

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة محمد الصديق بن يحيى جيجل

Faculté des Sciences de la Nature et de la
Vie
Département : Sciences de la Terre et de
l'Univers



كلية علوم الطبيعة و الحياة
قسم: علوم الأرض و الكون

Mémoire de Master

Filière : Géologie

Option : Ressources Minérales, Géomatériaux et Environnement

Thème

**Pétrographie de l'encaissant carbonaté liasique et
gîtologie des minéralisations ferrifères de Chaabat El
Gherz (Extrémité occidentale du massif de Sidi Maarouf-
Jijel - Algérie nord orientale)**

Membres du Jury

Président : M. B. OUAAR
Examineur : M. A. BENLAMARI
Encadreur : M. A. BOUZENOUNE

Présenté par :

BOUDRAA Yahia
CHINE Sid Ali

Année Universitaire 2018-2019

Numéro d'ordre (bibliothèque) :

Remerciements

Au terme de ce mémoire, fruit de cinq longues années d'étude, nous tenons à exprimer notre reconnaissance absolue à tous les soutiens et tous les encouragements qui nous ont entourés tout au long de cette période

Tout d'abord nous remercions ALLAH tout puissant.

Aussi, nous tenons à exprimer notre profonde gratitude à notre cher encadreur Monsieur A. Bouzenoune, professeur au département des Sciences de la Terre et de l'Univers (STU) de l'université Mohamed Seddik Ben Yahia de Jijel, pour sa grande connaissance sur les gisements de fer et sa bonne vision scientifique ainsi que pour ses encouragements. Son caractère humain ainsi que sa confiance absolue nous ont été très utiles. Nous lui serons toujours très redevables. Grâce à lui nous avons pu élaborer le présent mémoire.

Nous exprimons aussi nos sincères remerciements à M^{le} O. BENMEBEREK Doctorante au Laboratoire de Recherche en Génie Géologique (LGG), M. Y. ROUIKHA ancien enseignant chercheur au Département STU et M. R. BEDOUHENE étudiant en Master II pour leurs aides, contributions scientifiques et leurs recommandations fructueuses.

Nous remercions aussi M. Alem DJAFAR, responsable de l'atelier de lames minces du département de géologie de l'université Badji Mokhtar d'Annaba et M. Amar AYAD du LGG pour leur aide et leur précieuse contribution dans la confection des lames minces.

Nous tenons également à remercier les responsables et toute l'équipe administrative du Département STU et du laboratoire de recherche LGG pour leurs facilitations dans l'acquisition des documents administratifs et l'accès aux ateliers des deux structures.

Moi CHINE Sid-Ali, je tiens à remercier ma chère maman M^{me} SIOUAL Fatiha, mon cher père M. CHINE Aissabien qu'aucun remerciement ne pourra exprimer ma gratitude et mon amour envers ces deux êtres très chers. Des remerciements spéciaux à mes frères Badar, Aboubakr, Haroune et à ma chère tante Sihem qui a toujours été là pour moi sans oublier mon adorable fiancée Amira pour sa patience et son soutien absolu.

Moi BOUDRAA Yahia, je tiens à remercier mes très chers parents, M^{me} BOULAKRAAYamina et M. BOUDRAA Mahmoud, qui ont été toujours à côté de moi par leur soutien moral et matériel dans ma vie entière, mes frères et mes sœurs et enfin, je n'oublie pas tous mes amis pour les bons moments.

Résumé

Le secteur de Chaabat El Gherz, objet du présent mémoire, fait partie du massif de Sidi Maarouf. Ce massif, rattaché administrativement à la wilaya de Jijel, est situé en Algérie nord-orientale, sur la route nationale N° 27, à 85km au Nord-Ouest de Constantine et à environ 80 km au Sud-Est de la ville de Jijel. Ce secteur est constitué par des formations jurassiques dont l'orographie est matérialisée par les roches carbonatées du Jurassique. Ces formations telliennes sont engagées sous les formations du type flysch massylien et l'ensemble est sous-charrié sous les terrains métamorphiques du socle de Petite Kabylie qui affleurent à une dizaine de mètres plus au Nord. La structure du massif de Sidi Maarouf est représentée par un pli déversé écaillé délimité au Nord et au Sud par des accidents tectoniques longitudinaux de direction sensiblement Est-Ouest. Ce massif est compartimenté par des failles transversales de direction NW-SE en trois compartiments oriental, central et occidental. Le secteur de Chaabat El Gherz fait partie du secteur occidental.

L'encaissant carbonaté liasique des minéralisations ferrifères du gîte de Chaabat El Gherz a été subdivisé en trois membre. Un membre inférieur peu épais (7 m), constitué par des calcaires mudstones et des calcaires dolomités. Un membre moyen d'une épaisseur d'une soixantaine de mètres constitué par des roches carbonatées fortement fissurées, bréchifiées et dolomités. Un membre supérieur, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, constitué par des dolomies et des calcaires de type wackestones à pellesoïdes, lithoclastes et divers bioclastes principalement des plaquettes d'Echinodermes et de rares Foraminifères, Lamellibarnches et Gastéropodes.

Le secteur de Chaabat El Gherz recèle des minéralisations représentées par deux paragenèses. Une première paragenèse cupro-barytine composée du cuivre gris et de ses minéraux carbonatés d'altération (malachite et azurite) et de la barytine. Une deuxième paragenèse ferrifère, tardive, composée par des oxydes et des hydroxydes de fer (hématite, goéthite, limonites). La première paragenèse est principalement du type fissural ou géodique. La paragenèse ferrifère constitue des amas et des filons encaissés dans les roches carbonatées du Lias et dans les cipolins du socle kabyle.

Le minerai ferrifère est de qualité moyenne avec des teneurs en fer de l'ordre de 50 %. C'est un minerai pauvre en SiO_2 et Al_2O_3 traduisant la qualité plus ou moins pure des roches carbonatées transformées, par substitution hydrothermale, en un minerai primaire de nature carbonaté désormais identifié. C'est l'oxydation supergène de ce minerai primaire qui a généré le minerai oxydé ayant fait l'objet d'exploitation.

Mots clé : Sidi Maarouf, Chaabat El Gherz, Lias, Roches carbonatées, Minerai oxydé, Minerai carbonaté.

Abstract

The area of Chaabat El Gherz, object of this memoir, is part of the Sidi Maarouf massif. This massif, administratively attached to the wilaya of Jijel, is located in North-East of Algeria, on the national road № 27, 85 km North-West of Constantine and about 80 km South-East of the head of the city of Jijel. This sector consists of Jurassic formations whose orography is materialized by the carbonate rocks of the Lias. These tellian's formations are engaged under the flysch Massylian formations and the whole is thrust under the metamorphic terrains of the Lesser Kabylean basement which are outcropping to ten meters further north. The structure of the Sidi Maarouf massif is represented by a spalled fold delimited to the North and the South by longitudinal tectonic accidents of direction substantially East-West. This massif is compartmentalized by NW-SE transverse faults in three eastern, central and western compartments. The sector of Chaabat El Gherz is a part of the western sector.

The Liasic carbonate hosted of the iron ore deposits of Chaabat El Gherz deposit has been subdivided into three members. A shallow lower limb (7 m) consisting of mudstone limestones and dolomitized limestones. An average member about sixty meters thick consisting of highly fissured, brecciated and dolomitized carbonate rocks. An upper limb, about thirty meters thick, consisting of dolomites and limestones wackestones with pelletoides, lithoclasts and various bioclasts mainly platelets of Echinoderms and rare Foraminifera, Lamellibarnches and gastropods.

The area of Chaabat El Gherz contains mineralization represented by two parageneses. A first cupro-barite paragenesis composed of gray copper and its alteration carbonate minerals (malachite and azurite) and barite. A second late ferriferous paragenesis composed of oxides and hydroxides of iron (hematite, goethite, limonites). The first paragenesis is mainly of the fissural or geodic type. The iron paragenesis constitutes clusters and veins hosted in the carbonate rocks of the Lias and in the cipolins of the Kabyle basement.

The iron ore is of average quality with iron contents of about 50%. This ore is poor in SiO₂ and Al₂O₃, reflecting the more or less pure quality of the carbonate rocks transformed, by hydrothermal substitution, into a carbonated primary ore now identified. It is the supergene oxidation of this primary ore that has generated the oxidized ore that has been mined.

Key words: Sidi Marouf, Chaabat El Gherz, Lias, Carbonated rocks, oxidized ore, carbonate ore.

ملخص

منطقة شعبة الغرز موضوع المذكرة جزء من جبل سيدي معروف. هذا الجبل تابع إداريا لولاية جيجل يقع في الشمال الشرقي للجزائر علي الطريق الوطني رقم 27, علي بعد 85 كيلومتر شمال غرب قسنطينة و حوالي 80 كيلومتر جنوب شرق مدينة جيجل. هذه المنطقة متكونة من تكوينات جيولوجية جوراسية (jurassique) متمثلة في صخور كلسية تابعة للحقبة الياسية (Lias). هذه التكوينات تتوضع تحت التكوينات من نوع فليش ماسيليان (massylien) و الكل منغمس تحت الصخور المتحولة لصوكل القبائل الصغري الذي يظهر على بعد عشرات الامتار شمالا.

تركيبية جبل سيدي معروف تظهر على شكل طية موزعة و مقسمة ومحددة في الشمال و الجنوب بفوالق تكتونية افقية الموجهة شرق غرب. هذا الجبل مجزء بفوالق عرضية ذات اتجاه شمال غرب - جنوب شرقاى ثلاثأجزاء : شرقية، وسطية و غربية. منطقة شعبة الغرز تابعة للجزء الغربي.

الصخر الحاضن الكربوناتي اللياسي للمعادن الحديدية لمكمن شعبة الغرز مقسم لثلاث اطراف : طرف سفلي قليل السمك (7 امتار), متكون من حجر كلسي مودستون (mudstones) دولوميتيك و طرف متوسطات سمك 60متر متكون من صخور كلسية مشقوقة بقوة و مكسرة و دولوميتية و طرف علوي ذات سمك 30متر متكون من دولومي و حجر كلسي من نوع واكستون (wackestones) متكون من بيليتويد (pelletoides) و ليتوكلاست (lithoclastes) ومختلف البيوكلاست (bioclastes) المتكونة اساسا من اجزاء من قنادل البحر و الاصداف و الحلزونات .

منطقة شعبة الغرز تحتوي علي تمعدنات متمثلة في تشكيلتين متعددين، التشكيله الاولي نحساية باريتي متشكله من النحاس الرمادي ومعادنه الكربوناتي المتاكله(مالاكيت ازوريت) و الباريتين و تشكيله متعدده تانيه حديديه متأخره متشكله من اوكسيدات الحديد (الايماتيت و الغوتيت والليمونيت), التشكيله المتعدده الاولي تتشكل اساسا من النوع المتصدع و المغاربي, التشكيله المتعدده الحديديه تتشكل من كتل و العروق المحموله في الصخور الكربوناتييه اللبسيه وفي السيبولان التابع للصوكل القبائلي.

الخام الحديدي ذو جودة متوسطة مع نسب من الحديد دوترتيب %50 فقير من SiO_2 و Al_2O_3 , هذه النسب تترجم مدى جودة الصخور الكلسيه المتحوله بالتبادل الحراري المائي الي خام أولي ذو طبيعة كربوناتييه والمعروفة حاليا .

هذه الاكسدة السطحية لهذا الخام المعدني الأولي الذي شكل الخام المتأكسد و الذي هو محور الاستغلال .

الكلمات المفتاحية : سيدي معروف ,شعبة الغرز, اللياس, صخور كربوناتييه, خام مؤكسد ,خام كربوناتي .

LISTE DES FIGURES

- Figure I.1 :** Situation géographique et géologique du massif de Sidi Maarouf 3
- Figure II.1 :** Représentation cartographique des différentes formations géologiques qui affleurent dans le contexte régional de Sidi Maarouf (le massif de Sidi Maarouf est représenté par l'étoile grise). 7
- A-** Carte géologique de l'Afrique du Nord (d'après Wildi, 1983 modifiée par Domzig et al., 2006). 7
- B-** Extrait de la carte structurale de la chaîne alpine d'Algérie orientale (Vila, 1980). 7
- Figure II.2 :** Colonne litho-stratigraphique des formations géologiques qui affleurent dans la région de Sidi Maarouf (Colonne réalisée à partir des descriptions de Durand Delga, 1955 ; Bouzenoune et al., 2016) 11
- Figure III.1 :** Carte et coupe géologiques montrant la structure du massif de Sidi Maarouf dans son cadre géologique régional. 23
- A-** Carte géologique de l'Ouest de la chaîne numidique et des régions voisines (Durand Delga, 1955) montrant la situation géologique du massif de Sidi Maarouf parmi un ensemble de massifs jurassiques soulignant la limite méridionale du contact frontal majeur (CFM) du socle kabyle avec les formations des flyschs massyliens et telliennes. 23
- B-** Coupe géologique (localisée sur la figure B) montrant le sous-charriage des flyschsmassyliens et des formations telliennes sous les terrains métamorphiques du socle kabyle et l'écaillage des formations jurassiques du massif de Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955). 23
- Figure III.2 :** Carte géologique du massif de Sidi Maarouf, extrait de la carte géologique au 50 000^e, Feuille de Sidi Merouane n°50 (Durand Delga, 1952c) 24
- Figure III.3 :** Colonne lithostratigraphique des formations Liasiques de Chaabat El Gherz. 26
- Figure III.4 :** Répartition géographique des affleurements triasiques de la région de Sidi Maarouf (d'après Durand Delga, 1955). 27
- Figure III.5 :** Découpage stratigraphique du Jurassique selon la Commission Internationale de Stratigraphie et subdivision au sein du Jurassique inférieur ou Lias (d'après Cohen et al., 2013 updated) 31
- Figure III.6 :** Les grandes directions de failles aux alentours du massif du Moul-ed-Demamène (d'après P. Bouillin, 1977, légèrement modifiée pour la région de Sidi Maarouf par B. Ouaar, 2009) 37
- Figure III.7 :** Massif de Sidi Maarouf compartimenté par un faisceau de failles de direction NW-SE. Les principaux gîtes de fer de Sidi Maarouf se trouvent dans le compartiment central et à un degré moindre dans le compartiment occidental à l'image du gîte de Chaabat El Gherz (image Google-earth, 2019). 38

Figure III.8 : Coupe passant par le gîte de Chaabat El Gherz montrant l'écaillage de la structure renversée du pli déversé du massif de Sidi Maarouf.	39
Figure III.9 : Evolution structurale théorique du pli de Sidi Maarouf (d'après Durand Delga, 1955).	40
Figure IV.1 : Extrait de la carte géologique des environs du djebel Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955).	43
Figure IV.2 : Schémas simplifiés de la classification des roches carbonatées selon R. L. Folk (1959) [figure A] et selon R. J. Dunham (1962) [figure B]. (Figures d'après Kendall, 2005)	45
Figure IV.3 : Colonne litho-stratigraphique montrant les subdivisions pétrographiques au sein des roches carbonatées du secteur de Chaabat El Gherz.	47
Figure IV.4 : Colonne litho-stratigraphique et constituants principaux des roches carbonatées de Chaabat El Gherz.	48
Fig. IV.5 : Figure montrant l'augmentation de l'intensité de dolomitisation en se rapprochant des corps minéralisés (les chiffres 1, 2 et 3 représentent les points d'échantillonnage).	57
Fig. IV.6 : Dolomie rosâtre secondaire à l'entrée de la galerie d'exploration de l'amas ferrifère principal de Chaabat El Gherz.	57
Figure V.1 : Localisation des principaux gîtes de fer du massif de Sidi Maarouf sur une image Google-Earth.	60
Figure V.2 : Répartition des affleurements ferrifères au sein des calcaires liasiques du massif de Sidi Maarouf (Sonarem, 1974).	61
Figure V.3 : Morphologie, dimension et position des 31 amas définis par les travaux d'exploration de la Sonarem (1974) le gong de 12 coupes orientées sensiblement N-S, transversalement par rapport à la structure du massif de Sidi Maarouf. Le corps minéralisé traité dans le présent mémoire est représenté par l'amas N°VII traversé par la coupe 2-2'.	63
Figure V.4 : Carte schématique montrant la position des amas XVIII, XIX et XX et localisation des principaux travaux d'exploration et d'exploitation (sondages, galeries...) réalisés dans cette partie centrale du gisement de Sidi Maarouf (d'après Ferphos, 2006 améliorée par Ouaar, 2009).	66
Figure V.5 : Morphologie des corps minéralisés de la partie centrale du massif de Sidi Maarouf (Amas XVIII, XIX et XX) selon les récents travaux de Ferphos (2006) (reproduit de Ouaar, 2009).	67
Figure V.6: Coupe montrant la morphologie et les dimensions du principal corps minéralisé affleurant au niveau du gîte principal de Chaabat El Gherz ainsi que les trois autres amas (coupes) hypothétiques proposés(d'après Sonarem, 1974).	68
Fig.V.7 : Coupe montrant la stratigraphie, la morphologie et les dimensions du principal corps minéralisé affleurant au niveau du gîte principal de Chaabat El Gherz. Sonarem (1974). (Redessiné).	68

Figure V.8 : Morphologie et dimensions des corps minéralisés au niveau du gîte principal de Chaabat El Gherz. [Hém. : Hématite, Ca : Encaissant carbonaté].	69
Figure V.9 : Photo montrant le remplacement de la calcite spathique des cipolins par les oxydes de fer	75
Figure V.10: Diffractogrammes des rayons X effectués sur un échantillon de minerai ferrifère et barytique prélevé de l'amas XVIII (partie centrale du massif) montrant les principaux minéraux (hématite, goethite, barytine) constitutifs du minerai (d'après Manchar, 2007).	78
Figure V.11: Variations des teneurs en As et Sb des « cuivres gris » de Sidi Maarouf comparées à celles des « cuivres gris » de l'Ouenza (d'après Bouzenoune et al., 2016).	82
Figure V.12 : Chronologie relative entre les différentes phases minérales de l'assemblage minéralogique du gîte ferrifère de Chaabat El Gherz.	83
Figure V.13 : Diagrammes montrant les ordres de grandeurs et les variations des teneurs de quelques éléments chimiques dans les minerais ferrifères des gîtes du massif de Sidi Maarouf (Les données sont d'après Sonarem, 1974).	87

LISTE DES PLANCHES

Planche IV.1 : Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble inférieur	49
Planche IV.2 : Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble moyen	51
Planche IV.3 : Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble moyen	52
Planche IV.4 : Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble supérieur	54
Planche V.1 : Aspects à l'affleurement des minéralisations ferrifères encaissées dans les roches carbonatées métamorphiques du socle kabyle.	71
Planche V.2 : Aspects à l'affleurement des minéralisations ferrifères encaissées dans les roches carbonatées du Lias.	73
Planche V.3 : Principaux constituants des minéralisations ferrifères encaissées dans les roches carbonatées du Lias.	77
Planche V.4 : Aspects macroscopiques des minéralisations cupro-barytiques.	80
Planche V.5 : Relation entre le minerai ferrifère oxydé et le minerai « protore »	85

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS

RESUME /ABSTRACT/ملخص

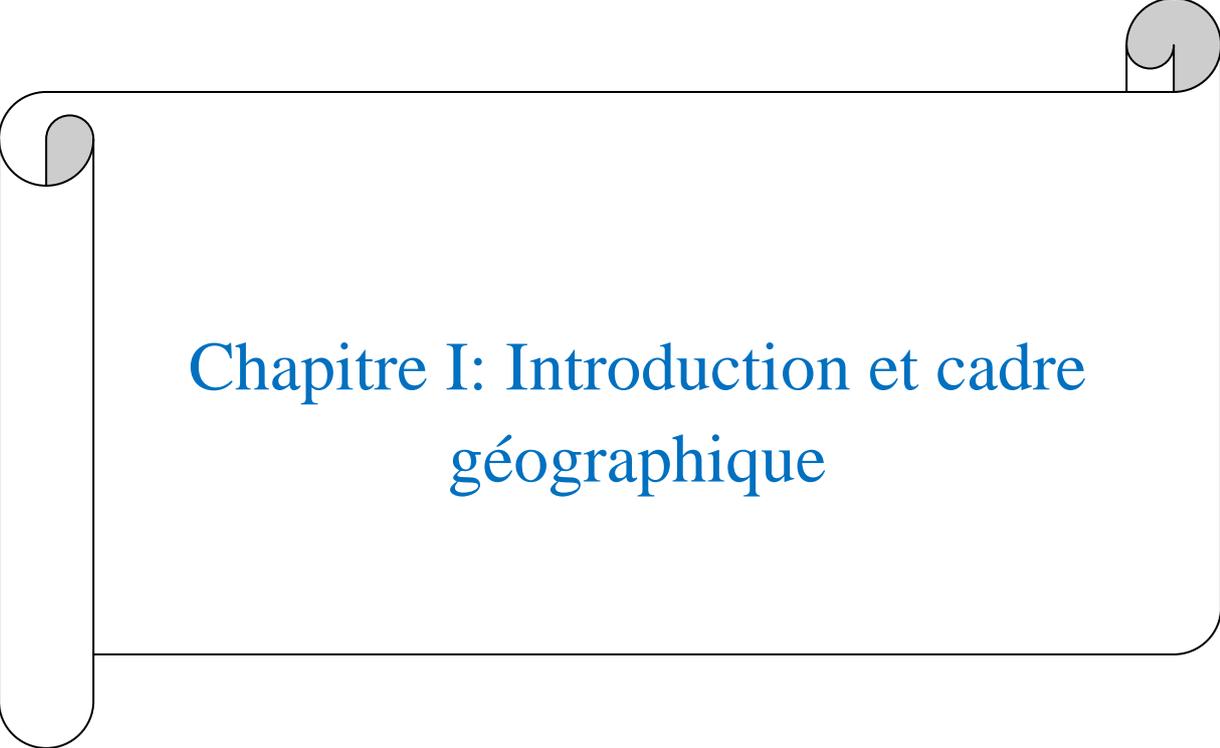
LISTE DES FIGURES/LISTE DES PLANCHES

TABLE DES MATIERES

Chapitre I- INTRODUCTION GENERALE ET CADRE GEOGRAPHIQUE	
I.1- Introduction	1
I.2- Cadre géographique	2
I.3- Bref historique des travaux antérieurs	4
Chapitre II-CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	
II.1- Cadre litho-stratigraphique	6
II.1.1- Les formations géologiques du domaine interne	6
II.1.1.1- Les terrains du socle kabyle	8
II.1.1.2- Les formations de la « chaine calcaire » ou « dorsale kabyle »	8
II.1.2- Les formations des domaines des flyschs	9
II.1.2.1- Le flysch maurétanien	9
II.1.2.2- Le flysch massylien	12
II.1.2.3- Le flysch numidien	13
II.1.3- Les formations du domaine externe (telliens)	13
II.1.3.1- Les séries telliennes	13
II.1.3.1.1- Les unités ultra-telliennes	14
II.1.3.1.2- Les unités telliennes sensu-stricto	14
II.1.3.1.3- Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites	15
II.1.3.2- Les séries de l'avant-pays allochtone	15
II.1.3.2.1- Les Séries de l'ensemble allochtone sud-sétifien	15
II.1.3.2.2- Les séries néritiques constantinoises	16
II.1.3.2.3- Les séries des « Sellaoua »	16
II.1.3.3- Les séries de l'avant pays autochtone	16
II.1.4- Les formations post-nappes	16
II.1.5- Le magmatisme tertiaire	16
II.2- Cadre tectonique	17
II.2.1- Principaux événements géologiques	18
II.2.1.1- Les événements du Mésozoïque	18
II.2.1.2- Les événements du Cénozoïque	19
II.2.1.2.1- La phase de compression de l'Eocène supérieur	19
II.2.1.2.2- La phase compressive majeure du Miocène inférieur (Burdigaliens.l.)	20
II.2.1.2.3- La phase de la fin du Miocène moyen ou phase « tortonienne »	20
II.3- Conclusion	20
Chapitre III- CADRE GEOLOGIQUE LOCAL	
III.1- Descriptions litho-stratigraphiques	22
III.1.1- Les terrains métamorphiques du socle kabyle	22
III.1.2- Les formations du type flyschs kabyles	25
III.1.3- Les formations du domaine externe	25
III.1.3.1- Les formations triasiques	27

-Trias gréseux	28
-Trias gypsifère	28
III.1.3.2- Les formations du Jurassique	28
III.1.3.2.1- Le Lias	29
- Le Lias inferieur (Hettangien-Sinémurien-Pliensbachien inférieur)	29
- Le Lias superieur(Pliensbachien supérieur-Toarcien)	30
III.1.3.2.2- Le Dogger	32
III.1.3.2.3- Le Malm	32
III.1.3.3- Les formations du domaine externe (tellien)	33
III.1.3.3.1-Le Crétacé inférieur	33
III.1.3.3.2- Le complexe du Crétacé supérieur-Eocène	33
III.1.4- Le flysch numidien	34
III.1.5- Les formations post-nappes	34
III.1.6- Les roches magmatiques	35
III.2- Principales caractéristiques tectoniques de la région de Sidi Marouf	35
III.2.1- Les contacts anormaux plats	35
III.2.2- Les Accidents tectoniques de différentes ampleurs	36
III.2.2.1- Les accidents tectoniques délimitant les écailles jurassiques	36
III.2.2.2- Les accidents tectoniques matérialisés par les alignements des formations triasiques	36
III.2.2.3- Les failles majeures	36
III.2.3- Les structures plissées	38
III.3- Conclusion	41
Chapitre IV-PETROGRAPHIE DE L'ENCAISSANT DES MINERALISATIONS	
IV.1- Introduction	42
IV.2- Méthodologie	42
IV.3- Description pétrographique des roches carbonatées de Chabat El Gherz	46
IV.3.1- Le membre inférieur	46
IV.3.2- Le membre moyen	50
IV.3.3- Le membre supérieur	53
IV.3.4- Synthèse des caractères	53
IV.3.4.1- Processus de bréchification	55
IV.3.4.2- Processus de fracturation et de fissuration	55
IV.3.4.3- Processus de dolomitisation	56
IV.3.4.4- Processus de minéralisation	58
IV.4- Conclusion	59
Chapitre V- LES MINERALISATIONS	
V.1- Introduction	60
V.2- Morphologie et dimensions des corps minéralisés	62
V.2.1- A l'échelle du massif de Sidi Marouf	62
V.2.2- A l'échelle du gîte de Chaabat El Gherz	65
V.3- Relation minerai-encaissant	69
V.3.1- Relation minerai-encaissant carbonaté métamorphique (cipolins)	70
V.3.2- Relation minerai-encaissant carbonaté sédimentaire (roches carbonatées du Lias)	70
V.4- Pétrographie et minéralogie des minéralisations	74
V.4.1- La paragenèse ferrifère	74
V.4.1.1- La paragenèse ferrifère des minéralisations encaissées dans les cipolins	74

V.4.1.2- La paragenèse ferrifère des minéralisations encaissées dans les roches carbonatées du Lias	75
V.4.2- La paragenèse cupro-barytique	79
V.4.3- Succession paragenétique	83
V.5- Quelques caractères géochimiques des minerais ferrifères	86
V.6- Conclusion	87
CONCLUSION GENERALE	89
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	91



Chapitre I: Introduction et cadre géographique

I.1- Introduction

Le minerai de fer est considéré dans la réglementation algérienne comme une substance minérale stratégique (Décret exécutif n°93-75 du 6 mars 1993 fixant la liste des gîtes et des substances minérales stratégiques). Cette classification découle de la politique économique industrielle définie par les pouvoirs publics depuis l'indépendance du pays en 1962 qui a été orientée vers le développement d'une industrie sidérurgique nationale forte. A ce jour trois principaux complexes sont en activité pour la production sidérurgique. En effet, Afin d'accroître la production sidérurgique nationale, jusqu'à récemment assurée par le complexe d'El Hadjar (Annaba), deux autres complexes ont été (en 2018) mis en activité à savoir le complexe de Bellara (Jijel) et l'aciérie turc de Bethioua (Oran). Cependant, les minerais de fer consommés par ces deux derniers complexes sont principalement importés de l'étranger. Seul le complexe d'El Hadjar continue à utiliser le minerai des gisements de l'Ouenza et de Boukhadra situés dans la wilaya de Tébessa et dont la production annuelle est loin de satisfaire les besoins du complexe.

En plus de son utilisation dans l'industrie sidérurgique, le minerai de fer est également utilisé dans la fabrication des ciments. Les quantités de minerai de fer consommées par les cimenteries sont de loin minimales par rapport à celles consommées par l'industrie sidérurgique. Plusieurs gisements de fer sont actuellement exploités pour un minerai ferrifère destiné pour la production des ciments (gisement de Khanguet El Mohad dans la wilaya de Tébessa, gisement de Rouina dans la wilaya d'Aïn Defla). Le gisement de Sidi Maarouf, en plus de son exploitation pendant la période coloniale, a également fait l'objet d'une exploitation pendant les années 2006-2008. Le minerai extrait des gîtes de Kef el Hadid, situés dans la partie centrale du massif de Sidi Maarouf, a été principalement destiné à la fabrication des ciments.

Selon le dénombrement effectué par la Société Nationale de Recherche Minière (Sonarem, 1974), il existerait 122 affleurements de minerai de fer répartis sur l'ensemble du massif de Sidi Maarouf. Les corps minéralisés de la partie centrale du massif sont les mieux étudiés et donc les mieux connus (Sonarem, 1974 ; Ferphos, 2006 ; Manchar, 2007 ; Ouair, 2009 ; Benlamari, 2015 ; Brahimi et Merdji, 2015). Dans le présent mémoire nous allons étudier les corps minéralisés de la partie occidentale du massif qui se trouvent dans le secteur dénommé Chaabet El Gherz.

La problématique de cette étude consiste en la caractérisation des minéralisations, de leur encaissant carbonaté liasique et de leurs contextes géologiques local et régional. Le

cheminement suivi lors de cette étude a consisté en des travaux de terrain au cours desquels des coupes ont été levées avec un échantillonnage régulier de l'encaissant et des minéralisations. Des travaux de laboratoires nous ont permis de découper les échantillons au laboratoire de Génie Géologique de l'Université Mahamed Seddik Ben yahia de Jijel et de confectionner les lames minces au laboratoire du département de géologie de l'Université Badji Mokhtar d'Annaba.

I.2- Cadre géographique

Le Massif de Sidi Maarouf est administrativement rattaché à la wilaya de Jijel qui se trouve dans le Nord-Est de l'Algérie. Il est situé à environ 4 km à l'Ouest du village de Sidi Maarouf qui est longé par la route nationale N° 27 reliant El Milia à Constantine. Le massif est à environ 85 km au Nord-Ouest de Constantine, 80 km au Sud-Est de la ville de Jijel et à 14 km au Sud d'El Milia. Ses coordonnées géographiques WGS84 sont : X = N 36°38'10.71'' - N 36°38' 16.66'' et Y = E 6°11'18.99'' - E 6°14 '47.45'' (Fig. I.1.B et C).

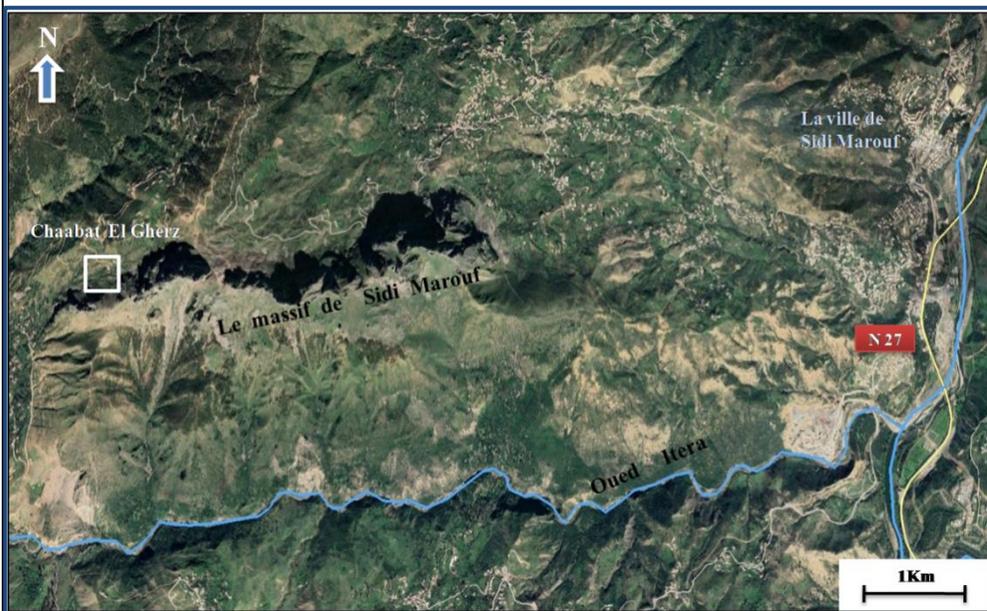
Le massif de Sidi Maarouf fait partie d'un ensemble de massif jurassique qui marque l'orographie de cette région de Petite Kabylie. Sa ligne de crête, en dents de scie, culmine vers 1268 m alors que la ligne de base d'écoulement des eaux de surface se trouve à des altitudes de l'ordre de 250 m au niveau de Oued Itera qui longe le versant méridional du massif de Sidi Maarouf (Fig. I.1.C).

Le massif jurassique de Sidi Maarouf s'étend, selon une direction sensiblement E-W, sur une distance d'environ 4 à 5 km et sur une largeur d'environ 2 Km (Fig. I.1.C). Il apparaît compartimenté par un système de failles transversales en trois compartiments (Fig. I.1.C) :

- un compartiment oriental ou secteur du Kef Aesmes qui culmine à 1235 m, très escarpé, difficile d'accès et très peu étudié,
- un compartiment central ou secteur des gîtes d'Oum-Sellet et de Kef El Hadid contenant le plus important volume de minerai, il est relativement bien aménagé par des voies d'accès (pistes carrossables) réalisées lors des différentes campagnes de prospection et d'exploitation,
- un compartiment occidental ou secteur d'El Gherz également difficile d'accès et très peu étudié. (Remarque : nous avons trouvé différentes dénominations de ce secteur (Aquerz, El Guerz, El Gherz) dont le nom provient du nom du ruisseau ou « Chaabat » qui traverse cette zone selon une direction E-W. Dans ce qui suit nous désignerons le compartiment occidental où se trouvent les minéralisations étudiées dans ce mémoire par « Chaabat El Gherz ».



A-Orogène alpin Bético-maghrébin (Vila, 1980).



C-Situation géographique du massif de Sidi Maarouf (Google earth, 2019).



B- Extrait de la carte Michelin situant la région de Sidi Maarouf

Figure I.1-Situation géographique et géologique du massif de Sidi Maarouf

La région de Sidi Maarouf est principalement drainée par Oued El Kébir qui s'écoule du Sud vers le Nord et dont la partie amont, au Sud de l'imposant barrage de Béni Haroune, est représentée par Oued Rhumel. Les principaux affluents de cette vallée El Kébir-Rhumel sont représentés, dans les environs proches de Sidi Maarouf, par Oued Endja et Oued Itera et son prolongement occidental Oued bouChekem qui s'écoulent d'Ouest vers l'Est et par Oued ed Dib qui s'écoule de l'Est vers l'Ouest. Les trois affluents étant situés au Sud du massif de Sidi Maarouf.

Du point de vue géologique, le massif minéralisé de Sidi Maarouf appartient aux séries telliennes de la chaîne des Maghrébides du Nord Est d'Algérie (Petite Kabylie)(Fig. I.1.A). En effet, ce massif représente une masse rocheuse carbonatée du Lias qui culmine à 1268 m, limitée du côté Nord essentiellement par les formations métamorphiques du socle de Petite Kabylie et du côté Sud par les formations sédimentaires, principalement détritiques, des nappes telliennes et des bassins poste-nappes. Le secteur de Chaabat El Gherz, objet de notre étude, fait partie du compartiment occidental du massif de Sidi Maarouf (Fig. I-1-C).

