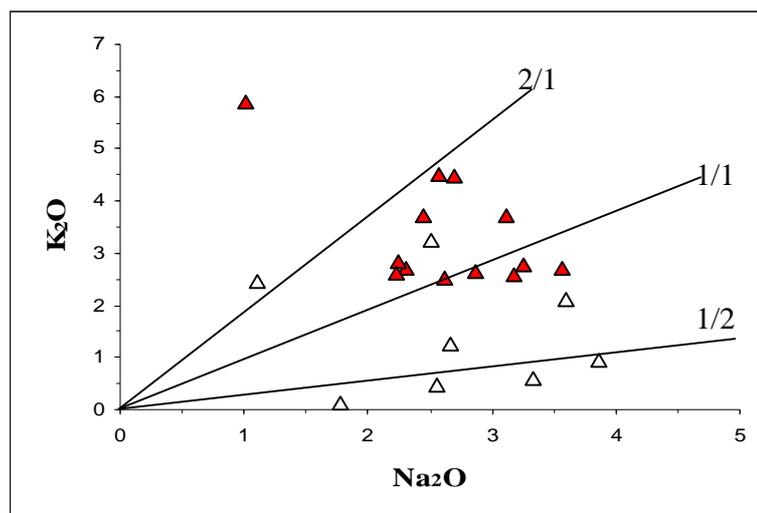


Fig.15 : Diagramme K₂O vs. Na₂O des laves miocènes des M'Sirda
(même légende que Fig.13)

Enfin, la nomenclature des roches volcaniques des M'Sirda déduite de leur projection, dans le diagramme alcalins vs SiO₂, (**Fig.16**), montre que certaines laves miocènes des M'Sirda correspondent à des basaltes et à des andésito-basaltes pour les coulées les plus anciennes, et à des andésites pour celles plus récentes.

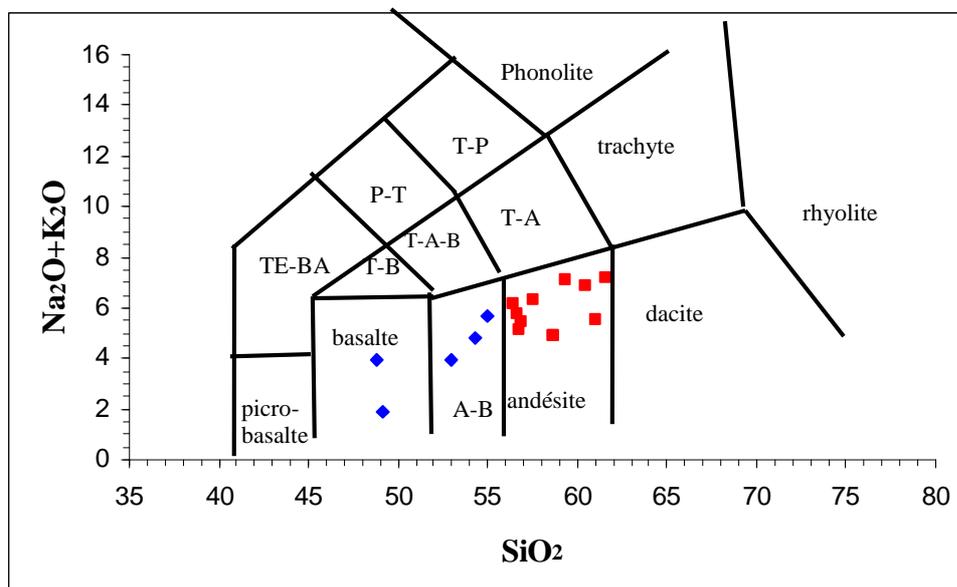


Fig.16 : Nomenclature des laves miocènes des M'Sirda dans le diagramme alcalins-SiO₂ (même légende que Fig.11)

abréviations : TE-BA : téphrite-basanite - P-T : phono-téphrite - T-P : téphri-phonolite
T-B : trachy-basalte - T-A-B : trachy-andésite basaltique - T-A : trachy-andésite
A-B : andésito-basalte

IV.4. Distribution des éléments en traces

Trois analyses chimiques d'éléments en traces des laves miocènes des M'Sirda sont disponibles depuis les travaux de Coulon et al. (2002) et Louni-Hacini (2002). Nous les avons reprises dans ce travail pour affiner encore plus les caractères géochimiques des roches étudiées (**Tab.4**).

	1	2	3
Rb	146	153	182
Ba	1010	890	2300
Th	19,7	27,4	23
Nb	10,5	11,8	19
La	53	53	62,5
Ce	105	112	123
Sr	570	700	892
Nd	42	51	60
Sm	5,9	8,4	7
Zr	220	200	114
Eu	1,4	1,8	2,15
Ti	4900	6800	7000
Gd	4,7	6	5
Dy	3,4	4	3,9
Y	21	23	20
Er	2	2,2	2,1
Yb	2	2,2	1,57

Tab.4 : Compositions en éléments en traces de quelques laves miocènes des M'Sirda (données de Coulon et al., 2002 et Louni-Hacini, 2002)

Globalement, les roches volcaniques miocènes des M'Sirda sont enrichies en terres rares. Leurs concentrations en terres rares légères atteignent près de 100 fois celles du Manteau Primitif (Mc Donough et Sun, 1995). Leurs spectres de terres rares, de type enrichis en LREE (**Fig.17**), sont caractérisés par un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes (L_{aN}/Sm_N : 4 à 6) et aux terres rares lourdes (L_{aN}/Yb_N : 17 à 29).

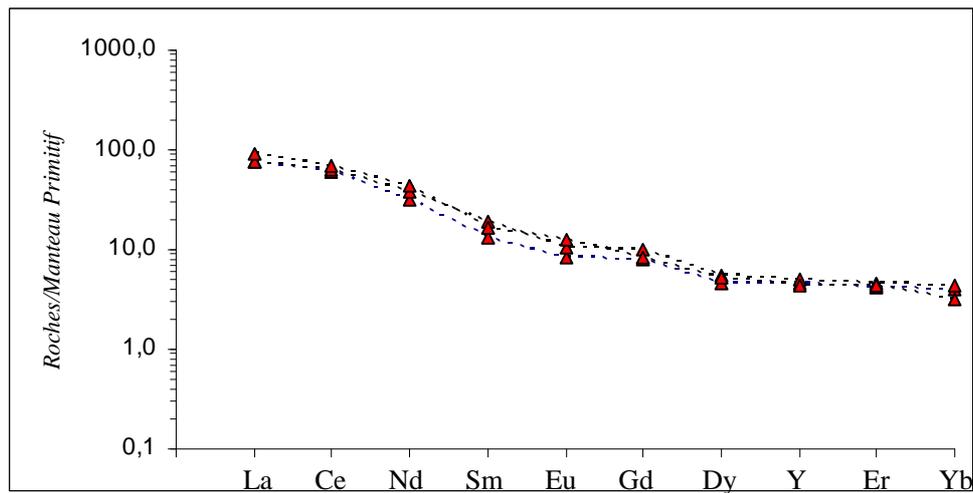


Fig. 17 : Spectres de terres rares des laves miocènes des M'Sirda
(valeurs de normalisation de Mc Donough et Sun, 1995)

Les spectres élargis d'éléments en traces montrent également que les laves miocènes des M'Sirda sont également enrichies en éléments incompatibles : LILE (Rb, Ba, Th, ...) et en HFSE (Nb, Zr et Ti). Ces spectres multi-élémentaires révèlent aussi de nettes anomalies négatives en Nb et Ti caractéristiques de laves calco-alcalines (**Fig.18**).

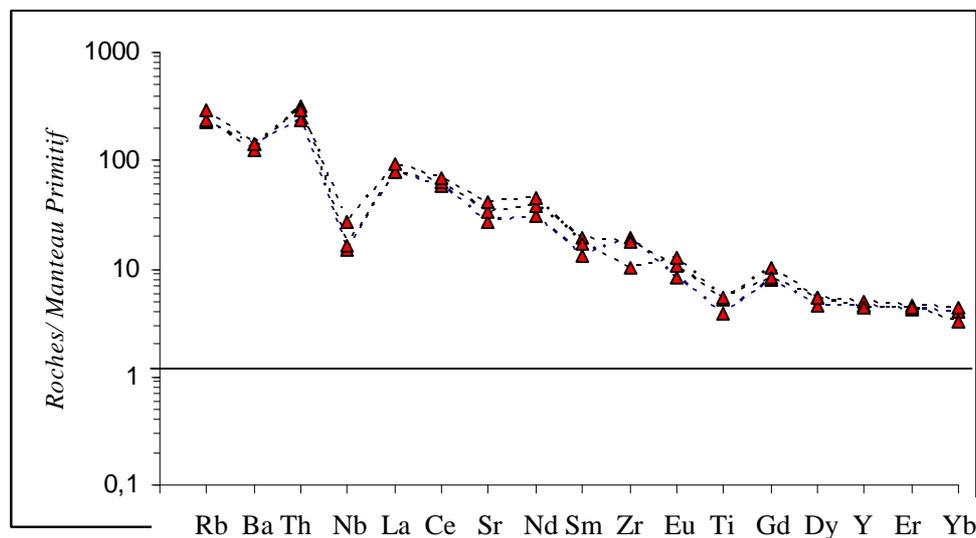


Fig.18 : Spectres élargis d'éléments en traces des laves miocènes des M'Sirda
(valeurs de normalisation de McDonough et Sun, 1995)

Par ailleurs l'utilisation des HFSE, notamment des rapports Zr/Nb et La/Nb, permet encore une meilleure caractérisation des laves miocènes des M'Sirda par rapport à l'ensemble des roches volcaniques mio-plio-quaternaires d'Oranie nord-occidentale (**Fig.19**).

Nous constatons ainsi que les roches volcaniques des M'Sirda se situent nettement dans le champs des laves calco-alcalines d'Oranie tel que défini par Coulon et al .(2002).

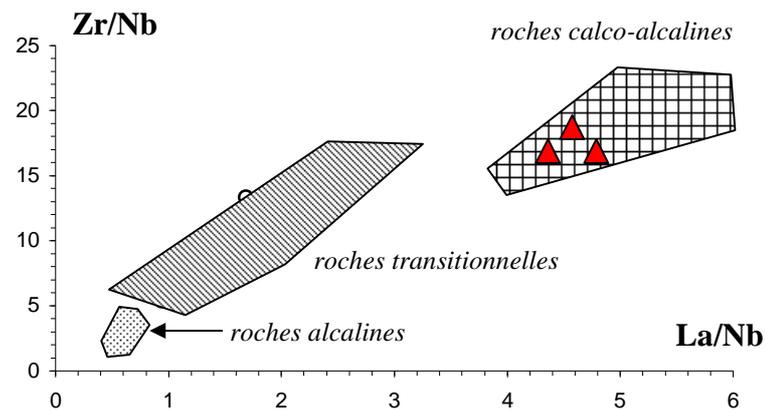


Fig. 19 : Position des laves miocènes des M'Sirda (*triangles rouges*) dans le diagramme Zr/Nb vs. La/Nb

IV.5. Conclusion à l'étude géochimique des laves miocènes des M'Sirda

L'ensemble des laves miocènes des M'Sirda comprend un groupe de roches assez pauvres en silice ($48 \% < \text{SiO}_2 < 55 \%$) et correspondant aux émissions les plus anciennes, et un groupe de roches plus siliceuses ($56 \% < \text{SiO}_2 < 61,6 \%$) et représentant les andésites plus tardives.

Certaines caractéristiques géochimiques, notamment leurs teneurs en silice, en alcalins, en titane et en niobium, permettent de comparer les laves de M'Sirda aux séries calco-alcalines d'affinité potassique. Certaines de ces laves, plus particulièrement les roches miocènes les plus anciennes, peuvent être également assimilées à des High Alumina Basalts, selon les paramètres de distinction donnés par Escobar et al. (1977). Ces paramètres considèrent que les basaltes de provinces calco-alcalines et dans lesquels les proportions en alumine sont supérieures à 17 %, celles en titane inférieures à 2 %, des teneurs en K_2O inférieures à 1,5 % et un rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ inférieur à 65, peuvent être rapportés à des « High Alumina Basalts ».

Par ailleurs, la nomenclature des roches volcaniques miocènes des M'Sirda permet de distinguer des basaltes, des andésito-basaltes et des andésites. Ces trois termes pourraient correspondre aux premiers termes d'une série calco-alkaline peu différenciée.

Chapitre V

Etude gîtologique

V.1 Introduction

Au cours des dernières décennies, l'exploitation des minéraux utiles s'est intensifiée avec le temps. Les teneurs minimales admises pour la rentabilité économique d'un gisement ont été en diminuant parallèlement au perfectionnement des techniques de traitement des matières premières minérales qui rendent ainsi possible actuellement l'exploitation de minerais à faible teneur. Cette évolution implique également que la prospection de nouveaux gisements de substances utiles, même de petite taille ou à faible teneur mais d'intérêt économique très important, peut devenir un objectif prioritaire pour le développement d'un pays.

Depuis 1985, l'ex **E.R.E.M.** (Entreprise de Recherche et d'Exploitation Minière) devenue par la suite **O.R.G.M.** (Office de la Recherche Géologique et Minière) a développé un vaste programme de prospection de minéralisations poly-métalliques liées au volcanisme miocène de la partie nord occidentale du littoral algérien et plus particulièrement dans les complexes éruptifs du Sahel d'Oran et des M'Sirda.

Dans les M'Sirda, nos observations de terrain et de laboratoire ont révélé une minéralisation poly-métallique encaissée principalement dans des roches en liaison directe avec des extrusions andésitiques fortement transformées par des processus hydrothermaux.

A cet égard, l'étude géologique détaillée de ces gisements peut apporter des éclairages nouveaux sur leurs conditions de formation et fournir ainsi de précieuses informations précieuses quant à la suite à donner pour l'exploitation de cette minéralisation.

V.2. Méthodologie

Dans les limites du complexe éruptif des M'Sirda, la méthodologie adoptée pour les travaux d'exploration des minéralisations a porté sur les deux phases **stratégique** et **tactique** spécifiques à ce type de recherche.

V.2.1. La phase stratégique

Au cours de cette étape, les travaux ont eu pour objectifs principaux une estimation du potentiel géologique de la région d'étude ainsi que la mise en évidence d'anomalies géochimiques éventuelles. Dans le cadre de cette prospection stratégique, furent alors effectués :

- un levé géochimique alluvionnaire de type « Stream sédiments » ;
- un levé à la batée réalisé seulement dans les oueds les plus importants ;
- des itinéraires de reconnaissance sur les affleurements ;

- un échantillonnage géochimique des formations volcaniques ;
- des études pétrographiques des séries volcaniques saines et altérées « transformées » ;
- une interprétation du levé aéromagnétique (données de l'Aéro-Service Corporation 1971-1972).

Au vu des résultats de la prospection stratégique, nous estimons qu'il est possible, dans le massif des M'Sirda, de s'attendre à la présence d'une minéralisation poly-métallique à Pb, Zn, Ag, Ba et Cu ainsi que d'une minéralisation à Fe de type skarn.

Les résultats les plus intéressants nous ont été fournis par les levés géochimiques alluvionnaires. Dans les alluvions de quelques oueds de la zone des Sebabna, nous notons ainsi des teneurs anormales en Pb, Zn, Ag et Ba. Cette zone est caractérisée par la présence de roches fortement transformées et c'est dans les environs du Djebel Bou Asker que nous décrivons pour la première fois des faciès skarnoïdes. Dans ces roches s'associent également des concentrations élevées en Cu, Pb, Zn, Ba, Ag, Bi et As, plus précisément dans les alentours de Dar Gzouri et de Dar Toumi.

Le deuxième secteur à présence d'anomalies géochimiques est situé dans la partie septentrionale du massif, à 5 km au Sud de Mersat Ben M'hidi. Dans les alluvions de l'Oued Merrika et de ses affluents, des teneurs anormales en Ag, Pb, Bi et Ba ont été mises en évidence. Sur les affleurements des roches volcaniques fortement altérées du Djebel Chouchkha, nous relevons également des teneurs élevées en Cu, Pb et Ag.

Les itinéraires de reconnaissance ont mis en évidence, à l'affleurement, la présence d'une minéralisation de fer. Outre les minéralisations connues aux alentours de l'ancienne mine de fer des Sebabna, quelques autres indices ont été également mis à jour, notamment dans l'Oued Bou Allouch, tels des minerais à goethite et hématite dont la teneur en fer est de l'ordre de 30 à 55 % et en Mn de 5 à 8 %, ainsi que des minerais à magnétite à Bled Kameri où la teneur en fer atteint 45 %. Ces concentrations ferrifères pourraient faire penser à l'emplacement de chapeaux de fer qui constitueraient de bons guides de recherches d'éventuelles minéralisations cachées.

A l'issue de ces travaux de prospection stratégique, les zones des Sebabna et de Chouchkha ont été ainsi considérées comme étant les plus prometteuses et donc retenues pour le développement de recherches de prospection tactique.

V.2.2. La phase tactique

Les zones de Merrika-Chouchkha et des Sebabna-Arbouz, s'étendant respectivement sur une superficie de 10 km² et de 24 km², ont fait l'objet de travaux de recherches à l'échelle tactique qui ont porté sur :

- un levé géochimique au sol ;
- une prospection géophysique englobant les méthodes de magnétométrie, de radiométrie et de prospection électrique (polarisation spontanée) ;
- des itinéraires de recherches géologiques.

Ces travaux ont été réalisés suivant une maille de 250 m sur 50 m. Dans les zones d'anomalies géophysiques, de la PS et de la magnétométrie, furent également effectués un levé de la polarisation provoquée-gradient moyen ainsi que quelques sondages électriques verticaux à polarisation provoquée (SEV-PP).

Dans la zone de Merrika-Chouchkha, des mesures expérimentales de mercurométrie ont été aussi réalisés.

Dans le champs des anomalies géochimiques des deux zones choisies, des tranchées ont été réalisées, aux fins d'une éventuelle localisation d'anomalies primaires, ainsi que des sondages de reconnaissance ayant pour but d'examiner la coupe des formations volcaniques sous-jacentes et d'en vérifier les anomalies géophysiques et géochimiques.

V.3. Gîtologie de la zone de Merrika-Chouchkha

Dans cette zone, des anomalies en Pb, Ba, Ag et B sont constatées, en surface, sur le flanc Sud du Djebel Chouchkha sur une superficie de 1 km² environ. Les roches correspondent à des faciès andésitiques très fortement kaolinisées et silicifiées (**Photo.43, Fig.20 et Fig.21**). Les levés géophysiques ont montré également la présence d'une forte anomalie magnétique et une faible anomalie de la polarisation spontanée.

Plusieurs sondages ont été implantés dans cette zone. Les faciès rencontrés sont essentiellement de nature andésitique mais affectés par d'intenses altérations hydrothermales qui ont largement transformé la structure et la composition originales des roches. Nous présentons, ici, une synthèse de deux sondages représentatifs (MS 3 et MS 12) parmi ceux réalisés dans la zone de Merrika-Chouchkha.



Photo.43 : vue panoramique de la zone kaolinitisée du dôme de Chouchkha

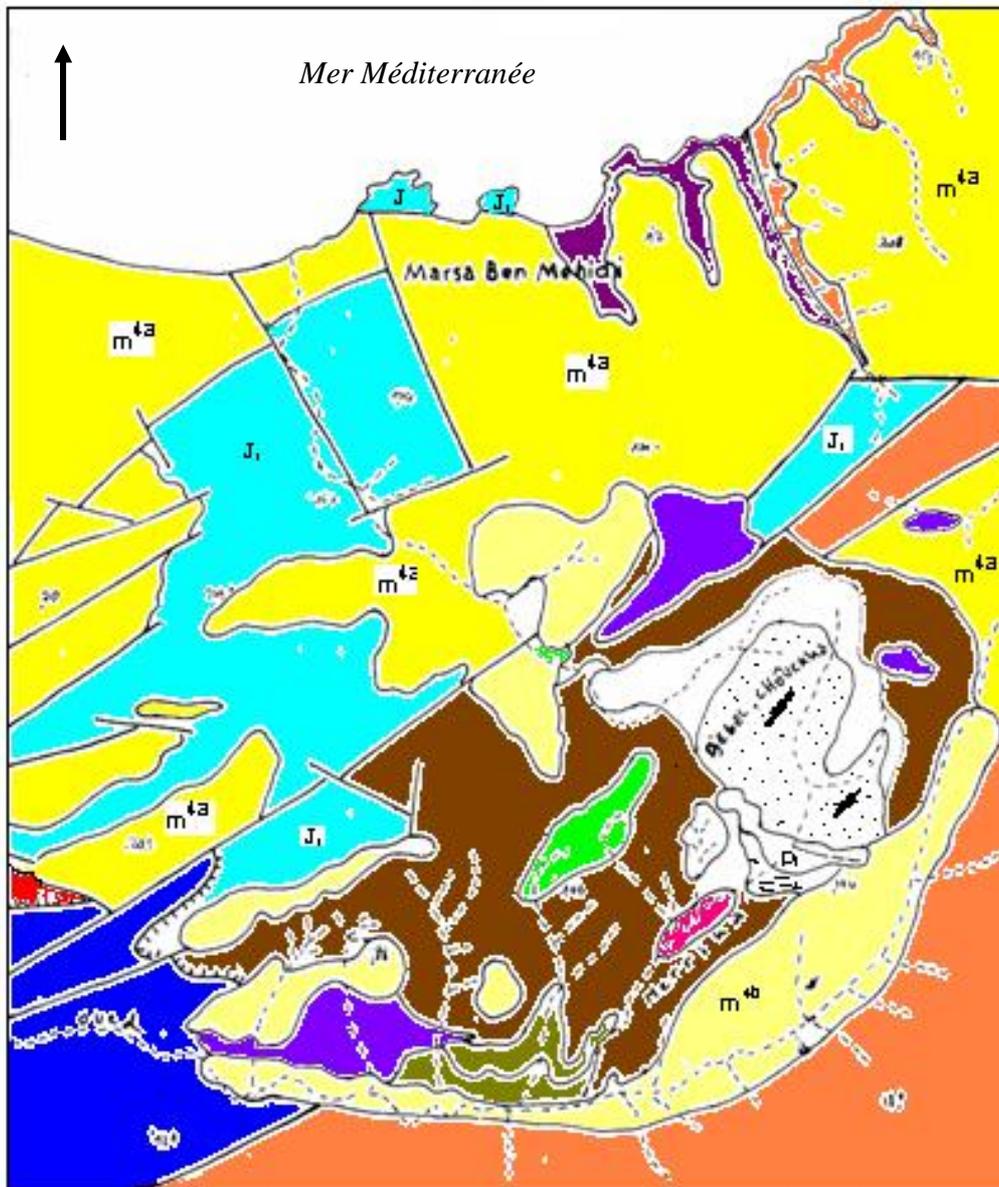


Fig.20 : Carte géologique et d'altération de la zone de Chouchkha
(légende en page suivante)

Légende :

-  P₁ Pliocène : grès fossilisé
miocène post-nappe
-  calcaires
-  Grès à intercalations d'argiles
-  Coulée Basaltique Pliocène
-  Nappe de Lave Andésitique à biotite
-  Tuf Andésitique
-  Jurassique inférieur : calcaires gris foncé pelitomorphes
-  Jurassique moyen : marnes et argiles schistifères
-  trias : argiles violacées
-  Nappe de lave andésitique indifférenciée
-  Faille
-  Faille Supposée

ALTERATION DES ROCHES

-  Zone de blanchissement : andésite fortement kaolinisée
-  Zone à quartz et séricite
-  Quartzite secondaire à adulaire, opale, calcédoine
-  Zone propylitisée à quartz, chlorite, épidote, calcite
-  Calcaire jurassique marmorisé
-  Roches métasomatiques complexes : Skarns à grenats,
-  Filons d'alunites

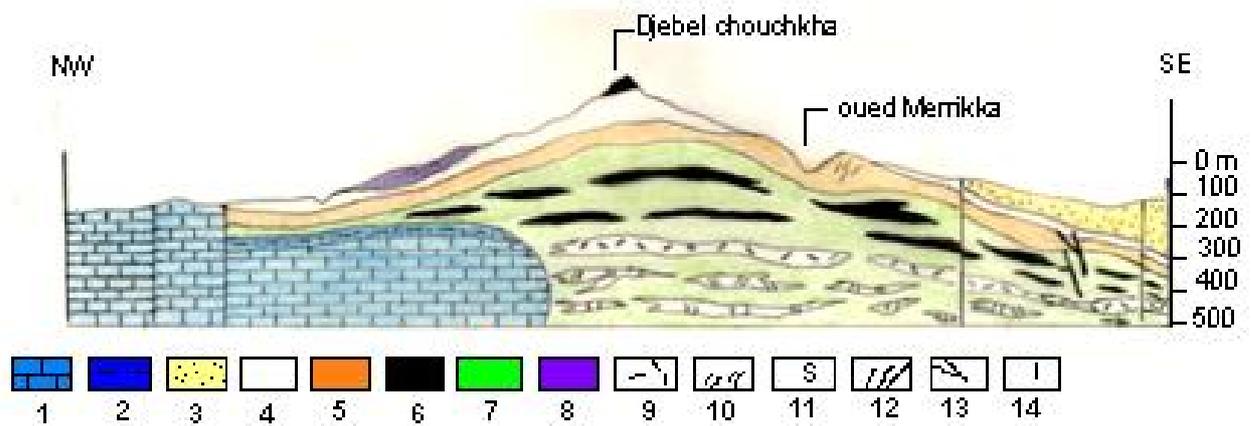


Fig.21 : coupe géologique du secteur de Chouchkha.

Légende : 1 : Jurassique inférieur calcaires marmorisés - 2 : Jurassique supérieur : formation argilo-gréseuse - 3 : Miocène post-nappes : grès à intercalations de calcaires et argiles - 4 : zone fortement kaolinisée - 5 : roche fortement épigénisée (silicification et minéral de sulfures de fer) - 6 : quartzite secondaires - 7 : propylites - 8 : basalte plio-quaternaire - 9 : tufs andésitiques métasomatiques et minéralisés - 10 : métasomatite apoandésitique pyritisée - 11 : endoskarns minéralisés à grenat - 12 : filons d'alunites - 13 : dykes de porphyrites - 14 : failles.

V.3.1. Synthèse du sondage MS 3 (Fig.22)

Depuis la surface et jusqu'à près de **119 m** de profondeur, le sondage traverse une roche andésitique très transformée sur deux niveaux principaux. La partie superficielle, s'étendant sur **30 m** d'épaisseur, correspond à une zone d'altération hydrothermale post-volcanique se traduisant par une intense kaolinitisation. Ces argilites sont caractérisées par une pigmentation ferrugineuse associée à de la jarosite agrégative. La minéralisation, principalement pyriteuse, montre des proportions représentant 5 à 25 % du volume de la roche. Elle apparaît en méta-grains xénomorphes à sub-automorphes disséminés ou disposés en veinules. Cette pyrite peut être partiellement ou complètement épigénisée en hydro-goethite, en hydro-hématite ou même en jarosite. La succession paragénétique dans cette zone kaolinitisée peut alors s'écrire :

pyrite \diamond hydro-goethite \diamond hydro hématite \diamond jarosite.

Sur la dissémination hydrothermale pyriteuse se développe parfois une faible minéralisation de cuivre gris de type tennantite représentant moins de 1 % de la roche.

Le second niveau, s'étendant entre **30 et 119 m** de profondeur, est formé de quartzites secondaires résultant d'une silicification du faciès andésitique. La roche, constituée principalement de quartz associé à de la séricite, est également caractérisée par une

minéralisation pyriteuse essentiellement disséminée et distribuée d'une manière irrégulière en méta-grains xénomorphes isolés, de 0,1-0,3 mm, ou en agrégats dépassant parfois 1 mm de diamètre. La pyrite, dont la concentration peut avoisiner 20 % du volume de la roche, semble se développer aux dépens de la matrice ainsi qu'aux dépens des minéraux ferro-magnésiens de la roche andésitique originelle. De la blende, distribuée aussi de manière irrégulière et représentant moins de 1 %, peut remplacer parfois la pyrite.