I.3- Bref historique des travaux antérieurs

Les minéralisations ferrifères encaissées dans les calcaires liasiques du massif de Sidi Maarouf constituent l'une des raisons qui a fait que ce massif soit le plus étudié par rapport aux autres massifs de la région. En effet, c'est au tout début du 20^{ème} siècle que M. Chauvet signalait déjà l'existence de minéralisations cuprifères et ferrifères dans les environs proches du massif de Sidi Maarouf (Chauvet, 1910 in Ferphos, 2006) et que la mine a été mise en activité à partir de l'année 1910. Les activités minières exercées, qui ont connu des périodes d'interruption, ont permis de mettre en activité, en 1931, une ligne de chemin de fer de 90 km de Djidjelli (actuellement Jijel) à Sidi Maarouf destinée principalement pour l'acheminement des minerais de fer des gisements de Sidi Maarouf et de Tissimiran vers le petit port de Jijel. C'est en 1955 que les deux mines ont été fermées à cause de la guerre de libération nationale. Pendant toute la période d'activité de la mine de Sidi Maarouf, il a été extrait environ 550 000 tonnes de minerai issus principalement de la partie centrale du massif (gites de Kef El Hadid et d'Oum Sellet). Le maximum de production annuelle a été atteint en 1953 avec une production de 91 000 tonnes (in Ferphos, 2006). En 1937, M. Bouillot a édité un rapport contenant des données relatives à cette mine mais qui malheureusement est resté inédit (in Ferphos 2006 et in Ouarr, 2009). Ainsi, un chiffre de 4.566.000 tonnes relatif aux réserves de ce gisement évaluées en 1946, est avancé dans les documents ayant traité cet aspect historique du gisement de Sidi Maarouf sans qu'on puisse connaître la source de cette donnée et dans

quelles conditions ces réserves ont été estimées (Ferphos, 2006 et Ouaar, 2009). Dans tous les cas, ce chiffre est de loin très sous-estimé comparativement aux récentes estimations des réserves réalisées par Sonarem (1974) et Ferphos (2006) qui donnent des réserves de l'ordre de 21 millions de tonnes.

Les aspects relatifs à la géologie du massif ont été décrits dans le détail par les travaux de M. Durand Delga (1955) dans le cadre de sa thèse de Doctorat intitulée « Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique ».

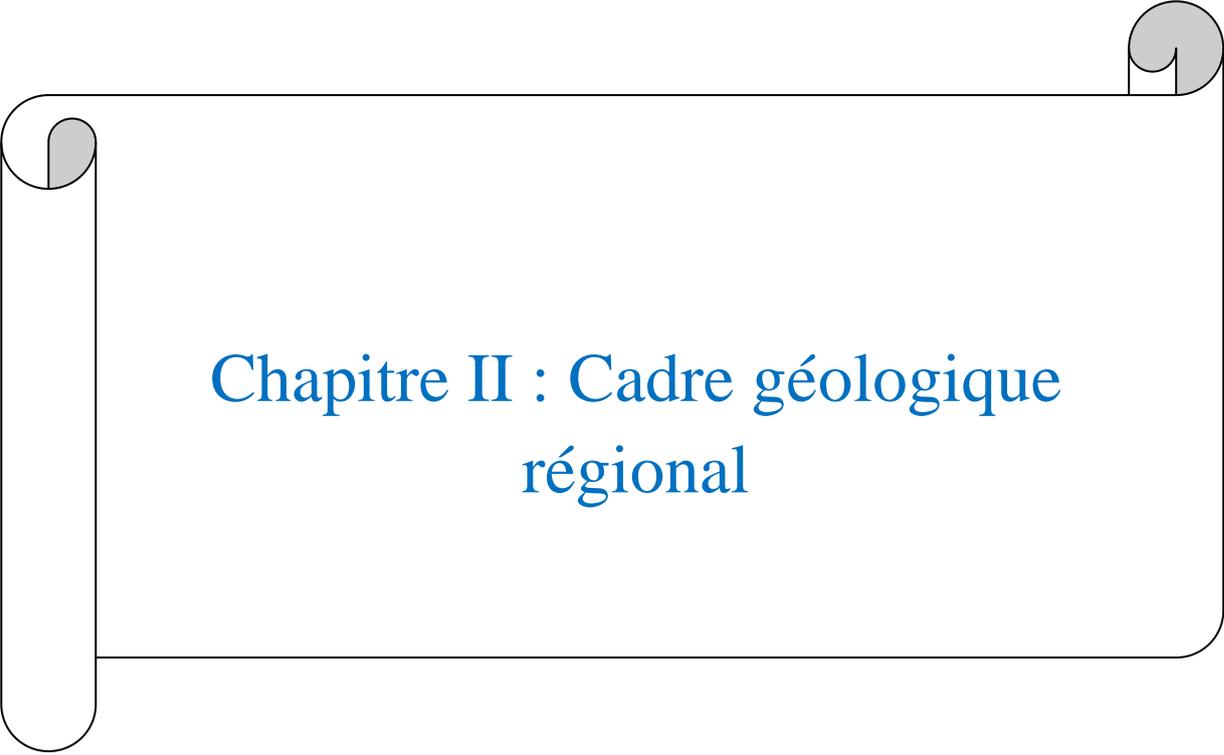
Les aspects relatifs à la gîtologie des minéralisations ont été traités d'une manière superficielle par J. Glaçon (1967) dans le cadre de sa thèse de Doctorat intitulée « Recherche sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien ».

En 1968 Industrial Export Roumania (in Ferphos, 2006) a effectué une étude technico-économique pour plusieurs gisements de fer algériens. Pour Sidi Maarouf, cette firme avait estimé les réserves à 1 500 000 tonnes pour les réserves probables et à 1 000 000 tonnes pour les réserves possibles.

C'est durant la première moitié des années 70 que les gisements de Sidi Maarouf et de Tissimiran furent l'objet d'une étude détaillée englobant les aspects géologiques, gîtologiques et géophysiques. Les résultats de cette étude furent consignés dans un rapport datant de 1974 et dans lequel les réserves du gisement furent évaluées à 21 millions de tonnes.

Les travaux d'exploration et d'exploitation le plus récents ont été réalisés durant les années 2003-2006 par l'entreprise nationale d'exploitation du fer et du phosphate (Ferphos) qui a également évalué les réserves à 21 millions de tonnes.

Depuis, ce sont des travaux d'universitaires qui ont été réalisés dans le cadre de la réalisation des mémoires d'ingénieur, Master et Magister ou de publications scientifiques. Nous citerons seulement quelques-uns de ces travaux qui se sont particulièrement intéressés au massif de Sidi Maarouf et à ses minéralisations : Manchar (2007), Ouaar (2009), Brahim et Mordji (2013), Benlamari (2015), Bouzenoune et al., (2016).



Chapitre II : Cadre géologique régional

Chapitre II

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Introduction

En Petite Kabylie, la région de Sidi Maarouf fait partie du Tell Nord-Constantinois (Vila, 1980). Sur le plan géologique, elle est caractérisée par les diverses formations géologiques de la chaîne alpine d'Algérie Nord-orientale. Ces formations sont principalement représentées par (Fig.II.1) :

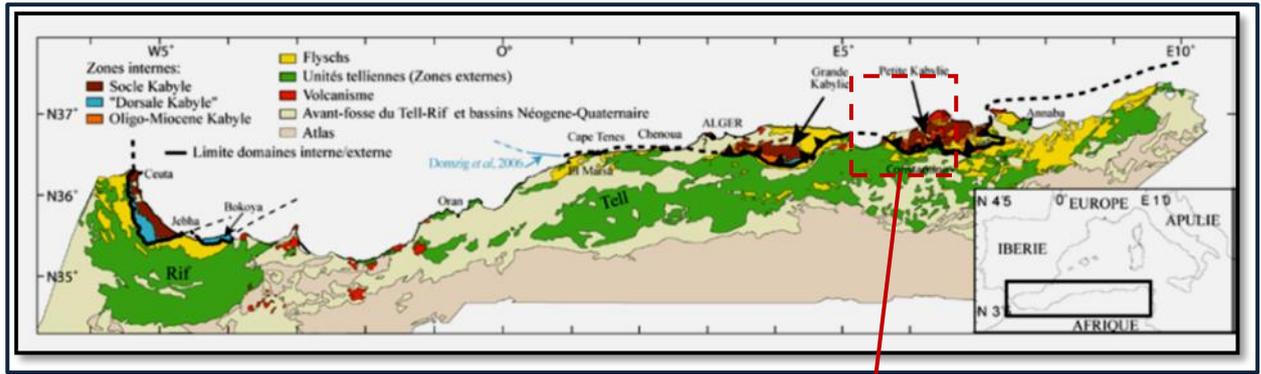
- les terrains métamorphiques du Précambrien-Paléozoïque inférieur du socle de Petite Kabylie ;
- les séries épi-métamorphiques de type flysch du Crétacé inférieur ;
- les séries sédimentaires à dominance argilo-marneuse du Méso-Cénozoïque constituant les nappes telliennes ;
- les séries détritiques mio-plio-quaternaires en remplissage des bassins poste-nappes ;
- les affleurements de roches magmatiques calco-alkalines du Miocène.

Ces formations géologiques sont généralement rattachées aux classiques domaines qui caractérisent cette partie nord-orientale de la chaîne des Maghrébides qui sont : le domaine interne, le domaine des flyschs et le domaine externe tellien. Leur évolution paléogéographique distincte depuis l'aube des temps mésozoïques a permis le dépôt de séries sédimentaires diverses et variées en lithologies et en épaisseurs. L'ensemble de ces séries sédimentaires a enregistré les différents événements tectoniques qui ont marqué l'histoire géologique complexe et polyphasée de cette région. Aussi bien les aspects litho-stratigraphiques de ces séries sédimentaires que les événements tectoniques qui ont marqué cette région ont certainement été également impliqués dans la genèse des minéralisations de cette région. Les aspects gîtologiques sont étroitement liés et dépendants de l'histoire géologique litho-stratigraphique et tectonique qui a caractérisé cette région.

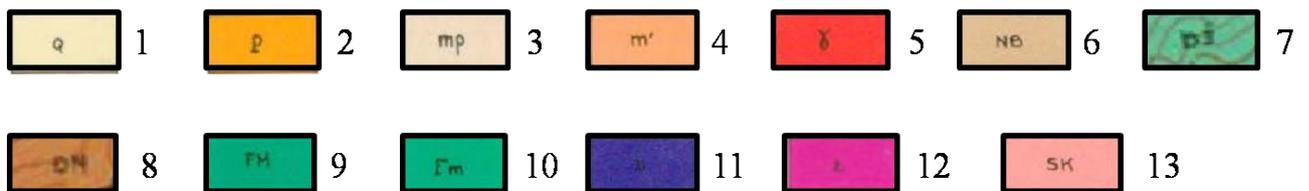
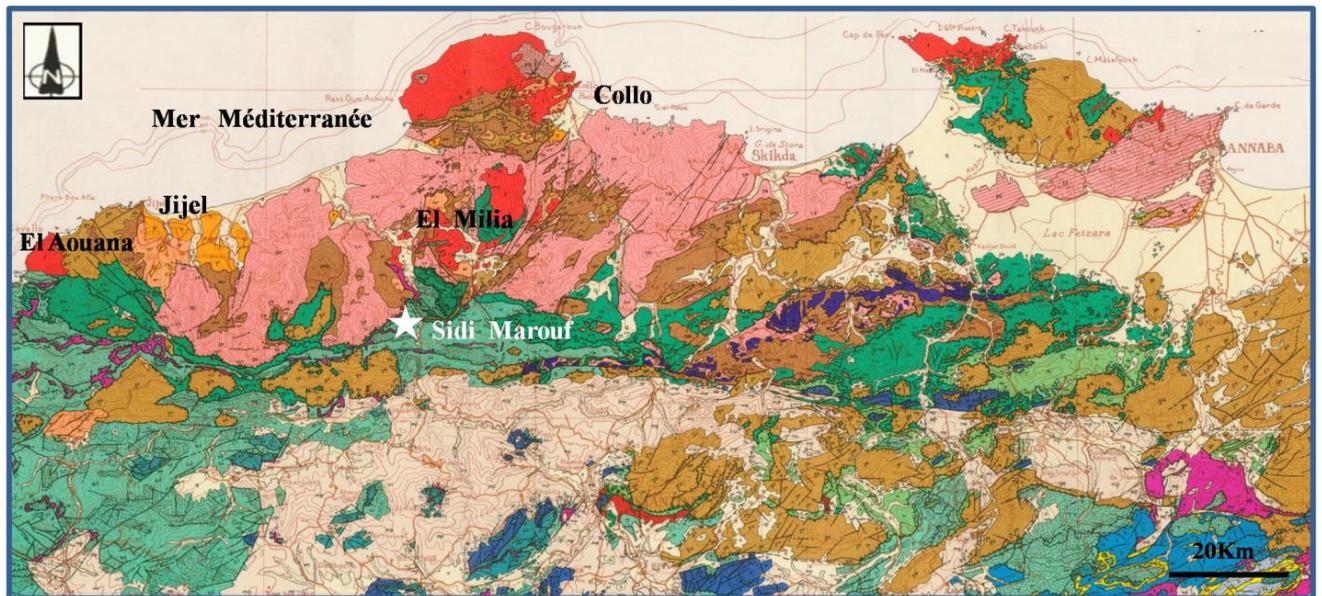
II.1- Cadre litho-stratigraphique

II.1.1- Les formations géologiques du domaine interne

En Petite Kabylie, les formations géologiques du domaine interne sont principalement représentées par les terrains du socle kabyle et les formations sédimentaires de la « dorsale kabyle » ou « chaîne calcaire » qui constituent sa couverture sédimentaire (Fig. II.1).



A-Carte géologique de la chaîne des Maghrébide (d'après Wildi, 1983 modifiée par Domzig et al.,2006).



Légende :

1 : Quaternaire. 2 : Pliocène marin. 3 : Mio- Pliocène continental. 4 : Burdigalien sup, Langhien de la marge littorale. 5 : Roches magmatiques du Miocène. 6 : Grès numidiens. 7 : Formations telliennes. 8 :Oligo-Miocène kabyle. 9 : Flysch maurétanien. 10 : Flysch massylien. 11 : Chaîne calcaire du Paléozoïque à Lutétien. 12 : Formations triasiques. 13 : Socle Kabyle.

Figure II.1 : Représentation cartographique des différentes formations géologiques qui affleurent dans le contexte régional de Sidi Maarouf [Extrait de la carte structurale de la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens (d'après J. M. Vila, 1980)]. (Le massif de Sidi Maarouf est représenté par l'étoile blanche).

II.1.1.1- Les terrains du socle kabyle

Les terrains du socle kabyle affleurent principalement en Grande Kabylie et en Petite Kabylie (Fig.II.1.A).

Ils sont constitués de roches métamorphiques allant de l'épizone à la mésozone et sont associés à des roches peu ou pas métamorphiques. On distingue deux ensembles (Durand Delga, 1955 ; Bouillin, 1977 ; Djellit, 1987 ; Mahjoub, 1993) (Fig.II.2) :

- Un ensemble gneissique parfois migmatitique associé à des intercalations de barres de marbres et de termes basiques. Ce complexe gneissique est une série polymétamorphique ayant initialement cristallisé dans le faciès granulite.
- Un ensemble phylladique d'âge Cambro-Ordovicien qui comporte des schistes grésopélitiques, schistes satinés, des micaschistes, des schistes à muscovite et chlorite. Des roches basiques sont associées à cet ensemble.

II.1.1.2- Les formations de la « chaine calcaire » ou « dorsale kabyle »

Les formations de la « chaine calcaire » (Glangeaud, 1932) ou « dorsale kabyle » (Durand Delga, 1969) se sont déposées sur la marge méridionale du domaine interne, ce dernier faisant partie d'un ensemble plus large dénommé « AlKaPeCa » (Bouillin, 1986) dont les affinités sont beaucoup plus proches de la plaque eurasiatique. Cet ensemble a été, pendant le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque, séparé de la plaque africaine par une mer dite Téthys maghrébine.

En Petite Kabylie, les formations de la dorsale kabyle forment des affleurements dessinant un alignement sensiblement orienté Est-Ouest et s'étendant depuis le Dj. Sidi Dris, à l'Est (Nord de Constantine), jusqu'au massif de Zitamba à l'Ouest (Sud d'Annaba) (Fig.II.1.B). Elles ont été étudiées principalement par J.F. Raoult (1974) et J.M. Vila (1980). Sur la base de leurs caractéristiques litho-stratigraphiques, paléogéographiques et structurales, ces auteurs ont distingué trois domaines paléogéographiques dans lesquels se sont déposées les formations de la dorsale kabyle. Du Nord au Sud, ces domaines ont reçu les noms de : « dorsale interne », « dorsale médiane » et « dorsale externe ». Les formations de la dorsale kabyle sont constituées par des séries hétéropiques d'âge allant du Trias à l'Eocène (Raoult, 1974 ; Vila, 1980).

Selon J.F. Raoult (1974) et J.M. Vila (1980), en Petite Kabylie les formations de la dorsale interne sont représentées par la série du Kef Sebergoud qui montre, sur un soubassement paléozoïque, une série pratiquement complète, constituée de conglomérats à la base et des calcaires au sommet, d'âge Permo-Triasique à Néocomien. Ces derniers sont surmontés en

discordance par des calcaires néritiques riches en microfaunes benthiques (algues et foraminifères) de l'Eocène inférieur et moyen (Yprésien à Lutétien terminal). Les formations de la dorsale médiane sont représentées par la série du Bou Aded qui comporte des terrains du Permo-Trias, du Lias, du Crétacé inférieur, et est surtout caractérisée par la permanence des dépôts marno-calcaires à microfaune pélagique (*Globotruncana*, *Globorotalia*) du Crétacé supérieur (Turonien inférieur) jusqu'au Lutétien inférieur, avec une lacune stratigraphique au Crétacé moyen (Cénomanién). Les formations de la dorsale externe sont représentées par les séries de Rhedir, de Mera, de Tengout caractérisées par un crétacé supérieur et un Eocène détritique et lacuneux. Elles comportent des calcaires silicifiés, surmontés en discordance par des conglomérats du Campanien. Ces derniers, montrent une intense érosion sénonienne. Elles reposent en contact anormal sur les flyschs.

Les plus proches formations de la dorsale kabyle sont représentées par celles de djebel Sidi Dris. Elles affleurent à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est du massif de Sidi Maarouf (Fig.II.1.B).

II.1.2- Les formations des domaines des flyschs

Selon Gélard (1969) et Raoult (1969), on distingue deux grands groupes de flysch kabyles du Crétacé inférieur : les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens. A ces deux types de flyschs s'ajoute le flysch Numidien d'âge Oligo- Miocène. Les flyschs crétacés kabyles (maurétanien et massylien) et le flysch numidien se sont déposés dans des domaines paléogéographiques relativement distincts dans le temps et dans l'espace.

II.1.2.1- Le flysch maurétanien

Il a été défini par J.P. Gélard (1969) pour désigner une série composée de deux formations. La première de ces formations, d'âge crétacé inférieur, s'apparentait au flysch de Guerrouch (Durand Delga et Lambert, 1955). La seconde, d'âge crétacé supérieur et éocène, s'apparentait au flysch de Penthivière (actuellement Aïn Berda au Sud d'Annaba) (Neumann et Vila, 1967). Le terme de « flysch maurétanien » est donc réservé pour les flyschs qui comportent un Crétacé inférieur de type « Guerrouch ».

La série du flysch maurétanien typique comporte de bas en haut (Bouillin et al., 1970 ; Vila, 1980):

- 1- Quelques mètres de radiolarites rouges, reconnues dans le massif de Chellata (Gélard, 1969) et au SW de Skikda (Raoult, 1969) surmontées par des calcaires sublithographiques datés du Berriasien.
- 2- Un puissant ensemble argilo-gréseux (100 à 400 m) du Crétacé inférieur à faciès Guerrouch. C'est un flysch à gros bancs de grès verdâtres (3 m au maximum), à grain

moyen régulier, homométriques de 200 à 300 microns, légèrement calcareux, plagioclases abondants et rares micas (muscovite et biotite chloritisée) alternant avec des pélites grises ou brunes. A la base, cet ensemble admet des calcaires fins à *Nannoconus*. Vers leur sommet (Albien), les grès deviennent plus quartzitiques, plus grossiers et sont parfois couronnés par un horizon de grès-quartzite « huileux » d'un vert soutenu (vert bouteille).

La sédimentation, principalement sableuse au Crétacé inférieur, se modifie au Crétacé supérieur pour devenir calcaire montrant les termes suivants :

3- Un Cénomaniens (10-20 m) sous forme de calcaires micro-conglomératiques en dalles, à bandes silicifiées blanches, et marnes colorées. A ces faciès peuvent s'associer des calcaires fins et exceptionnellement de minces niveaux phtanitiques.

4- Calcaires finement sableux du Turonien-Sénonien inférieur, n'apparaissant que très rarement.

5- Un ensemble du Sénonien supérieur (50-100 m) caractérisé essentiellement par des bancs compacts de calcaires micro-bréchiques et conglomérats et microconglomérats calcaires grossier, séparés par des interlits marneux se poursuivant jusqu'à la fin du Lutétien et incluant un Paléocène riche en calcaires sableux à *Microcodium*. Le matériel remanié dans ces conglomérats (quartz, grès permo-triasique, roches carbonatées), quel que soit l'âge considéré, provient de la chaîne calcaire. Le ciment est constitué par de la calcite spathique.

6- Le Paléocène (conglomérats et calcaires à *Micricodium*), comparable à celui du flysch massylien, est néanmoins plus épais que dans ce dernier.

7- La sédimentation se poursuit sans grands changements à l'Yprésien et au Lutétien avec des conglomérats, des microconglomérats et des calcaires organo-détritiques, liés à des marnes.

En Petite Kabylie, les principaux affleurements des flyschs maurétaniens se trouvent dans la région située à l'Ouest de Texenna représentée par la forêt de Guerrouch (à environ une cinquantaine de kilomètres à l'Ouest du massif de Sidi Maarouf) et dans la région située au Sud de la ville de Sidi Mezghiche (à environ une quarantaine de kilomètres à l'Est du massif de Sidi Maarouf (Fig.II.1.B).

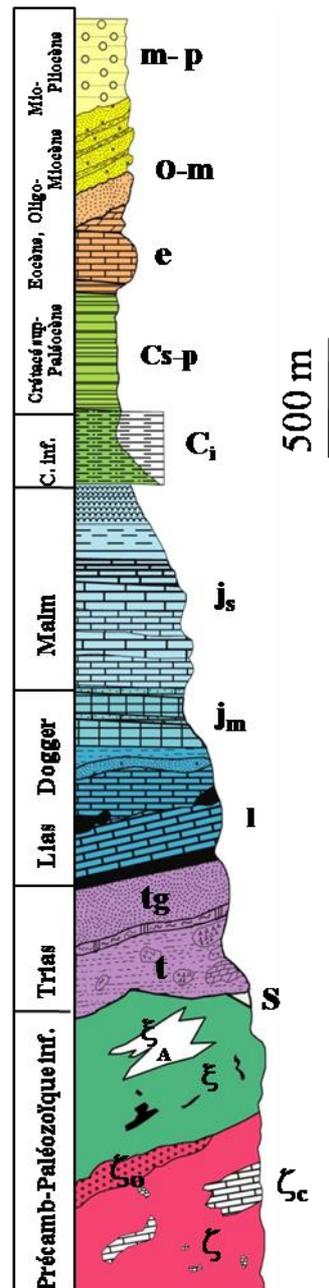


Figure II.2 : Colonne litho-stratigraphique des formations géologiques qui affleurent dans la région de Sidi Maarouf (Colonne réalisée à partir des descriptions de Durand Delga, 1955 ; Bouzenoune et al., 2016)

Légende :

m-p: Mio-Pliocène ; *o-m*: Oligo-Miocène ; *e*: Eocène ; *Cs-p* : Crétacé supérieur - Paléocène ;
Ci: Crétacé inférieur ; *js* : Malm ; *jm* : Dogger ; *l*: Lias ; *tg* : Trias gréseux ; *t* : Trias gypsifère ; *S*: Silurien ; ξ_A : Niveaux détritiques dans les micaschistes ; ξ : Ensemble supérieur à micaschiste ; ξ_c : Cipolins ; ζ : Ensemble inférieur gneissique à enclave de gneiss oillés ; ζ_o :Gneiss oillés.

II.1.2.2-Le flysch massylien

Ce terme a été proposé en 1969 par J.-F. Raoult pour caractériser une série stratigraphique comportant trois termes :

- Un flysch schisto-quartzitique « albo-aptien »
- Des phtanites cénomano-turonien
- Un « flysch à microbrèches » sénonien.

Décrites en détail (Raoult, 1969, 1974 ; Bouillin et al., 1970, Bouillin, 1977 ; Gélard, 1979 ; Vila, 1980), elles peuvent être résumées de la façon suivante :

- 1- Des calcaires sableux en dalles et des argiles du Néocomien, minces et rarement présents (10 m environ). Le Tithonique-Berriasien et l'Hauterivien-Barrémien ne sont en fait signalés (avec doute) que par J.-P. Bouillin (1977).
- 2- Un ensemble argilo-quartziteux (100 à 300 m) correspondant au flysch « albo-aptien » périto-quartzitique ou « schisto-quartzitique ». Les argiles, verdâtres ou varicolores, sont surtout abondantes au sommet, et les grès quartzitiques, vert olivâtre, présentent de belles figures de base de bancs. Ces grès peuvent également se présenter en barres épaisses évoquant des grès numidiens fins. Cet ensemble correspond en fait au Barrémo-Albien.
- 3- Un Albien supérieur-Vraconien marneux à petits bancs de micrites jaunâtres (teinte claire=caractère ultratellien ?) à faciès très uniforme.
- 4- Un ensemble du Cénomano-Turonien (10 à 30 m) débutant par des phtanites noirs et blancs, datés du Cénomanien inférieur-moyen (Bouillin et al., 1970) et du Cénomanien supérieur-Turonien (Vila, 1980), surmontés par des conglomérats et des microconglomérats, en dalles compactes avec des argiles et des calcaires fins. Les niveaux cénomaniens sont fréquemment silicifiés, alors que le Turonien, de grain plus fin en général, ne l'est pas.
- 5- Un ensemble marno-microbréchique qui est le classique « flysch sénonien à microbrèches » (100 à 200 m) : bancs assez tendres, se débitant en plaquettes, de microconglomérats calcaireux, riches en prismes d'*Inocérames*, alternant avec des marnes et des pélites ainsi que, sporadiquement, avec des bancs de calcaires sublithographiques ; un enrichissement en grès donne parfois à cet ensemble un aspect évoquant le terme 2 (« Albo-Aptien »).

6- Localement, de minces niveaux du Paléocène au Lutétien avec des calcaires finement gréseux à *Microcodium* dilacérés, des marnes sableuses de teintes claires et des bancs de calcaires argano-détritiques de l'Yprésien-Lutétien.

En Petite Kabylie, les flyschs massyliens affleurent principalement sous forme d'une étroite bande de 1 à 2 kilomètres de largeur s'étendant d'Est en Ouest sur environ une soixantaine de kilomètres depuis la ville de Texenna à l'Ouest jusqu'à la ville de Sidi Mezghiche à l'Est (Fig.II.1.B). Dans la région de Sidi Maarouf, cette bande se rétrécit pour montrer des affleurements dont la largeur ne dépasse pas la centaine de mètres. Dans tous les cas, le long de cette bande, les flyschs massyliens sont toujours en contact tectonique avec les terrains métamorphiques du socle kabyle sous lesquels ils sont sous-charriés, ils soulignent le contact frontal majeur (CFM) décrit par M. Durand Delga (1955).

II.1.2.3- Le flysch numidien

D'âge Oligocène terminal-Miocène inférieur, le flysch numidien occupe la position structurale la plus haute dans la chaîne des Maghrébides (Wildi, 1983). Il comporte de bas en haut :

- Argiles « sous- numidiennes » varicolores, à Tubotomaculum, de l'Oligocène moyen-supérieur (Magné et Raymond, 1972 ; Glaçon et Rouvier, 1967).
- Grés en bancs épais, à quartz bien roulés hétérogènes, d'âge aquitain –burdigalien inférieur.
- Des argiles et des marnes claires, à silexites, dites « supra-numidiennes » qui atteignent le Burdigalien inférieur.

II.1.3- Les formations du domaine externe (telliens)

Le domaine externe est représenté par les séries telliennes, les séries de l'avant-pays allochtone et les séries de l'avant-pays atlasique autochtone.

II.1.3.1- Les séries telliennes

Les séries telliennes qui affleurent au Nord Est de Algérie forment un ensemble des nappes allochtones pelliculaires constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été charriées sur une centaine de km vers le Sud. Les formations telliennes ont été subdivisées du Nord au Sud en trois grandes unités (Vila, 1980) :

- Les unités ultra-telliennes dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs ;

- Les unités telliennes *sensu stricto* (*s.s*) avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes ;
- Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites, à faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Eocène.

II.1.3.1.1-Les unités ultra-telliennes

Selon les descriptions de J.M. Vila (1980) les séries « ultra-telliennes » affleurent essentiellement à l'Est du méridien passant par le djebel Sidi Driss et les rencontre à partir de là jusqu'en Kroumirie (Tunisie). Elles sont définies par le critère simple de la dominance des faciès clairs durant tout le Crétacé. La série typique, telle qu'elle a été définie par J.M. Vila et al. 1968 (in Vila, 1980), au djebel bouSba comporte :

- un crétacé inférieur marneux et micritique clair à Ammonites (Valanginien à Vraconien) ;
- un Crétacé moyen de même nature à Rotalipores ;
- un Sénonien épais analogue, très clair, riche en microfaune de *Globotruncana* et d'*Hétérohélicidés* ;
- un Eocène à trois termes : marnes sombres à boules jaunes dano-paléocènes, Yprésien-Lutétien inférieur calcaire à silex noirs et cassure grise ou noire, Lutétien supérieur marneux sombre.

II.1.3.1.2-Les unités telliennes *sensu-stricto*

En Algérie nord orientale, les séries des unités telliennes (*s.s*) affleurent essentiellement dans les bibans et dans les babors au Nord de Sétif. Sur la base principalement des faciès du Crétacé supérieur, elles ont été subdivisées en cinq grands groupes (Vila, 1980) :

- les séries de type Djemila ;
- les séries bibaniques et les séries de type Béni Abdallah ;
- les séries de type Dra el Arba-Erraguène ;
- les séries de type Gouraya-Arbalou-Brek ;
- les séries de type Barbacha.

Selon J.M. Vila (1980), la logique sédimentaire réalisée dans l'ensemble de ces séries est celle d'un approfondissement des faciès dans le temps à partir des faciès de plate-forme très uniformes du Lias inférieur-moyen. Cet approfondissement se réalise dès le Lias supérieur et aboutit à des faciès siliceux à la fin du Jurassique encore marquée çà et là par quelques intercalations de type plate-forme. Les faciès marneux réapparaissent au Néocomien et sont

rapidement envahis par des séquences à détritiques pélitiques ou quartzes fins. Partout les faciès marneux deviennent à nouveau dominants à partir de l'Albien supérieur. Au Vraconien et au Cénomaniens inférieur apparaissent quelques intercalations carbonatées. Les faciès marneux et marno-calcaires, en proportions variables, dominent jusqu'à la fin de l'Eocène.

Les formations géologiques des unités telliennes de la région de Sidi Maarouf sont attribuées aux unités telliennes sensu stricto et plus précisément aux séries de type Djemila (Vila, 1980).

II.1.3.1.3-Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites

Les séries péni-telliennes affleurent essentiellement dans la région située à l'Ouest de Constantine. Elles sont caractérisées du Lias au Sénonien supérieur par des alternances de faciès typiquement telliens et des faciès de type plate-forme (Vila, 1980).

Selon J.M. Vila (1980), les unités méridionales à Nummulites sont principalement localisées dans les confins méridionaux du « môle » néritique constantinois. Ces unités ne comportent que du Sénonien et des formations éocènes riches en Nummulites. Elles font partie de l'ensemble des formations marneuses crétacées ou tertiaires allochtones sur l'avant pays carbonaté constantinois ou Sud sétifien. Elles constituent un ensemble méridional se singularisant par la présence d'intercalations à caractères néritiques au sein de séries marneuses ou marno-calcaires d'âge sénonien ou d'âge éocène.

II.1.3.2-Les séries de l'avant-pays allochtone

Les séries de l'avant-pays allochtone ont été regroupées en trois familles, d'Ouest en Est on retrouve (Vila, 1980) :

- les séries « sud-sétifiennes » ;
- les séries « néritiques constantinoises » ;
- les séries des « Sellaoua »

II.1.3.2.1-Les Séries de l'ensemble allochtone sud-sétifien

Ce sont des séries dont l'âge va du Lias à l'Eocène (Vila, 1980). Elles présentent des faciès carbonaté, généralement très dolomitique au Lias inférieur-moyen et au Dogger-Malm alors qu'elles sont beaucoup plus marneuses au Lias supérieur et au Crétacé inférieur avec sensible d'apports détritiques. Le Cénomano-Turonien est partout carbonaté alors que le Sénonien est marneux dans sa partie inférieure et carbonaté dans sa partie supérieure. Les séries se terminent par des faciès littoraux de l'Eocène contenant souvent des galets de silice.

II.1.3.2.2-Les séries néritiques constantinoises

Les séries néritiques constantinoises, essentiellement carbonatées, affleurent principalement dans les régions de Constantine, Aïn Mlila et Guelma. Leur âge va du Trias au Sénonien avec absence notable de l'Eocène (Vila, 1980).

II.1.3.2.3-Les séries des « Sellaoua »

Les formations allochtones de type Sellaoua constituent, en Algérie orientale, où elles une vaste bande développée du SW au NE sur plus d'une centaine de kilomètres depuis Aïn Fakroun au Sud-Ouest jusqu'aux environs de Souk Ahras au Nord-Est. Les séries de type Sellaoua présentent une large dominance argileuse et marneuse pendant tout le Crétacé et l'Eocène (Vila, 1980).

II.1.3.3- Les séries de l'avant pays autochtone

En Algérie nord-orientale les séries de l'avant pays autochtone affleure principalement dans les monts du Hodna, la région de Batna et les monts des Nemamechas (région de Tébessa). Dans ce vaste domaine, les formations jurassiques sont rares, elles ne sont développées qu'entre les méridiens de Sétif et de Constantine. L'essentiel des affleurements est constitué par le Crétacé (Vila, 1980).

II.1.4-Les formations post-nappes

Il s'agit de formations post-orogéniques déposées postérieurement à la mise en place des nappes de charriages dans des bassins localisés à l'avant des zones internes (bassins côtiers) et le plus souvent à cheval entre les zones externes et l'avant-pays. De grands bassins littoraux tels que la Mitidja et le bassin du Cheliff, orientés OSO-ENE, sont comblés par les sédiments des transgressions marines miocènes à quaternaires. La région de Sidi Maarouf se trouve à une dizaine de kilomètres au Nord de la limite septentrionale du grand bassin post-nappes de Constantine-Mila à remplissage détritique mio-plio-quaternaire.