La succession paragéométrique dans ces quartzites secondaires peut s'écrire :
pyrite \diamond blende.

De 119 à 194,5 m de profondeur, la roche andésitique est fortement propylitisée. Elle est caractérisée par une minéralisation essentiellement pyriteuse, disséminée ou en veinules de près de 4 mm de puissance, et représentant presque 20 % du volume de la roche. Les méta-grains de pyrite, de 0,3 mm en moyenne, sont xénomorphes et leurs surfaces le plus souvent rugueuses traduiraient l'existence d'inclusions de phases non-métalliques. Une faible quantité de blende s'associe à la pyrite qu'elle corrode quelques fois.

Dans l'intervalle 194,5 - 231 m apparaît un autre niveau de quartzites secondaires à forte porosité et montrant des traces visibles de corrosion par lessivage ayant occasionné l'apparition de vides et de vacuoles dans lesquels ont cristallisé de la pyrite et plus rarement de la barytine. Ces quartzites sont minéralisés, jusqu'à près de 10 % de leur volume, par de la pyrite disséminée apparaissant en grains xénomorphes de moins de 1 mm. La présence de la pyrite dans ce niveau pourrait être attribuée à une étape précoce de l'activité hydrothermale dans un milieu acide avec développement de quartz. De l'hématite a été observée dans ce faciès, en quantité négligeable (< 1%), sous forme de grains très fins (0,04 mm) disséminés dans la roche. Celle-ci provient très probablement d'une déstabilisation tardive de minéraux ferromagnésiens dans des conditions endogènes.

Entre 231 255,8 m de profondeur, nous reconnaissons des tufs andésitiques à structure pyroclastique. Pyro- et cristaloclastes sont emballés dans un fond crypto-grenu riche en kaolinite, chlorite, épidote et matière pélitique. Ce faciès volcanogène transformé par des processus hydrothermaux post-volcaniques révèle une minéralisation métallifère disséminée représentée par des sulfures de Fe, Cu et Zn. La pyrite, en grains xénomorphes, minéralise ces tufs dans une proportion de près de 15 %. La chalcopirite (< 1%) est constamment

associée à de la blende sous forme de grains xénomorphes substitués par celle-ci. La succession paragenétique s'établit : chalcoppyrite \diamond blende \diamond pyrite.

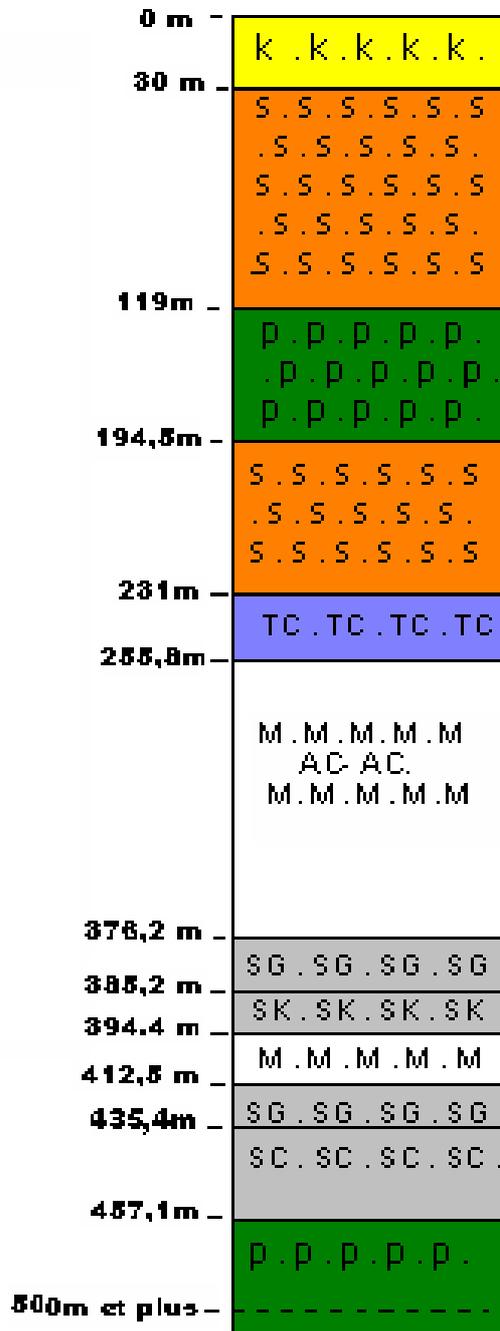


Fig.22 : Descriptif du sondage MS 3

(X : 56113,68 m – Y : 206812,32 m – Z : 182,64 m)

Légende :

- 1- roche fortement kaolinisée
- 2- quartzites secondaires
- 3- andésite propylitisée
- 4- tufs andésitiques minéralisés
- 5- métasomatite apoandésitique pyritisée à adulaire et chlorite
- 6- skarn grenatique pyritisé
- 7- skarnoïde à actinote, chlorite, épidote, grenat et sulfures
- 8- métasomatite apoandésitique : alternance de lits quartzeux et quartzitique et pyriteux
- 9- métasomatites pyritisées à grenat, phlogopite, actinote, scapolites et carbonates



De 255,8 à 376,2 m, nous observons des métasomatites pyritisées à chlorite et adulaire. Ce type de roche présente une structure massive, en partie tachetée, et une texture à tendance grano-lépidoblastique. Elle est riche en chlorite et adulaire. De la séricite, de l'épidote et même de l'apatite sont également présentes mais en faibles quantités.

La minéralisation, essentiellement pyriteuse, constitue près de 30 % du volume de la roche. Ses habitus sont assez variés et les grains de pyrite peuvent être disséminés, regroupés en amas, en veinules ou même former un minerai massif.

Entre 376,2 et 385,2 m, apparaissent des skarns grenatiques pyritisés à structure tachetée et à texture crypto-grenue. Ces roches sont très riches en grenat de type grossulaire, formant plus de 60 % du contenu minéral, en agrégats poly-cristallins noyés dans un fond carbonaté. Par endroits, le grenat est pseudomorphosé en un assemblage à épidote, chlorite et carbonate. La roche est également sillonnée de veinules de carbonates reflétant un processus de carbonatation postérieur à l'altération hydrothermale.

La roche révèle une minéralisation à hématite et pyrite et constituant près de 10 % de son volume. Pyrite et hématite forme des grains xénomorphes disséminés ou parfois disposés en veinules.

De 385,2 à 394,4 m de profondeur, un faciès skarnoïde peut être reconnu. C'est une roche à grenat, actinote, chlorite, épidote et sulfures. La structure est tachetée. Le grenat de type grossulaire domine dans la roche et forme des cristaux de près de 3 mm de diamètre. Il est souvent transformé en agrégats crypto-grenus à actinote, chlorite, quartz et carbonate associés à de la pyrite. Les taches et nids sont surtout constitués de chlorite, d'actinote, d'épidote, de pyrite prismatique et de diopside incolore. La roche peut être également parcourue de veinules métallifères pyriteuses.

Entre 394,6 et 412,5 m, apparaît une métasomatite apo-andésitique à structure rubanée et à texture lépidogranoblastique. La roche semble formée d'alternances de niveaux quartzeux, chloriteux et pyriteux recoupés de filonnets chloritiques, quartzo-chloritiques, quartzeux et même carbonatés. Elle a été probablement affectée par divers processus de carbonatation, de chloritisation et de quartzification associé à phénomène de pyritisation. La pyrite est assez souvent accompagnée d'hydro-goethite.

De 412,5 à 435,4 m, nous observons un skarn grenatique pyritisé. La roche montre une structure massive, parfois poreuse, tachetée à localement rubanée. Par endroits, elle est recoupée de minces veinules de carbonate. Les vides sont occupés par de la chlorite et de l'épidote. Le grenat est très abondant et apparaît en cristaux parfaitement automorphes noyés dans un fond pyriteux conférant ainsi à la roche une texture sidéronitique. La pyrite constitue près de 30 % du volume de la roche. Elle forme des plages de forme irrégulière, des amas ou des rubans englobant de nombreux cristaux de grenat. De l'hématite, en faible proportion et se présentant en grains xénomorphes ou en amas de près de 3,0 mm de diamètre, accompagne la pyrite.

Depuis 435,4 jusqu'à 457,1 m de profondeur, le sondage révèle un complexe de faciès skarnoïdes à grenat, chlorite, phlogopite, actinote, épidote, scapolite et carbonate. Les roches sont massives et à texture hétéroblastique à lépido-granoblastique. Ce complexe semble montrer des variations continues, et sans limites nettes, notamment dans les proportions de grenat, de chlorite, d'actinote et d'épidote. Le fond de la roche est principalement chloriteux et associé à des quantités variables de phlogopite, d'actinote, de séricite, de scapolites et même d'adulaire. La roche est aussi parcourue de minces filonnets de carbonate de 0,06 à 0,1 mm d'épaisseur.

Cette colonne de faciès skarnoïdes révèle une minéralisation à pyrite, hématite et chalcopryrite, disséminée à filonienne. La pyrite, 15 %, se présente en grains xénomorphes disséminés ou en nids alors que l'hématite lamellaire a plutôt tendance à former des filonnets, de moins de 1,5 mm de puissance, remplissant les fissures. Par endroits, les skarnoïdes montrent des filonnets métallifères à remplissage complexe constitué de scapolites, d'adulaire, de pyrite et de chalcopryrite. Par ailleurs, des inclusions de bornite et de cuivre gris ont été observées dans certains grains de chalcopryrite.

La succession paragéritique peut être ainsi reconstituée :

cuivre gris \diamond bornite \diamond chalcopryrite \diamond pyrite \diamond hématite

Au-delà de 457,1 m de profondeur, le faciès correspond à une propylite à reliques pyroclastiques. La roche originelle correspond à un tuf andésitique cristallo-clastique à grain grossier et qui a été transformé en agrégats complexes de minéraux secondaires métasomatiques, chlorite, carbonate, épidote, quartz et adulaire, distribués irrégulièrement en taches dans la roche. De la pyrite, dans une proportion de 5 % environ, apparaît en grains xénomorphes, de 0,1 – 0,2 mm, formant le plus souvent des filonnets ou des nids de 3 à 5 mm de diamètre.

V.3.2. Synthèse du sondage MS 12 (Fig.23)

Ce sondage a été implanté dans la partie septentrionale de la zone de Merrika-Chouchkha.

Jusqu'à 27 m de profondeur, une coulée basaltique plio-quadernaire a été traversée. Elle recouvre une assise andésitique très fortement altérée et affectée de processus hydrothermaux variés liés aux phénomènes tardi-magmatiques.

Entre 27 et 100 m, le sondage révèle une zone intensément argilitisée. La kaolinite, en très grande abondance, est associée à une paragenèse formée de calcite, gypse, alunite, barytine, pyrite et jarosite. Ce faciès est analogue à celui affleurant en surface dans le sondage MS 3.

De 100 à 346 m de profondeur, on passe progressivement à une roche andésitique de plus en plus silicifiée. Le quartz micro-agrégatif est associé à des hydro-micas et à de la pyrite granulaire en disséminations ou en réseaux filoniens et qui, par endroits, peut atteindre jusqu'à 10% de la roche. Cette pyrite porte le plus souvent les reliques de grains de blende et de galène qui dans tous les cas ne dépassent pas plus de 1% de la roche.

Le phénomène de silicification persiste de plus en plus en profondeur jusqu'à donner une roche presque entièrement constituée que de quartz microagréatif granoblastique et associé à de la séricite micro-écailleuse pour former des bérinites.

A partir de 346,0 m, un changement de faciès sur environ 2 m d'épaisseur a été observé. Il correspond à un endo-skarn représenté par l'association actinote, adulaire, épidote, grenat et renfermant une minéralisation sulfurée représentée par le développement successif de pyrite, chalcopryrite, galène et blende. La pyrite, 10 à 15 % de la roche, forme des grains xénomorphes isolés et corrodés assez souvent partiellement remplacés par de la blende et de la galène (1 à 3 %).

A la profondeur de 348,1 m, le sondage atteint la formation argilo-gréseuse du Jurassique supérieur. La roche, constituée de matériel argilo-gréseux associé à des hydro-micas, a été pyritisée dans une proportion de près de 15 %. Le sulfure apparaît sous deux formes texturales :

- diagénétique : en grains disséminés

- épigénique : en veinules anastomosées, d'épaisseur variable, et associé au quartz.

Par ailleurs, cette formation argilo-gréseuse montre, en certains endroits, des intercalations centimétriques de roche à matériel métasomatique complexe à chlorite, hydro micas à carbonate, épidote et grenat. L'abondance d'adulaire et d'hydro-micas témoigne d'intense phénomène hydrothermal métasomatique.

Cette assise argilo-gréseuse persiste jusqu'à la profondeur de 380 m où apparaît un niveau de 0,5 m représentant son contact avec la formation carbonatée du Jurassique inférieur. Il correspond à un calcaire dolomitique pélitisé, fortement bréchifié, et contaminé par une minéralisation sulfurée, près de 15 %, formée de pyrite et de marcassite associées à un peu de galène et plus rarement à de la blende.

Au-delà de cette limite, on passe à la formation carbonatée dolomitique marmorisée et presque monominérale. Au carbonate s'associe du quartz microagrégatique en faible quantité. Des veinules à chlorite, pyrite et magnétite parcourent la roche. Certains niveaux de la formation sont fortement minéralisés en magnétite et pyrite mais sur des épaisseurs assez faibles ne dépassant pas 2 à 3 m.

A partir de 466,6 m : le sondage révèle un faciès sidéritique avec dissémination granulaire de pyrite et de magnétite. L'abondance de la sidérite en agrégats compacts pourrait s'expliquer par la transformation locale des formations carbonatées sous l'effet de processus métasomatiques hydrothermaux.