II.1.5- Le magmatisme tertiaire

Les plus proches affleurements de roches magmatiques qui marquent le cadre géologique régional de la région de Sidi Maarouf, et qui peuvent éventuellement avoir joué un rôle dans la genèse des minéralisations étudiées dans le présent mémoire, sont situés dans la région d'El Milia à une vingtaine de kilomètres au NNW de la ville de Sidi Maarouf (Fig.II.1.B). Il s'agit principalement de granitoïdes calco-alcalins d'âge miocène (Bouillin, 1977 ; Ouabadi, 1994 ; Ben Ali, 2007). D'autres affleurements plus lointains mais de même nature se trouvent

également dans la région de Béni Touffout et dans l'imposant massif magmatique du Cap Bougaroun, ce dernier renferme aussi des roches magmatiques ultrabasiqes minéralisées en chromite. Enfin, à environ une soixantaine de kilomètres à l'WNW de la ville de Sidi Maarouf se trouve le complexe magmatique d'El Aouana (ex. Cavallo) qui recèle d'intéressantes minéralisations à Pb-Zn, Cu, Ag, Au.

II.2- Cadre tectonique régional

La région de Sidi Maarouf fait partie de la Petite Kabylie dont l'édifice structural complexe est constitué par la superposition de différentes unités tectoniques charriées les unes par rapport aux autres. Sur une transversale N-S on retrouve de haut en bas et du Nord vers le Sud :

- L'unité représentée par les terrains métamorphiques du socle de Petite Kabylie issue de la dilacération d'un ensemble plus vaste : le bloc « AlKaPeCa » pour Alboran-Kabylie-Pelloritain-Calabre (Bouillin, 1986) ;
- L'unité des flyschs kabyles ou « albo-aptiens » essentiellement représentée par les flyschs massyliens et les flyschs maurétaniens ;
- L'unité des nappes telliennes représentée sur la transversale de Sidi Maarouf par les formations marneuses et carbonatées de la nappe de Djemila (Vila, 1980).

L'unité représentée par la « chaîne calcaire » ou « dorsale kabyle » est absente sur la transversale de Sidi Maarouf, mais elle est présente sur la transversale passant par le massif de Sidi Driss à une trentaine de kilomètres plus à l'Est.

L'unité représentée par la nappe numidienne, qui occupe la position la plus élevée dans cet édifice de nappes, est également présente sur la transversale de Sidi Maarouf.

Cet édifice de nappes est affecté par deux types de formations intrusives : les roches magmatiques granitiques de la région d'El Milia et les formations triasiques un peu partout le long de cette transversale.

Enfin, des formations post-nappes reposent en discordance sur l'une ou l'autre des unités charriées précédemment citées. Au Nord, on trouve les formations de l'Oligo-Miocène-Kabyle (OMK) avec leurs différents olistolites qui reposent en discordance sur les terrains métamorphiques du socle kabyle. Au Sud, ce sont les formations essentiellement continentales en remplissage des bassins post-nappes qui reposent également en discordance sur les unités antérieures.

La structuration actuelle de cet édifice est le résultat d'une histoire géologique très complexe qui est loin d'être parfaitement comprise. Les nombreux événements géologiques qui ont

marqué cette histoire ont certainement joué un rôle direct ou indirect dans la genèse des minéralisations de cette région. Malheureusement leur datation et la chronologie de leur déroulement reste toujours peu précises malgré les nombreuses études à caractère régional réalisées sur cette portion de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale (Durand Delga, 1955 ; Raoult, 1975 ; Bouillin, 1977 ; Vila, 1980 ; Coiffait, 1993 entre autres). Ces travaux ont, cependant, permis d'esquisser les grandes lignes des principaux événements géologiques ayant contribué à la structuration de l'édifice de nappes de la région de Sidi Maarouf.

II.2.1- Principaux événements géologiques

II.2.1.1- Les événements du Mésozoïque

Le début des temps mésozoïques sont marqués par la fragmentation de la Pangée au Permo-Trias suivi du rifting liasique ayant permis l'ouverture de la mer Téthys occidentale entre le Gondwana au Sud et l'Eurasie au Nord. Sur le plan sédimentaire, la période triasique a vu le dépôt d'une épaisse série principalement évaporitique argilo-gypseuse parfois accompagnée de coulées basaltiques. La poursuite du rifting au Lias a permis l'installation d'une mer ouverte dans laquelle se sont déposées, dès la base du Lias, des dolomies et des calcaires de plate-forme peu profonde qu'on retrouve entre autres dans le massif de Sidi Maarouf. L'approfondissement progressif des environnements de dépôts pendant les périodes du Lias supérieur, Dogger et Malm a permis le dépôt des marnes et des calcaires à faunes pélagiques de mer franchement ouverte.

Sur le plan tectonique, en dehors des failles normales générées par le rifting et le début du coulissage sénestre de la plaque européenne par rapport à la plaque africaine, les temps triasico-jurassiques représentent une période de quiescence. Cette période est plutôt marquée par le dépôt une puissante série sédimentaire subsidente marneuse et carbonatée. Les faciès carbonatés, notamment liasiques de l'Algérie du Nord, constituent un important réceptacle de minéralisations à Pb-Zn mais aussi de Fe comme c'est le cas dans les massifs jurassiques de la région de Sidi Maarouf.

La période du Crétacé inférieur est marquée sur le plan sédimentaire par une sédimentation de type turbiditique représentée par les flyschs kabyles qui se sont déposés dans cette mer Téthys de plus en plus profonde et alimentée en détritiques principalement issus de la marge septentrionale. La marge méridionale (algérienne) est plutôt marquée par une sédimentation argileuse dont on retrouve quelques affleurements dans la région de Sidi Maarouf.

Sur le plan tectonique, une première phase compressive majeure a été décrite notamment dans les Babors (Obert, 1974 ; Leikine et al., 1975 in Vila, 1980) et dans la chaîne numidique (Durand Delga, 1955). Elle s'est traduite par l'apparition de discordances des formations du

Crétacé inférieur sur celles antérieures jurassiques ou triasiques. Cette phase albienne (ou anté-vraconienne) est également responsable de la genèse de certains plis comme celui du massif de Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955) (voir plus loin dans le chapitre III, section III.2.3). Dans la chaîne numidique et particulièrement dans la région de Sidi Maarouf, M. Durand Delga (1955) a également décrits des discordances entre les formations du Crétacé supérieur et celles antérieures du Trias, Jurassique ou Crétacé inférieur. Cet auteur a d'ailleurs envisagé une intense période d'érosion anté-sénonienne ayant induit entre autres l'érosion du flanc normal du pli déversé de Sidi Maarouf.

En somme, on peut dire que la période du Mésozoïque est une période de distension avec localement des épisodes compressifs ayant généré des discontinuités et discordances locales et des zones structurées et plissées de dimensions limitées. Aucune structure tangentielle (nappes de charriage) ne paraît être scellée par les formations géologiques de période comprise entre le Crétacé supérieur et l'Eocène terminal.

II.2.1.2- Les événements du Cénozoïque

Contrairement à la période mésozoïque qui était essentiellement distensive, la période cénozoïque est principalement compressive. C'est en effet pendant les temps cénozoïques qu'ont eu lieu, en Algérie du Nord, les paroxysmes de l'orogénèse alpine. Plusieurs phases tectoniques ont été distinguées (Raoult, 1975 ; Bouillin, 1977 ; Vila, 1980).

II.2.1.2.1- La phase de compression de l'Eocène supérieur

Différemment datée et qualifiée, elle serait du Lutétien supérieur (Eocène moyen) dite dans ce cas phase « fini-lutétienne » (Raoult, 1975), du Priabonien (Eocène terminal) dite dans ce cas phase « priabonienne » (Vila, 1980). Elle est également parfois qualifiée de phase « atlasique » (Laffite, 1938, Guiraud, 1986).

Cette phase a été à l'origine de la mise en place du premier édifice de nappes caractérisé par (Vila, 1980) :

- un ensemble chevauchant kabyle, cisailé par la naissance du chevauchement frontal kabyle au front duquel la Chaîne Calcaire s'écaille ;
- ce chevauchement recouvre la partie radicale de la première génération de nappes de flyschs et de nappes telliennes, laquelle est le siège d'un métamorphisme dynamique atteignant localement l'épizone ;
- le domaine tellien *s.s.* est le siège d'une intense tectonique disharmonique favorisée par la discontinuité introduite par l'existence de Trias gypseux qui s'insinue dans les écaillages et qui bourre les zones anticlinales.

II.2.1.2.2- La phase compressive majeure du Miocène inférieur (Burdigaliens.I)

La tectogenèse compressive du Miocène inférieur (ou burdigalienne) est caractérisée par les événements suivants (Vila, 1980) :

- l'édifice, composé par le socle kabyle, les unités des flyschs kabyles et les unités telliennes, généré par la phase compressive de l'Eocène supérieur se déforme et est ployé en un vaste anticlinal de nappes ;
- des lambeaux (olistolites) des différentes unités constituant ce bourrelet se détachent et glissent par gravité vers le Nord dans le bassin de l'Oligo-Miocène Kabyle (OMK) formant ainsi les olistostromes kabyles ;
- de grands « radeaux » de la nappe numidienne sont charriés vers le Nord ;
- la naissance de la pré-Méditerranée.

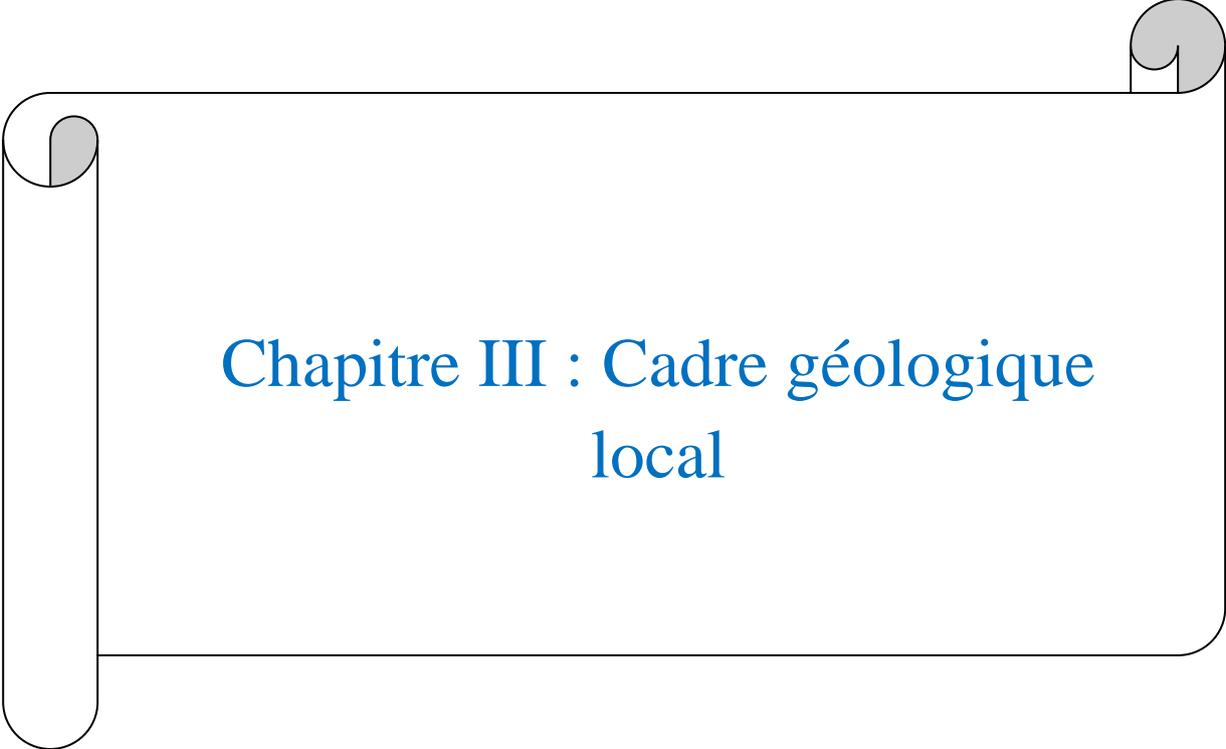
II.2.1.2.3- La phase de la fin du Miocène moyen ou phase « tortonienne »

Selon J.M. Vila (1980), la tectogenèse-tortonienne est un nouvel et dernier épisode de nappes ayant affecté essentiellement l'avant pays. Cette phase marquée par une tectonique tangentielle à vergence Sud est responsable de vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne. Cette phase serait également responsable de la genèse de la nappe néritique constantinoise, des unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble «sud-sétifien» et des «unités méridionales à nummulites».

II.3- Conclusion

La région de Sidi Maarouf qui fait partie de la Petite Kabylie représente une portion de la chaîne alpine d'Algérie du Nord (ou Maghrébides), elle a connu une histoire géologique polyphasée très complexe. Des formations géologiques déposées dans domaines paléogéographiques différents se retrouvent juxtaposées à la suite d'une succession d'événements tectoniques ayant marqué les périodes du Mésozoïque et du Cénozoïque. Ainsi des formations mésozoïques telliennes externes déposées sur la marge nord algérienne sont sous-charriées sous des flyschs kabyles déposés plus au Nord dans un bassin téthysien situé entre la marge européenne au Nord et la marge algérienne au Sud. L'ensemble tellien et flysch est lui-même sous-charrié sous les terrains métamorphiques du socle kabyle issu du domaine interne à affinité européenne. L'édifice structural ainsi réalisé à l'Eocène supérieur est souvent percé par des intrusions de roches magmatiques miocènes et par des roches évaporitiques du Trias.

Bien que les grandes lignes de cette histoire géologique soient relativement bien connues, l'implication des événements tectoniques qui ont marqué cette histoire géologique dans la genèse des minéralisations nécessite davantage d'études pour être démontrée.



Chapitre III : Cadre géologique local

Chapitre III CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

Les principales formations géologiques qui affleurent dans la région de Sidi Maarouf sont représentées par :

- des terrains métamorphiques du socle kabyle ;
- des flyschs kabyles du type massylien du Crétacé inférieur ;
- des formations telliennes méso et cénozoïques ;
- des flyschs numidiens oligo-miocènes ;
- des sédiments récents.

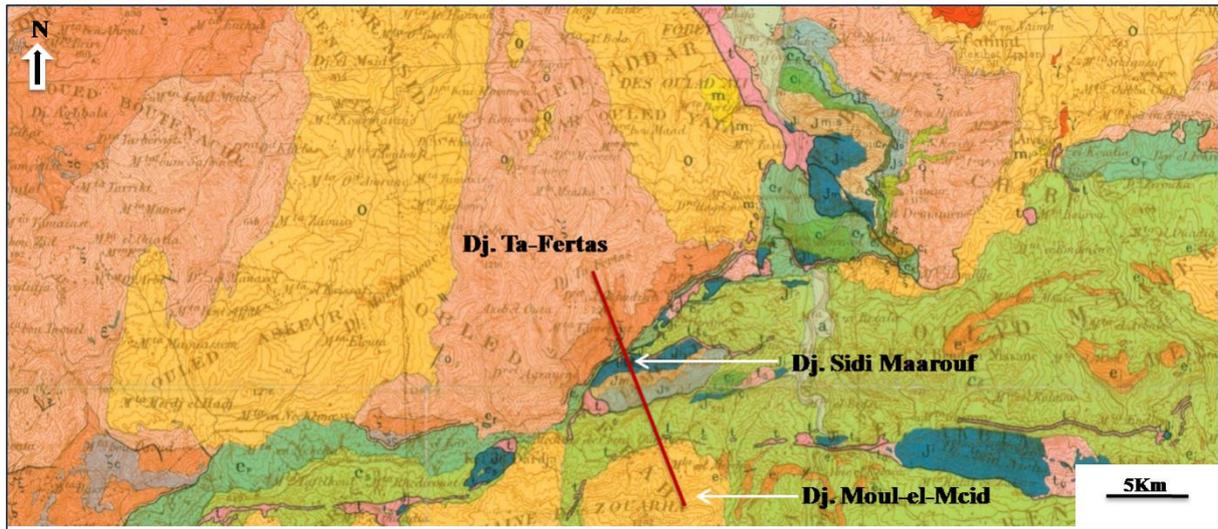
Suite à une histoire tectonique complexe et polyphasée et malgré la différence de leurs domaines paléogéographiques desquels elles sont issues, ces formations géologiques se retrouvent juxtaposées dans la région de Sidi Maarouf. Les principaux traits tectoniques qui marquent cette région sont essentiellement représentés par le contact frontal majeur (CFM) qui souligne la limite méridionale du charriage du socle kabyle et par les écaillages subis par les formations telliennes compétentes du Jurassique au sein de séries plus tendres du Crétacé supérieur-Paléocène.

III.1- Descriptions litho-stratigraphiques

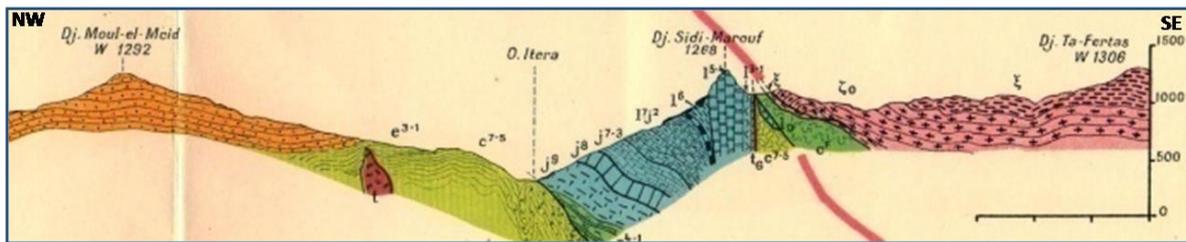
III.1.1- Les terrains métamorphiques du socle kabyle

Au Nord-Ouest du massif de Sidi Maarouf, à Djebel Ta Fertas, affleurent les terrains métamorphiques du socle kabyle en contact direct avec les terrains mésozoïques (Fig.III.1 et 2). Les descriptions de M. Durand Delga (1955) permettent de distinguer deux ensembles (Fig.III.3).

Un ensemble inférieur formé principalement de gneiss bien lités dont les constituants essentiels sont le quartz, plagioclase, biotite et muscovite. Ces gneiss forment à l'affleurement une bande orientée NE-SW s'étendant sur une longueur d'une dizaine de kilomètres et une largeur de 1 à 2 km (Fig.III.1 et 2). Dans leur extrémité SW, à une cinquantaine de mètres du gîte de Chaabat El Gherz, ces gneiss renferment plusieurs lentilles de cipolins à muscovite montrant des épaisseurs allant de 1 à 50 m. Ces cipolins recèlent souvent un minerai de fer oxydé (Planche V.1, Photos 2, 3, 4, 5 et 6). Selon les descriptions de M. Durand Delga (1955), ces gneiss peuvent également renfermer des intercalations de quartzites feldspathiques, des quartzites à tourmaline et des leptynites à muscovite ainsi que des amas de roches granitoïdes (granites, pegmatites).



A- Carte géologique de l'Ouest de la chaîne numidique et des régions voisines (Durand Delga, 1955) montrant la situation géologique du massif de Sidi Maarouf parmi un ensemble de massifs jurassiques soulignant la limite méridionale du contact frontal majeur (CFM) du socle kabyle avec les formations des flyschs massyliens et telliennes.



B- Coupe géologique (localisée sur la figure B) montrant le sous-charriage des flyschs massyliens et des formations telliennes sous les terrains métamorphiques du socle kabyle et l'écaillage des formations jurassiques du massif de Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955).

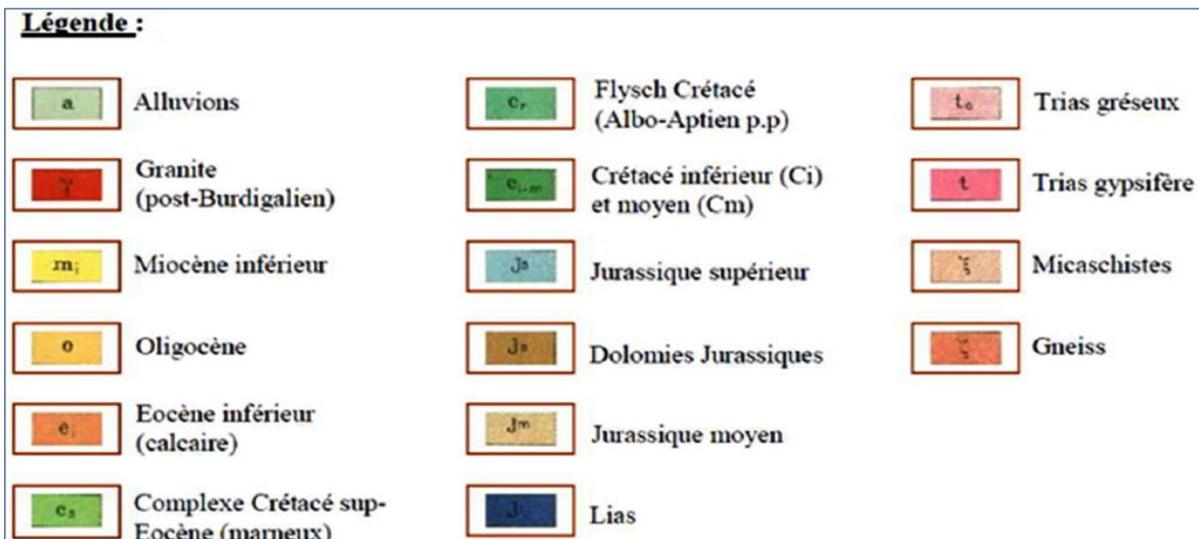
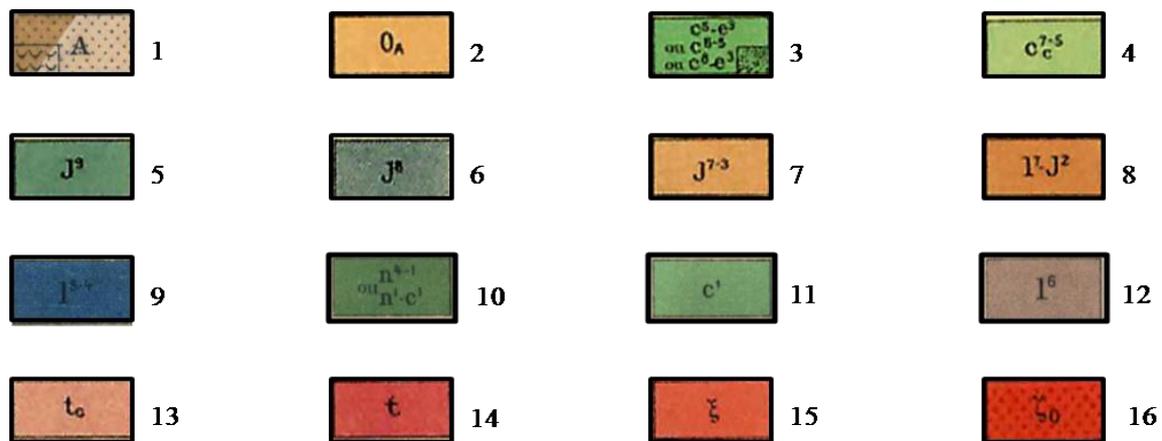
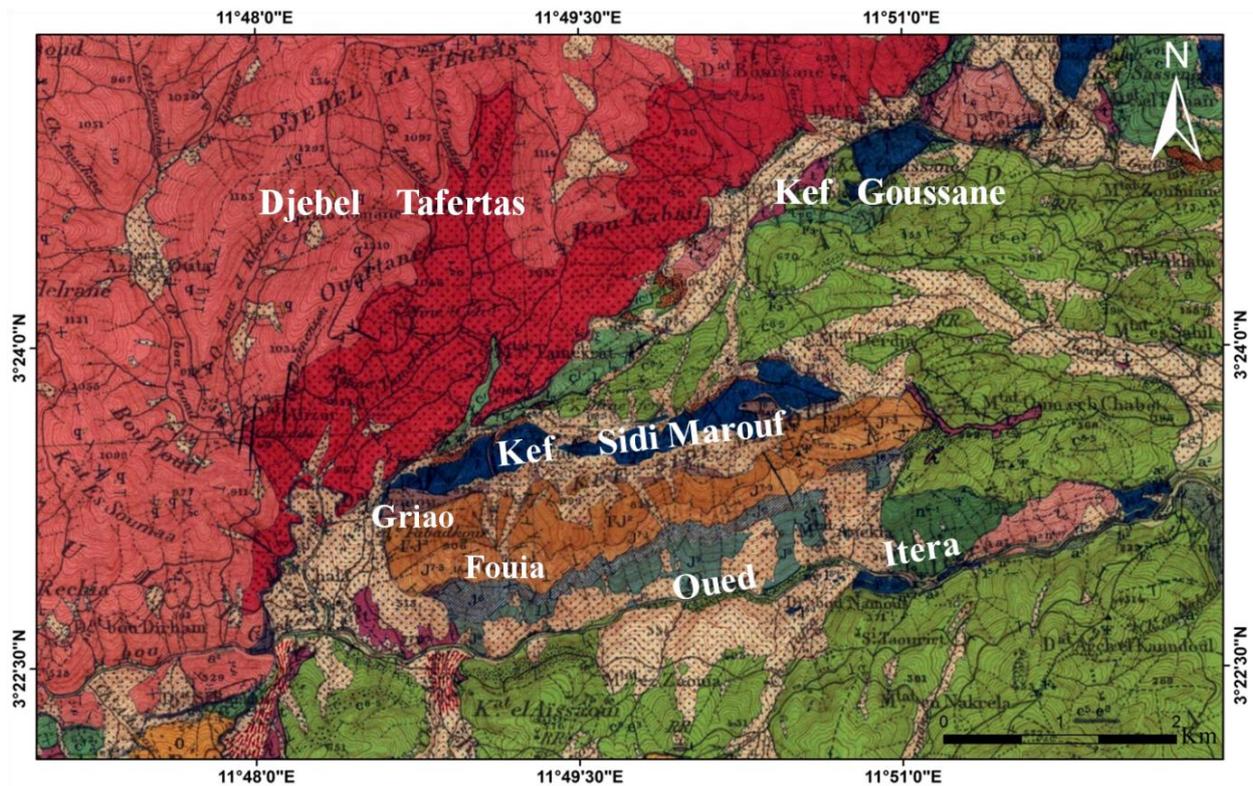


Figure III.1 : Carte et coupe géologiques montrant la structure du massif de Sidi Maarouf dans son cadre géologique régional.



Légende :

1- Quaternaire : Eboulis. 2- Oligocène : Argiles. 3- Sénonien-Eocène : Complexe marneux. 4- Sénonien : faciès de calcaire compact. 5- Tithonique : calcaires marneux, marne. 6- Kiméridgien ? Calcaires massifs, lités. 7- Malm inférieur : calcaire à silex blonds. 8- Lias supérieur-Dogger : calcaires lités. 9- Lotharingien-Pliensbachien : calcaires massifs, lités. 10- Albo-Aptien : flysch gréseux. 11- Crétacé inférieur : Marnes et marno-calcaires. 12- Domérien : Marnes et calcaires marneux. 13- Trias : Grès et schistes. 14- Trias : Complexe gypsifère. 15- Précambrien : Micaschiste du socle Kabyle. 16- Précambrien : Gneiss oillé du socle Kabyle.

Figure III.2 : Carte géologique du massif de Sidi Maarouf, extrait de la carte géologique au 50 000^e, Feuille de Sidi Merouane n°50. (Durand Delga, 1952c)

Un **ensemble supérieur** comportant au sommet des micaschistes à séricite ou à muscovite et à la base des micaschistes à deux micas dans lesquels la biotite est souvent dominante et la muscovite parfois absente. M. Durand Delga (1955) a également signalé la présence dans ces micaschistes de porphyroïdes feldspathiques sous forme de lentilles parfois puissantes ainsi que des quartzites à tourmaline, des leptynites à muscovite et de minces niveaux lenticulaires de cipolins.

III.1.2- Les formations du type flyschs kabyles

Les formations du type flysch kabyle du Crétacé inférieur (ou flysch albo-aptien) affleurent à moins de 50 m au Nord du Sidi Maarouf. Elles forment une étroite bande de 100 à 500 m de largeur s'élargissant vers le NE en s'éloignant des crêtes liasiques du massif et se rétrécissant vers le SW jusqu'à disparaître à l'endroit du gîte de Chaabat El Gherz (Fig.III.1 et 2). En cet endroit, les calcaires du Lias sont contact direct avec les terrains métamorphiques du socle kabyle. Ce contact, matérialisé par Chaabet El Gherz, est malheureusement recouvert par des dépôts quaternaires et des éboulis. Au-delà de l'extrémité occidentale du massif de Sidi Maarouf, les flyschs massyliens réapparaissent et prennent un développement de plus en plus important en direction de l'Ouest en constituant une étroite bande continue jusqu'aux environs de Texenna à une cinquantaine de kilomètres plus à l'Ouest.

Les flyschs massyliens qui affleurent au Nord du massif de Sidi Maarouf sont constitués par les classiques faciès flyschoides épimétamorphiques représentés par les alternances de schistes argileux et de grès quartzitiques du Crétacé inférieur qualifiés par M. Durand Delga (1955) de « flysch albo-aptien ». On note cependant l'absence à l'affleurement des termes bréchiques du Crétacé supérieur-Paléocène ainsi que des niveaux de phtanites cénomaniens bien connus plus à l'Ouest dans la région de Texenna. Les termes inférieurs flyschoides montrent de belles figures sédimentaires d'origine hydrodynamique comme les « flutes-cast ». Ces faciès montrent également une intense déformation en se rapprochant davantage des terrains métamorphiques du socle kabyle.

III.1.3- Les formations du domaine externe

Les formations du domaine externe sont principalement représentées dans la région de Sidi Maarouf par les formations telliennes faisant partie, selon la subdivision adoptée de J.M. Vila (1980) des séries du type Djemila des unités telliennes *sensu stricto*. Elles consistent essentiellement en des formations allant du Trias à l'Eocène et affleurent largement notamment au Sud, à l'Est et au Nord-Est du massif de Sidi Maarouf (Fig.III.1 et 2).

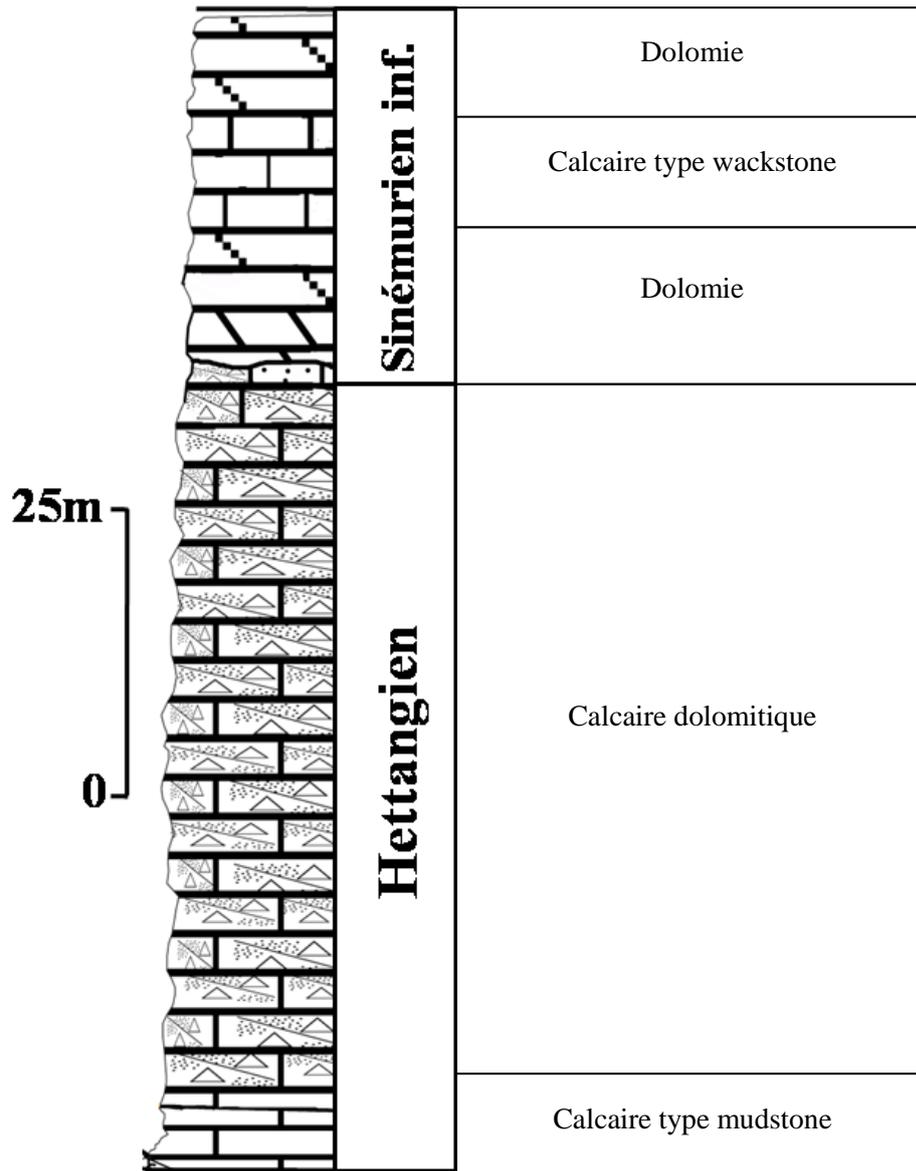
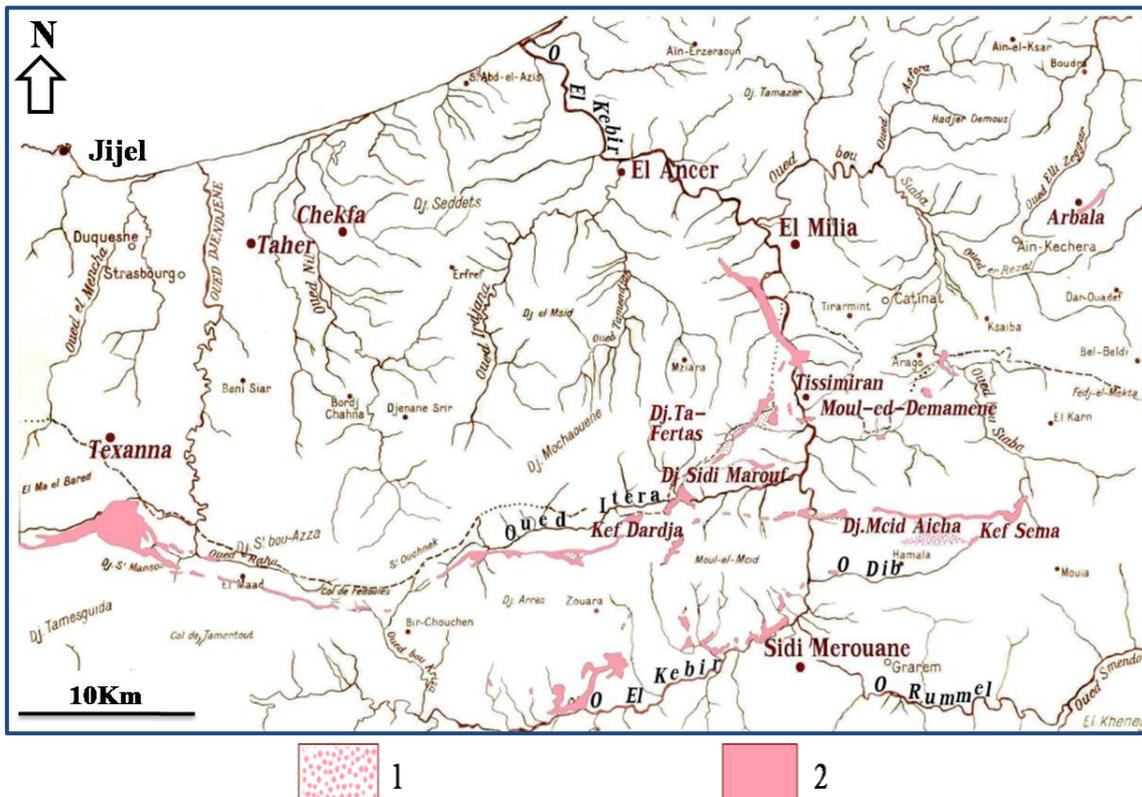


Figure III.3 : Colonne litho-stratigraphique des formations liasiques de Chaabat El Gherz.