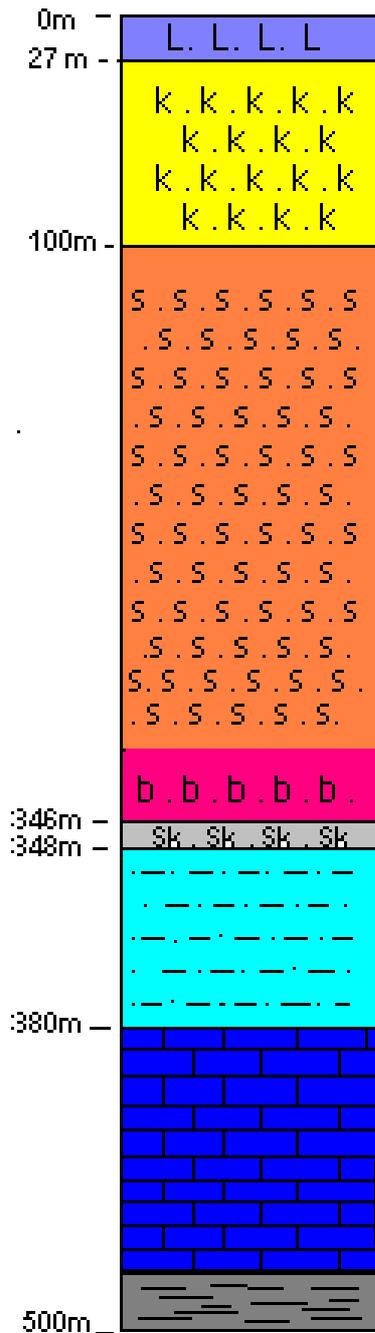


Fig.23 : Descriptif du sondage MS 12
 (X : 56473,11 m – Y : 208045,35 m – Z : 263,31 m)

Légende :

- 1- coulée basaltique plio-quaternaire
- 2- roche apoandésitique fortement kaolinisée
- 3- roche apoandésitique silicifiée (quartzite secondaire)
- 4- bérisites
- 5- endo-skarn à actinote, adulaire, épidote, grenat et minéralisation (pyrite, chalcoppyrite, galène et blende)
- 6- formation argilo-gréseuse du Jurassique supérieur
- 7- calcaire dolomitique du Jurassique inférieur
- 8- faciès sidéritique à dissémination de pyrite et magnétite



V.4. Gîtologie de la zone des Seabna-Arbouz

Les zones de transformations les plus importantes s'étendent entre Sebabna-Arbouz, Dar Gzouri et Dar Toumi, notamment dans la profonde vallée de l'Oued Bou Allouch (**Photos.44 et 45 et Fig.24**). Des anomalies en Cu, Zn, Pb, Ba et F y ont été mises en évidence. Elles correspondent surtout à l'affleurement, en surface, de métasomatites et de faciès skarnoïdes.

Les levés magnétométriques ont également indiqué d'importantes anomalies. Les données géophysiques montrent que cette zone est caractérisée par une résistivité faible témoignant alors de l'existence de terrains conducteurs.

Parmi les sondages réalisés dans cette zone, nous en avons retenu deux (MS 1 et MS 5) pour la description des faciès rencontrés en profondeur.



Photo.44 : vue de la profonde vallée de l'Oued Bou Allouch



Photo.45 : vue de la zone à filons d'alunite au sommet de Dar Toumi

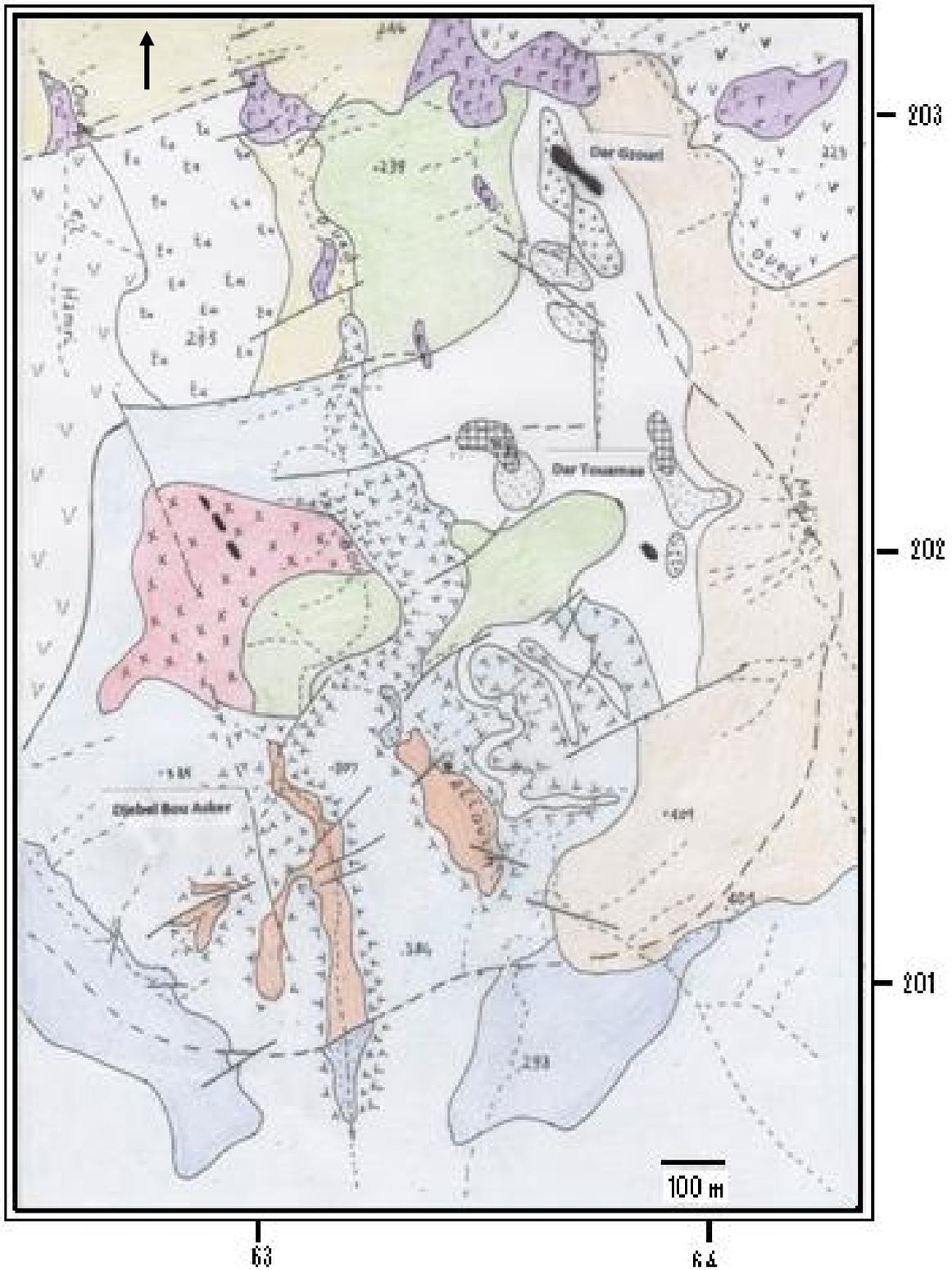


Fig.25 : Carte géologique et d'altération de la zone des Sebabna
(légende page suivante)

Légende

-  Sill Andésitique
-  Nappe de Lave Andésitique à biotite
-  Tuf Andésitique
-  Coulée Basaltique Pliocène
-  Jurassique inférieur : calcaires gris foncé pelitomorphes
-  Jurassique supérieur : marnes avec de fine intercalation de silstones et d'argiles
-  miocène synchro-nappes : grès, silstones et argilites
-  Pliocène : grès fossilisé
-  Faille
-  Faille Supposée
- ALTERATION DES ROCHES
-  Zone de blanchissement : andésite fortement kaolinisée
-  Zone à quartz et séricite
-  Zone quartzifiée à adulaire, calcédoine, énarigite
-  Quartzite secondaire à adulaire, opale, calcédoine
-  Zone silicifiée à cortège filonien d'alunite
-  Zone propylitisée à quartz, chlorite, épidote, calcite
-  Expansion du métamorphisme de contact dans les roches jurassiques
-  Calcaire jurassique marmorisé
-  Roches métasomatiques complexes : Skarns à grenats, coméennes pyroxéniques.
-  Zone ferruginisée, bréchifiée, à quartz secondaire et oxyde de fer (chapeau de fer)

V.4.1. Synthèse du sondage MS 1 (Fig.26)

D'une profondeur de 450 m, ce sondage est localisé dans une zone où les roches volcaniques ont subi d'intenses transformations.

Jusqu'à la profondeur de 136,5 m, la colonne est formée principalement de roches volcanogènes, de nature andésitique, composées d'une alternance de coulées, de brèches et de tufs. Elles ont été très fortement affectées par des processus de carbonatation, de silicification, d'argilisation et même de ferruginisation.

La composition métallogène comprend de la magnétite, en reliques ou en agrégats poly-cristallins, corrodée par de la pyrite, de la galène, de la blende et même de l'hématite. De la molybdénite apparaît en individus isolés et distribués très irrégulièrement. Elle corrode parfois la pyrite. La blende, en méta-grains et en agrégats, corrode la pyrite et se laisse corroder par de la galène. Le panabase, plus roche de la variété tennantite, apparaît en disséminations émulsionnées de chalcopryrite. La galène est présente sous forme de méta-grains corrodant le plus souvent la pyrite et plus rarement le cuivre gris.

Les successions paragénetiques dans ce faciès peuvent s'écrire :

- magnétite ◇ pyrite ◇ martite à partir de la magnétite ◇ molybdénite ◇ galène ◇ ...
- pyrite ◇ chalcopryrite ◇ blende ◇ cuivre gris ◇ galène ◇ ...

Entre 136,5 et 149,7 m, nous reconnaissons des roches métasomatiques composées de calcite, quartz, grenat associés à de la pyrite, de la magnétique et de l'hématite. Cette série peut être considérée comme un skarnoïde résultant de processus de skarnification de la formation carbonatée du Jurassique inférieur en contact avec la colonne magmatique sus-jacente.

Au-delà de cette profondeur, le sondage reste dans la formation carbonatée du Jurassique inférieur. Ces carbonates ont été marmorisés et fortement fissurés et bréchifiés. Ils englobent assez souvent des éléments de cornéennes à texture granoblastique. Plus de 50 % de la roche est composé de fragments clastiques et grossièrement broyés de calcaires métamorphisés, à texture granoblastique en mosaïque, emballés dans une matrice composée essentiellement d'amas granoblastiques de grossulaire associés à des impuretés de calcite finement broyée et recristallisée, d'idocrase, de matière argileuse et de pyrite. Les éléments de cornéenne, à cordiérite-sillimanite, sont également pyritisés.

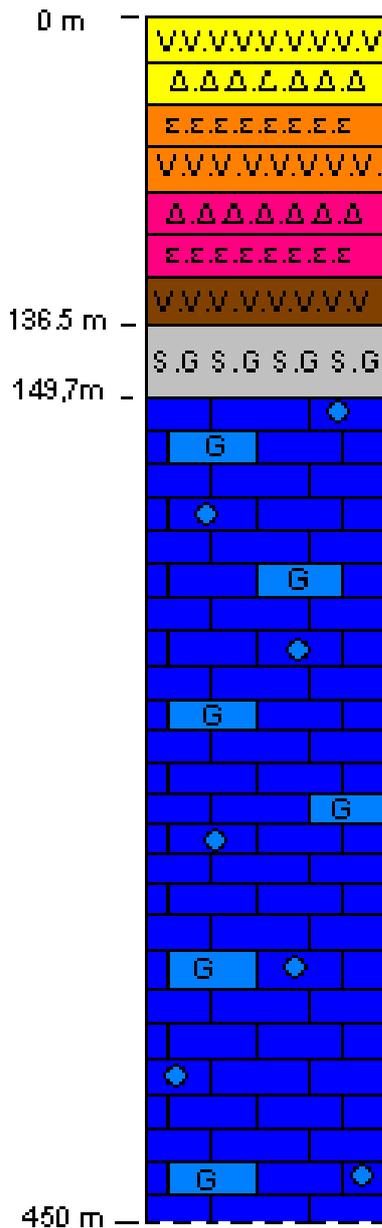
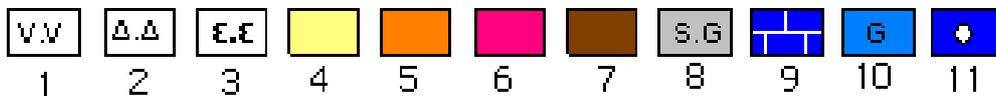


Fig.26 : Descriptif du sondage MS 1

(X : 58312,86 m – Y : 202637,42 m – Z : 351 m)

Légende :

- 1- coulée de lave andésitique
- 2- brèche andésitique
- 3- tufs andésitiques
- 4- roches kaolinisées
- 5- roches silicifiées
- 6- bérusites
- 7- carbonatation
- 8- skarnoïde à calcite, quartz, grenat, magnétique et pyrite
- 9- roches carbonatées du Jurassique inférieur
- 10- fragments clastiques grossièrement broyés de calcaires métamorphisé à texture granoblastique mozaïque, avec des formes circulaires et lenticulaires orientées, essentiellement d'amas granoblastique de grossulaire (grenat incolore) avec des impuretés de calcite finement broyée et recristallisée, d'idocrase, matière argileuse , et pyrite
- 11- éléments de cornéenne à cordièrite-sillimanite



La composition minéralogique de ce faciès ainsi que la distribution de ses constituants minéraux peuvent varier de manière irrégulière. Les phases métalliques, pyrite, galène, magnétite, hématite, wurzite et melnicovite ont cristallisé soit suite aux processus métasomatiques pour certaines ou suite aux dépôts des solutions pour d'autres. Elles ont du subir par la suite l'action de processus hydrothermaux plus tardifs ce qui accentue encore plus la complexité de la composition minéralogique des minerais.

La magnétite, sous forme de reliquats, est remplacée par l'hématite. La blende se distingue de la wurzite seulement par sa structure. Elle peut remplacer la pyrite tandis que la wurzite se dépose dans les vides et dans les joints inter-granulaires en individus fibro-radiés et fibreux. La melnicovite apparaît en formes collomorphes ou crypto-cristallines sub-arrondies. Elle peut être remplacée par de la pyrite

V.4.2. Synthèse du sondage MS 5 (Fig.27)

Situé à l'Ouest du MS 1, ce sondage a traversé la bande du contact du corps extrusif andésitique avec les formations du substratum jurassique. Le contact observé dans la coupe du sondage est très redressé.

Globalement, la synthèse de ce sondage révèle une épaisse colonne de roches propylitisées associée à plusieurs niveaux de skarns.

Le contenu minéralogique des roches skarnifiées est très varié : grenat, clinopyroxène, olivine, carbonates (calcite, dolomite, sidérite), phlogopite, wollastonite, trémolite-actinote, serpentines (antigorite, chrysolite, boulangérite, serpophyte), zéolites, scapolites, chlorite, smectite, kaolinite, quartz, ilvaite et titanite. Une partie de ces minéraux est typiquement skarneuse comme par exemple grenat-olivine alors que l'association hydrothermale carbonate-zéolites est plus fréquente.

Le niveau de skarns, situé dans l'intervalle **77 - 144 m**, est caractérisé par la présence de nombreux xénolites à minéralisation de magnétite-oligiste. La texture est rubanée et constituée par l'alternance de bandes carbonatées claires et de bandes ferrifère sombres de 3 à 7 mm de largeur.

Le niveau de skarns, situé dans l'intervalle **(334 - 403 m)**, est représenté principalement de grés irrégulièrement skarnifiés et la zone la plus transformée est surtout localisée dans l'intervalle **(335-374,25m)** soit près de 39 m d'épaisseur. Elle est également minéralisée par imprégnations de magnétite et d'oligiste. Ces skarns sont recoupés par des métasomatites filoniennes constituées de zéolites, de carbonates et d'hydro-silicates. Dans les agrégats à minéralisation ferrifère compacte, on peut observer des nids et des filons nets de pyrite et de pyrrhotite de quelques millimètres de puissance.

L'analyse microscopique d'échantillons du sondage MS 5 a permis de détailler la nature de la minéralisation métallifère qui est ainsi représentée par de la magnétite, de l'hématite, de la pyrrhotite, de la pyrite et de la marcassite. La chalcopryrite est plus rare (moins de 1%) alors que la pyrite et la pyrrhotite peuvent contenir des inclusions de la tétradymite.

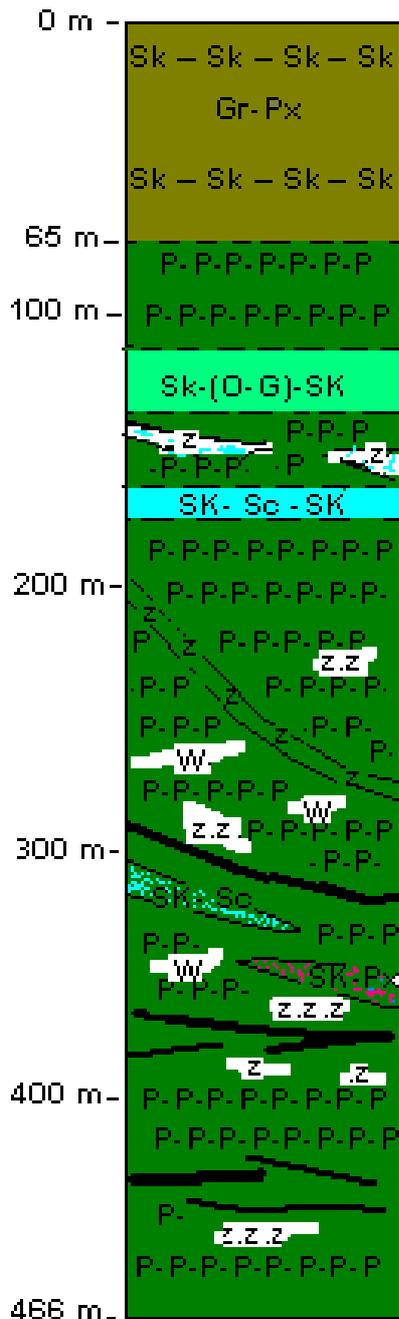
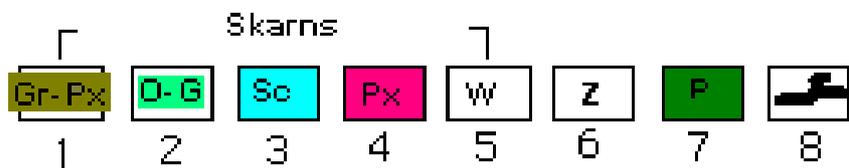


Fig.27 : Descriptif du sondage MS 5

(coordonnées : X : 58266,33 m - Y : 202582,42 m - Z : 349 m)

Légende

- 1-skarns à grenat et pyroxène
- 2-skarns à grenat et olivine
- 3-skarns à scapolites, pyroxène, magnétite et pyrite
- 4-skarns pyroxéniques (diopside hedenbergite)
- 5-skarns à wollastonite
- 6-métasomatite zéolitisée, filoniennes constituées de zéolites, carbonates et hydrosilicates. Elle est largement développée indépendamment des roche primaires (volcanites et roches sédimentaires) elle se manifeste en tant que pseudomorphose sur les produits Ca-Mg hydrothermaux sur les minéraux primaires des Skarns substituant les roches, remplit les vides et les filonnets.
- 7-propylite à carbonates, quartz, matière pélitique, épidote et séricite.
- 8-minéralisation ferrifère d'imprégnation de magnétite et oligiste, hématite, pyrrhotite associée à des sulfure (pyrite, chalcopyrite et galène).



Enfin, la zéolitisation est largement développée dans les matériaux du secteur des Seabna soumis à l'altération hydrothermale. Indépendamment des roches primaires (volcanites ou sédiments), elle se manifeste en tant que pseudomorphose sur les produits à Ca-

Mg hydrothermaux et sur les minéraux primaires des skarns substituant le ciment des roches clastiques et volcano-sédimentaires et remplissant les pores et les filonnets.

V.5. La minéralisation du complexe des M'Sirda

Les indices de la minéralisations de la région des M'Sirda, mis à jour principalement dans les zones de Chouchkha et des Sebabna, à la faveur des travaux de surface et de nombreux sondages, sont encaissés dans les roches andésitiques et les formations du substratum affectées par des processus d'altération hydrothermale.

Hormis l'ancien gisement de fer des Sebabna exploité dans les années trente, aucune autre manifestation de minerai n'est observée en surface.

Globalement, trois types de minéralisations peuvent être distingués : ferrifère, auro-argentifère et poly-métallique.

V.5.1. La minéralisation ferrifère

Cette minéralisation est principalement encaissée dans les formations carbonatées du Jurassique inférieur situées au sein d'auréoles de contact avec les extrusions andésitiques. Les niveaux rencontrés dans les sondages n'excèdent pas 2 à 3 m d'épaisseur.

La texture est massive à caverneuse et la minéralisation métallique dominante est représentée par de la magnétite, le plus souvent résiduelle, pouvant représenter jusqu'à près de 60 % de la masse. Celle-ci forme des agrégats compacts zonaires et concentriques. Elle est parfois pseudomorphosée en marcassite. De la pyrite granulaire et sub-cristalline apparaît également dans la masse minéralisée dans une proportion de moins de 10 %.

La minéralisation de magnétite semble s'être formée initialement suite aux processus pyro-métasomatiques déclenchés par l'effet thermique dû à la mise en place des extrusions andésitiques. L'altération ultérieure de la magnétite, probablement dans des conditions d'oxydation et liée à une augmentation locale de la température, a conduit à sa pseudomorphose en hématite et à la cristallisation de pyrite granulaire en pyrite sub-cristalline.

La succession paragenétique peut être ainsi reconstituée :

magnétite \diamond pyrite \diamond hématite \diamond calcite

Dans les sondages ayant traversé la colonne carbonatée, la magnétite peut persister mais avec des teneurs en deçà de 15 %. Elle se présente alors en grains xénomorphes le plus souvent corrodés par de l'hématite en amas cristallins aciculaires. De la sidérose apparaît

également et résulterait de la transformation de la calcite par des processus métasomatiques hydrothermaux.

V.5.2. La minéralisation auro-argentifère

Les travaux effectués, en surface et en profondeur, sur les zones de Chouchkha et des Sebabna ont révélé des teneurs en or et en argent détectées surtout par auro-spectrométrie et par analyses chimiques sur argent. Cette minéralisation est surtout développée au sein des métasomatites apo-andésitiques et semblerait favorable à une éventuelle prospection.

Les roches encaissantes sont constituées de quartz, adulaire, calcédoine et carbonate associés à de la pyrite, de la marcassite, de la chalcopryrite, de la galène et de la blende.

Dans la zone des Sebabna, certains sondages ont révélé de l'or et de l'argent associés à de la galène à inclusions xénomorphes de tellures d'argent et englobant jusqu'à 20 % de la surface des méta-grains. Ces tellures constatées également dans des zones plus profondes se caractérisent par de très petites tailles (0,01 à 0,05 mm) ce qui rend très délicat leur identification par méthode optique. Le test positif de la réaction micro-chimique a confirmé la présence d'Ag et de tellures correspondant à des pézites. Une étude minéralogique approfondie et détaillée paraît alors indispensable afin de déterminer la nature des associations avec ces tellures.

Dans le lit de l'Oued Bou-Allouch, la minéralisation est constatée dans deux fenêtres érodées d'une étendue de 45 et 80 m et laissant apparaître les calcaires liasiques en contact avec l'extrusion andésitique. Les meilleurs échantillons prélevés en surface ont révélé, par méthode spectrale, une teneur en Ag de l'ordre de 275 g/t.

Dans la zone de Chouchkha, l'échantillonnage isolé dans l'Oued Merrika, en saignées ponctuelles et en tranchées, a révélé des teneurs anormales en Au (< 0,03 g/t) et en Ag (13 à 175 g/t). En profondeur, les sondages donnent des teneurs assez appréciables en Au de l'ordre de 0,01 à 0,8 g/t alors que celles en Ag varient entre 10 et 80 g/t

Les quantités appréciables d'Au posent cependant un problème essentiel résidant dans sa détection et sa localisation parmi les paragenèses associées parce qu'il est le plus souvent infra-microscopique ou diffus dans les réseaux des sulfures.

V.5.3. La minéralisation poly-métallique

L'étude de terrain associée à la description des sondages, notamment dans les zones de Chouchkha et des Sebabna, montre que la minéralisation la plus importante du complexe

éruptif des M'Sirda est de nature poly-métallique. Sa diversité minéralogique reste, cependant, assez limitée.

La distribution de cette minéralisation se traduit essentiellement par quatre types de textures : disséminée, veinulée, massive et rubanée.

La texture disséminée reste la plus dominante, notamment dans les niveaux les plus superficiels. Elle comprend principalement des disséminations de pyrite parfois accompagnée de chalcopryrite ou de galène et blende.

La texture veinulée se caractérise par de fins filonnets, de moins de 1 cm de puissance, à remplissage d'oxydes et de carbonates associés également à de la pyrite, de l'arsénopyrite, de la galène et même de la blende.

La texture massive s'observe surtout dans les parties semi-profondes à profondes. Elle se traduit surtout par la présence de grandes plages centimétriques de pyrite associée à de la marcassite. On y rencontre également parfois de la chalcopryrite.

La texture rubanée n'a été reconnue qu'en profondeur notamment dans les zones propylitisées. Elle montre, le plus souvent, des alternances de lits de pyrite et d'arsénopyrite au sein d'une masse andésitique vert grisâtre.

La reconnaissance macroscopique de cette minéralisation poly-métallique révèle surtout la présence de pyrite, de chalcopryrite, de galène, de blende, d'hématite et assez rarement d'azurite.

La pyrite est toujours dominante dans cette minéralisation. Elle se présente en grains ou imprégnations disséminées, sous forme de cristaux automorphe et même en agrégats cristallins massifs. Des grains jointifs de pyrite remplissent souvent les veinules simples ou en réseaux complexes.

La chalcopryrite forme le plus souvent des agglomérats noyés dans la masse andésitique.

La galène et la blende, difficilement reconnaissables sur les échantillons, apparaissent faibles disséminations ou occupant les veinules.

L'hématite peut être relativement abondante en roche et donne par son éclat métallique l'illusion de cuivre natif. Dans les niveaux superficiels, elle s'oxyde rapidement et perd son éclat.

L'azurite apparaît quelques fois en cristaux prismatiques formant parfois des chapelets en bordure de la pyrite.

V.6. Description microscopique de la minéralisation poly-métallique

L'étude microscopique de la minéralisation poly-métallique des M'Sirda a révélé la présence de l'association minéralogique à pyrite, chalcoppyrite, blende, galène, arsénopyrite, marcassite, magnétite et pyrrhotite. Cette minéralisation est accompagnée par une gangue essentiellement calcitique et quartzeuse.

V.6.1. Les minéraux métalliques

a) La pyrite (FeS_2)

C'est de loin le sulfure le plus abondant et omniprésent mais ses proportions sont assez variables. La pyrite peut remplir des fissures de 1 à 9 mm de puissance. Elle s'exprime surtout en disséminations et peut montrer ainsi des habitus assez variés : rarement en cristaux mais le plus souvent en plages ou en agrégats. Deux types morphologiques de pyrite, attribués aux différentes étapes hydrothermales de l'évolution magmatique, peuvent être reconnus.

Le premier type est syn-volcanique et se développe sous forme d'imprégnations grenues cristallines, rarement veinulées ou en 'nids'. Par endroits, cette pyrite syn-volcanique est remaniée et envahie par les solutions hypogènes post-volcaniques.

Le deuxième type est post-volcanique et largement répandu dans les roches métasomatisées. Cette pyrite peut être alors représentée par deux générations :

- **la pyrite I** : sous forme de grandes plages, de 1 à 4 mm, disséminées dans la roche andésitique. Ces plages peuvent être parfois régulières et donnant ainsi des textures massives ou en rubans. La pyrite I peut former également des grains ovoïdes associés à de l'hématite lamellaire. Les plages de pyrite I sont par endroits recoupées par des veinules à remplissage de cristaux automorphes de pyrite II et de chalcoppyrite et de blende.