III.1.3.1- Les formations triasiques

Les affleurements des formations triasiques de la région de Sidi Maarouf montrent une répartition spatiale caractérisée par des alignements selon des directions privilégiées (Fig.III.4). En effet, selon l’inventaire et la cartographie établis par M. Durand Delga (1955) on peut regrouper ces affleurements en trois ensembles :

- un premier ensemble d’affleurement montrant un alignement sensiblement Est-Ouest. Cet ensemble est représenté deux groupes d’affleurement. Un premier groupe formé par les formations triasiques qui affleurent dans la région située entre Texenna à l’Ouest et Sidi Maarouf à l’Est et qui semblent souligner le contact frontal majeur du socle kabyle avec les formations sous-jacentes du type flyschs et telliennes. Un deuxième groupe formé par les affleurements des massifs de Kalaat Touma, Meid Aïcha et Kef Sema situés au Nord de Oued Dib.
- Un deuxième ensemble d’affleurement formant un alignement orienté NW-SE représenté par les formations triasiques de la région comprise entre le massif de Tissimiran au SE et la zone de Bellara au NW, soit sur une distance d’une dizaine de kilomètres.



1) Faciès gréseux et schisteux

2) Faciès marno- gypsifère

Figure III.4 : Répartition géographique des affleurements triasiques de la région de Sidi Maarouf (d’après Durand Delga, 1955).

- Un troisième ensemble d’affleurement montrant un alignement NE-SW représenté par les formations triasiques de la région de Sidi Merouane et dont la disposition semble être contrôlée par le cours d’Oued Endja (Fig.III.4).

Sur le plan lithologique, les formations triasiques de la région de Sidi Maarouf sont représentées par deux types de faciès : un Trias gréseux, un Trias gypsifère.

- **Le Trias gréseux**

Dans la région de Sidi Maarouf, ce faciès est représenté par des grès psammitiques souvent intercalés par des schistes de teinte variable parfois blanche, parfois multicolore. Les couches de ces formations gréseuses et schisteuses sont souvent en parfaite continuité stratigraphique avec le Lias carbonaté (Durand Delga, 1955). Les formations triasiques gréseuses occupent souvent le cœur des anticlinaux comme c’est le cas dans les massifs de Mcid Aïcha et du bas Oued Itera où leur épaisseur peut atteindre 250 m (Fig.III.1.A).

- **Le Trias gypsifère**

Le faciès gypsifère du Trias de la région de Sidi Maarouf est constitué d’argiles et de marnes bariolées à gypse contenant souvent grès psammitiques, des cargneules jaunes, des dolomies noires et des roches volcaniques de type ophites. Bien qu’il n’a jamais été observé en surface, la présence du sel gemme en profondeur est indiquées par les nombreuses [M. Durand Delga (1955) en a dénombré une vingtaine] sources salées dont les plus importantes sont en rapport évident avec les affleurements triasiques. Ce faciès gypsifère présente souvent un aspect chaotique bréchique et occupe, contrairement au faciès gréseux, une position anormale. Il se présente sous forme d’étroits et longs liserés injectés au sein des formations argilo-marneuses du Crétacé supérieur – Paléocène (Fig.III.1.A).

Dans le massif de Sidi Maarouf, les formations triasiques affleurent en deux endroits :

- sur le versant nord des compartiments central et oriental où elles forment un étroit liseré discontinu à la base du Lias. Ce liseré se prolonge vers l’Est sous forme d’injection au sein des marnes du Crétacé supérieur. Sur le versant nord du compartiment occidental, à l’endroit du gîte de Chaabet El Gherz, on note l’absence à l’affleurement des formations triasiques.
- Au niveau de l’extrémité occidentale du massif de Sidi Maarouf (village de Graïou), les formations triasiques du faciès argilo-gypsifère forment un affleurement sécant par rapport à l’orientation des formations jurassiques et sont tectoniquement injectées dans les marnes du Crétacé supérieur plus au Sud-Ouest du même village (Fig.III.1.A).

III.1.3.2- Les formations du Jurassique

Les formations du Jurassique (Lias, Dogger et Malm) du massif de Sidi Maarouf affleurent sous forme de bandes plus ou moins parallèles orientées sensiblement Est-Ouest. Elles constituent, avec celles des massifs de Moule Ed-Demamène, Mcid Aïcha, Kef Sema, Kalaat et Touma, El Feddous, Kef Natour, Kef Dardja et les écailles des Kef Sassenène et Kef Goussène, un ensemble de massifs jurassiques qui marquent l'orographie de cette région (Fig.III.1.A).

III.1.3.2.1- Le Lias

Les formations liasiques de la région de Sidi Maarouf forment des affleurements peu nombreux, épars et discontinus. Elles ont été décrites par d'anciens travaux dont ceux de L. Joleaud (1912), P. Deleau (1938), F. Ehrmann (1924) et M. Durand Delga (1955) qui ont permis de préciser leur litho-stratigraphie. Les descriptions, notamment celles de M. Durand Delga (1955), ont permis de distinguer un Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien-Pliensbachien inférieur), dolomitique et calcaire, fort épais et pauvre en fossile et un Lias supérieur plus élevé (Pliensbachien supérieur-Toarcien), essentiellement marneux, assez mince et riche en faune (Fig.III.3).

- Le Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien-Pliensbachien inférieur)

Selon M. Durand Delga (1955), la partie basale du Lias inférieur est représentée par des dolomies et des calcaires très fortement dolomitisés dans l'ensemble des massifs jurassiques de la région de Sidi Maarouf. Il s'agit de dolomies compactes, en général massives et sans litage, elles ont été qualifiées de sédimentaires (Durand Delga, 1955). Bien qu'elles soient dépourvues de fossiles, elles ont été attribuées à l'Hettangien par analogie avec les dolomies litées à lits argileux du Djurdjura où elles ont été datées (Durand Delga, 1955). L'épaisseur de ces dolomies hettangiennes varie d'un massif à l'autre, une cinquantaine de mètres à Sidi Maarouf et dépasserait la centaine de mètres au Moule Ed-Demamène (Durand Delga, 1955). Au niveau de l'extrémité occidentale de Kef Dardja, leur épaisseur est d'une cinquantaine de mètres (Benmebarek et Hafsi, 2013 ; Bouzenoune et al., 2016). Au Mcid Aïcha, le Lias inférieur est représenté par des calcaires dolomitiques dont l'épaisseur est variable voire carrément nulle. Dans la partie orientale de ce massif, la dolomitisation a été considérée en partie comme secondaire (Durand Delga, 1955).

Ce terme basal dolomitique hettangien est surmonté par une puissante (200 à 300 m) de calcaires compacts montrant parfois une dolomitisation secondaire notamment dans les massifs minéralisés (Sidi Maarouf, Moule Ed-Demamène et Kef Dardja). Quand ils ne sont pas dolomitisés, ces calcaires montrent des faciès variés sub-lithographiques, oolithiques (grainstones), gréseux, zoogènes à encrines, à polypiers et à algues (wackestones à

packstones) (Durand Delga, 1955 ; Manchar, 2007 ; Ouaar, 2009 ; Benmebarek et Hafsi, 2013 ; Brahimi et Merdji, 2013 ; Benlamari, 2015 ; Boulaouidat, 2015, Bouzenoune et al., 2016). Sur la base de simples considérations d'épaisseur et sans arguments paléontologiques, un âge Sinémurien inférieur a été attribué à la partie basale de cette série de calcaires compacts (Durand Delga, 1955). Par contre, leur partie moyenne (100 à 200 m plus haut) est datée du Sinémurien supérieur (Lotharingien) grâce à une riche faune de Brachiopodes (essentiellement des Zeilleries) (Durand Delga, 1955). Ces calcaires à Brachiopodes sont surmontés par des calcaires à Encrines avec une épaisseur d'une cinquantaine de mètres attribués au Pliensbachien inférieur (Carixien) grâce à des *Tropidoceras* appartenant à l'intervalle compris entre la zone à *jamesoniet* et celle à *davoi* (Durand Delga, 1955).

- **Le Lias supérieur (Pliensbachien supérieur-Toarcien)**

La tendance à l'approfondissement du bassin au Lias supérieur se traduit sur la lithologie des formations géologiques par l'apparition d'intercalations argilo-marneuses de plus en plus fréquentes en montant dans la série stratigraphique. On note également le développement des silex noirs essentiellement sous forme de rognons. Ce sont là les deux principales caractéristiques, qui donnent un aspect lité aux calcaires du Pliensbachien supérieur (Domérien) et qui permettent une nette distinction avec les calcaires du Lias inférieur. En effet, M. Durand Delga (1955) a décrit un Domérien (Pliensbachien supérieur) constitué par :

- des alternances de calcaires gris-noir finement lités contenant des silex noirs et de calcaires durs à cassure claire. Ces alternances, qui viennent immédiatement au-dessus des calcaires compacts du Sinémurien-Pliensbachien inférieur, ont été attribuées à la base du Domérien (base du Pliensbachien supérieur) grâce à des Ammonites (*Lytocerasbettonii* FUC.). En plus des Ammonites, l'auteur signale également la présence de Brachiopodes (*Glossothyris* sp.) et de petits Gastéropodes.
- des calcaires marneux qui font suite aux assises à silex précédentes dont la partie terminale a été attribuée à l'extrême base du Toarcien grâce à la présence des Ammonites (*Dactylioceras*).

Au-dessus de ces formations datées du Domérien et du début du Toarcien, M. Durand Delga (1955) décrit des niveaux détritiques, schisteux, souvent pauvres en calcaires (argiles gréseuses verdâtres ou noirâtres) contenant à leur base des lits micro-conglomératiques. Selon l'auteur, ces niveaux, particulièrement présents dans le compartiment occidental (crête au NW de Fouïa) semblent se réduire vers l'Est du Sidi Maarouf (compartiments central et oriental). Ces niveaux détritiques sont surmontés par des calcaires blancs à lits marno-calcaires du Dogger mais dont une partie est attribuée au sommet du Lias (Durand Delga, 1955).

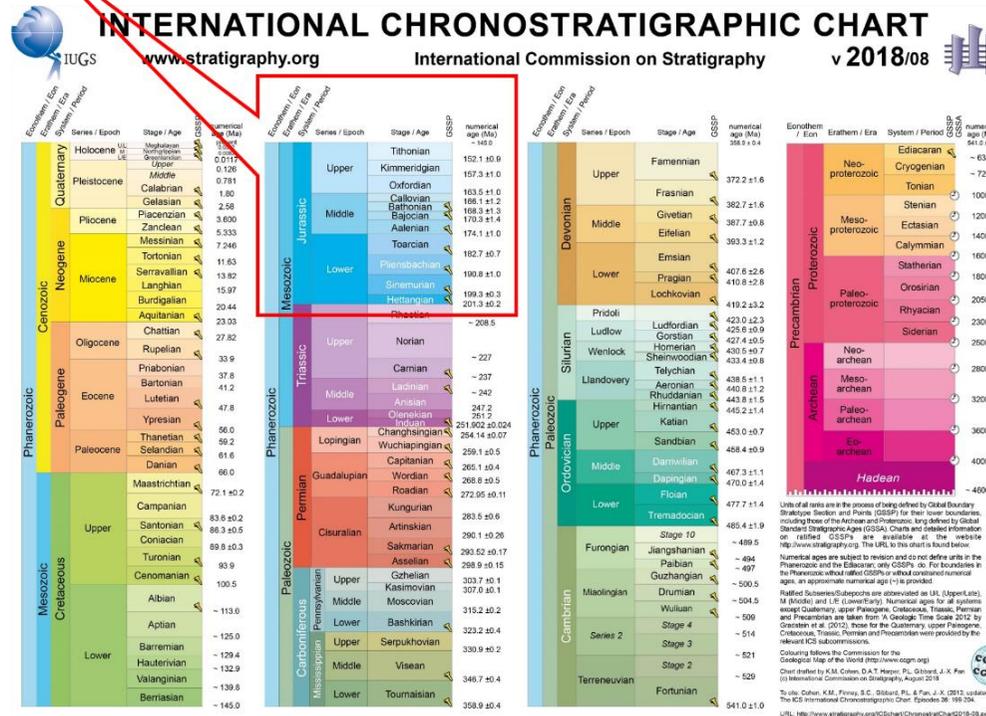
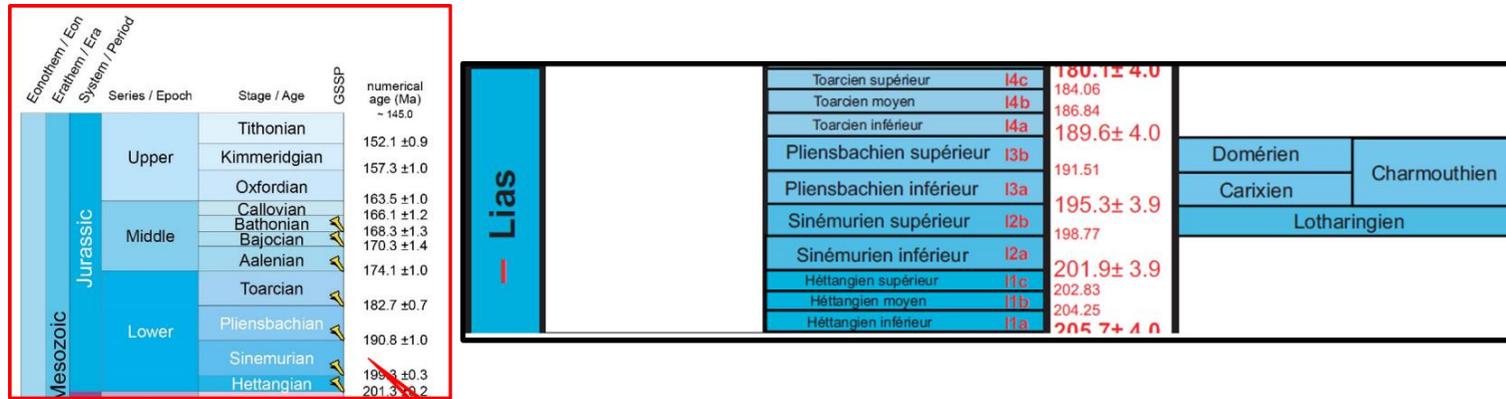


Figure III.5 : Découpage stratigraphique du Jurassique selon la Commission Internationale de Stratigraphie et subdivision au sein du Jurassique inférieur ou Lias (d'après Cohen et al., 2013 updated, <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08.pdf>)

III.1.3.2.2- Le Dogger

Les formations du Dogger ne semblent être connues que dans le massif de Sidi Maarouf et dans celui de Moul-Ed-Demamène qui est situé à une dizaine de kilomètres plus au NE. Dans le massif de Sidi Maarouf, elles affleurent en série inverse sur le versant sud du massif selon une bande orientée sensiblement NE-SW et se rétrécissant davantage en allant du SW vers le NE (Fig.III.1.A et III.2). Selon les descriptions de M. Durand Delga leur faciès est assez constant, il s'agit d'alternances entre des marno-calcaires et des marnes. Les marno-calcaires se présentent en petits bancs, assez durs, épais de 10 à 20 cm en moyenne, à patine jaunâtre mais à cassure grise. Les marnes se présentent en minces lits surtout abondants vers la base stratigraphique et deviennent assez épais vers le sommet. L'épaisseur des formations du Dogger est estimée à environ 200 m (Durand Delga, 1952 c).

III.1.3.2.3- Le Malm

Les formations du Malm ont été décrites uniquement dans le massif de Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955 ; Durand Delga, 1952 c). Comme pour celles du Dogger, elles affleurent, en série inverse, sous forme d'une bande orientée sensiblement NE-SW occupant les bas-reliefs du versant sud du massif. Elles sont délimitées dans leur partie méridionale par Oued Itera qui constitue un accident majeur les mettant en contact tectonique avec les formations marneuses du Crétacé supérieur en position plus méridionale (Fig.III.1.A).

Les descriptions de M. Durand Delga (1955 et 1952 c) ont permis de distinguer les formations suivantes :

- **les formations du Malm inférieur (Oxfordien)** : elles sont représentées par 100 à 200 m de calcaires de patine clair et de couleur gris clair admettant des lits marneux de plus en plus rares en montant dans la série induisant une augmentation progressive de l'épaisseur des bancs calcaires jusqu'à former de grandes dalles. Ces bancs calcaires sont particulièrement marqués par le développement de lits de silex blond de plus en plus fréquents en montant dans la série.
- **les formations du Malm moyen (Kiméridjien)** : il s'agit de calcaires compacts, souvent gréseux, à cassure et patine grise se présentant sous forme de grosses barres. Ces calcaires, apparemment dépourvus de silex, constituent, dans le massif de Sidi Maarouf, une série dont l'épaisseur, de 100 à 200 m, semble décroître de l'Ouest vers l'Est du massif.

- **les formations du Malm supérieur (Tithonique)** : contrairement aux formations du Kiméridgien constituées de faciès calcaires durs et compacts qui déterminent un fort abrupt dans le relief, celles du Tithonique sont représentées par des assises tendres. Il s'agit d'une puissante (100 à 300 m) de marnes et de calcaires marneux datées par des Calpionelles (*Calpionellaalpina*, *C. elliptica*) admettant des passées de calcaires à silex.

III.1.3.3- Les formations du domaine externe (tellien)

III.1.3.3.1- Le Crétacé inférieur

Les formations du Crétacé inférieur à affinité telliennes affleurent principalement au SE du massif de Sidi Maarouf, le long d'Oued Itera dans le petit massif d'El Feddous. On les trouve également à une dizaine de kilomètres au NE du massif de Sidi Maarouf dans les écaillés de l'imposant massif de Moule-Ed-Demamène (Fig.III.1.A). Il y a lieu de signaler aussi quelques exigus affleurements décrits par M. Durand Delga (1955) sur le versant méridional du massif de Sidi Maarouf le long d'Oued Itera.

Au Sud du massif de Sidi Maarouf, M. Durand Delga (1955) a décrit des formations telliennes du Crétacé inférieur en continuité stratigraphique avec les marno-calcaires et les marnes du Tithonique. Elles sont représentées par des marnes grises en fines plaquettes très délitables, riches en oxydes de fer et visibles uniquement sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Elles ont été attribuées au Néocomien grâce à la présence occasionnelle d'Ammonites (*Lamellaptychus*).

Dans le petit massif d'El Feddous (anticlinal de l'Oued Itera), au SE du massif de Sidi Maarouf, les formations telliennes du Crétacé inférieur reposent en discordance sur celles du Jurassique ou celles du Trias et sont recouvertes également en discordance par les marnes schisteuses du Sénonien (Durand Delga, 1955). Dans ce petit massif, il s'agit de calcaires marneux à patine blanchâtre et à cassure gris bleuté, possédant sur toute leur épaisseur (plus de 500 m) un faciès très homogène.

III.13.3.2- Le complexe du Crétacé supérieur-Eocène

C'est au sein de cet épais (>1000 m) complexe essentiellement marneux qu'apparaissent sous forme d'extrusions les formations du Trias et du Jurassique des massifs de Kef Dardja, Sidi Maarouf, Kalat et Touma, Mcid Aïcha et son prolongement oriental Kef Sema (Fig.III.1.A). Les formations de ce complexe, qui font partie des formations telliennes « *sensu stricto* » de la nappe de Djemila (Vila, 1980), affleurent au Sud, à l'Est et au Nord-Est du massif de Sidi Maarouf.

Selon les descriptions de M. Durand Delga (1955), ce complexe est constitué par une très épaisse série marneuse dont l'épaisseur dépasserait les 1000 m et dont la couleur noirâtre est bien particulière bien qu'elle puisse être parfois jaunâtre ou grisâtre. Ces marnes renferment souvent des miches de calcaires jaunâtres qui présentent parfois d'assez grandes extensions au point de former de véritables bancs d'épaisseur métrique. Parfois ces miches prennent la forme de véritables nodules ou boules jaunes de diamètre pouvant aller jusqu'au mètre et devenant de plus en plus fréquentes vers la partie supérieure de ces marnes du Sénonien-Paléocène.

Ces marnes sont surmontées par un puissant ensemble (jusqu'à 300 m) de calcaires blancs, lités caractérisés par la présence de silex noirs se présentant en lits ou en rognons ou encore en lentilles ou « amendes » d'épaisseur pouvant aller jusqu'à une vingtaine de centimètres. Ces calcaires, constituant le classique faciès dit « suessonien », sont caractérisés par l'abondance d'une microfaune de Foraminifères pélagiques (Globogérines) et sont datés de l'Eocène inférieur (Yprésien), leur sommet peut cependant atteindre la base de l'Eocène moyen (Lutétien inférieur) (Durand Delga, 1955).

Ces calcaires à faciès « suessonien » sont souvent surmontés, particulièrement dans les combes synclinales, par des marnes noires identiques à celles du Paléocène. Elles renferment également des niveaux de calcaires sous forme de miches, bancs et boules jaunes. L'épaisseur de ces marnes est beaucoup moins importante que celle des marnes paléocènes, elle est inférieure à 50 m. Elles ont été attribuées au Lutétien (Eocène moyen) (Durand Delga, 1955).

III.1.4- Le flysch numidien

Les plus proches affleurements du Numidien se trouvent à environ deux kilomètres au Sud du massif de Sidi Maarouf (Fig.III.1.A). Ils sont représentés par une puissante série essentiellement gréseuse constituant la partie orientale de la nappe numidienne de la chaîne des Zouarha. Ces grès à dragées de quartz se présentent en bancs d'épaisseur métrique. Ces formations gréseuses reposent en discordance sur les marnes du Crétacé supérieur plissées. Parfois, elles renferment à leur base des argiles verdâtres à Tubotomaculum sur une épaisseur ne dépassant pas 30 mètres.

III.1.5- Les formations post-nappes

Les formations sédimentaires post-nappes, du Miocène-Pliocène-Quaternaire, consistent principalement en des formations continentales représentées par des argiles parfois gypsifères, des grès, des grès conglomératiques, des conglomérats et des calcaires lacustres. Ces

formations constituent le remplissage du bassin post-nappe intracontinental de Mila-Constantine. La limite septentrionale de ce bassin se trouve à une dizaine de kilomètres au Sud du massif de Sidi Maarouf (Fig.III.1.A).

III.1.6-Les roches magmatiques

En dehors des roches ophitiques incluses particulièrement dans les formations argilo-gypsifères du Trias, les roches magmatiques sont absentes dans les environs proches du massif de Sidi Maarouf. Les plus proches affleurements de roches magmatiques se trouvent dans la région d'El Milia, à une vingtaine de kilomètres au Nord du massif de Sidi Maarouf (Fig.III.1.A). Il s'agit de microgranites et de microgranodiorites calco-alcalins, d'âge Miocène, sous forme d'intrusions ayant recoupé l'ensemble de l'édifice des nappes constitué par les unités des formations telliennes, les unités des formations de types flyschs et l'unité représentée par les terrains métamorphiques du socle kabyle et sa couverture sédimentaire de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK) (Durand Delga, 1955 ; Bouillin, 1977 ; Vila, 1980 ; Ouabadi, 1994). Cependant, il y a lieu de signaler la présence de quelques affleurements de dolérite dans les différentes écailles de l'imposant massif de Moul-ed-Demamène (Bouillin, 1977).

III.2- Principales caractéristiques tectoniques de la région de Sidi Maarouf

L'édifice structural de la région de Sidi Maarouf résulte d'une histoire tectonique polyphasée complexe qui est loin d'être élucidée. Les événements tectoniques qui ont marqué cette histoire ont généré différentes structures cassantes matérialisées par des contacts anormaux relativement plats délimitant les différentes unités charriées et par des accidents tectoniques de différentes ampleurs. Ils ont également plissé les séries sédimentaires de cette région en des anticlinaux et synclinaux le plus souvent à structure très complexe.

III.2.1- Les contacts anormaux plats

L'ossature du massif de Sidi Maarouf est principalement constituée par les roches compétentes carbonatées du Jurassique faisant partie des formations telliennes de la nappe de Djemila (Vila, 1980). Au nord, on trouve l'imposant métamorphique de djebel Ta Fertas appartenant au socle de Petite Kabylie. Ce dernier faisant partie d'un ensemble plus grand, l'AlKaPeCa (Al : Alboran, Ka : Kabylie, Pe : Peloritain, Ca : Calabre) (Bouillin, 1986), détaché de la marge européenne et dilacéré en plusieurs morceaux pendant le charriage vers le Sud selon des trajectoires différentes. Les morceaux kabyles (Ka : Grande Kabylie et Petite Kabylie) se sont rentrés en collision avec la marge algérienne au Cénozoïque. Entre les formations telliennes de la nappe de Djemila et les terrains métamorphiques du socle kabyle

on trouve les formations du flysch massylien qui, elles aussi, ont subi un sous-charriage vers le Nord sous la nappe du socle kabyle.

Ces trois unités (socle kabyle, flysch massylien et nappe tellienne) constituent donc des nappes de charriages délimitées par des contacts anormaux relativement plats qui, au Nord du massif de Sidi Maarouf, montre une orientation sensiblement NE-SW. Le socle kabyle, délimité par le Contact Frontal Majeur « CFM » (Durand Delga, 1955), est toujours en position structurale supérieure, les deux autres unités sont « sous-charriées » vers le Nord sous le socle kabyle. La flèche du « sous-charriage » vers le Nord a été estimée à plus d'une trentaine de kilomètres (Durand Delga, 1955).

III.2.2- Accidents tectoniques de différentes ampleurs

III.2.2.1- Les accidents tectoniques délimitant les écaillés jurassiques

On sait depuis les travaux de M. Durand Delga (1955) et de J.P. Bouillin (1977) que les formations jurassiques de la région de Sidi Maarouf constituent des écaillés qui affleurent sous forme d'extrusions au sein des formations marneuses du Crétacé supérieur. Le massif de Sidi Maarouf représente l'une de ces écaillés, il est délimité au Sud par un accident tectonique orienté sensiblement Est-Ouest et constituant le cours de Oued Itera. Il met en contact les formations du Jurassique supérieur au Nord et les marnes telliennes du Crétacé supérieur au Sud (Fig.III.1.A). Il est par contre limité du côté nord par un accident majeur également orienté sensiblement Est-Ouest souligné par des affleurements de Trias évaporitique (Fig.III.1.A). Il met en contact les formations carbonatées liasiques avec les marnes telliennes du Crétacé supérieur au niveau des compartiments oriental et central, et avec les flyschs massyliens au niveau du compartiment occidental. Au niveau de ce dernier compartiment, ce contact souligne le cours de Chaabat El Gherz.

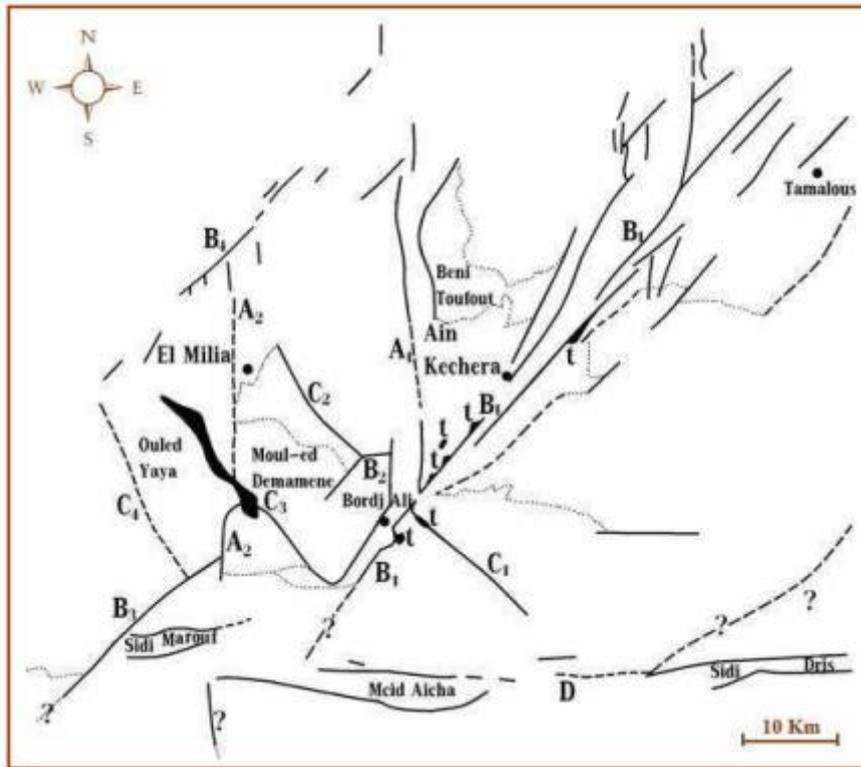
III.2.2.2- Les accidents tectoniques matérialisés par les alignements des formations triasiques

Comme nous l'avons souligné dans la section III.1.3.1, les affleurements des formations triasiques sont répartis selon des directions privilégiées : E-W, NE-SW et NW-SE (Fig.III.1.A et Fig.III.4). Cette répartition n'est certainement pas due au hasard, elle traduit un contrôle de l'extrusion des formations triasiques, seules ou avec celles du Jurassique, par des accidents tectoniques majeurs profonds ayant les mêmes directions que celles de ces alignements (Fig.III.6).

III.2.2.3- Les failles majeures

Le massif de Sidi Maarouf est affecté par un faisceau de failles décrochantes de direction NW-SE à jeu dextre (Fig.III.7). La plus importante d'entre elles est celle qui sépare les

compartiments central et occidental et de part et d'autre de laquelle on note la présence des plus importants gîtes du massif. Cette disposition permet d'attribuer à ces failles transverses un probable rôle dans la genèse des minéralisations du massif.



Légende :

A : Failles et flexures N-S : A1-limite orientale du bassin d' El Milia et couloir de Bordj Ali (avec petits massifs de microgranite), A2-accident délimitant au S la bordure occidentale du Moul-ed-Demamène et marqué au N, par de petits horsts de socle (au N d'El Milia).

B : Accidents NE-SW : B1-système d'accidents de Tamalous-Bordj Ali; jalonné de Trias, B2-petit accident découpant l'unité des Achaïches, B3-accident hypothétique marquant la bordure du socle kabyle au SW du Moul-ed-Demamène, B4-failles et flexures de la bordure NW du bassin d'El Milia.
C : Accidents NW-SE : C1-grande faille dans les formations telliennes (passant à l'extrémité occidentale du chaînon de flyschs d'El Karn), C2-limite NE du massif du Moul-ed-Demamène (faille inverse chevauchant vers le NE), C3-faille découpant les écaïlles inférieures du Moul-ed-Demamène et se prolongeant cartographiquement par la bande de Trias de Taskif-Adder (au NW), C4-limite SW du synclinal des Ouled Yaya.

D : Grandes failles E-W passant au N et au S des Dj. Sidi Maarouf, Mcid Aïcha et Sidi Dris; ces accidents se prolongent sur près d'une centaine de km à l'E.

Figure III.6 : Les grandes directions de failles aux alentours du massif du Moul-ed-Demamène (d'après P. Bouillin, 1977, légèrement modifiée pour la région de Sidi Maarouf par B. Ouaar, 2009)

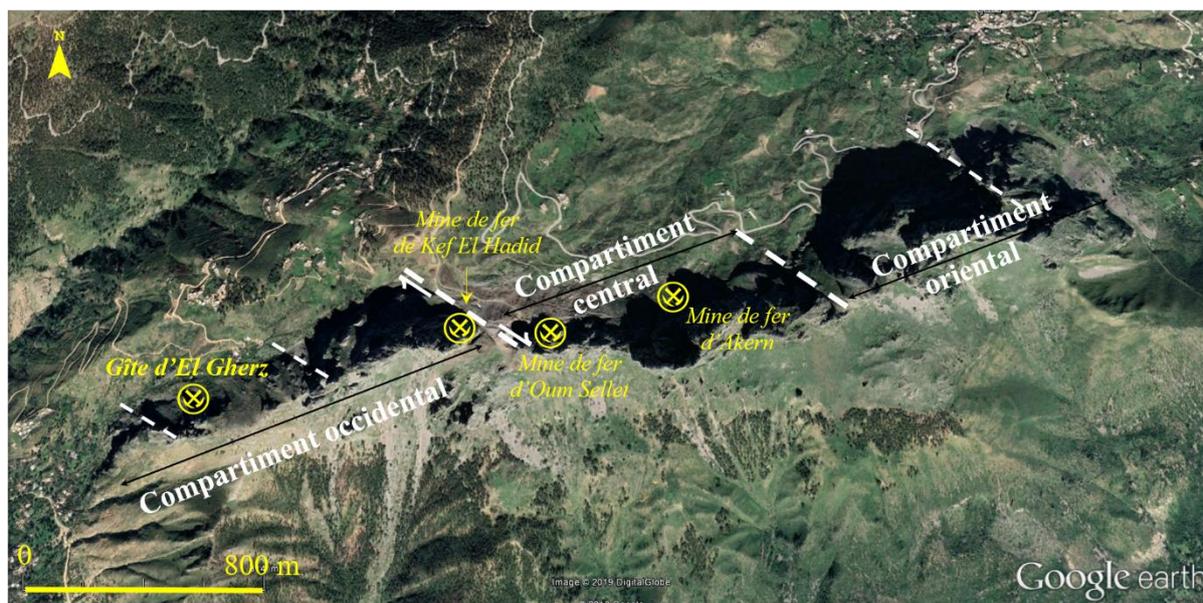


Figure III.7: Massif de Sidi Maarouf compartimenté par un faisceau de failles de direction NW-SE. Les principaux gîtes de fer de Sidi Maarouf se trouvent dans le compartiment central et à un degré moindre dans le compartiment occidental à l'image du gîte de Chaabat El Gherz (image Google-earth, 2019).

En plus de ces failles transverses, M. Durand Delga (1955) a signalé sur les différentes cartes qu'il a réalisées, la présence d'autres failles de direction NE-SW et plus rarement N-S.

III.2.3- Les structures plissées

Les séries sédimentaires de la région de Sidi Maarouf sont fortement plissées, celles du Jurassique sont en plus écaillées. Les formations géologiques du complexe du Crétacé supérieur-Eocène forment des plis synclinaux et anticlinaux à grand rayon de courbure dont la structure est relativement moins complexe que celle des plis constitués par les formations jurassiques. L'écaillage de ces dernières a probablement compliqué les structures antérieures. Ainsi, les plis de Sidi Maarouf, du petit massif d'El Feddous (bas Oued Itera) et de Boulahmam sont des plis de direction sensiblement E-W caractérisés par la présence à l'affleurement d'un seul flanc (Fig.III.1.B). La structure du massif de Sidi Maarouf consiste en un pli déversé où seul le flanc inverse est visible à l'affleurement, le flanc normal ayant été érodé (Durand Delga, 1955).

Dans le secteur de Chaabat El Gherz, qui représente le prolongement occidental du pli déversé de Sidi Maarouf, les minéralisations ferrifères sont donc encaissées dans le flanc renversé de ce pli (Fig.III.8). Selon M. Durand Delga (1955), le flanc normal de ce pli avait été érodé avant le dépôt du Crétacé supérieur.

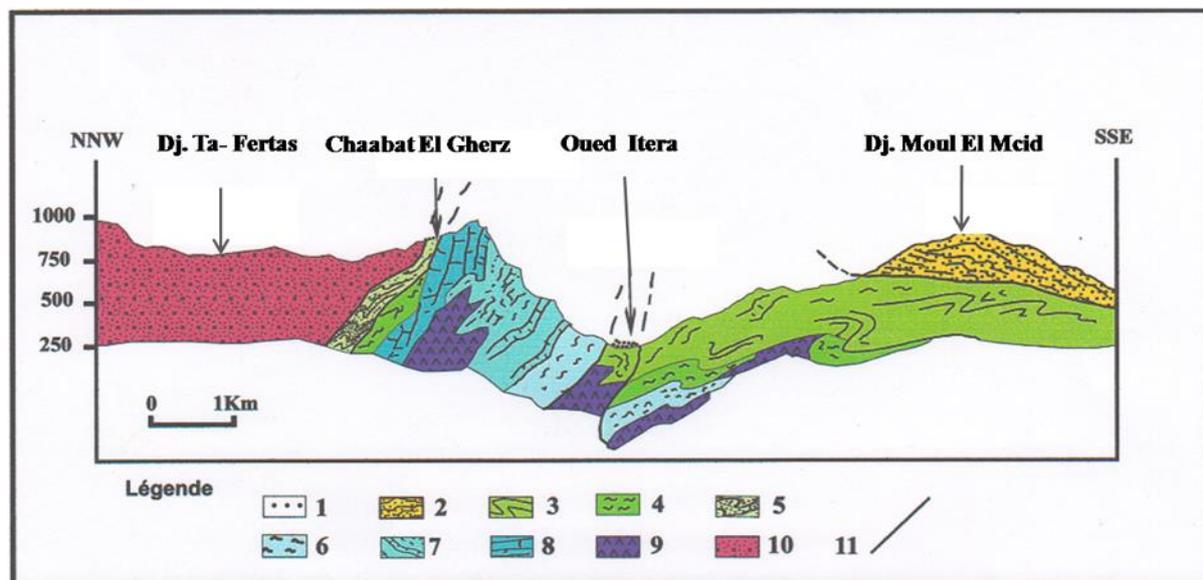


Figure III.8 : Coupe passant par le gîte de Chaabat El Gherz montrant l'écaillage de structure renversée du pli déversé du massif de Sidi Maarouf.

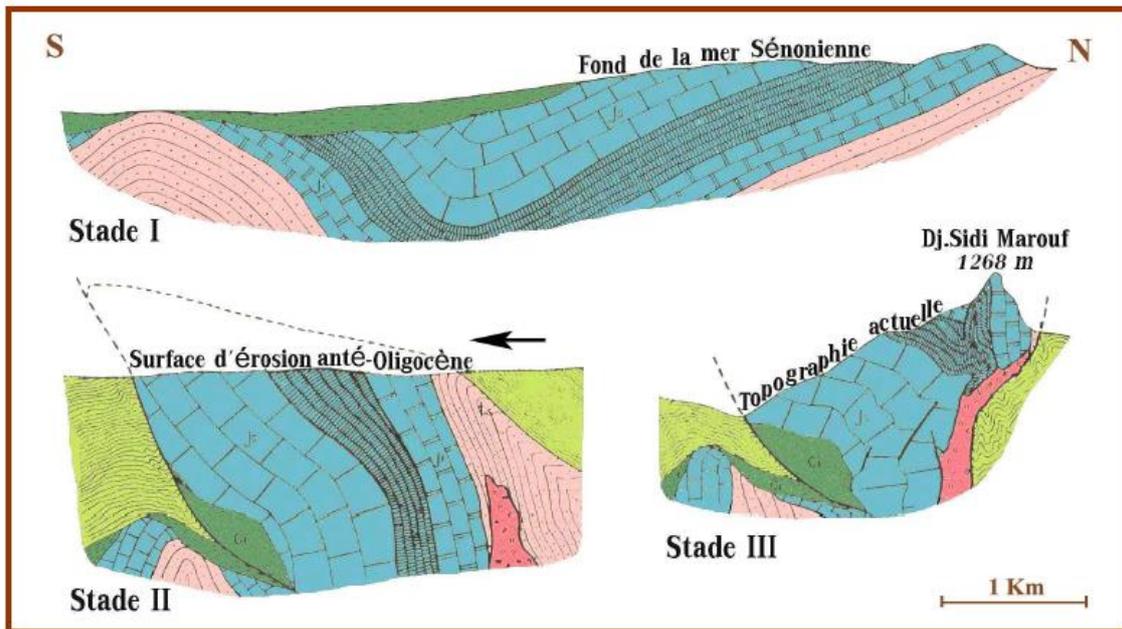
Légende

- (1) : Sédiments quaternaires ; (2) : Formations numidiennes ; (3) : Formations telliennes du Crétacé supérieur-Paléocène ; (4) : Formations telliennes du Crétacé inférieur ; (5) : Flyschs massyliens du Crétacé inférieur ; (6) : Formations telliennes du Jurassique supérieur (Malm) ; (7) : Formations telliennes du Jurassique moyen (Dogger) ; (8) : Formations telliennes du Jurassique inférieur (Lias) ; (9) : Formations telliennes du Trias ; (10) : Terrains métamorphiques du socle kabyle (Précambrien-Paléozoïque inférieur ?) ; (11) : Contact tectonique.

En raison de sa structure très complexe, le massif de Sidi Maarouf a reçu différentes interprétations qui ont évolué avec le temps au fur et à mesure que de nouvelles observations de plus en plus précises sont apportées. Ainsi, il a d'abord été considéré par L. Joleaud (1912)(in Durand Delga, 1955) comme un faux synclinal aigu, posé comme une klippe sur la « nappe de charriage de la chaîne numidique » sans que cet auteur ne précise l'origine d'un tel lambeau de recouvrement. Il a par la suite été considéré par F. Ehrmann (1924) (in Durand Delga, 1955) comme « synclinal régulier à flanc nord redressé, dont la série jurassique reposerait en continuité sur du « Permo-Trias » gréseux, lui-même normalement superposé au cristallophyllien. Le Crétacé apparaîtrait en discordance au N et au S de l'ensemble ».

Dans une note préliminaire, M. Durand Delga (1948 b) (in Durand Delga, 1955) a d'abord proposé une hypothèse comparable à celle de L. Joleaud (1922) dans laquelle il a considéré le massif de Sidi Maarouf comme un « lambeau de terrains jurassiques posé sur le Crétacé supérieur ». Selon cet auteur, « cette klippe aurait été énucléée hors de la cicatrice que jalonnent les éléments liasico-triasiques de l'écaillage du Kef Goussene, sous la poussée du massif kabyle ».

Plus tard, dans le cadre de ses travaux de thèse sur la chaîne numidique, M. Durand Delga (1950 b) (in Durand Delga, 1955) a effectué de nouvelles observations « plus soigneuses » qui lui ont permis de reconsidérer sa première interprétation. En raison de disposition du Sénonien localement transgressif sur le Jurassique, il a considéré l'enracinement des formations jurassique du massif de Sidi Maarouf comme un fait démontré et indiscutable. A la suite de ces observations, M. Durand Delga (1955) a proposé une évolution théorique de l'ensemble du pli de Sidi Maarouf et de l'anticlinal de l'O. Itera (Fig.III.9).



Légende :

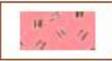
	Crétacé supérieur		Dogger		Trias (inf.?) diapir
	Crétacé inférieur		Lias		
	Malm		Trias (sup.?) schisto-gréseux.		

Figure III.9 : Evolution structurale théorique du pli de Sidi Maarouf (d'après Durand Delga, 1955, traiter par Ouair, 2009).

Légende

(t_i) : Trias (inf. ?) diapir ; (t_s) : Trias (sup. ?) schisto-gréseux ; (j_i) : Lias ; (j_m) : Dogger ; (j_s) : Malm ; (c_i) : Crétacé inférieur ; (c_s) : Crétacé supérieur.

Stade I : Disposition du pli de Sidi Maarouf et de l'anticlinal de l'Oued Itera avant le Sénonien.

Stade II : Poussée tangentielle du socle kabyle qui provoqué le déversement vers le Sud d'un anticlinal à cœur triasique, et dont le Jurassique du flanc normal avait été érodé avant le dépôt du Sénonien.

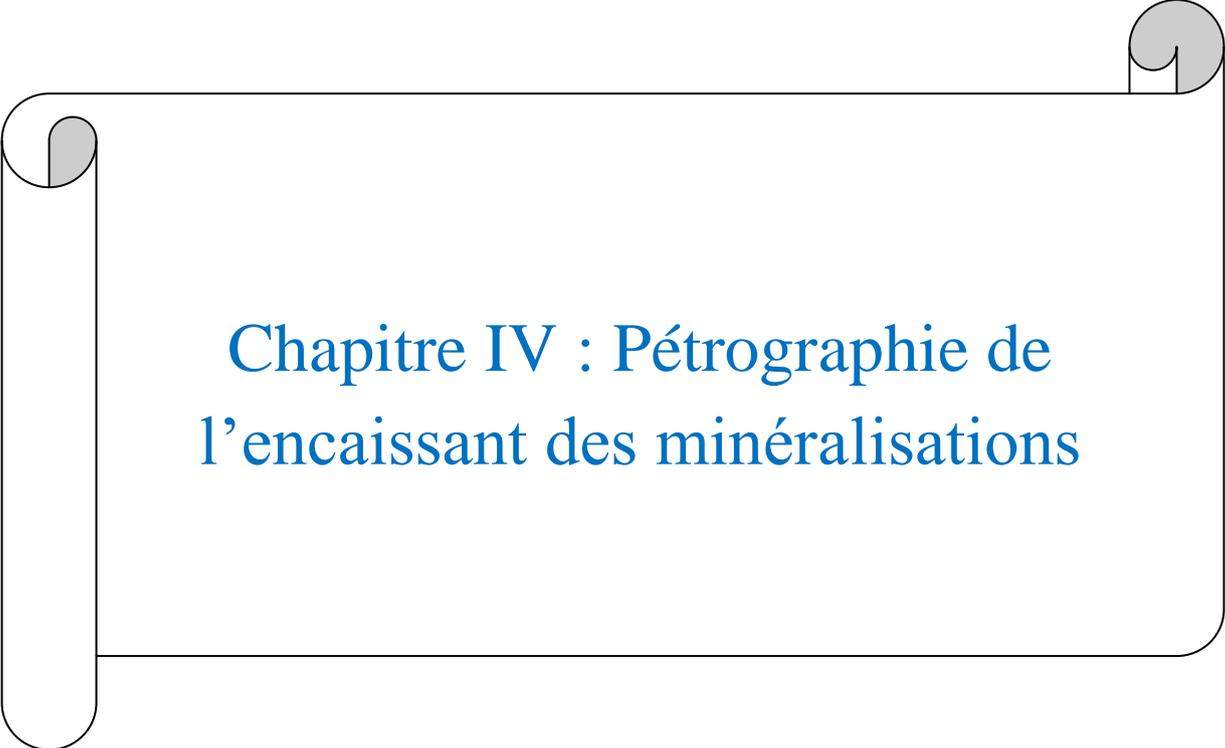
Stade III : Durant un dernier épisode, probablement lié à l'orogénèse post-oligocène, l'édifice déjà déversé vers le S aurait été repleyé en éventail, son bord septentrional chevauchant la couverture sénonienne. Une lame de Trias, injectée à la base du Jurassique, aurait facilité ce léger déplacement.

III.3- Conclusion

L'essentiel des minéralisations ferrifères du gîte de Chaabat EL Gherz, qui se trouve dans le compartiment occidental du massif de Sidi Maarouf, sont encaissées dans des formations carbonatées du Lias faisant partie une épaisse série sédimentaire allant du Trias à l'Eocène. Ces formations telliennes, appartenant à la nappe de Djemila, ainsi que les flyschs massyliens qui les surmontent, sont sous charriés sous les terrains métamorphiques du socle kabyle. La superposition de ces trois unités structurales (de bas en haut et du Sud vers le Nord : unité tellienne, unité des flyschs et unité du socle kabyle) se fait par le biais de contacts tectoniques majeurs relativement plats dont le plus marquant est celui du Contact Frontal Majeur (CFM). Au niveau de Chaabat El Gherz, le « CFM » met en contact les terrains métamorphiques du socle kabyle avec les formations carbonatées du Lias minéralisées en fer.

Les formations jurassiques du massif de Sidi Maarouf, dont font partie celles de Chaabat El Gherz, représentent le flanc inverse d'un pli déversé dont le flanc normal avait été érodé avant le Sénonien. Ces formations sont compartimentées par un faisceau de failles transverses de direction NW-SE et sont délimitées par des accidents longitudinaux de direction sensiblement E-W. La masse rocheuse carbonatée est intensément fracturée sur toute son extension (environ 5 km de long sur 2 km de largeur).

L'ensemble de ces caractéristiques litho-stratigraphiques et tectoniques sont le résultat d'une histoire géologique très complexe qui est loin d'être parfaitement élucidée. Les aspects relatifs à la genèse des minéralisations que recèle ce massif en sont étroitement liés.



Chapitre IV : Pétrographie de
l'encaissant des minéralisations

IV- Pétrographie de l'encaissant des minéralisations

IV.1- Introduction

La litho-stratigraphie des formations jurassiques des massifs de la région de Sidi Maarouf (Moul-Ed-Demamène, Sidi Maarouf, Mcid Aïcha, Kef Sema, Kef Sassenene, Kef Boughaleb, petit massif d'El Feddous, Kef Dardja...) a été établie par des travaux anciens (Joleaud, 1912 ; Ehrmann, 1924 ; Deleau, 1938 ; Durand Delga, 1955 entre autres). Depuis aucune étude traitant ces aspects lithostratigraphiques n'a été réalisée. Les travaux de J.P. Bouillin (1977) et de J.M. Vila (1980), relativement plus récents, se sont beaucoup plus intéressés aux aspects structuraux de ces massifs. Par contre les aspects liés à la pétrographie des roches carbonatées liasiques ont été traités dans plusieurs travaux notamment universitaires dans le cadre de la réalisation des mémoires de Magister, de Master et d'Ingénieur (Manchar, 2007 ; Ouair, 2009 ; Belamari, 2015 ; Boulaouidat, 2015 ; Benmebarek et Hafsi, 2013 ; Brahimi et Merdji, 2013 ; Benmebarek et Mezhoud, 2013 entre autres). Pour ce qui concerne les roches carbonatées liasiques du massif de Sidi Maarouf, ce sont les travaux de Magister de N. Manchar (2007) et B. Ouair (2009) qui ont apporté plus de précisions sur leur pétrographie. Le premier a décrit ces roches à travers deux coupes réalisées au niveau de l'extrémité orientale du compartiment occidental. Le second les a décrites en réalisant quatre (04) coupes : une coupe localisée comme celles de N. Manchar au niveau de l'extrémité orientale du compartiment occidental, deux coupes au niveau du compartiment central et une coupe au niveau du compartiment oriental (Fig.IV.1).

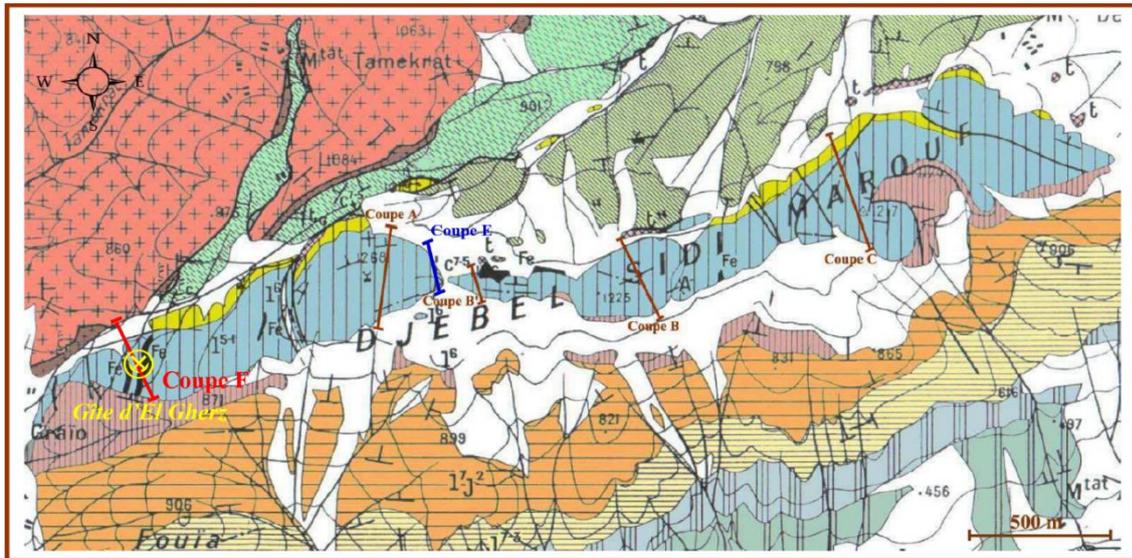
Eu égard à la localisation de l'ensemble de ces travaux, nous avons jugé utile de compléter l'étude pétrographique des roches carbonatées liasiques, par celles du gîte de Chaabat El Gherz qui représentent l'encaissant principal des minéralisations ferrifères. Ce gîte se trouve au niveau de l'extrémité ouest du compartiment occidental et qui, en notre connaissance, n'a pas fait l'objet, à ce jour, d'études pétrographiques détaillées (Fig.IV.1).

IV.2- Méthodologie

L'étude pétrographique des roches carbonatées liasiques de Chaabat El Gherz a nécessité des travaux de terrain et des travaux de laboratoire.

Les travaux de terrain ont été réalisés au cours de deux missions qui nous ont permis d'effectuer des observations et des descriptions à l'affleurement et de lever une coupe orientée sensiblement NNW-SSE perpendiculairement à l'allongement général du compartiment occidental et passant par le gîte ferrifère de Chaabat El Gherz (Fig.IV.1, coupe F). Lors de la réalisation de cette coupe, nous avons effectué un échantillonnage régulier aussi bien des

roches de l'encaissant que de celles des minerais ferrifères. Une cinquantaine d'échantillons entre minerais et encaissant ont été ainsi prélevés.



Légende :

 C ⁷⁻⁵ : Crétacé supérieur	 I ^{7-J} : Lias sup. Dogger	 Micaschistes ξc : Cipolins
 C ^F : Crétacé inf. et moyen	 I ⁶ : Domérien	 ζ ₀ : Gneiss œillés
 J ⁹ : Tithonique	 I ⁵⁻⁴ : Lias inf. Pliensbachien	 Fe : Gites d'oxydes de fer
 J ⁸ : Kiméridgien	 I ³⁻¹ : Lias basal	
 J ⁷⁻³ : Malm inférieur	 t : Trias gypsifère	

Figure IV.1 : Extrait de la carte géologique des environs du djebel Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955 améliorée par Ouara, 2009) sur laquelle sont localisées les coupes réalisées par N. Manchar (2007) [coupe E], B. Ouara (2009) [coupes A, B, B' et C] et la coupe réalisée dans le cadre du présent mémoire [coupe F].

Les travaux de laboratoire ont été réalisés au laboratoire de recherche en génie géologique (LGG) de l'Université Mohamed Seddik Benyahia de Jijel et au laboratoire pédagogique du département de géologie de l'université Badji Mokhtar d'Annaba. A Jijel, nous avons pu découper nos échantillons en « sucres » ou « talons » et effectuer un prépolissage de ces échantillons et des lames de verre porte-objets. A Annaba, nous avons pu compléter l'opération de confection des lames minces (collage, rectification et polissage final). Malheureusement, pour des raisons techniques, nous n'avons pas pu confectionner ni de

lames minces ni de sections polies sur certains échantillons, notamment ceux relatifs aux minéralisations.

Ainsi, l'étude pétrographique des roches carbonatées liasiques de Chaabat EL Gherz s'est basée sur les observations et descriptions effectuées sur le terrain à l'affleurement, sur les échantillons et sur une analyse microscopique ayant permis d'identifier les principaux faciès. Pour cela, nous avons utilisé les microscopes optiques de type « Zeiss » du LGG et du Département des Sciences de la Terre et de l'Univers (STU) de l'Université Mohamed Seddik Benyahia de Jijel.

Classification des roches carbonatées

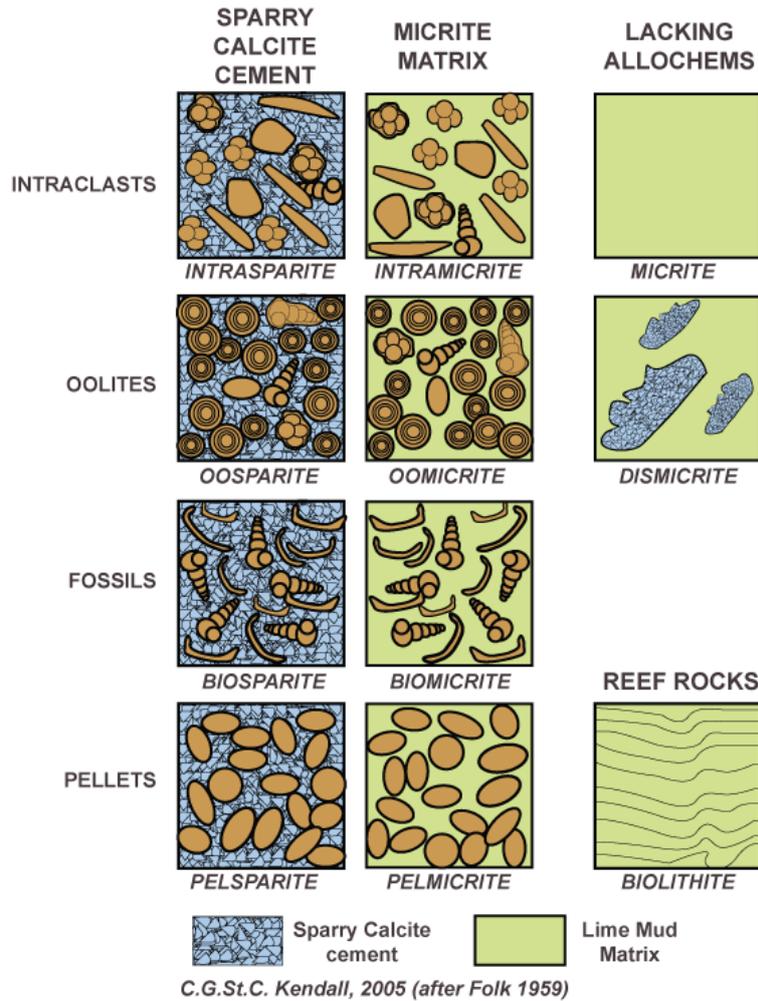
Pour la dénomination des microfaciès et dans l'objectif d'avoir une qualification la plus précise possible, nous avons utilisé les nomenclatures les plus couramment utilisées dans la littérature, celle de Folk (1959) et celle de Dunham (1962). La première étant plus adaptée aux aspects descriptifs des faciès alors que la seconde constitue un complément notamment pour les aspects dynamiques relatifs aux milieux de dépôt (Fig.IV.3).

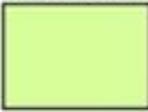
La classification de Folk (Fig.IV.2.A) est basée sur l'étude qualitative et quantitative des constituants majeurs. Ces constituants sont représentés par des allochèmes ou grains carbonatés et par des orthochèmes ou phase de liaison. Les allochèmes sont représentés par des grains squelettiques (fossiles) et des grains non squelettiques montrant ou non une structure interne organisée (ooïdes, péloïdes ou peltoïdes, intraclasts...). Les orthochèmes sont représentés soit par une matrice de calcite microcristalline ou micrite, soit par un ciment de calcite spathique ou sparite. Le nom de la roche est composé d'un préfixe et d'un suffixe. Le préfixe est déduit de l'allochème dominant alors que le suffixe est déduit de l'orthochème dominant.

A la différence de la classification de Folk, la classification de Dunham (Fig.IV.2.B) s'intéresse beaucoup plus à l'arrangement des constituants aux cours de la sédimentation qui reflète ainsi l'énergie du milieu de dépôt. Elle est basée sur trois critères principaux :

- La présence ou l'absence (<1%) de boue carbonatée (particules carbonatées d'origine chimique ou biochimique de taille inférieure à 20 microns).
- La disposition des grains, jointive ou non-jointive.
- La proportion des grains (inférieure ou supérieure à 10%).

Dans la classification de Dunham, les grains sont indifféremment distingués et ne sont pas nécessairement définis comme les allochèmes de la classification de Folk.



Original components not bound together at deposition				Original components bound together at deposition. Intergrown skeletal material, lamination contrary to gravity, or cavities floored by sediment, roofed over by organic material but too large to be interstices
Contains mud (particles of clay and fine silt size)		Lacks Mud		
Mud-supported		Grain-supported		
Less than 10% Grains	More than 10% Grains			
Mudstone 	Wackestone 	Packstone 	Grainstone 	
				Boundstone 

C. G. St. C. Kendall, 2005 (after Dunham, 1962, AAPG Memoir 1)

Figure IV.2 : Schémas simplifiés de la classification des roches carbonatées selon R. L. Folk (1959) [figure A] et selon R. J. Dunham (1962) [figure B]. (Figures d'après Kendall, 2005)

IV.3- Description pétrographique des roches carbonatées de Chaabat El Gherz

En 1955, M. Durand Delga notait déjà la forte dolomitisation qui affectent les calcaires du Lias inférieur du secteur de Chaabat El Gherz en écrivant (Durand Delga, 1955, page 161) : « Elle est spécialement développée à l'W du Sidi Maarouf. C'est ainsi qu'entre le méridien du 871 et Graïou, on ne voit plus guère que des dolomies grises ; la stratification est totalement masquée, tandis qu'une séparation en diaclases s'effectue dans un plan sensiblement perpendiculaire aux bancs primitifs ». En effet, comme nous le verrons plus loin, les roches carbonatées du Lias inférieur de Chaabat El Gherz sont effectivement fortement fracturées et dolomitisées.

Malheureusement, les conditions d'affleurement ne s'y prêtent pas à des études « banc par banc » en raison notamment de l'absence de la stratification mais aussi de l'abrupt relief parfois très accidenté rendant inaccessibles certains endroits et aux éboulis, brèches de pentes et haldes extraits des deux galeries qui recouvrent certaines portions du secteur.

La synthèse des observations effectuées sur le terrain et l'analyse microscopique des microfaciès nous a permis de subdiviser les roches carbonatées du secteur de Chaabat El Gherz en trois membres (Fig.IV.3) :

- 1- Un membre inférieur d'une épaisseur de 7 mètres constitué principalement par des calcaires micritiques de type « mudstones ».
- 2- Un membre moyen d'une épaisseur de 60 mètres constitué par des calcaires plus ou moins dolomitiques, bréchiques représentés essentiellement par des « grainstones ».
- 3- Un membre supérieur d'une épaisseur de 30 mètres principalement dolomitique.

IV.3.1- Le membre inférieur

Les termes de ce membre affleurent au niveau de Chaabat El Gherz d'une façon discontinue car recouverts partiellement par des brèches de pentes et des éboulis. En contact tectonique avec les terrains métamorphiques du socle kabyle, sa base n'étant pas visible, son épaisseur est de l'ordre de 7 m. Il est composé principalement de calcaires et de calcaires dolomitiques compacts à patine blanche et cassure grise. Parfois ces calcaires montrent des faciès bréchiques (Planche IV. Photo 1 et 2).

Au microscope, ces roches micritiques, parfois dolomicritiques, sont du type « mudstones ». Les rares grains minéraux présents dans la roche sont représentés par des cristaux automorphes d'oxydes de fer, probablement de l'hématite, de taille ne dépassant pas les 200 microns (Planche IV.1, Photo 2).

Les roches carbonatées du membre inférieur montrent une dense microfissuration et présence de stylolites d'origine tectonique.

Lias inférieur		Sinémurien inf.		Ep.	Description lithologique
				Membre sup.	30m
Hettangien	Membre moy.	60m	Dolomies et calcaires dolomitiques intensément fissurés, bréchiques.		
	Membre inf.	7m	Calcaires micritiques azoïques		
Anté-silurien	Socle	?	Gneiss et micaschistes à lentilles de cipolins		

Figure IV.3 : Colonne litho-stratigraphique montrant les subdivisions pétrographiques au sein des roches carbonatées du secteur de Chaabat El Gherz.

Un inventaire non exhaustif des microfissures permet de distinguer au moins quatre générations de microfissures (Planche IV.1) :

- Une première génération de fissures stériles (non minéralisées) à remplissage calcitique.
- Une deuxième génération de fissures partiellement minéralisées à remplissage mixte calcitique et oxydes de fer.
- Une troisième génération entièrement minéralisées remplies d'oxydes de fer.

Une quatrième génération de fissures stériles tardives recoupant les autres fissures.

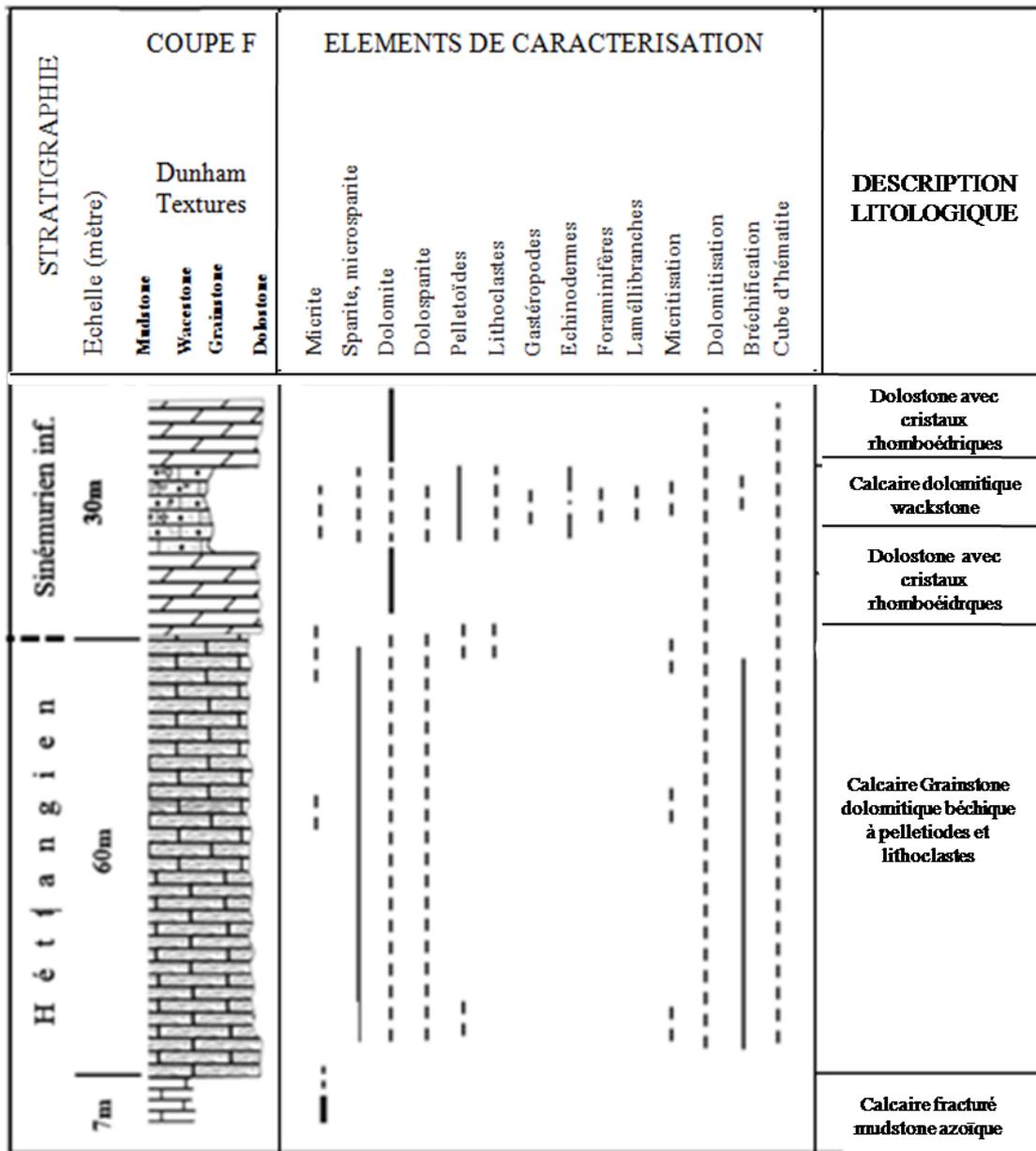


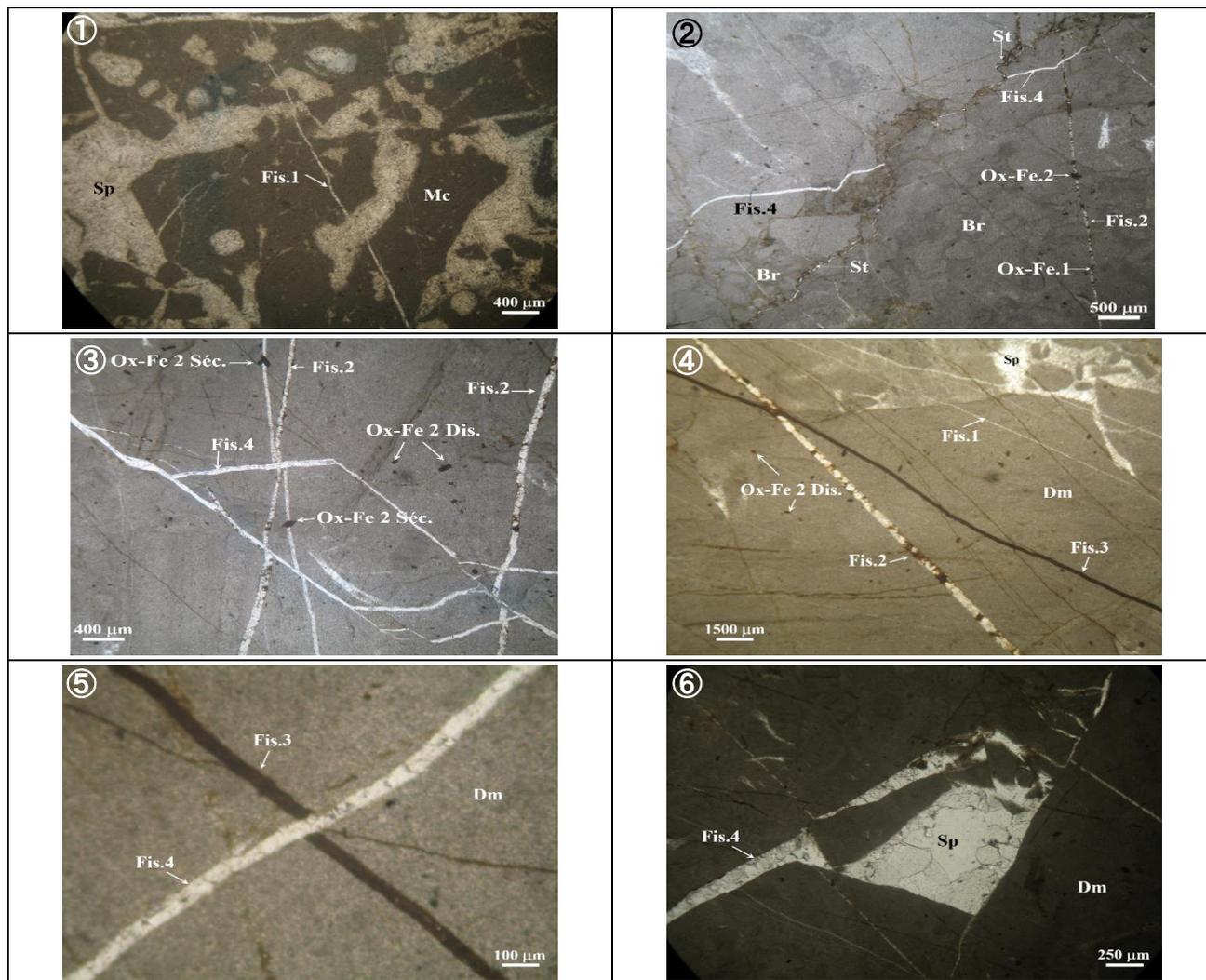
Figure IV.4 : Colonne litho-stratigraphique et constituants principaux des roches carbonatées liasiques de Chaabat El Gherz

Ces roches sont également affectées par des stylolites tardifs recoupant les fissures de quatrième génération (Planche IV.1, photo 4). Elles recèlent aussi des cristaux automorphes d'oxydes de fer (probablement de l'hématite) soit diffus, disséminés dans la roche dolomicritique (Planche IV.1, photo 3 et 4) soit en grains automorphes sécants sur fissures notamment de deuxième génération (Planche IV.1, photo 2 et 3).