Quelques fois, la pyrite I montre des structures de recuit suite à un réchauffement dû à des circulations de fluides chauds ;

- **la pyrite II** : montre des formes variables, soit en cristaux automorphes de petite taille, ou encore en plages xénomorphes en relation directe avec les autres sulfures. Ces plages sont observées soit en disséminations dans la roche encaissante ou en remplissages de veinules millimétriques. Les formes, constatées lors de l'analyse microscopique, correspondent à des méta-grains xénomorphes à subautomorphes, isolés et souvent corrodés. Les sections peuvent être aussi polyédriques à quadratiques (**Photos. 46 et 47**).

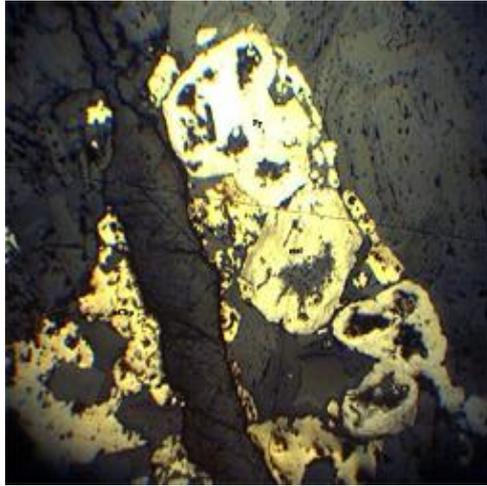


Photo. 46 : micrographie montrant de la pyrite II en section polyédrique complètement fracturée et colmatée par de la blende, galène et chalcopyrite. (LR x 80).

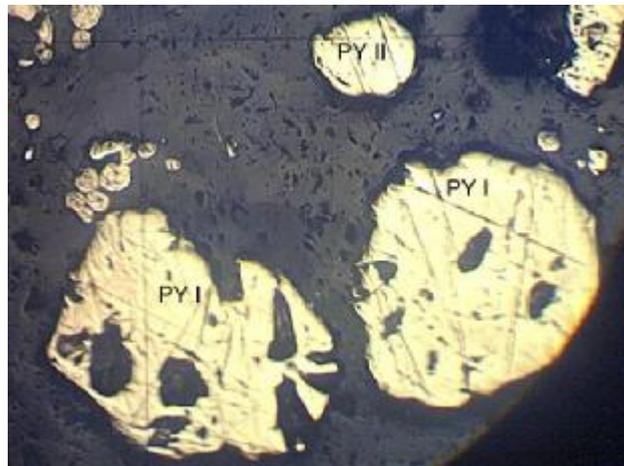


Photo.47 : micrographie montrant des cristaux ovoïdes de pyrite II (LR x 80).

En profondeur, les plages de pyrite II sont assez souvent fracturées et colmatées par de la blende, de la galène et de la chalcopyrite.

Par ailleurs, la pyrite II peut être partiellement pseudomorphosée par de la marcassite, (**Photo.48**), alors que les plages xénomorphes sont fréquemment corrodées par de la chalcopyrite et de la blende.

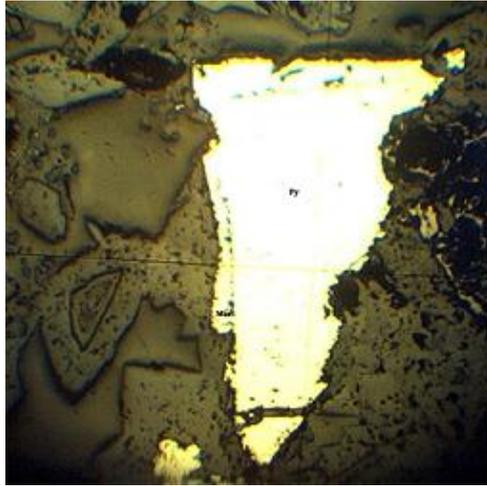


Photo.48 : micrographie montrant un cristal de pyrite II bordé de marcassite qui la remplace.
(LR x 8).

b) La magnétite (Fe_2O_3)

Cet oxyde de fer apparaît aussi bien dans les roches andésitiques et dans les calcaires marmorisés encaissants. Il est observé tout au long des sondages toujours en association avec l'hématite. La magnétite montre une tendance à l'automorphie avec des cristaux, de 0,5 à 1 mm, à sections carrées, losangiques ou même rectangulaires disséminés dans la roche andésitique (**Photo.49**).

La magnétite est parfois pseudomorphosée en hématite, mais ne semble pas présenter de relations directes avec les sulfures sauf avec la pyrite I.



Photo.49 : micrographie montrant des cristaux automorphes de magnétite. (L.R. x 80).

c) L'hématite (Fe_2O_3)

Cette phase semble plus abondante que la magnétite. Elle facilement reconnaissable grâce à ses réflexions internes rouges caractéristiques. Deux types d'hématite peuvent être reconnus :

- **l'hématite primaire** : souvent associée à la pyrite I et correspond à une pseudomorphose lamellaire se développant aux dépens de cristaux de magnétite (**Photos. 50 et 51**). Elle est pulvérulente, avec des réflexions internes rougeâtres, et montre une forte anisotropie et des macles polysynthétiques ;

- **l'hématite supergène** : elle apparaît en cristaux ou en plages souvent associés à la pyrite et la magnétite. Elle résulterait d'une pseudomorphose totale de minéraux et donne ainsi des structures squelettiques.

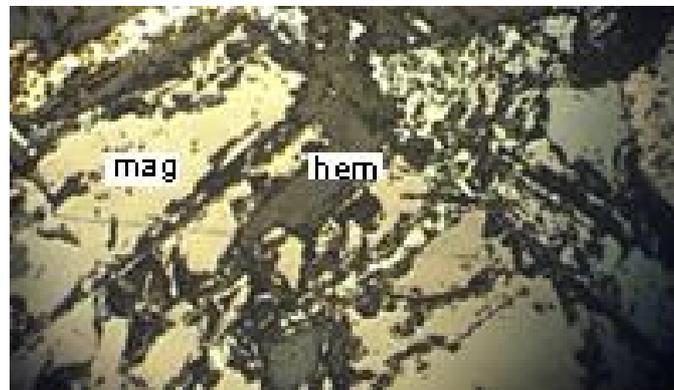


Photo.50 : micrographie montrant de l'hématite (hem) remplaçant de la magnétite (mag) le long des clivages. (L.R. x 80)

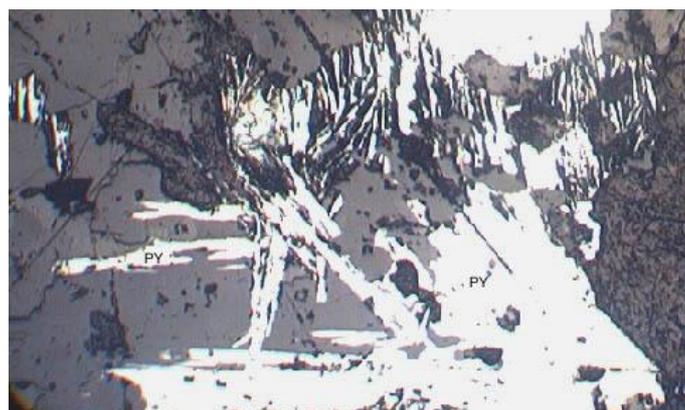


Photo.51 : micrographie montrant des cristaux primaires d'hématite lamellaire associée à de la pyrite I. (LR x 80).

d) La marcassite (FeS_2)

Ce sulfure est intimement associée à la pyrite par pseudomorphose mais peut également accompagner l'arsénopyrite et la pyrite II. Elle est difficilement reconnaissable car ne montrant pas de forme caractéristique. La marcassite est assez souvent amorphe et se présente en plages à contours très irréguliers corrodant les plages de pyrite II et parfois de chalcopryrite. Par endroits, elle peut former des amas cristallins zonaires rarement dendritiques.

e) L'arsénopyrite ($FeAsS$)

Elle est également peu abondante et est souvent liée à la marcassite et la pyrite II. Les sections d'arsénopyrite sont de forme losangique et tendent à s'accoler par endroits aux cristaux de pyrite II. Ils peuvent être aussi corrodés par des plages de galène.

L'arsénopyrite se présente également en plages xénomorphes renfermant des inclusions de chalcopryrite et recoupant les plages de pyrite II.

f) La chalcopryrite ($CuFeS_2$)

Elle apparaît en petits grains disséminés ou en petites plages xénomorphes associées à la pyrite II et à la blende. La chalcopryrite tend souvent à se propager à travers les fractures des plages de pyrite II et ses bordures sont soulignées par de la blende et parfois même par de la galène (**Photo. 52**). La chalcopryrite peut être parfois remplacée par de la bornite (**Photo. 53**).



Photo.52 : micrographie montrant des micro-veinules de chalcopryrite et de pyrite II.
(LR x80)

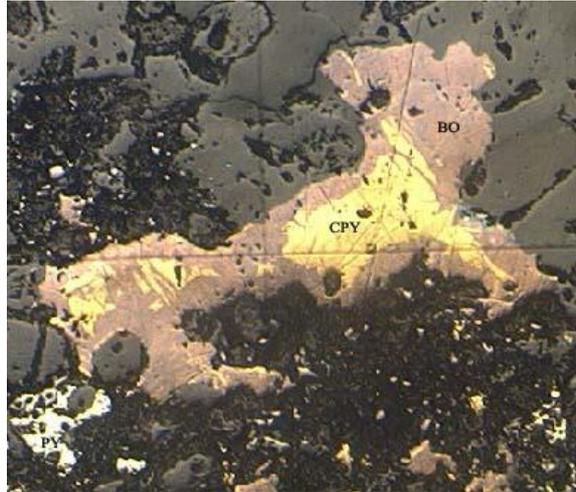


Photo.53 : micrographie montrant le remplacement de la chalcopyrite (CPY) par de la bornite (Bo)
(L.R. x 80)

g) La pyrrhotite ($Fe_{1-x}S$)

Cette phase sulfurée semble constituer la phase intermédiaire assurant le passage vers la cristallisation de la pyrite I. Elle se présente en petites plages xénomorphes à inclusions de pyrite I et de chalcopyrite. Celle-ci peut parfois l'envahir complètement (**Photo. 54**).

La pyrrhotite est peu abondante à cause de son remplacement immédiat et intensif par la pyrite I et se manifeste ainsi en grains résiduels xénomorphes de 0,02 et 0,16 mm de diamètre.

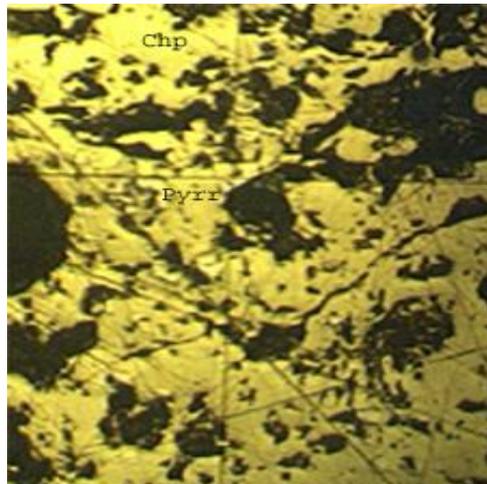


Photo.54 : micrographie montrant des reliques de pyrrhotite (Pyrr) à l'intérieur de grandes plages de chalcopyrite. (L.R. x 80).

h) La blende (ZnS)

Elle est assez abondante et apparaît en grains isolés ou en plages xénomorphes disséminées ou formant des veinules millimétriques. Elle est de couleur brun foncé avec des réflexions internes variables dans les tons rouges orangés à sombres.

La blende montre des associations avec les autres sulfures. Elle contient de fréquentes inclusions de pyrite II et de chalcopryrite alors qu'elle peut être fréquemment corrodée par de la galène (**Photo. 55**). Par ailleurs, la blende a tendance à remplir les fractures affectant les plages d'arsénopyrite.

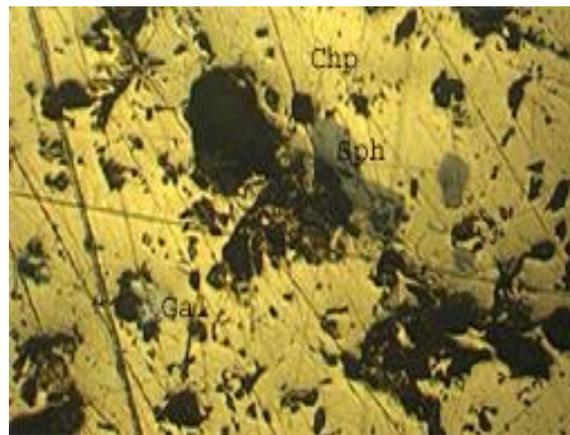


Photo.55 : micrographie montrant de la blende (Sph) et de la galène (Gal) en plages amiboïdes remplaçant la chalcopryrite (Chp). (LR x 80)

i) La galène (PbS)

Elle présente pratiquement les mêmes proportions que la blende avec laquelle elle est fréquemment associée (**Photos. 56 et 57**). La galène est grise et présente des arrachements triangulaires caractéristiques. Ses formes les plus répandues sont xénomorphes alors que les sections sub-automorphes à automorphes sont corrodées et moins abondantes. La galène peut renfermer des inclusions de pyrite I comme elle peut être souvent remplacée par de la pyrite II et de la blende.

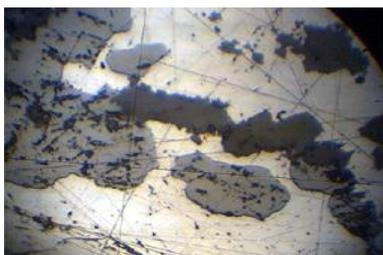


Photo. 56 : micrographie montrant des

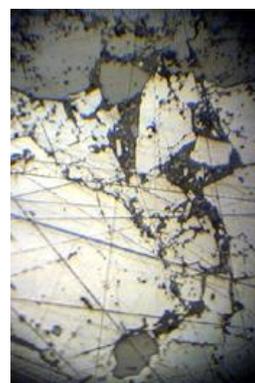


Photo.57 : micrographie montrant des plages

inclusions de blende (en gris) dans de
la galène (en blanc). (L.R. x 80)

de blende et de galène cataclasées.
(L.R. x 80)

j) La malachite

Elle est observée en quantité négligeable en association aux sulfures polymétalliques sous forme d'enduit de couleur verdâtre.

k) Les hydroxydes de fer

Dans les niveaux de la zone d'oxydation, la transformation de la pyrite en limonite et en jarosite est bien exprimée. La limonite se présente essentiellement sous forme d'amas ou d'enduits crypto-cristallins.