Enfin, il y a lieu de noter que ces roches carbonatées micritiques et dolomicritiques sont subies une recristallisation en sparite initiée notamment le long des fissures de quatrième génération (Planche IV.1, photo 6). Cette recristallisation est parfois intense au point de donner à la roche un aspect bréchi (Planche IV.1, photo 1).

Planche IV.1

Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble inférieur



Légende de la planche IV.1

- Photo 1 :** Roche micritique (Mc) à aspect bréchiq ue affectée par une intense recristallisation en sparite. Cette dernière oblitère partiellement les traces des fissures de génération 1 (Fis.1)
- Photo 2 :** Roche carbonatée dolomitique bréchiq ue (Br) affectée par plusieurs générations de fissures. Une génération de fissures tardives stériles à remplissage calcitique (Fis.4) est recoupée par un joint stylolitique. La fissure (Fis.4) recoupe une génération de fissures antérieures (Fis.2) partiellement minéralisées en oxydes de fer (Ox-Fe.1). Une deuxième génération d'oxydes de fer (Ox-Fe.2) à cristaux automorphes apparaît soit sécante sur les fissures soit disséminée dans la roche.
- Photo 3 :** Réseau de fissures partiellement minéralisées (Fis.2) ou stériles (Fis.4) affectant la roche carbonatée du Lias. Des cristaux d'oxydes de fer automorphes (Ox-Fe 2 Séc.) recoupent les fissures notamment stériles et sont également disséminés dans la roche (Ox-Fe 2 Dis.).
- Photo 4 :** Fissure de deuxième génération partiellement minéralisée (Fis.2) recoupée par une fissure de troisième génération entièrement minéralisée en oxydes de fer (Fis.3). Recristallisation partielle en sparite ou dolosparite (Sp) de l'encaissant dolomiticritique (Dm) oblitérant localement les traces des fissures de première génération (Fis.1).
- Photo 5 :** Roche carbonatée du Lias (Dm) affectée par une fissure entièrement minéralisée en oxydes de fer (Fis.3), elle-même recoupée par une fissure stérile à remplissage calcitique (Fis.4).
- Photo 6 :** Recristallisation partielle de la roche carbonatée dolomiticritique (Dm) initiée le long des fissures stériles tardives (Fis.4).

IV.3.2- Le membre moyen

Epais d'une soixantaine de mètres, le membre moyen est constitué par des roches carbonatées également dépourvues de toute stratification visible. Elles sont principalement constituées par des calcaires dolomitiques et des dolomies bréchiques à éléments monogéniques de couleur grisâtre, intensément fissurées (Planche IV.2, photo 1).

L'analyse microscopique a permis de distinguer plusieurs microfaciès. Certains sont plus ou moins riches en pellesoïdes (Planche IV.2, photo 1 et 5), d'autres en lithoclastes (Planche IV.2, photo 4). Certains microfaciès contiennent des grains de type ooïdes montrant une structure interne concentrique faisant penser à des oolites ont subi une recristallisation et dolomitisation ayant induit l'effacement de la structure interne des grains (Planche IV.2, photo 5).

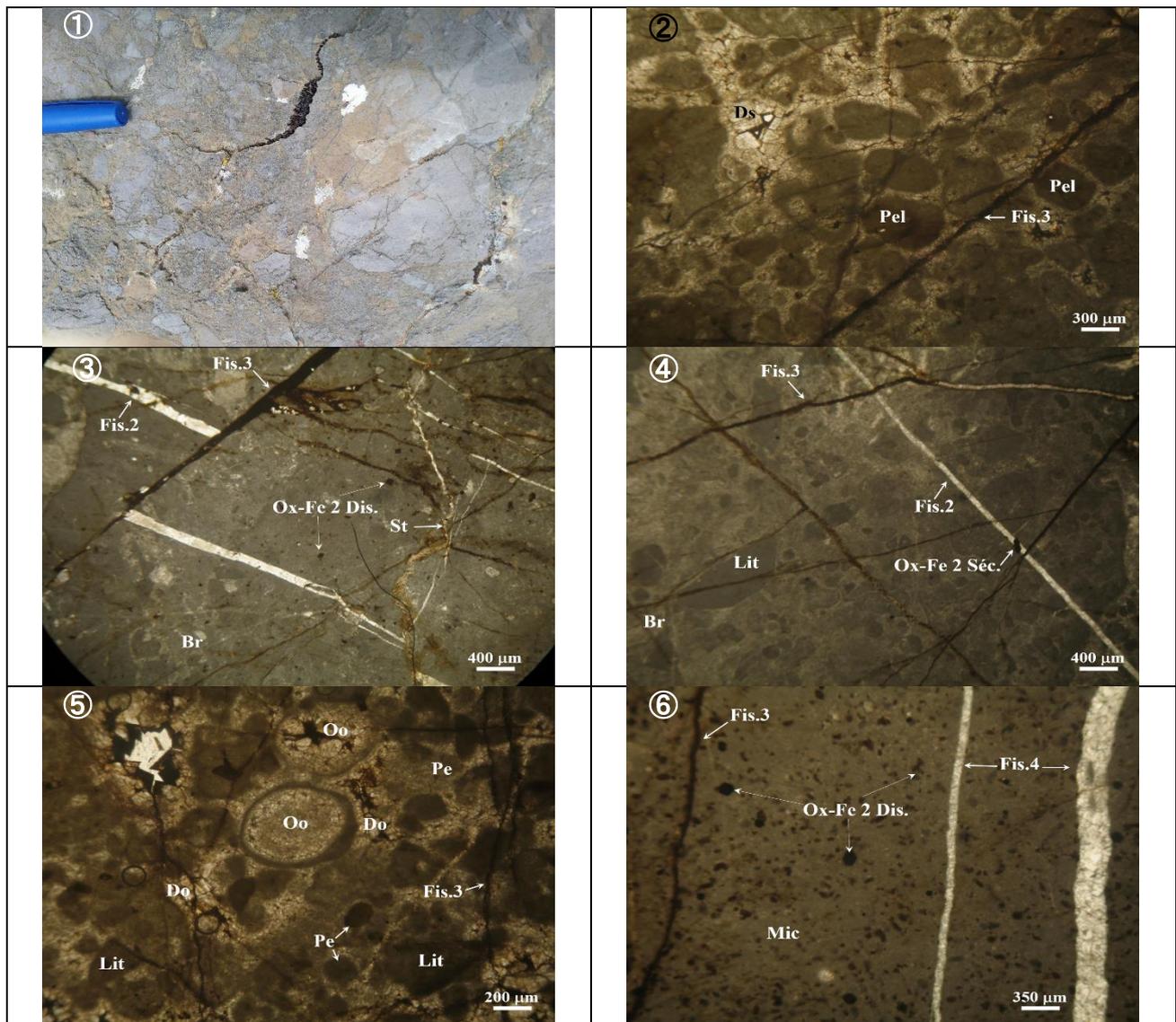
Les roches carbonatées du membre moyen présentent beaucoup de caractères communs avec ceux des roches du membre inférieur, cependant elles s'en distinguent principalement par la forte dolomitisation et la bréchification qui les affectent. Celles du membre moyen forment parfois carrément des dolomies ou dolosparites (Planche IV.3, photo 1) et les éléments des brèches sont souvent aussi des dolosparites (Planche IV.2, photo 2).

Comme pour le membre inférieur, les roches carbonatées du membre moyen sont aussi affectées par des fissures stériles calcitiques précoces et d'autres tardives, des fissures partiellement et d'autres entièrement minéralisées en oxydes de fer. Les fissures affectent invariablement l'ensemble des faciès et semblent être postérieures aux processus de dolomitisation et de bréchification. En effet, les fissures, qu'elles soient stériles ou minéralisées, affectent aussi bien les éléments que la phase de liaison des brèches (Planche IV.2, photos 2, 3, 4 et 5 et Planche IV.3, photo 3). Les dolosparites sont affectées principalement par des fissures minéralisées en oxydes de fer comme elles renferment aussi quelques rares grains automorphes d'oxydes de fer (Planche IV.3, photo 1).

Ces fissures remplies d'oxydes de fer semblent donc être postérieures au processus de dolomitisation comme le montre le « front » de dolomitisation de la photo 3 de la planche V.3 qui est recoupé par des fissures de troisième génération minéralisées en oxydes de fer (Planche IV.3, photo 3).

Planche IV.2

Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble moyen

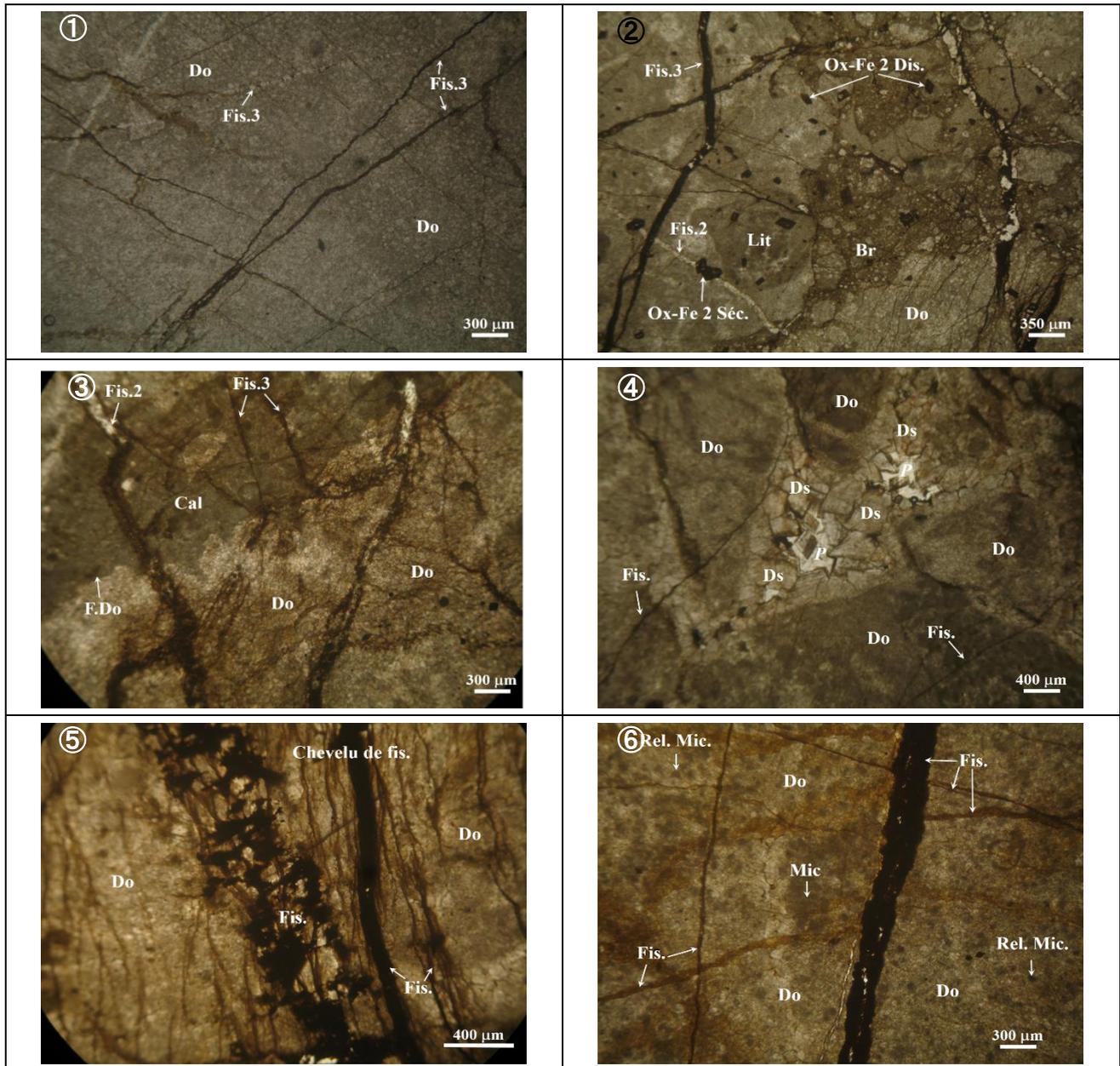


Légende de la planche IV.2

- Photo 1 :** Roche carbonatée bréchique monogénique à éléments anguleux.
- Photo 2 :** Grainstone à pelloïdes (Pel) (peldolosparite) affecté par une microfissuration (Fis.3) qui recoupe aussi bien les grains carbonatés que la phase de liaison dolosparitique (Ds).
- Photo 3 :** Roche carbonatée bréchique affectée par une multitude de fissures de 2^{ème} (Fis.2) et de 3^{ème} (Fis.3) génération et par un stylonite tardif (St). Les minéralisations ferrifères se trouvent dans les fissures et sous forme diffuse ou disséminée dans la roche.
- Photo 4 :** Roche carbonatée graveleuse à pelloïdes et lithoclastes (Lit) affectée par des fissures de 2^{ème} et 3^{ème} génération (Fis.2 et Fis.3) minéralisées en oxydes de fer.
- Photo 5 :** Roche carbonatée grainstone (peldolosparite) à pelloïdes (Pe), lithoclastes (Lit) et des oolites (Oo). Ces derniers semblent être d'anciens oolites dont la structure interne concentrique a été effacée par le processus de dolomitisation. L'ensemble est affecté par des fissures minéralisées en oxydes de fer.
- Photo 6 :** Roche carbonatée dolomicritique (Mic ?) minéralisée en oxydes de fer disséminés dans la roche. Cette dernière est affectée par des fissures minéralisée en fer (Fis.3) et d'autres stériles à remplissage calcitique (Fis.4).

Planche IV.3

Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble moyen



Légende de la planche IV.3

Photo 1 : Roche carbonatée dolomitique (Do) affectée par des fissures de 3^{ème} génération minéralisées en oxydes de fer (Fis.3).

Photo 2 : Roche carbonatée dolomitique bréchique (Br) affectée par des fissures minéralisées en oxydes de fer. Les oxydes de fer se trouvent dans les fissures et sous forme disséminée sécants sur les fissures (Ox-Fe 2 Séc.) ou diffus dans les éléments et la phase de liaison de la brèche (Ox-Fe 2 Dis.).

Photo 3 : Réseau de fissures minéralisées recoupant le front de dolomitisation (F.Do).

Photo 4 : Dolomie bréchique à fissures minéralisée (Fis.). Une recristallisation partielle en dolosparite (Ds) a généré une porosité secondaire (p).

Photo 5 : Roche dolomitique du Lias (Do) affectée par un « chevelu » de fissures minéralisées en oxydes de fer.

Photo 6 : Dolomie affectée par des fissures minéralisées en oxydes de fer. Noter la présence des reliques micritiques (Re.Mic.) témoins de la nature calcaire des roches dolomitisées.

Il y a lieu également de mentionner, comme dans les faciès du membre inférieur, la présence d'oxydes de fer en grains automorphes sécants sur les fissures mais aussi sous forme diffuse ou disséminée aussi bien au sein des éléments des brèches que dans la phase de liaison de celles-ci (Planche IV.3, photo 2). Cette disposition implique la postériorité des oxydes de fer par rapport au processus de bréchification. Enfin, on signale dans certains microfaciès l'augmentation de la densité de ces grains ferrifères disséminés dans la roche.

IV.3.3- Le membre supérieur

Le membre supérieur, épais d'une trentaine de mètres, est constitué par des calcaires, des calcaires dolomitiques et des dolomies grisâtres également dépourvus de stratification visible. Les microfaciès dolomitiques apparaissent sous forme de dolosparite affectée par des fissures à remplissage carbonaté ferrifère. Certains de ces carbonates dans les fissures sont fortement oxydés et montrent une zonation de la partie périphérique des cristaux automorphes consistant probablement en des dolomites ferrifères. Ces dernières semblent être formées aux dépens d'un précurseur également carbonaté comme l'attestent les reliques qui subsistent au sein des plages oxydées (Planche IV.4, photo 2).

En plus des niveaux dolomitiques, ce membre renferme aussi des niveaux calcaires consistant en des pelsparites (grainstones) et des biomicrites (wackestones) plus ou moins dolomitisés (Planche IV.4, photo 3, 4, 5 et 6). Ces microfaciès sont également affectés par une microfissuration et une stylolitisation tardives car recoupant les grains carbonatés (pelletoïdes, lithoclastes) et la phase de liaison. Le processus de dolomitisation oblitère parfois la trace de certaines fissures qui leur est donc postérieur (Planche IV.4, photo 3).

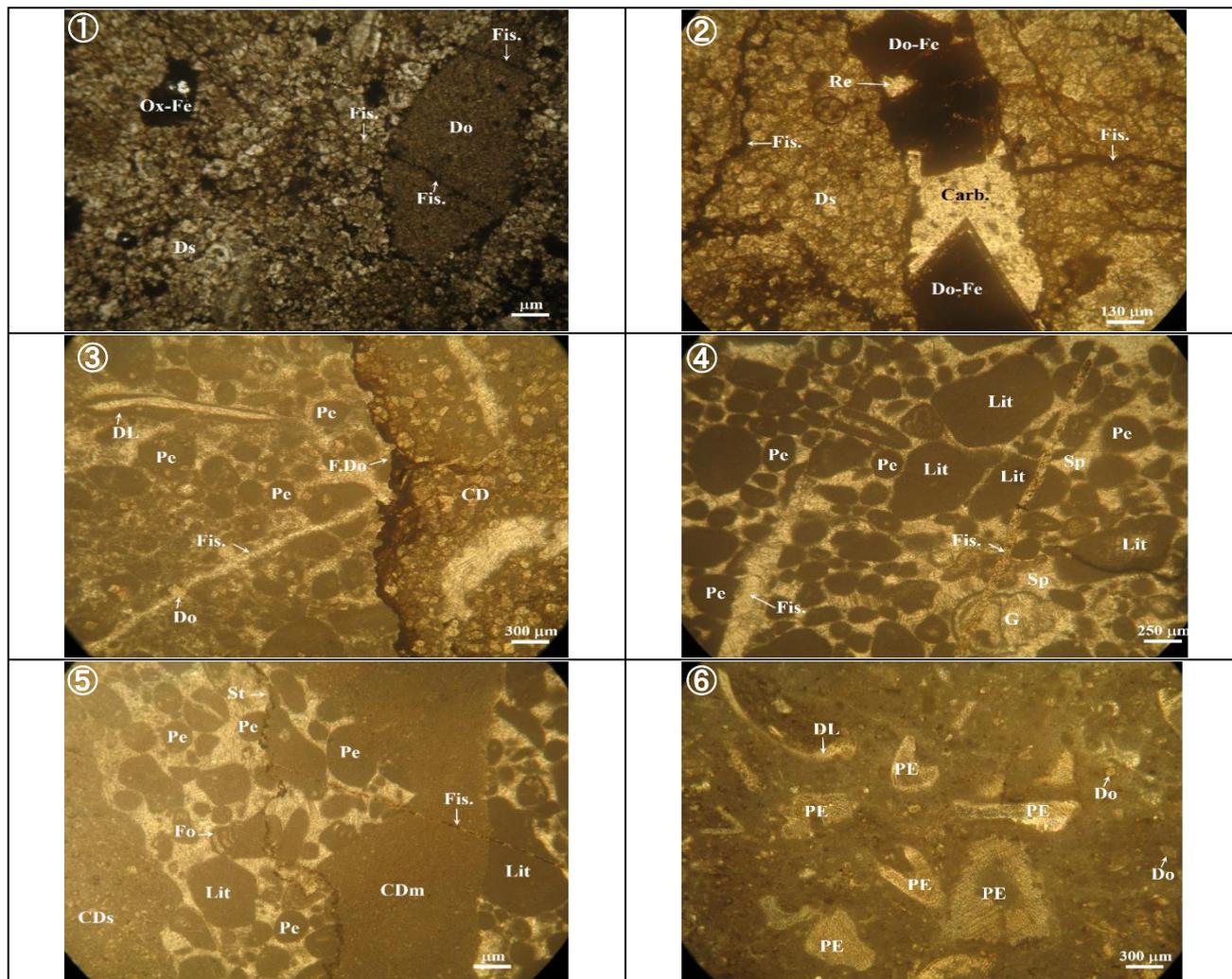
IV.3.4- Synthèse des caractères

Au terme de cette description des roches carbonatées de Chaabat El Gherz, il apparaît que ces roches présentent les principaux caractères suivants.

- 1- Elles sont fortement bréchifiées.
- 2- Elles sont intensément microfissurées.
- 3- Elles sont intensément dolomitisées.
- 4- Elles sont minéralisées.

Planche IV.4

Microfaciès des roches carbonatées de l'ensemble supérieur



Légende de la planche IV.4

Photo 1 : Roche dolosparitique renfermant des rhomboèdres de dolomite polycristalline. L'ensemble est parcouru par des microfissures minéralisées en oxydes de fer.

Photo 2 : Dolosparite (Ds) affectée par une fissure partiellement minéralisée en oxydes de fer. Ces derniers résultent de l'oxydation de dolomie ferrifère zonée (Do-Fe) elle-même formée par remplacement d'un précurseur carbonaté (Carb.) comme l'attestent les reliques (Re) qui subsistent au sein des plages oxydées.

Photo 3 : Front de dolomitisation passant d'un calcaire fortement dolomitisé (CD) à un calcaire grainstone à pelletoides (Pe) et débris de lamellibranche (DL) légèrement dolomitisé. Noter le rhomboèdre de dolomite (Do) sécant sur la fissure. Cette dernière affecte aussi bien les grains carbonatés (pelletoides) que la phase de liaison sparitique. La fissure est elle-même oblitérée par le processus de dolomitisation (FD : Front de dolomitisation).

Photo 4 : Pelsparite-grainstone microfissuré. Les microfissures recoupent aussi bien les éléments figurés carbonatés [pelletides (Pe), lithoclastes (Lit), bioclastes (G)] que la phase de liaison sparitique (Sp).

Photo 5 : Grainstone à pelletoides (Pe), lithoclastes (Lit) et bioclastes (Fo) partiellement dolomitisé (CDs et CDm) et affecté par des fissures minéralisées en oxydes de fer et d'autres stériles. Les fissures recoupent aussi bien les éléments figurés carbonatés (Pe et Lit.), la phase de liaison sparitique et les zones dolomitisées (CDS et CDm). Un stylolite (St) recoupe l'ensemble des éléments pré-cités.

Photo 6 : Biomicrorite du type wackestone à plaquettes d'échinodermes (PE) très légèrement dolomitisée.

IV.3.4.1- Processus de bréchification

A l'échelle régionale les formations carbonatées de la partie inférieure du Lias sont constituées par des dolomies et des calcaires de plate-forme peu profonde souvent bréchiques et conglomératiques interprétées comme des brèches de pentes liées à des failles de distension en relation avec le rifting liasique. Une partie des faciès bréchiques de la partie basale du Lias de Chaabat El Gherz en particulier et de Sidi Maarouf en général font partie de cette catégorie. Cependant, il est évident qu'à ces brèches synsédimentaires monogéniques à éléments anguleux resédimentés sur place, s'est surimposé un processus de fracturation, de microfissuration et de recristallisation ayant généré des faciès bréchiques beaucoup plus complexes auxquelles s'est en outre ajouté un processus de dolomitisation aussi complexe que le premier.

IV.3.4.2- Processus de fracturation et de fissuration

Nous avons vu que les roches carbonatées de Chaabat El Gherz sont très fracturées et fissurées et que l'ensemble de ces fractures et fissures sont post diagénétiques puisqu'elles recoupent aussi bien les éléments figurés carbonatés (pelletoïdes, lithoclastes, bioclastes...) que la phase de liaison sparitique ou micritique. Elles montrent également le développement tardif de stylolites à oxydes de fer qui sont dans tous les cas postérieurs à l'ensemble des fractures et fissures. Il est donc évidemment exclu que ces stylolites soient d'origine diagénétique, ils ont été générés par les contraintes tectoniques exercées sur ces roches liasiques lors de leur histoire post diagénétique. Ces éléments tectoniques (fractures, fissures, stylolites) expriment donc le résultat des contraintes exercées sur ces formations carbonatées liasiques lors de leur plissement et de leur écaillage. Leur déplacement dans le cadre du charriage des nappes telliennes est un processus qui a également été impliqué dans la genèse de ces éléments tectoniques.

Ces processus de fracturation et de fissuration ont permis en quelque sorte à ces roches liasiques d'acquérir les aptitudes et les prédispositions les plus favorables aux circulations des fluides minéralisateurs. Une partie de ces fractures et fissures est d'ailleurs minéralisée en oxydes de fer. Elles ont donc permis à ces roches d'acquérir des propriétés physiques (porosité et perméabilité) et ont ainsi joué le rôle de drains pour baigner ces massifs liasiques par les fluides minéralisateurs.

L'inventaire non exhaustif a permis de distinguer au moins quatre générations de fissures. Cette distinction s'est principalement basée sur des critères de recoupement tels qu'ils sont illustrés sur les photos des planches IV.1 ; IV.2, IV.3 et IV.4.

- Une première génération de fines fissures à remplissage calcitique.
- Une deuxième génération de fissures partiellement minéralisées en oxydes de fer.
- Une troisième génération de fissures entièrement remplies par des oxydes de fer.
- Une quatrième génération de fissures stériles à remplissage calcique.

L'ensemble de ces fissures est recoupé par des stylolites (Planche IV.1.photo 2, Planche IV.2 photo 3) qui sont donc d'origine tectonique. En plus, ces stylolites recourent invariablement l'ensemble des allochemes constitutifs des roches carbonatées (pelletoides, lithoclastes, bioclastes...) ainsi que des orthochemes ou phase de liaison (sparitique et micritique) (Planche IV.2, photo 4 Planche IV.4, photo 5).

Par rapport au processus de dolomitisation, certaines fissures, notamment stériles, sont antérieures comme le montre la photo 3 de la planche IV.4. D'autres sont par contre carrément postérieures à la dolomitisation, elles affectent les dolomies (Planche IV.3, photo 1 et Planche IV.4, photo 2), elles recourent le front de dolomitisation (Planche IV.3, photo 3) et recourent également l'ensemble des éléments et de la phase de liaison dolomitiques des roches bréchiques (Planche IV.3, photo 2).

La densité de fissuration qui caractérise les roches liasiques de Chaabat El Gherz ainsi que la diversité dans les types de fissures dont la majorité est antérieure aux processus minéralisateurs témoignent des efforts tectoniques subis par ces roches et de leurs conséquences dans la genèse des minéralisations ferrifères.

IV.3.4.3- Processus de dolomitisation

Les processus de dolomitisation sont très intenses dans le secteur de Chaabat El Gherz. Certains sont relativement précoces, ils ont induit la transformation des roches carbonatées calcaires précurseurs avec apport supplémentaire de magnésium. Ce type de dolomie est couramment dénommé « dolomie péné-contemporaine ».

Il existe un deuxième type de dolomie, dite secondaire, formée à la suite de circulation de fluides hydrothermaux riches en magnésium. Ce type de dolomie est généralement associé aux processus minéralisateurs.

C'est le second type de dolomie qui est le plus fréquent dans le secteur de Chaabat El Gherz. Son étroite relation avec les processus minéralisateurs est attestée par l'augmentation de l'intensité de dolomitisation en se rapprochant des corps minéralisés (Fig.IV.5). La dolomie associée aux processus minéralisateurs apparaît à l'affleurement avec une couleur rosâtre (Fig.IV.6).

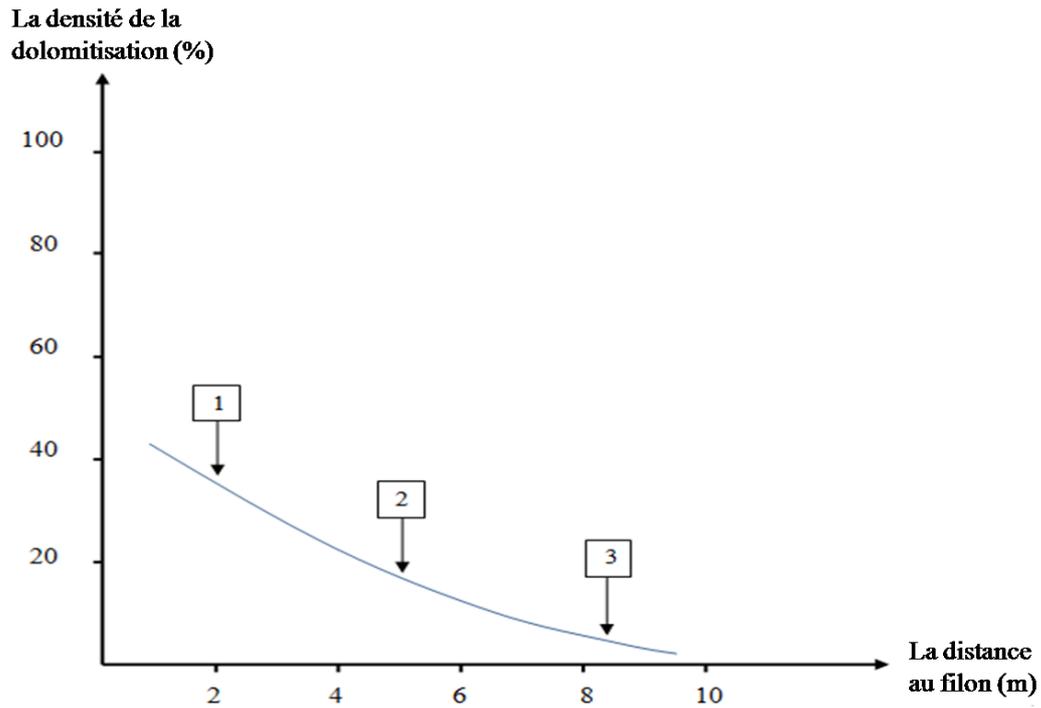


Figure IV.5 : Figure montrant l'augmentation de l'intensité de dolomitisation en se rapprochant des corps minéralisés (les chiffres 1, 2 et 3 représentent les points d'échantillonnage).



Figure IV.6 : Dolomie rosâtre secondaire à l'entrée de la galerie d'exploration de l'amas ferrifère principal de Chaabat El Gherz.

IV.3.4.4- Processus de minéralisation

Les minéralisations ferrifères de Chaabat El Gherz s'expriment de plusieurs manières. Les plus importantes en volume forment des corps minéralisés en amas et en filons de dimension supérieure au mètre (Fig.V.7). Ces minéralisations se trouvent aussi dans les fissures et sous forme disséminée (Planche IV.1, photos 4 et 5 ; Planche IV.2, photos 3, 4, 5 et 6 ; Planche IV.3, photos 1, 2 et 3 et Planche IV.4, photo 2).

Les minéralisations ferrifères fissurales se trouvent soit dans des fissures de 2^{ème} génération partiellement minéralisées (Planche IV.1, photo 4 ; Planche IV.2, photo 3 et 4 ; Planche IV.4, photo 2) soit dans des fissures de 3^{ème} génération entièrement minéralisées (Planche IV.1, photos 4 et 5 ; Planche IV.2, photos 2, 3, 4, 5 et 6 ; Planche IV.3, photos 1, 2 et 3).

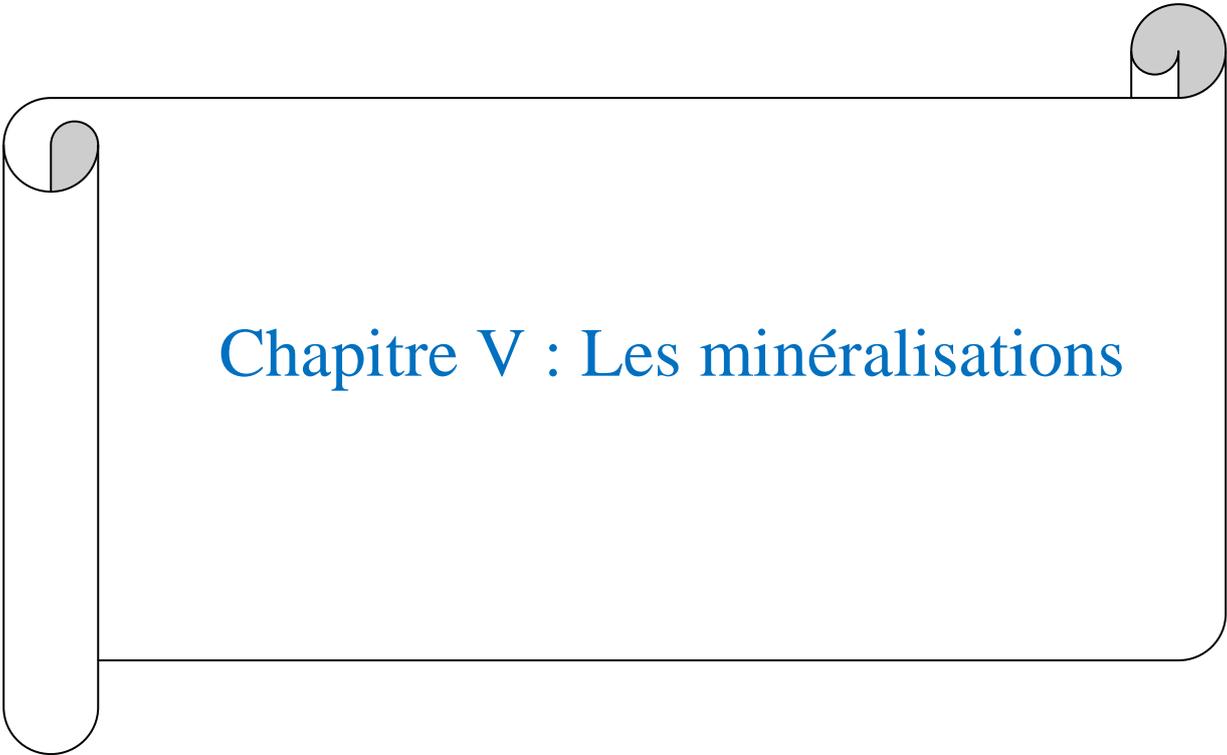
Dans le cas des fissures partiellement minéralisées (Planche IV.4, photos 2), celles-ci affectent des roches déjà dolomitisées, elles sont donc postérieures au processus de dolomitisation. Elles renferment aussi des carbonates spathiques et des carbonates automorphes zonés qui semblent être des dolomies ferrifères au vu de leur transformation en oxydes de fer. Ces dolomies ferrifères se sont formées à partir des carbonates spathiques en remplissage des fissures comme l'attestent les reliques qui subsistent au sein des plages d'oxydes de fer (Planche IV.4, photos 2). On voit là l'importance des trois processus en l'occurrence la dolomitisation, la fissuration et la genèse des carbonates ferrifères qui par oxydation supergène génère ce type de minéralisations ferrifères fissurales.