V.6.2. Les minéraux de gangue

La minéralisation poly-métallique des M'Sirda est accompagnée par une gangue essentiellement quartzreuse et calcitique dans laquelle apparaissent de nombreuses autres phases minérales d'altération hydrothermale telles que kaolinite, chlorite, épidote, séricite, actinote et gypse.

a) Le quartz

Il forme le plus souvent de petits grains xénomorphes (0,05 à 1 mm) et engrenés. Il est associé dans la matrice avec les carbonates ou la séricite comme il peut également constituer parfois de fines veinules, n'excédent pas 0,2 mm, ou des agrégats xénomorphes renfermant de fines écailles de séricite.

Selon ses différents habitus, le quartz semble montrer deux générations :

- quartz I : crypto-cristallin provenant probablement de la recristallisation du verre et/ou de l'altération des plagioclases ;
- quartz II : en veinules et associé à de la minéralisation ou sous forme de plages xénomorphes associées à la calcite II.

Par ailleurs, de la calcédoine à aspect fibreux et assez rare, peut être également associée à la calcite II.

b) La calcite

La carbonatation peut représenter un processus important parmi les phénomènes épigéniques et peut atteindre près de 25 % du volume total de la roche selon le degré d'altération. Les carbonates correspondent le plus souvent à des cristaux de calcite de taille variable entre 0,1 et 3 mm. Ils constituent parfois avec le quartz des structures en « nids » témoins du processus métasomatiques hydrothermaux.

Selon ses habitus, trois générations de calcite peuvent être reconnues :

- calcite I : forme de petites plages ou des agrégats résultant de l'altération des plagioclases surtout ;
- calcite II : apparaît en plages xénomorphes accompagnant la minéralisation ;
- calcite III : tardive et se présente sous forme de veinules recoupant la roche et la minéralisation.

c) La chlorite

Cette phase minérale résulte principalement de l'altération des ferromagnésiens de la roche andésitique initiale. Dans les propylites, elle se retrouve disséminée en association avec les carbonates, la séricite, la kaolinite, l'épidote et le quartz ou peut même former des amas de plus de 4 mm de diamètre donnant à la roche un aspect tacheté

En lame mince, la chlorite apparaît en petites paillettes accompagnant de l'actinote fibreuse et résultant de la pseudomorphose de l'amphibole. Elle se développe également aux dépens de la biotite.

d) La séricite

Cette variété de mica blanc, parfois à nuances bleutées, forme de fines écailles, de moins de 0,1 mm, et provenant essentiellement de l'altération des plagioclases qu'elle corrode parfois complètement.

e) La kaolinite

Le processus de kaolinitisation reste assez superficiel et est responsable du blanchissement des roches andésitiques. La kaolinite est parfois relativement abondante dans la pâte et résulte surtout d'une intense péliteisation des feldspaths.

f) L'épidote

Elle apparaît surtout en profondeur dans les propylites et les faciès skarnoïdes. Elle se présente en cristaux prismatiques, de 0,2 à 1,2 mm, isolés dans la mésostase ou regroupés en amas. Par endroits, l'épidote peut former des agrégats avec la chlorite et l'actinote.

g) L'actinote

Cette phase est peu abondante. Elle forme des acicules verdâtres, de 0,1 à 0,2 mm de long, se développant conjointement avec de la chlorite aux dépens de l'amphibole.

h) Le gypse

C'est un minéral assez tardif qui forme souvent des cristaux automorphes envahis par la calcite III.

V.7. Discussion et conclusion à l'étude gîtologique

Le complexe éruptif des M'Sirda présente une minéralisation poly-métallique encaissée dans des roches situées dans le voisinage immédiat de volcano-structures en forme d'extrusions et fortement transformées par des processus pyro-métasomatiques et hydrothermaux.

L'effet thermique, dû à la mise en place de corps magmatiques chauds dans un encaissant sédimentaire froid, a déclenché des transformations pyro-métasomatiques limitées essentiellement à proximité des zones de contact. Ce réchauffement va également favoriser une re-mobilisation des fluides qui vont d'abord accélérer ces processus de transformation et se propager ensuite pour provoquer des transformations typiquement hydrothermales plus étendues.

De part et d'autre des contacts péri-extrusifs, les roches sont skarnifiées et leur état initial est parfois pratiquement méconnaissable.

Les transformations hydrothermales se sont exprimées par divers processus d'argilisation, de silicification et de propylitisation.

En surface et en sub-surface, ce sont essentiellement les processus d'argilisation et de silicification qui prédominent. La propylitisation est plus profonde et s'accompagne souvent d'une forte carbonatation. Par endroits, une séricitisation vient s'intercaler entre les niveaux silicifiés et les roches propylitisées.

D'une manière générale, toutes ces zones transformées encaissent une minéralisation poly-métallique essentiellement pyriteuse hydrothermale qui semble être surtout contrôlée par la zone à forte altération propylitique. Sa répartition est variable, le plus souvent disséminée et en veinules, à distribution irrégulière et avec des teneurs moyennes de 20 à 25 %. Exceptionnellement par endroits, cette minéralisation pyriteuse peut former des masses compactes, dans de petits niveaux de 0,4 à 1 m de puissance, atteignant ainsi des teneurs de 85 à 90 % du volume de la roche.

Le cortège poly-métallique accompagnant la pyrite comprend : chalcopryrite, galène blende, marcassite, pyrrhotite, arsénopyrite, magnétite, hématite, tennantite, goethite, hydrogoethite et jarosite.

Globalement, cette minéralisation semble résulter de deux types génétiques d'altération hydrothermale : une altération hypogène et une altération hypergène.

L'altération hypogène s'est exprimée d'abord par un stade précoce se traduisant par le remplacement successif des sulfures initiaux par d'autres plus tardifs selon la succession : pyrite I \diamond blende \diamond galène.

Le stade tardif, dans un régime thermochimique différent, s'est caractérisé par la substitution des sulfures selon la succession :

galène \diamond pyrite II \diamond marcassite.

L'altération hypergène est bien développée dans les niveaux de la zone d'oxydation et s'est manifestée par la décomposition de la pyrite en hydroxydes de fer et en jarosite selon la succession : pyrite \diamond goethite \diamond hydro-hématite \diamond jarosite.

Par ailleurs, la minéralisation sulfurée poly-métallique des M'Sirda semble se distinguer par deux associations paragenétiques dans lesquelles la pyrite reste dominante. Ces paragenèses sont :

- magnétite – hématite - pyrite I ;
- pyrite II – pyrrhotite – chalcopryrite – marcassite – arsénopyrite – blende - galène.

Ces associations pourraient aussi suggérer que le cycle hydrothermal a évolué selon deux phases principales, l'une *hydrothermale* et l'autre *supergène*, responsables de la formation de l'ensemble des paragenèses de minéraux tant métalliques que non métalliques (Tab.5).

La phase hydrothermale comprend deux étapes :

(i) **une étape pré-minérale** correspondant à la formation de quartz, de séricite, d'épidote et de la calcite I associés à de la magnétite et de la pyrite I ;

(ii) **une étape minéralisatrice** caractérisée par l'apparition de la pyrite II, de pyrrhotite, de chalcopyrite, de marcassite, d'arsénopyrite, de blende et de galène.

Cette étape peut être subdivisée en deux stades :

* **stade 1** au cours duquel se forme la pyrite II, succédant à l'hématite et la magnétite I, mais suivie par la chalcopyrite I, la pyrrhotite, l'arsénopyrite, la blende I et la galène I. Les minéraux de ce stade ont subi, par endroits, une fracturation et un métamorphisme de contact responsable d'un phénomène de recuit de la pyrite II, de plissements dans la galène I et probablement de la transformation de la pyrite II en pyrrhotite ;

* **stade 2** caractérisée par le dépôt de magnétite II, de chalcopyrite II, de blende II et de galène II.

La phase supergène est marquée par la formation des minéraux d'altération à partir des minéraux métalliques. Elle concerne la mise en place des oxydes et hydroxydes métalliques suivants : hématite, goéteite, malachite, azurite, limonite et jarosite.

Minéraux	Phase hydrothermale		Phase supergène
	Etape préliminaire	Etape minéralisatrice	
Argile	—		
Gypse			—
Quartz	I	F II	
Calcite	I	R II	III
Séricite	—	A	
Chlorite	—	C	
Epidote	—	T	
Magnétite	I	U	
Hématite	—	R	—
Pyrite	I RECULTE	A	
Pyrrhotite		T	
Marcasite		I	
Chalcopyrite		II	
Arsénopyrite		—	
Sphalérite		—	
Galène		—	
Bornite			—
Covellite			—
Azurite			—
Jarosite			—

Tab.5 : Récapitulatif de la succession paragenétique de la minéralisation poly-métallique des M'Sirda.

Conclusions Générales

La région des M'Sirda, en Oranie nord occidentale, s'est caractérisée au Néogène par deux périodes d'activité volcanique majeures. La première, d'âge Miocène, s'est traduite par des émissions basalto-andésitiques d'affinité calco-alcaline. La seconde, d'âge Plio-Quaternaire, est responsable d'émissions de basaltes.

Les éruptions andésitiques, pyroclastites et laves surtout, forment parfois des volcano-structures en dômes autours desquels apparaissent des zones d'altération assez poussée. Les transformations constatées traduisent une argilisation prononcée en surface, une silicification largement développée en sub-surface et une propylitisation en profondeur accompagnée assez souvent par une carbonatation.

Les associations minérales typomorphes de ces différents aspects de l'altération (kaolinite, quartz, séricite, chlorite, épidote, alunite, adulaire ...) sont caractéristiques de mécanismes d'altérations hydrothermales post-magmatiques liées à la mise en place d'extrusions sub-volcaniques en relation avec un encaissant essentiellement carbonaté et argilo-gréseux.

L'effet thermique, induit par la mise en place des corps magmatiques chauds, a d'abord provoqué des transformations pyro-métasomatiques dans l'encaissant et a favorisé, également, une re-mobilisation des fluides, par réchauffement, qui vont alors se propager de part et d'autre des contacts et déclencher des processus d'altération hydrothermale qui vont s'intensifier, depuis les zones les plus profondes jusqu'en surface, selon plusieurs étapes.

Ainsi, l'action des corps magmatiques sur les terrains environnants est double. D'une part, ils réchauffent ces terrains en suscitant leur recristallisation selon des auréoles plus ou moins continues et caractéristiques d'un métamorphisme thermique. D'autre part, l'émission de composés volatils chauds, à partir des extrusions ou de leurs parties profondes, déclenche des processus métasomatiques avec échange de matière de part et d'autre des contacts péri-extrusifs et aboutissant ainsi la formation d'auréoles de faciès skarnoïdes d'extension relativement limitée.

Les produits du métamorphisme thermique et ceux des échanges métasomatiques peuvent être interprétés comme le résultat d'une *bi-métasomatose* se produisant dans le périmètre immédiat des extrusions.

Par ailleurs, l'étude pétrographique détaillée montre que les faciès altérés, au voisinage des dômes andésitiques, encaissent une minéralisation poly-métallique montrant une paragenèse assez complexe à dominance de pyrite associée à de la magnétite, de la pyrrhotite, de la chalcopyrite, de la sphalérite, de la galène, de la blende, de l'arsénopyrite, de la marcassite, de la bornite, de la melnicovite et de l'or.

Cette minéralisation apparaît sous trois types morphologiques principaux :

- une minéralisation disséminée de grains de sulfures (pyrite, chalcopryrite, sphalérite, galène) et de magnétite. La puissance des niveaux disséminés est centimétrique à rarement métrique ;
- une minéralisation bréchique qui comprend des agrégats massifs plus ou moins cataclasés soit de sulfures, pyrite surtout, soit de magnétite ;
- une minéralisation en veinules sécantes, d'épaisseur millimétrique, à remplissage de sulfures et d'oxydes (magnétite, hématite principalement) dans une gangue quartzo-carbonatée.

De plus, cette minéralisation se caractérise par deux associations paragénétiques :

1. magnétite - hématite - pyrite I ;
2. pyrite II - marcassite - chalcopryrite - arsénopyrite - sphalérite - galène.

Ces deux successions paragénétiques résulteraient principalement de deux types génétiques d'altération hydrothermale, hypogène et hypergène.

L'altération hypogène s'est exprimée en deux stades hydrothermaux métasomatiques. Le stade précoce s'est traduit par le remplacement successif des sulfures initiaux par d'autres plus tardifs (pyrite I → sphalérite I → galène). Le stade tardif s'est manifesté par la substitution des sulfures se développant dans un autre régime thermo-chimique (galène → sphalérite II → pyrite II → marcassite).

L'altération hypergène est bien développée dans les niveaux de la zone d'oxydation. Elle se caractérise par la décomposition de la pyrite en hydroxydes de fer et en jarosite, la chalcopryrite en azurite et malachite, la magnétite en hématite métallifère. Ces minéraux ont été formés dans la fissuration des corps minéralisés où les conditions sont favorables à l'activité d'agents d'altération exogènes. Le quartz et la calcite représentent l'essentiel de la gangue.

En outre, le complexe éruptive des M'Sirda est également caractérisé par une minéralisation auro-argentifère. La présence de l'or et de l'argent ne peut être expliquée que par le phénomène d'isomorphisme dans la maille cristalline d'autres minéraux. L'or décrit pourrait appartenir à un type de gisement de type épithermal car il se présente probablement en association avec l'argent sans aucun doute en inclusions dans les sulfures. Si tel est le cas, la minéralisation Au-Ag des M'Sirda pourrait s'avérer prometteuse en relation avec les

nouvelles techniques de traitement et d'exploitation de minerai à faible concentration. Des études plus approfondies de terrain et de laboratoire (microscopie électronique, microsonde électronique, microsonde ionique...) permettront de mieux caractériser cette minéralisation auro-argentifère.

Enfin, la minéralisation poly-métallique à Pb-Zn-Cu est peu abondante dans les M'Sirda et ne semble pas présenter d'intérêt économique important.

Références Bibliographiques

Abad Z. (1993). Etude volcanologique et pétrographique des laves quaternaires de la région de Ghazaouet (Oranie). Thèse Magister, U.S.T.H.B., Alger 100 p.

Ait-Hammou F. (1987). Etude pétrographique et géochimique du volcanisme d'âge Miocène de la région de Hadjout (Ouest algérois). Thèse Magister, U.S.T.H.B., Alger 193 p.

Barnes H.L. (1979). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Barnes. H. L. Editors (2nd Ed.), Chap.8, pp. 404-460.

Belanteur A. (2000). Le magmatisme miocène de l'Algérois : géochronologie de mise en place , pétrologie et implantations géodynamiques, Thèse Doct. Etat, USTHB, Alger.

Belanteur O., Bellon H., Maury R., Ouabadi A., Coutelle A., Semroud B., Megartsi M. et Fourcade S. (1995). Le magmatisme miocène de l'Est algérois, géologie, géochimie et géochronologie ^{40}K - ^{40}Ar . C.R.Acad.Sci.Paris, série Iia, pp.489-496.

Bellon H. (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrique : implications géodynamiques. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris Sud, 367p.

Bellon H., Bordet P. et Montenat C. (1983). Chronologie du magmatisme néogènes des Cordillères Bétiqes (Espagne méridionale). Bull.Soc.géol.France, (7), t. XXV, n°3,

Bellon H. et Brousse R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental : essai de synthèse. Bull.Soc.France, XIV (7), pp. 469-480.

Bellon H. et Guardia P. (1980). Le volcanisme alcalin plio-quaternaire d'Algérie occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique. Rev. Géol. Dyn. et de Géogr. Phys., 22, Fasc.3, pp.213-222.

Bellon H., Guardia P. et Magné J. (1984). Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale) conséquence géodynamique. Géologie Méditerranéenne, tome 2, n° 3, pp.255-264.

Belmouhoub A. (2004). Les minéralisations sulfurées à Cu, (Au), Pb-Zn associées aux roches volcaniques miocènes du massif de Tifaraouine (Sahel d'Oran) : pétrographie, géochimie et prospection minière. Thèse Magister, USTHB, Alger, 172 p.

Benali H. (1994). Les dômes périphériques du massif volcanique d'El Aouana (Jijel, Algérie). Thèse Magister, USTHB Alger, 90 p.

Bendoukha R. (1987). Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique de la Basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB Alger, 159 p.

Besson M. (1980). Le magmatisme associé aux complexes minéralisés : facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées de nickel. Mémoires du BRGM., n° 97.

Ciszak R. (1993). Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Thèse Doct. Etat, Univ. Toulouse, 513 p.

Coulon C., Megartsi M. , Fourcade S., Maury R. C., Bellon H., Louni-Hacini A., Cotten I., Coutelle A. and Hermite D. (2002). Post collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria) : magmatic expression of a slab breakoff.. Lithos 62, pp. 87-110.

El-Azzouzi M., Griffith J.B., Bellon H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten J. et Hernandez J. (1999). Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. C.R.Acad.Sci., Paris, Sciences de la Terre et des Planètes, 329, pp.95-102.

Fenet B. (1975). Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse Doct.Etat, Univ. Nice, 301p.

Fischer R.U. et Schmincke H.U. (1984). Pyroclastic Rocks. Springer Verlag Editions. Berlin-Haidelberg, New-york-Tokyo.

Franklin J.M. (1996). Gîtes sulfurés massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. In : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, rév. Par O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I.Thorpe, Géologie du Canada, n° 8. pp.174-201.

Gautier et Roubault (1938)

Gentil L. (1903). Etude géologique du bassin de la Tafna. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, n°4, 425 p.

Girod M. et Girod N. (année ???). Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. **Références ???**

Girod et al. (1984). Les roches volcaniques. Pétrographie et cadre structural. Editions Doin, Paris

Glaçon J. (1967). Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien (Algérie). Publ. Ser. Carte Géol. Algérie, nouvelle.série, Bull. n° 32, 2^{ème} tome.

Glangeaud L. (année ???). Origine des gîtes métallifères du Nord de l'Algérie entre Ténès et Djidjelli. Congrès International des mines de la métallurgie et de géologie appliquée, 7^e Session , Paris

Gourinard Y. (1958). Recherche sur la géologie du littoral Oranais. Epirogenèse et nivellement . Bulletin n°6.

Graine-Tazerout Kh. (1997). Les dépôts pyriteux et les minéralisations à Zn, Pb et Cu du massif volcano-plutonique miocène de l'Oued Amizour (Béjaia, Algérie) : environnement volcanologique, altérations hydrothermales et typologie des minéralisations. Thèse Magister, U.S.T.H.B Alger, 227 p.

Gravelle M. (1959). Etudes géologiques et prospection minière dans le massif éruptif de l'Oued Amizour (Algérie). Bull.serv. Carte Géol. Algérie.Nlle. Série, Bull. n°28, pp.149-216.

Guardia P (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent Africain d'après l'étude de l'Oranie Nord Occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. Thèse Doct. Etat. Université de Nice, 286 p.

Harmand C. et Cantagrel J.M. (1984). Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Moyen-Atlas (Maroc) : chronologie K-Ar et cadre géodynamique. J.Afr.Earth Sci., 2, pp.51-55.

Hart, 1973

Hernandez J. (1983). Le volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc).Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 591 p.

Hernandez et Lepvrier, 1976

Hernandez J., De Larouzière F.D., Bolze J. et Bordet P. (1987). Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-alboran. Bull.Soc.Géol.France, (8), t.III, n°2, pp.257-267.

Hernandez J. et Bellon H (1985). Chronologie K- Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc). Implications tectoniques et magmatologiques. Rev. Géol. Dyn. et Géol. Phys., vol. 26, Fasc. 2, pp. 85-94.

Hilly, 1957 ;

Hughes (1972)

Kolli O., Si-Bouakaz L. et Gessoum N. (2001). Aperçu sur les minéralisations du secteur de Amadene (SW du Massif d'Oued Amizour, Béjaïa). 1^{er} Sém. Géologie du Grand Constantinois (SGGC-1), Univ. de Constantine, résumé p.35.

Lacroix A. (1893). Les enclaves des roches volcaniques. Ann., Acad., Mâcon, Ed.Protat Frères, Mâcon, X, pp.1-710.

Lacroix A. (1913). Minéralogie de la France et de ses colonies. Beranger Ed., 5Vol.

Lacroix A. (1924). Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et, d'une manière générale, la classification des laves renfermant de l'analcime. C.R.Acad.Sci., Paris, t.178, pp.529-534.

Lacroix A. (1925). Les basanites et les basaltes analcimiques d'Algérie et du Maroc. Bull.Volc., n°2, 8 p., Napoli.

Lacroix A. (1927). Les caractères chimico-minéralogiques des roches intrusives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord. C.R.Acad.Sci., Paris, t.185, n°12, pp.573-576.

Lemaitre R W. (1976). The chemical variability of some common igneous rocks. Journ. Petrol., 17, pp. 589-637.

Letouzay et Trémolières, 1979

Louni-Hacini A. (2002). La transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie (Algérie nord occidentale). Thèse Doct. Etat, USTHB. Alger, 210 p.

Louni-Hacini A., Bellon H., Maury R.C., Megartsi M., Coulon C., Semroud B., Cotten J. et Coutelle A. (1995). Datation $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ de transition du volcanisme calco-alcalin en Oranie au Miocène supérieur. C.R. Acad. Sci. Paris, Série Ila, pp. 975-982.

Marignac C et Zimmermann J.L. (1983). Age K-Ar de l'événement hydrothermal et des intrusions associées dans le district minéralisé de Aïn-Berbar (est constantinois). Mineral. Deposita , 18, pp.457-467.

Maury R.C., Fourcade S., Coulon C., El-Azzouzi M., Bellon H., Coutelle A., Ouabadi A., Semroud B., Megartsi M., Cotten J., Belanteur O., Louni-Hacini A., Pique A., Capdevila R., Hernandez J. and Rehault J.P. (2000). Post collisionnal neogene magmatism of the mediterranean maghreb margin : A consequence of slab breakoff. C.R.Acad. Sci., Paris, 33, pp. 159-173.

Megartsi M (1985). Le volcanisme Mio-plio-quadernaire de l'Oranie nord occidentale : géologie, pétrologie et géodynamique. Thèse Doct. Etat, U.S.T.H.B., Alger, 296 p.

Ouabadi A. (1994). Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Béni-Touffout et Filfila), Algérie nord-orientale. Thèse, Univ.Rennes I, 257 p. + annexes.

Piqué A., Aït-Brahim L., El-Azzouzi M., Maury R.C., Bellon H., Semroud B. et Laville E. (1998). Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. C.R.Acad.Sci., Paris, t.326, pp.575-581.

Rampnoux J.P., Angelier J., Roletta B., Fudrat S., Guillomin N. et Pierre G. (1977). L'histoire tectonique récente Tortonien à Quaternaire de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Résultats de l'analyse structurale au Maroc . Bull. Soc, Géol., n° 3.

Raoult et Velde, 1971

Raymond, 1976

Robin J. (1972). Etude géodynamique du massif volcanique du Cap Cavallo (El-Aouana : Jijel, Algérie). Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Université de Paris VI.

Sadran G. (1958). Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell Oranais. Publi. Serv. Géol. de l'Algérie, nouvelle série, bull. n° 18, 533 p.

Semroud B. (1981). Evolution pétrologique du complexe magmatique néogène de la région de Béjaïa-Amizour. Thèse Doct.Etat, U.S.T.H.B., Alger, 267 p.

Semroud B., Maury R.C., Ouabadi A., Cotten J., Fourcade S., Fabriès J. et Gravelle M. (Année). Géochimie des granitoides miocènes de Bejaia-Amizour (Algérie du Nord).

Semroud B., Ouabadi A. et Belanteur O. (1992). Typologie des granites miocènes de la marge algérienne par la cristalochimie des micas. 14^{ème} Réun. Ann. Sci. Terre, Clermont-Ferrand, France.

Smirnov V.(1988). Géologie des minéraux utiles. Edition Mir, Moscou, 320 p.

Tabeliouna M. (1997). Etude dynamique, pétrographique et géochimique des laves basaltiques plio-quaternaires du massif d'Aïn-Témouchent (Oranie occidentale – Algérie). Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Alger, 118 p.

Tapponnier P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull.Soc.Géol.France, 19, pp.437-460.

Tayeb G. (1956). Géologie et minéralisation du massif éruptif de Cavallo. Bull. Sci. Econ., BRMA, Alger, pp. 4-41.

Thomas, 1977 ;

Velain C. (1874). Constitution géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc à la Tunisie. C.R.Acad.Sci., Paris, t.128, p.73.

Vila et al.,1971

Rapports internes : SONAREM, EREM et ORGM.

Ambokadz A.N. et Zargarian V.O. - Travaux de prospection détaillée menés sur le gisement de Oued El Kebir en 1980-1983 avec calcul de réserves. **SONAREM., Jijel, 1983.**

Anbokadre A. et Zargarian V. - Résultats de l'évaluation détaillée du gisement de l'Oued El Kebir (période 1980-1983) avec calcul des réserves. **SONAREM, 1983.**

Avroutski V.Z. - Résultats des travaux géologiques au 1/50.000 me,és les feuilles de Oued-Amizour et Bejaia par l'équipe du Babor (N.26,47) – **SONAREM, 1974.**

Avroutski V. et Alikouliev K. - Résultats des recherches géologiques au 1/ 50.000 exécutées par l'équipe des Babors sur les feuilles Oued – Amizour et Béjaïa. **SONAREM, 1974.**

Bakhneva D. - Rapport annuel sur les études des phénomènes d'altérations hydrothermales du volcanisme miocène du littoral Algérien. **ORGM , 1995.**

Belmouhoub A. - Evaluation géochimique de la potentialité de quelques manifestations ferrugineuses du massif des M'Sirda (Algérie nord occidentale). Rapport de fin de Cycle C.E.S.E.V. Nancy. **ORGM, 1995.**

Belmouhoub A. et Médini S. - Rapport final sur la prospection régionale des polymétaux liés au volcanisme du Nord Ouest Algérien. **ORGM, 1994-1998**

Haddad M. - Prospection géochimique stratégique du massif des M'Sirda Fouaga (Algérie nord occidentale) : traitement informatique des données géochimiques. Rapport de fin de Cycle C.E.S.E.V. Nancy. **EREM, 1989.**

Médini S. - Synthèse des processus de transformations hydrothermales et minéralisations associées sur l'ensemble du magmatisme calco-alkalin miocène du littoral algérien. **ORGM (2005-2006).**

Mikhine V.P. - Travaux de recherche menés sur le massif d'El – Aouana (1983-1986). **EREM , 1986.**

Roudinov I. et Mikhailov V. - Rapport final sur les résultats des recherches géologiques systématiques au 1/ 50 000 effectuées sur le territoire des feuilles N° 38 (Gouraya) , 39 (Cherchell) , 59 (Ténès) , 60 (Oued Damous) et 61 (Menaceur). **ORGM, 1989-1991**

Sindeev A., Hamani A. et Aoun N. - Synthèse des données pétrographiques, pétrochimiques, géochimiques et caractérisation de la minéralisation sulfurée du Massif de Oued-Amizour. **ORGM, 1992.**

Strzelecki R. - Rapport sur les résultats de recherches de prospection des polymétaux liés aux formations volcano-sédimentaires dans le Nord ouest Algérien Massif de M'sirda Fouaga. **ORGM, 1985-1989.**

Titov E. - Rapport final sur les résultats des travaux de prospection des polymétaux associées au volcanisme effectuées dans le massif des M'sirda (région nord ouest algérien). **ORGM, 1989-1992**