Les roches carbonatées liasiques de Chaabat El Gherz recèlent également une minéralisation diffuse ou disséminée sous forme d'oxydes de fer (Planche IV.2, photo 6 ; Planche IV.3, photo 2). Cette minéralisation ferrifère se présente sous forme de grains automorphes disséminés dans les faciès micritiques et dolomicritiques et dans les éléments et la phase de liaison des brèches dolomitiques (Planche IV.1, photos 3 et 4 ; Planche IV.2, photos 3 et 6 ; Planche IV.3, photo 2). Dans la majorité des cas, ces grains automorphes se présentent sous forme de rhomboèdres disposés dans certains cas d'une façon sécante sur les fissures (Planche IV.1, photo 3 ; Planche IV.2, photo 4 ; Planche IV.3, photo 2) ce qui atteste de la postériorité de cette minéralisation par rapport au processus de fissuration. Ces grains automorphes rhomboédriques d'oxydes de fer semblent être formés à partir d'un précurseur également carbonaté qui pourrait être représenté par des dolomies ferrifères de façon similaire à ceux des minéralisations ferrifères fissurales. La photo 3 de la planche IV.4 montre bien un cristal rhomboédrique de dolomite non oxydée sécant sur une fissure identique en forme et en taille à ceux des cristaux oxydés également sécants sur les fissures. Ceci constitue un fait qui milite

pour un « protore » carbonaté des minéralisations ferrifères de Chaabat El Gherz qui sont principalement constituées par des oxydes et hydroxydes de fer comme nous le verrons dans le chapitre suivant.

IV.4- Conclusion

Au terme de ce chapitre, il apparaît que les roches carbonatées de Chaabat El Gherz sont intensément fissurées, fracturées et bréchifiées et fortement dolomitisées. Elles ont été regroupées en trois membres, un membre inférieur peu épais (7 m) dominés par des calcaires et des calcaires dolomitiques azoïques, un membre moyen épais d'une soixantaine de mètres constitué principalement par des brèches dolomitiques et un membre supérieur d'une trentaine de mètres d'épaisseur constitué par des faciès dolomitiques et des calcaires à pelles, lithoclastes et des bioclastes essentiellement des Echinodermes. Ces roches carbonatées montrent la présence de minéralisations ferrifères sous forme d'oxydes de fer en pseudomorphose de dolomies ferrifères soit dans les fissures soit disséminées dans la roche. Ces pseudomorphoses trahissent la nature dolomitiques ferrifères des minéralisations de Chaabat El Gherz.



Chapitre V : Les minéralisations

V- Les minéralisations

V.1- Introduction

Le gisement de fer de Sidi Maarouf, découvert au tout début du 20^{ème} siècle, a été mis en activité à partir de l'année 1910. Le volume de minerai extrait pendant les 45 années d'activité de la mine en souterrain et à ciel ouvert (1910-1955) est estimé à 550 000 tonnes et la plus grande production annuelle a été de 91 000 tonnes en 1953 (*in Ferphos, 2006*). Ce volume a été extrait principalement des mines de Kef El Hadid et d'Oum Sellet (Fig.V.1).

En 1946, les réserves, estimées uniquement à partir des ouvrages d'exploitation de l'époque, étaient de 4 566 000 tonnes. Ces réserves ont été revues à la baisse par l'étude technico-économique réalisée en 1968 par « Industrial Export Romania ». Les chiffres donnés par cette compagnie étaient de 1 500 000 tonnes comme réserves exploitables et 1 000 000 tonnes comme réserves possibles (*in Ferphos, 2006*). En 1974, la Sonarem (Société Nationale de Recherche et d'Exploitation Minière) a évalué les ressources possibles sur l'ensemble du massif à environ 21 Millions de tonnes (Mt). Plus récemment, en 2006, Ferphos a estimé les réserves uniquement de la partie centrale du massif à 21 Mt.

Au vue de ce bref historique on constate que le plus grand volume des réserves est localisé dans la partie centrale du massif, dans les gîtes d'Oum Sellet, de Kef el Hadid et d'Akern (Fig.V.1). Le gîte d'Oum Sellet se trouve au niveau de l'extrémité Est du compartiment occidental, celui de Kef EL Hadid est situé au niveau de l'extrémité Ouest du compartiment central, à une centaine de mètres à l'Est du gîte d'Oum Sellet. Le gîte d'Akern se trouve dans le compartiment central à environ 300 m à l'Est du gîte de Kef El Hadid (Fig.V.1).

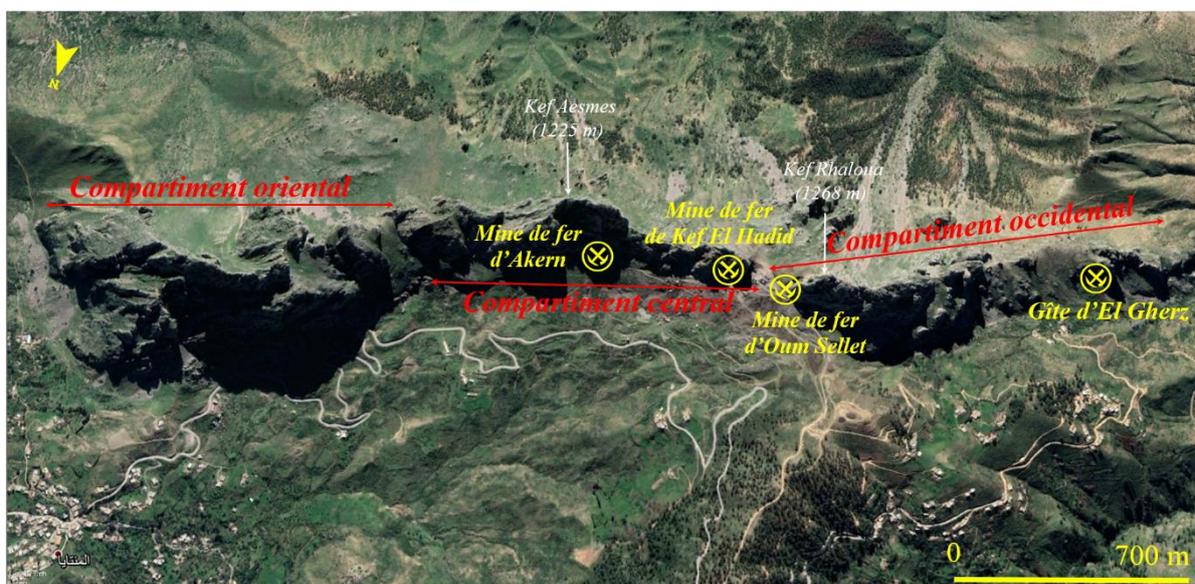


Figure V.1 : Localisation des principaux gîtes de fer du massif de Sidi Maarouf sur une image Google-Earth

Cependant, la Sonarem (1974) a dénombré 122 affleurements ferrifères répartis sur l'ensemble du massif (Fig.V.2). Dans l'état actuel des connaissances, seuls les gîtes cités précédemment auxquels on ajoute le gîte de Chaabat El Gherz, eu égard à leur relative importance économique, ont fait l'objet de travaux d'exploration et/ou d'exploitation (tranchées, galeries, sondages...). Les récents travaux d'exploration et d'exploitation réalisés par Ferphos (2003 et 2006) se sont justement intéressés particulièrement aux gîtes de la partie centrale du massif.



Légende :

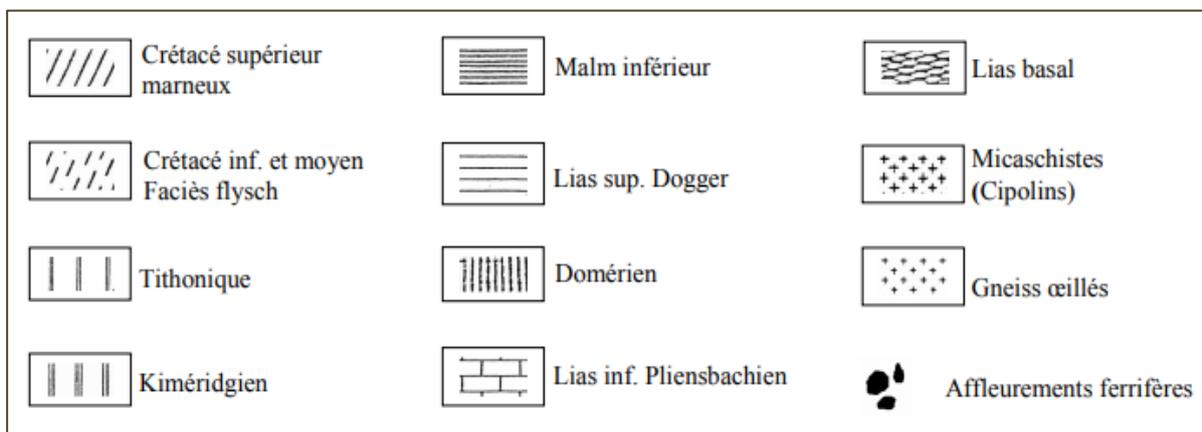


Figure V.2: Répartition des affleurements ferrifères au sein des calcaires liasiques du massif de Sidi Maarouf (Sonarem, 1974).

Dans son rapport de 1974, la Sonarem a défini 31 amas ou corps minéralisés (ou structures de localisation) répartis sur l'ensemble du massif dont les plus importants sont les amas XVIII (18), XIX (19) et XX (20) situés dans la partie centrale du massif. Ce sont ces amas qui renferment la plus grande partie des réserves et qui ont fait l'objet d'exploitation depuis la découverte du gisement au début du siècle dernier.

Le gîte de Chaabat El Gherz, objet du présent mémoire, n'a pas fait l'objet d'exploitation. Il a par contre fait l'objet d'une exploration par galeries. Les conditions topographiques très difficiles avec un relief très accidenté et l'absence des chemins d'accès au site ont certainement constitué de véritables obstacles à toute aventure d'exploitation de ce gîte.

V.2-Morphologie et dimensions des corps minéralisés

V.2.1- A l'échelle du massif de Sidi Maarouf

Dans leur rapport de 1974, les géologues de la Sonarem ont distingué dans le massif de Sidi Maarouf quatre catégories de morphologies des corps minéralisés :

- des nids et des filonnets de minerai se trouvant loin des corps principaux (amas), leur surface moyenne est de 2 m² ;
- des filons de minerai de dimensions allant jusqu'à 20 m de longueur et 1 à 2 m d'épaisseur se trouvant également loin des amas et ne montrant pas de relations directes avec ceux-ci, leur surface moyenne est de 32 m² ;
- des apophyses filoniennes ou en colonnes directement liés aux amas se trouvant à des profondeurs relativement plus grandes. Ces apophyses présentent à l'affleurement des surfaces moyennes de l'ordre de 75 m² pour les filoniennes et 82 m² pour celles en colonnes ;
- des coupoles d'amas présentant à l'affleurement des surfaces moyennes de l'ordre de 2066 m².

La surface totale de l'ensemble de ces affleurements a été évaluée à 22 134 m² (Sonarem, 1974).

Toujours dans le même rapport, il a été dénombré 31 (XXXI) amas dont certains sont identifiés à l'affleurement et explorés par travaux miniers (tranchées, galeries, carrière d'exploitation) et d'autres « aveugles », soupçonnés ou interprétés à partir de données de géophysique. Ce sont les amas XVIII (extrémité Est du bloc occidental), XIX et XX (bloc central) qui ont fait l'objet de travaux d'exploration (tranchées, galeries, sondages, géophysique...) et d'exploitation depuis la découverte du gisement au début du 20^{ème} siècle.

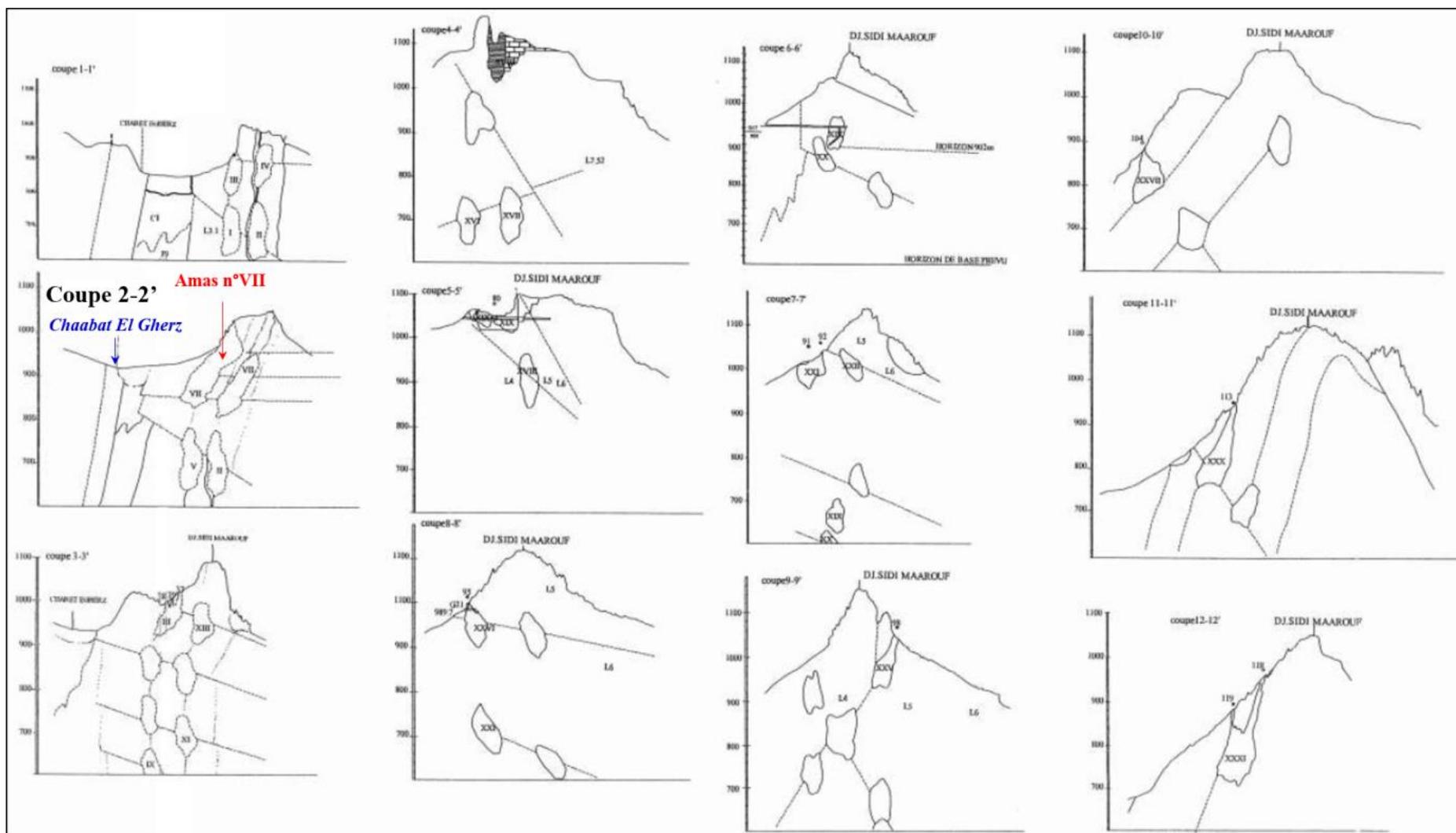


Figure V.3 : Morphologie, dimension et position des 31 amas définis par les travaux d'exploration de la Sonarem (1974) le long de 12 coupes orientées sensiblement N-S, transversalement par rapport à la structure du massif de Sidi Maarouf. Le corps minéralisé traité dans le présent mémoire est représenté par l'amas N°VII traversé par la coupe 2-2'

Les récents travaux d'exploration (Fig.V.4), notamment les huit (08) sondages réalisés par Ferphos (2003 et 2006) dans cette partie centrale du gisement ainsi que les travaux de découverte et d'aménagement des pistes en relation avec le processus d'exploitation, ont permis aux géologues de cette entreprise de préciser davantage les dimensions et les morphologies des corps minéralisés de cette partie du gisement (Fig.V.5).

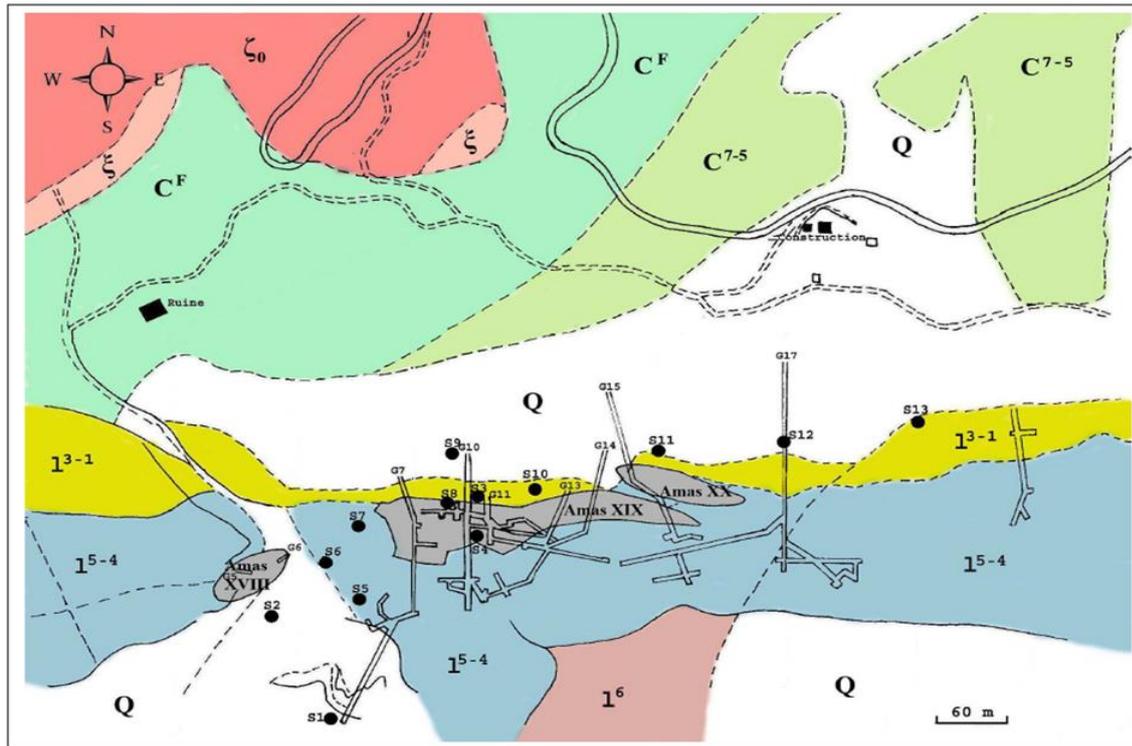
Il apparaît une différence dans les dimensions et les morphologies des corps minéralisés proposées par les géologues de Sonarem (1974) et ceux de Ferphos (2006). Ces derniers proposent plutôt des formes allongées formant des couches ou lentilles plus ou moins concordantes fortement inclinées comme les couches carbonatées de leur encaissant. Ces « couches » ferrifères, qualifiées de « colonnes » comme l'ont fait les géologues de la Sonarem, sont positionnés à différents niveaux stratigraphiques du Lias inférieur (Héttangien-Sinémurien supérieur) et leur limite profonde n'a pas été atteinte malgré les 168 m de profondeur atteints par les travaux d'exploitation. Ces interprétations donnent des perspectives prometteuses sur les éventuelles réserves de minerai en profondeur.

V.2.2- A l'échelle du gîte de Chaabat El Gherz

Bien qu'il n'ait jamais fait l'objet d'exploitation, le gîte principal de Chaabat El Gherz a cependant été exploré par deux galeries (Sonarem, 1974). La première se trouve au niveau 812 m et la seconde au niveau 852 m. Selon les géologues de la Sonarem (1974), ce corps minéralisé, qualifié de coupole, présente à l'affleurement une longueur de 110 m et une largeur de 15 à 30 mètres. Sur la base des dimensions des affleurements et de l'interprétation de leur prolongement en profondeur à partir des travaux miniers souterrains et des facteurs géologiques, ces mêmes géologues ont proposé la présence en profondeur de trois autres amas ou coupoles de minerai (Fig.V.6).

Lors de nos travaux sur terrain, nous avons retrouvé, au niveau du site de Chaabat EL Gherz, trois types d'affleurements de minerai ferrifère encaissés dans les roches carbonatées du Lias (Fig.V.7 et 8). De tailles et de formes différentes, ces affleurements sont situés au-dessus des deux galeries d'exploration réalisées par la Sonarem (1974).

Le premier type d'affleurement de corps minéralisé est représenté par un d'amas de forme irrégulière plus ou moins allongé selon la direction NE-SW. Le sommet de l'amas affleure à environ 880 m et il a été recoupé par la galerie du niveau 812 m, il présente donc une extension verticale qui dépasserait les 70 m. Son extension selon la longueur d'allongement fait environ une centaine de mètres alors que celle selon sa largeur est d'une trentaine de mètres en moyenne (Fig.V.8).

**Légende :**

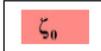
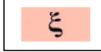
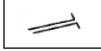
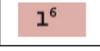
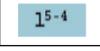
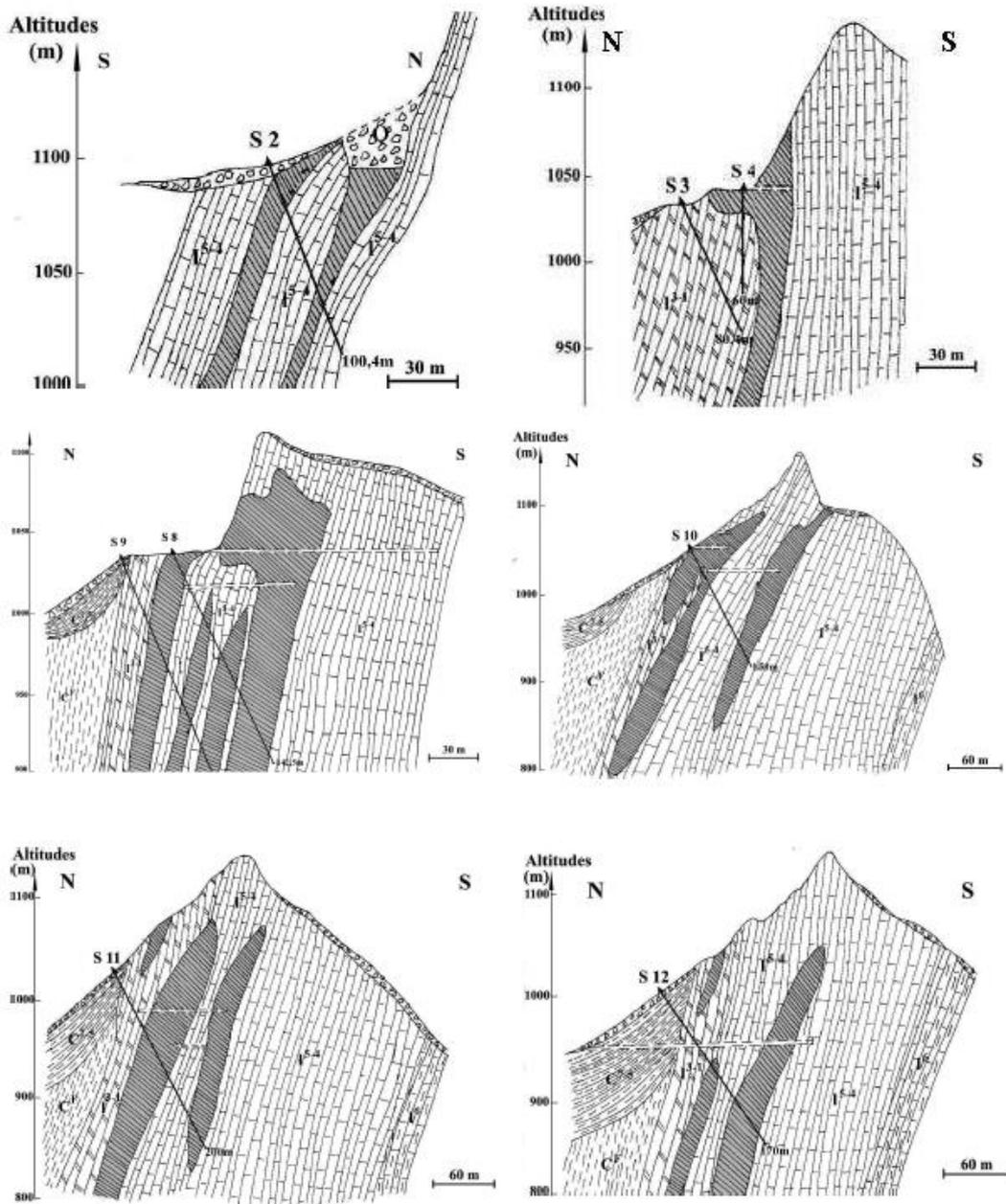
 Quaternaire Alluvions et éboulis de pente	 Gneiss œillés Avec des niveaux de tourmalines
 Crétacé supérieur marneux et marno-calcaires	 Micaschistes Cipolins en lentilles ou calcschistes
 Faciès Flysch Crétacé inf. et moyen	 Galeries et recoupes d'exploitation
 Domérien Calcaires marneux et marnes	 Sondages projetés
 Lias inf. Pliensbachien Calcaires massifs	 Corps de minerais de fer
 Lias basal Dolomies et calcaires dolomitiques	

Figure V.4 : Carte schématique montrant la position des amas XVIII, XIX et XX et localisation des principaux travaux d'exploration et d'exploitation (sondages, galeries...) réalisés dans cette partie centrale du gisement de Sidi Maarouf (d'après Ferphos, 2006 améliorée par Ouaar, 2009).



Légende :

- | | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
|  | Quaternaire
Alluvions et éboulis de pente |  | I ³⁻¹ : Lias basal
Dolomies et calcaires dolomitiques |
|  | C ⁷⁻⁵ : Crétacé supérieur
marneux et marmo-calcaires |  | Corps de minerais affleurants
et supposés |
|  | C ^F : Faciès Flysch
Crétacé inf. et moyen |  | Galeries et recoupes d'exploitation |
|  | I ⁶ : Domérien
Calcaires marneux et marnes |  | Sondages |
|  | I ⁵⁻⁴ : Lias inf. Pliensbachien
Calcaires massifs | | |

Figure V.5 : Morphologie des corps minéralisés de la partie centrale du massif de Sidi Maarouf (Amas XVIII, XIX et XX) selon les récents travaux de Ferphos (2006) (reproduit de Ouair, 2009).

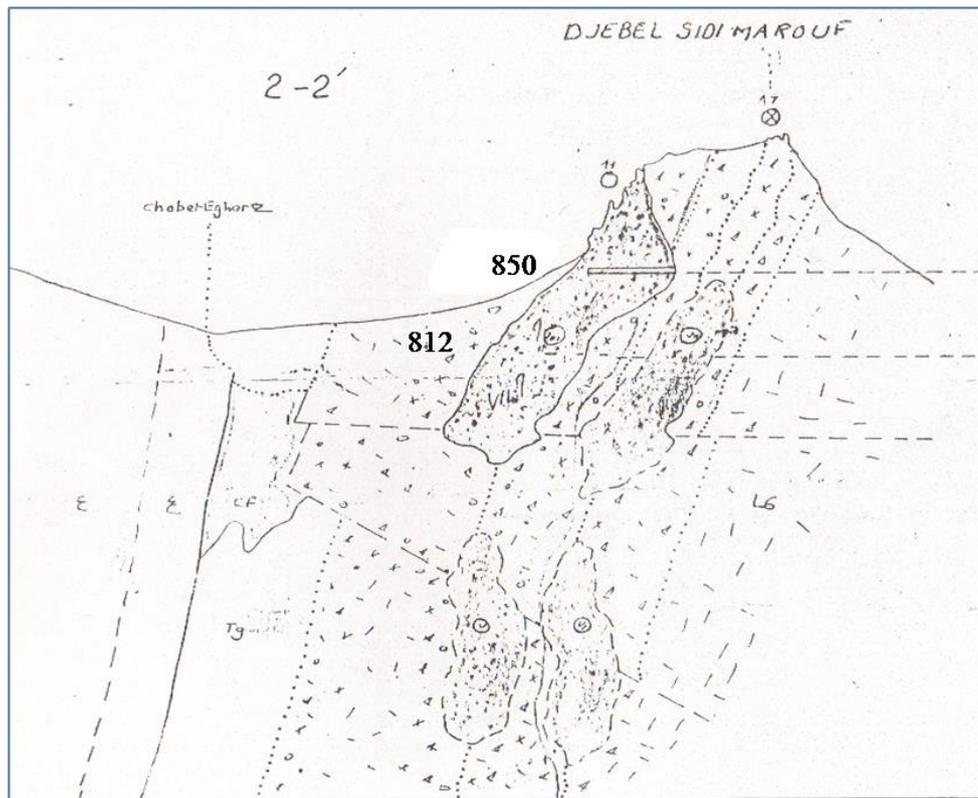
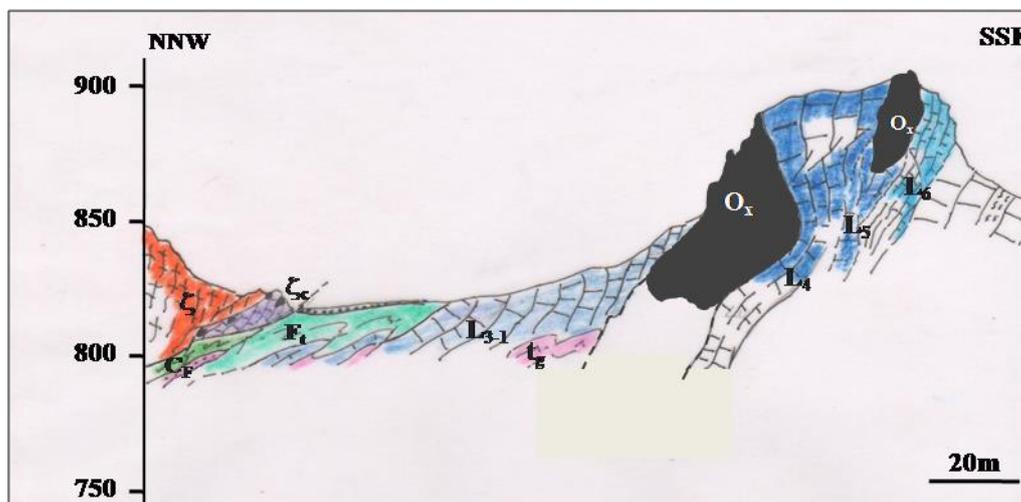


Figure V.6 : Coupe montrant la morphologie et les dimensions du principal corps minéralisé affleurant au niveau du gîte principal de Chaabat El Gherz ainsi que les trois autres amas (coupoles) hypothétiques proposés (d'après Sonarem, 1974).



Légende :

L₆: Domérien. L₅: Pliensbachien inférieur. L₄: Lotharingien. L₃₋₁: Hettangien. C_F: Formations du Crétacé inférieur. F₁: Formations telliennes du Crétacé supérieur-Paléocène. T_g: Trias gréseux. ζ: socle Kabyle. ζ_c: Cipolins. O_x: les gîtes de Chaabat El Gherz

Figure V.7 : Coupe montrant la morphologie des corps minéralisés affleurant au niveau du gîte de Chaabat El Gherz.

Le second type d'affleurement de minerai ferrifère est représenté par un corps d'allure filonienne de direction N140E et d'épaisseur d'environ 8 mètres.

Le troisième est représenté par un petit affleurement présentant également une allure filonienne mais avec des dimensions plus petites avec une épaisseur de deux (02) mètres.

Dans la nomenclature adoptée par les géologues de la Sonarem (1974), l'amas est considéré comme une coupole qui se prolonge en profondeur et les deux filons sont considérés comme des apophyses émanant directement de l'amas principal.

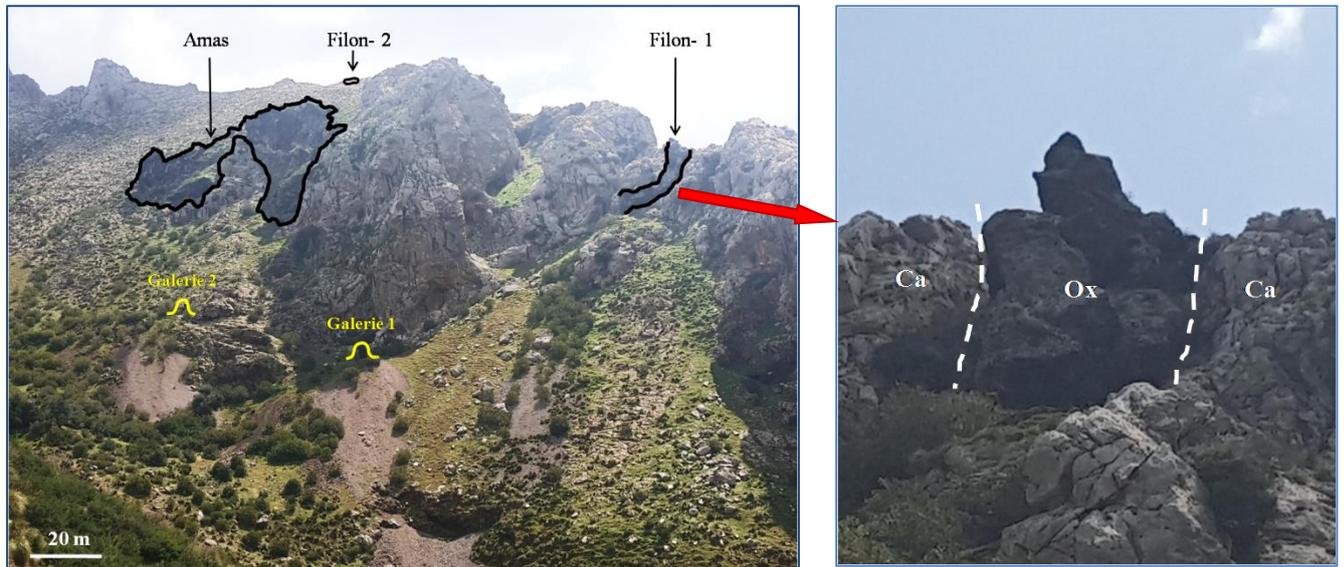


Figure V.8: Morphologie et dimensions des corps minéralisés au niveau du gîte principal de Chaabat El Gherz. [Ox. : Oxyde de fer, Ca : Encaissant carbonaté].

En plus des corps minéralisés ferrifères encaissés dans les roches carbonatées du Lias, nous avons également trouvé de petites amas de minerai ferrifère, de forme plus ou moins régulière et de dimensions allant de 2 à 10 m, encaissées dans les cipolins du socle kabyle. Ces cipolins, également parcouru par un « chevelu » de veinules ferrifères, forment des lentilles carbonatées d'une centaine de mètres d'extension au sein des roches gneissiques du socle (Planche V.1).

V.3- Relation minerai-encaissant

L'examen à l'affleurement des relations entre le minerai ferrifère et son encaissant montre que les corps minéralisés présentant une morphologie en amas ont presque toujours des contacts irréguliers traduisant des processus de substitution. Les corps minéralisés présentant une morphologie filonienne montrent plutôt des contacts réguliers avec leur encaissant traduisant dans ce cas des processus de remplissage. Dans tous les cas, les minéralisations ferrifères sont sécantes et discordantes sur leur encaissant (Planches V.1 et V.2).

Dans le secteur de Chaabat El Gherz, nous avons distingué, sur la base de la nature des roches encaissantes deux types de minéralisations ferrifères :

- des minéralisations ferrifères encaissées dans des roches carbonatées métamorphiques (cipolins) du socle kabyle ;
- des minéralisations ferrifères encaissées dans des roches carbonatées sédimentaires du Lias faisant partie des formations telliennes. Ce type de minéralisation est de loin le plus important sur le plan économique.

V.3.1- Relation minerais-encaissant carbonaté métamorphique (cipolins)

Nous rappelons que les corps minéralisés ferrifères encaissés dans les cipolins de Chaabat El Gherz se présentent sous forme d'amas de taille allant jusqu'à 10 m, de réseau ou « chevelu » de veinules enchevêtrées et de fentes plus ou moins discontinues (Planche V.1). Dans tous les cas, les structures minéralisées (amas, veinules, fentes) sont toujours sécantes par rapport au litage et fissures qui affectent les cipolins (Planche V.1, photos 3, 4 et 5) ce qui traduit le caractère nettement épigénétique des minéralisations. Le litage observé dans les cipolins, probablement hérité des roches originelles métamorphisées, ne se prolonge pas dans le minerai ferrifère et ce dernier ne montre pas les caractères d'un minerai métamorphisé. Sa genèse serait postérieure aux processus métamorphiques qui ont donné naissance aux terrains du socle cristallin de Petite Kabylie. Ces processus ont été considérés antérieurs au Silurien dans la région de Béni Afeur qui se trouve à une trentaine de kilomètres à l'Ouest du secteur de Chaabat El Gherz (Durand Delga, 1955).

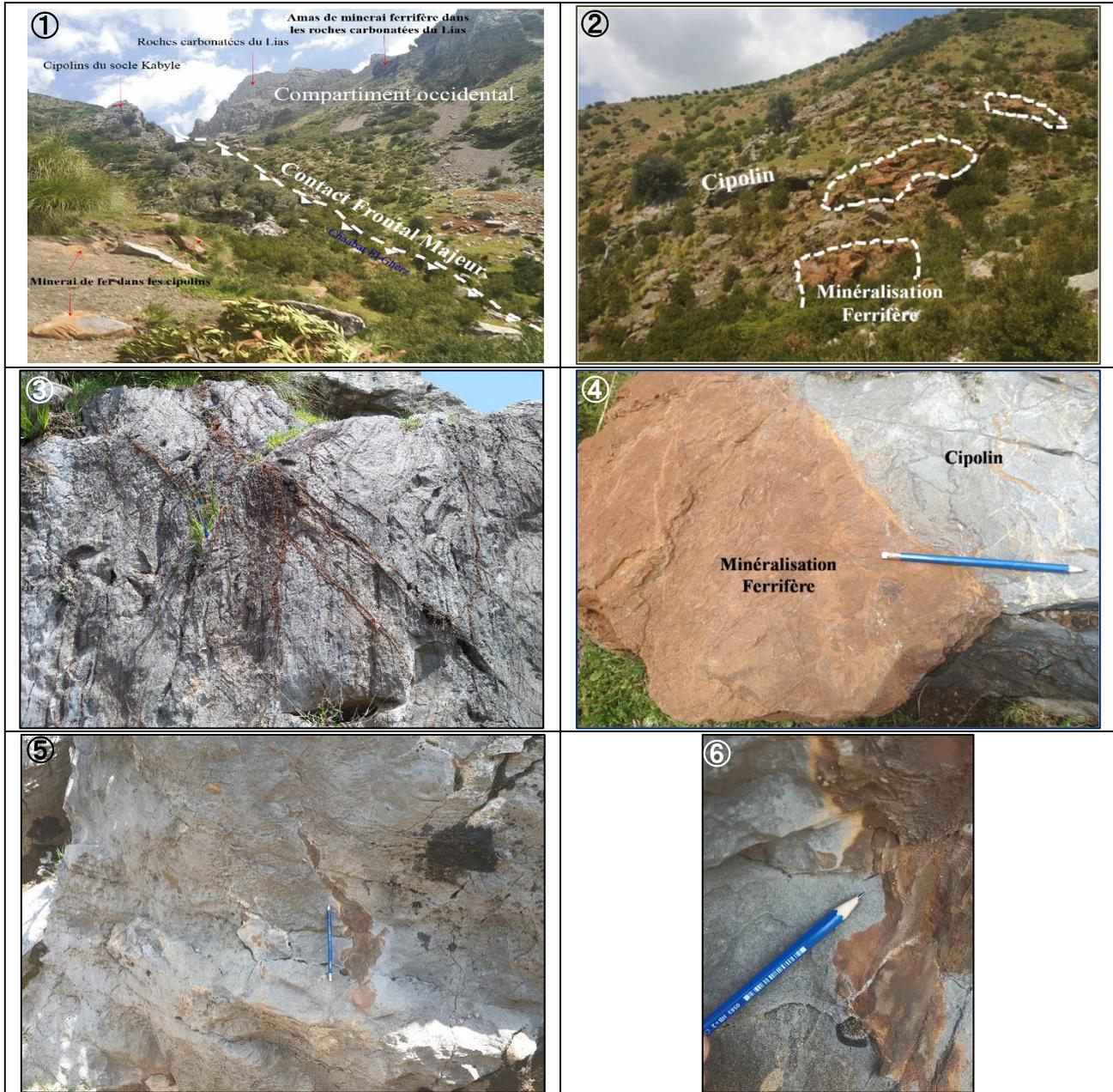
V.3.2- Relation minerais-encaissant carbonaté sédimentaire (roches carbonatées du Lias)

Les minéralisations ferrifères encaissées dans les roches sédimentaires carbonatées du Lias présentent deux morphologies principales : en amas et en filon.

Dans le cas des corps minéralisés en amas, le contact du minerai ferrifère avec son encaissant carbonaté est toujours irrégulier (Planche V.2, photos 1, 2, 3 et 4). Il arrive cependant d'observer un léger décollement du minerai par rapport à l'encaissant (Planche V.2, photos 1). Dans tous les cas, on note une brunification, attribuée à la présence d'oxydes de fer, de moins en moins intense en s'éloignant du contact avec le minerai (Planche V.2, photos 1 et 4). Dans les zones minéralisées et brunifiées, les roches carbonatées montrent souvent un état de fracturation relativement plus développé et les fractures les plus récentes sont les plus minéralisées (Planche V.2, photos 4). Ces fractures ont constitué des drains pour la circulation des fluides minéralisateurs qui ont induit la transformation des roches carbonatées liasiques comme l'atteste la nature irrégulière du contact entre le minerai ferrifère et la roche encaissante (Planche V.2, photos 4). On observe, en effet, le front de la substitution matérialisé par des golfes le long desquels progresse le processus de la transformation.

Planche V.1

Aspects à l'affleurement des minéralisations ferrifères encaissées dans les roches carbonatées métamorphiques du socle kabyle



Légende de la planche V.1

Photo 1 : Vue sur le secteur de Chaabat El Gherz faisant partie du compartiment occidental. L'arête de roches carbonatées liasiennes renfermant un amas de minerai ferrifère est en contact tectonique par le biais du Contact Frontal Majeur (CFM) avec les terrains métamorphiques du socle kabyle qui renferment des lentilles de cipolin minéralisé en fer.

Photo 2 : Amas de minerai ferrifère de dimension allant jusqu'à 10 m encaissés dans les roches carbonatées métamorphiques (cipolins) du socle kabyle.

Photo 3 : Minerai ferrifère sous forme de « chevelu » de veinules dans les cipolins.

Photo 4 : Contact minerai ferrifère-cipolin

Photo 5 : Fente de tension, discontinue et sécante sur le litage affectant les cipolins, remplie de minerai ferrifère

Photo 6 : Contact irrégulier entre minerai ferrifère et cipolin.

On note aussi, la présence de reliques brunâtres (à gauche du marteau de la photo 4 de la planche V.2) représentant les anciens calcaires partiellement minéralisés. Ce front de transformation est parfois matérialisé par une « zonation » de couleurs en s'éloignant progressivement des zones de circulation des fluides minéralisateurs représentées par les zones les plus fortement minéralisées. En effet, on passe d'une façon progressive de ces zones fortement minéralisées à minerai noirâtre à des zones moins minéralisées de couleur brunâtre (calcaires moyennement minéralisés), à des zones faiblement minéralisées de couleur jaunâtre (calcaires faiblement minéralisés) pour enfin passer aux roches carbonatées encaissantes saines (Planche V.2, photos 4).

Dans le cas des corps minéralisés en filon, le contact du minerai ferrifère avec son encaissant carbonaté est plutôt régulier (Planche V.2, photos 5 et 6). Les caractères observés dans les contacts exprimant un processus de transformation (présence de reliques, zonation de couleurs, golfes ou « rentrants » dans les roches encaissantes et remplies de minerai ferrifères...) sont complètement absents dans le cas des contacts des minéralisations ferrifères filoniennes avec leurs encaissant carbonaté. Ce type de contact est interprété comme le résultat d'un remplissage de vides (filons, fractures...) sans qu'il y ait de fortes interactions entre les fluides minéralisateurs ferrifères avec l'encaissant carbonaté liasique comme c'est le cas dans les corps minéralisés en amas

Planche V.2

Aspects à l'affleurement des minéralisations ferrifères encaissées dans les roches carbonatées du Lias

Légende de la planche V.2

Photo 1 : Contact « décollé » entre le minerai ferrifère de l'amas principal et l'encaissant carbonaté liasique. Ce dernier est légèrement brunifié par des oxydes de fer au niveau du contact.

Photo 2 : Contact irrégulier du minerai ferrifère avec son encaissant carbonaté liasique.

Photo 3 : Contact irrégulier exprimant un front de transformation métasomatique (remplacement) de l'encaissant carbonaté liasique par le minerai ferrifère.

Photo 4 : Contact minerai-encaissant montrant la transformation progressive des roches carbonatées liasiques par le minerai ferrifère. Noter la fracturation affectant les roches encaissantes (extrémités du marteau et veine sécante remplie de minerai de fer).

Photo 5 : Contact régulier du minerai ferrifère dans le filon 1.

Photo 6 : Contact régulier du minerai ferrifère dans le filon 1.

V.4- Pétrographie et minéralogie des minéralisations

La plupart des études qui se sont intéressées aux minéralisations du massif de Sidi Maarouf ont particulièrement traité celles des amas XVIII, XIX et XX se trouvant dans la partie centrale du massif (Sonarem, 1974 ; Ferphos, 2006 ; Manchar, 2007 ; Ouaar, 2009 ; Benlamari, 2015 ; Brahimi et Merdji, 2015 entre autres). Ces études ont permis d'identifier deux paragenèses minérales et de déterminer leurs principaux constituants. Une paragenèse ferrifère représentée essentiellement par des oxydes de fer et une paragenèse cupro-barytique représentée par de la barytine et des minéraux cuprifères. A l'exception des travaux de la Sonarem (1974), qui ont identifié les deux paragenèses dans le secteur de Chaabat El Gherz, aucune étude n'a été réalisée dans ce secteur.

Notre étude des minéralisations du secteur de Chaabat El Gherz s'est basée principalement sur les observations à l'affleurement et sur l'analyse macroscopique des échantillons prélevés lors de la levée des coupes sur terrain. Les échantillons ayant servi pour cette étude ont été prélevés à l'entrée des deux galeries (niveaux 812 m et 850 m) et de leur halde ainsi que des échantillons prélevés en surface à partir de l'amas principal et des deux filons. Malheureusement, pour des raisons techniques propres à l'atelier des lames minces et des sections polies du département de géologie de l'université Badji Mokhtar d'Annaba, nous n'avons pas pu confectionner des sections polies sur les échantillons prélevés à cet effet. L'identification minéralogique s'est donc faite principalement sur la base d'observations macroscopiques complétées par les déterminations microscopiques et diffractométriques contenues dans les documents relatives aux études effectuées sur les minéralisations de la partie centrale du massif.

V.4.1- La paragenèse ferrifère

Comme pour l'ensemble des minéralisations ferrifères du massif, cette paragenèse est composée d'oxydes et hydroxydes de fer auxquels sont associés des minéraux de gangue représentés par la calcite. Cependant, en plus les minéralisations ferrifères observées et décrites dans les autres parties du massif où elles sont encaissées dans les roches carbonatées du Lias, le secteur de Chaabat EL Gherz, recèle aussi des minéralisations ferrifères encaissées dans les roches carbonatées métamorphiques (cipolins) du socle kabyle.

V.4.1.1- La paragenèse ferrifère des minéralisations encaissées dans les cipolins

En l'absence de préparations (lames minces, sections polies) et de diffractomètres des rayons X, nous nous limitons à une description macroscopique de minerai ferrifère. Ce dernier apparaît sous forme de masse compacte de couleur jaune orangé consistant en des oxydes

et/ou hydroxydes de fer probablement du type limonites (Planche V.1, photo 4). Avec sa couleur, ce minerai ressemble à celui des roches carbonatées liasiques brunâtres moyennement minéralisées se trouvant dans une position proximale des drains de circulations des fluides minéralisateurs ferrifères (Fig.V.9).

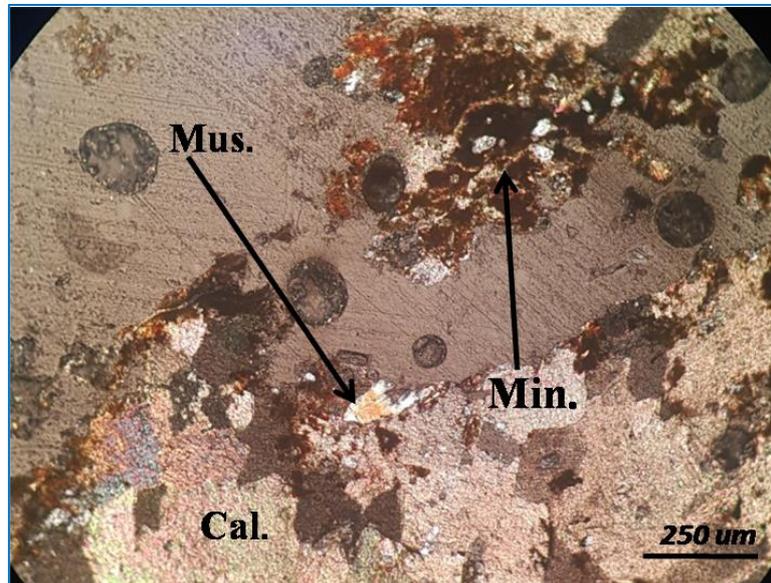


Figure V.9 : Photo montrant le remplacement de la calcite spathique des cipolins par les oxydes de fer (Légende : Muscovite (Mus.), Calcite (Cal.), Minerai ferrifère (Min.).

Une observation microscopique dans les roches encaissantes de ces minéralisations permet de voir effectivement des oxydes de fer qui remplacent principalement la calcite spathique des cipolins (Planche IV.2, photo 4).

V.4.1.2- La paragenèse ferrifère des minéralisations encaissées dans les roches carbonatées du Lias

Le minerai ferrifère du gîte de Chaabat El Gherz est principalement constitué, comme dans la partie centrale du massif, par des oxydes et hydroxydes de fer et des minéraux de gangue.

1- L'hématite (Fe₂O₃)

Le minerai hématitique est le plus fréquent, il se présente en masse terne de couleur noirâtre (Planche IV.3, photo 1). A ce type de minerai est souvent associé de la barytine, dans ce cas l'hématite remplace le sulfate et remplit des veines dans lesquelles subsistent encore des reliques de barytine (Planche IV.3, photo 2). L'hématite peut également constituer un minerai montrant une structure « litée » (Planche IV.3, photo 3) dans laquelle les lits hématitiques, d'épaisseur de 1 à 2 cm, sont intercalés par des cavités à allure géodique probablement dues à des processus de dissolution. Parfois, le litage, constitué par de l'hématite brune montrant une altération partielle en limonites, est recoupé par des veinules remplies de calcite blanche ;

cette dernière se dispose également entre les lits d'hématite en remplissage des espaces ou cavités produits par les processus de dissolution (Planche IV.3, photo 4).

L'hématite est également présente en remplissage de fissures affectant l'encaissant carbonaté comme elle peut également être disséminée au sein de celui-ci (Planche IV.1, photo 3 et 5 ; Planche IV.2, photos 3, 4 et 6 ; Planche IV.3, photos 1, 2 et 3 ; Planche IV.4, photo 2). Lorsqu'elle est disséminée, elle constitue de petits grains automorphes de tailles variant entre 50 et 250 microns, cependant son abondance est relativement faible et ne dépasse pas 5 % de la surface de la lame mince (Planche IV.2 photos 3 et 6). Lorsqu'elle est dans les fissures, l'hématite semble se former par oxydation d'un précurseur représenté par des carbonates ferrifères comme l'attestent les reliques carbonatées qui subsistent au sein des plages oxydées (Planche IV.4 photos 2). Un autre type de cristaux automorphes d'oxydes de fer est représenté par des grains de forme losangique ou allongée sécants par rapport aux fissures (Planche IV.1 photos 1, 2 et Planche IV.2, photo 4). Ces cristaux sont donc tardifs car postérieurs aux fissures partiellement minéralisées (Planche IV.2 photos 4).

Planche V.3

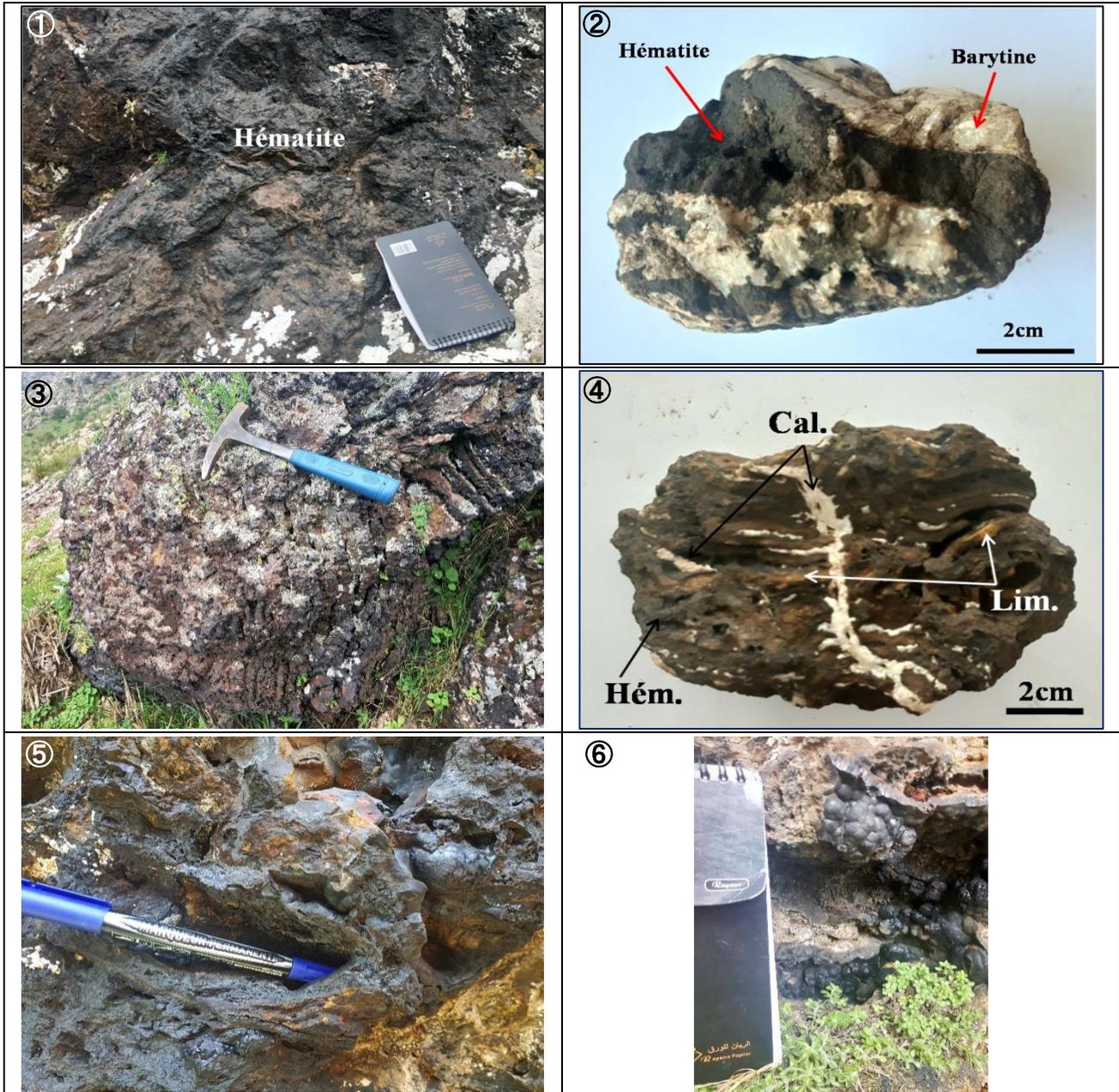
Principaux constituants des minéralisations ferrifères encaissées dans les roches carbonatées du Lias**Légende de la planche V.3**

Photo 1 : Minerai hématitique massif.

Photo 2 : Hématite massive terne en remplissage de veine recoupant de la barytine. Noter les reliques de barytine dans la veine hématitique et les « golfes » attestant le remplacement de la barytine par l'hématite.

Photo 3 : Minerai hématitique (Hém.) montrant une structure « litée ». Certains lits montrent l'altération de l'hématite en limonites (Lim.). Les lits hématitiques sont recoupés par une veinule calcitique. La calcite (Cal.) se dispose également entre les lits hématitiques.

Photo 4 : Minerai hématitique (Hém.) montrant une structure « litée » pourvue de figures de dissolution entre les lits.

Photo 5 : Minerai à goethite massive pourvue de géodes dans lesquelles la goethite prend une structure concrétionnée ou botryoïdale (mamelonnée).

Photo 6 : Minerai à goethite botryoïdale dans une géode.

2- La goéthite [FeO](OH)

La goéthite, moins fréquente que l'hématite, apparaît surtout dans les cavités géodiques, de dimensions centimétriques à décimétriques, dans lesquelles elle forme d'abord une bande où les cristaux de goéthite se présentent en aiguilles à disposition palissadique sur laquelle se développe les concrétions de goéthite dite botryoïdale (Planche IV.3, photos 5 et 6).

3- Les limonites

Les limonites représentent un mélange d'oxydes et hydroxydes de fer. Elles ont été décrites notamment les gîtes de la partie centrale du massif. Au niveau du gîte de Chaabat El Gherz, elles sont rares, elles ont été observées en association avec la goéthite ou elles forment des taches ocres à jaunâtres (Planche IV.3, photos 5).

Dans les gîtes de la partie centrale du massif, la présence de ces oxydes et hydroxydes de fer a été confirmée (Manchar, 2007 ; Ouarr, 2009) par l'analyse minéralogique effectuée à partir des diffractogrammes des rayons X (Fig.V.10).

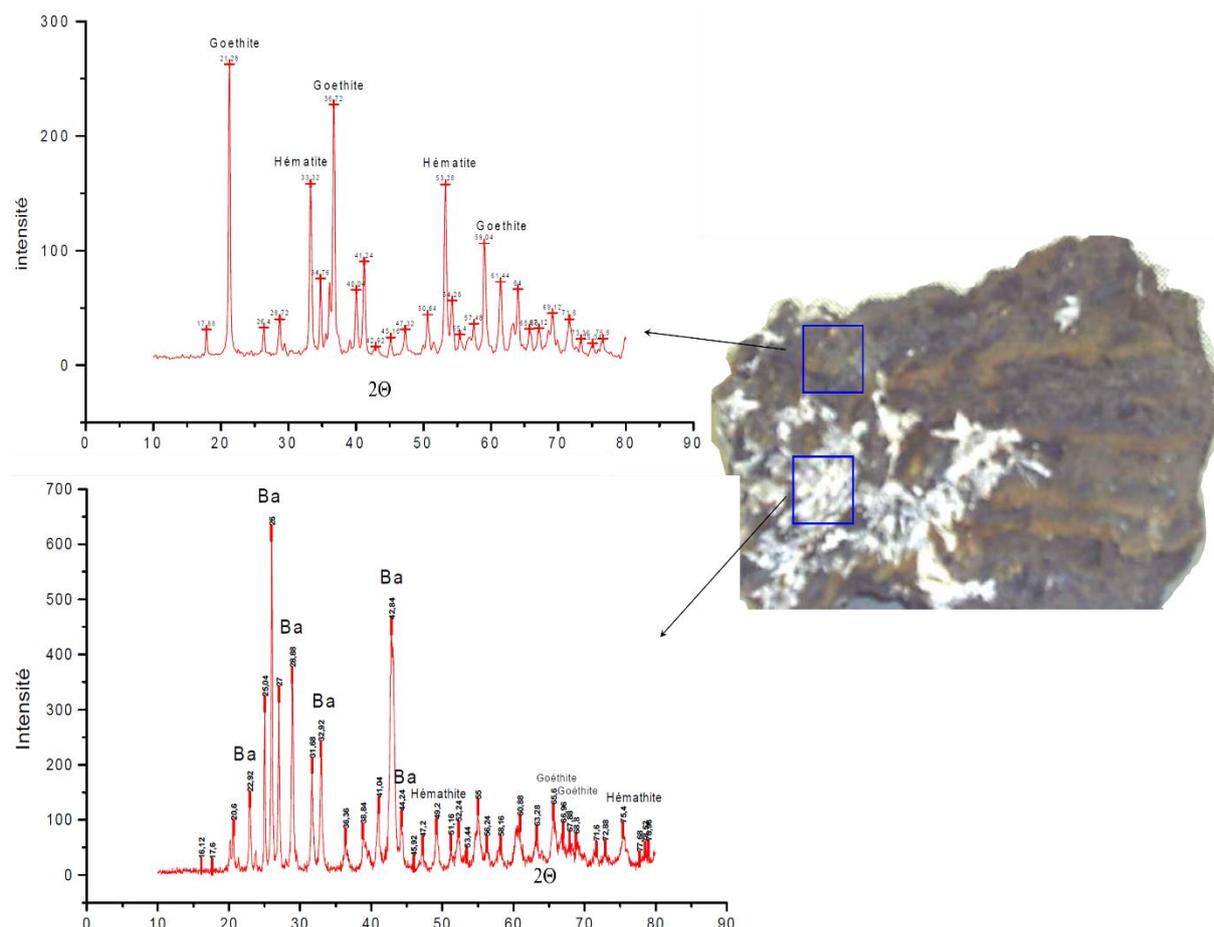


Figure V.10 : Diffractogrammes des rayons X effectués sur un échantillon de minerai ferrifère et barytique prélevé de l'amas XVIII (partie centrale du massif) montrant les principaux minéraux (hématite, goéthite, barytine) constitutifs du minerai (d'après Manchar, 2007).

V.4.1- La paragenèse cupro-barytique

Comme pour les minéralisations des gîtes de la partie centrale du massif, nous avons observé la présence d'une deuxième paragenèse constituée principalement par des minéraux de cuivre et de la barytine.

1- La barytine (BaSO₄)

Reconnaissable grâce à sa densité relativement élevée et ne réagissant pas avec l'acide chlorhydrique dilué, la barytine est présente dans le gîte de Chaabat El Gherz avec des couleurs essentiellement blanchâtres parfois légèrement rosâtres (Planche V.4, photos 1, 2, 3, 4 et 5). Elle peut former des masses de dimension décimétrique au sein desquelles la barytine se présente en lattes parfois disposées en gerbe. Ces masses sont parfois plus ou isolées et noyées au sein d'un minerai hématitique. Les reliques de barytine au sein de l'hématite et les « golfes » hématitiques qui pénètrent dans la barytine attestent du remplacement de la barytine par l'hématite et par conséquent la postériorité de l'oxyde de fer par rapport au sulfate de baryum (Planche V.4, photos 1, et 2).

La barytine se présente aussi sous forme de minces lattes bien cristallisées dans des cavités géodiques de dimension centimétrique (Planche V.4, photos 3, et 4). Dans ce cas également la barytine est antérieure aux oxydes de fer comme l'attestent les figures de remplacement illustrées sur la photo 4 de la planche V.4.

2- Les minéraux cuprifères

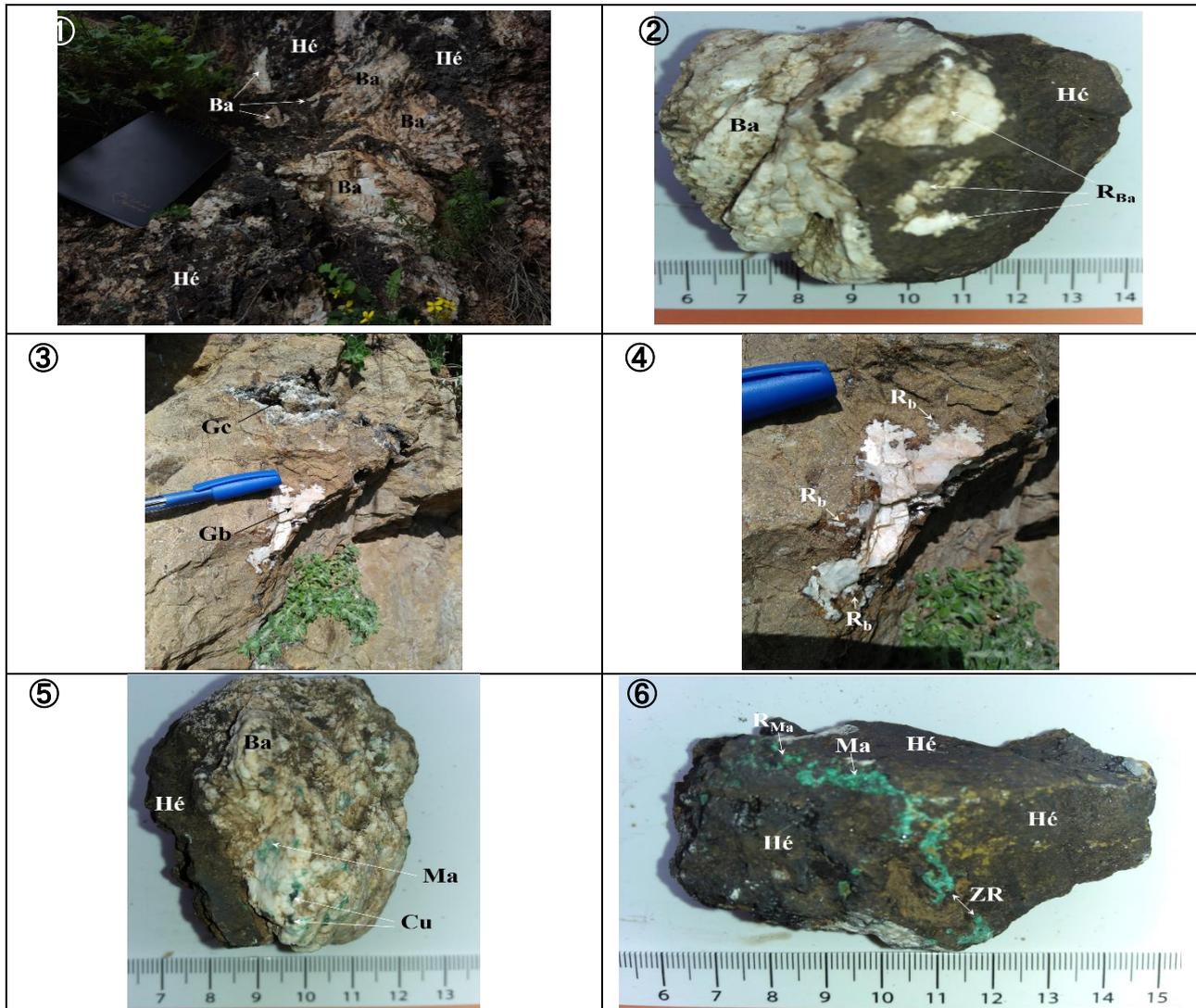
Les minéraux cuprifères du gîte de Chaabat El Gherz sont les mêmes que ceux des autres gîtes du massif de Sidi Maarouf. Il s'agit principalement des cuivres gris et de leurs produits d'altération représentés par la malachite et l'azurite.

i- Les cuivres gris (Cu, Fe)₁₂ [Sb, As]₄ S₁₃

Selon la définition extraite du site de wikipédia [https://fr.wikipedia.org/wiki/Cuivre_gris] « le **cuivre gris** désigne de façon générique des sulfoarséniures et/ou sulfoantimoniures de cuivre, fer, zinc et/ou argent, ou leurs associations minérales intimes de formule chimique globale (Cu,Fe,Zn,Ag)₁₂(Sb,As)₄S₁₃. Ces composés forment des solutions solides continues, en quelque sorte un groupe minéralogique informel de maille cubique. L'appellation *cuivre gris* provient de la prépondérance molaire assez commune des cations métalliques cuivre sur ceux du fer, et à plus forte mesure, sur les cations de zinc et d'argent. Néanmoins, il peut exister des cuivres gris avec des teneurs en cuivre nulles ou très faibles. Les cuivres gris, par ailleurs assez abondants dans certaines localités, font partie d'un point de vue chimique du groupe des sulfures rares et apparentés A₁₂B₄X₁₃ avec : A = Pb, Ag, Tl, Cu.... ; B = Sb, As, Bi, Sn, Ge ; X = S ou Se.

Planche V.4

Aspects macroscopiques des minéralisations cupro-barytiques



Légende de la planche V.4

Photo 1 : Petits amas de barytine (Ba) au sein d'un minerai hématitique (Hé). Noter les reliques de barytine au sein de l'hématite (flèche) ainsi que les « golfes » à hématite pénétrant dans la barytine et qui attestent du remplacement de la barytine par l'hématite ce qui traduit la postériorité de cette dernière.

Photo 2 : Barytine en voie de remplacement par l'hématite attestée par les reliques de barytine (R_{Ba}) qui subsistent au sein du minerai hématitique.

Photo 3 : Géodes calcitiques (Gc) et barytiques (Gb) au sein d'une roche carbonatée dolomitique légèrement brunifiée par des minéralisations ferrifères.

Photo 4 : Détail de la géode barytique montrant l'aspect spathique en minces tablettes des cristaux de barytine attestant leur croissance dans une cavité. Noter également le remplacement de la barytine par des oxydes de fer attesté par les reliques de barytine (Rb) qui subsistent dans la masse carbonatée oxydée.

Photo 5 : Masse de barytine (Ba) affectée par une veine remplie d'hématite (Hé). Noter également la présence du cuivre gris (Cu) et de ses produits d'altération représentés par la malachite (Ma). Les minéraux cuprifères se développent principalement dans les clivages et les microfissures qui affectent la barytine.

Photo 6 : Masse de minerai hématitique contenant de la Malachite. Les reliques de la malachite (R_{Ma}) et ses zones d'interruption par l'hématite (ZI) semblent indiquer l'antériorité de celle-ci par rapport à l'hématite

Le terme est ainsi un synonyme désuet de deux espèces minérales: la tennantite $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$; la tétraédrite $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. Ces deux minéraux sont bien deux membres finaux, parmi les huit structures terminales possibles de cette série continue dite des "cuivres gris". D'une manière particulière, abstraction faite des teneurs minoritaires en cations métalliques, le *cuivre gris* peut désigner tout minéral de composition intermédiaire, fruit de substitution de l'As par Sb et inversement. Mais la famille générique du cuivre gris comporte, avec les emblématiques et communes tennantite et tétraédrite, aussi par extension à d'autres cations métalliques ou semi-métalliques, la panabase (aujourd'hui variété de la tétraédrite), la rare freibergite $\text{Ag}_6(\text{Cu}_4\text{Fe}_2)\text{Sb}_4\text{S}_{13-x}$, la schwartzite $(\text{Cu,Hg})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ souvent transformée improprement en schwartzite, véritable "tétraédrite mercurique" ou variété mercurique de la tétraédrite, l'annivite, considérée comme une variété de tennantite riche en bismuth et la goldfieldite de formule $\text{Cu}_{10}\text{Te}_4\text{S}_{13}$ ou $\text{Cu}_{12}(\text{Te,Sb,As})_4\text{S}_{13}$. Du fait de l'occurrence parfois commune de ces minéraux autrefois méconnus, la tradition minière nomme "cuivres gris" les divers composés de sulfo-arséniures et sulfo-antimoniures de cuivre. Ce sont surtout des minerais de cuivre appréciés, en particulier le pôle tennantite nettement plus rare (teneur en As durcissant à terme les alliages de cuivre), durant les différents âges des métaux et l'Antiquité. Durant le Moyen Âge, ils sont toujours exploitables par des collectes et des sélections méticuleuses. Souvent dès l'époque contemporaine et aujourd'hui, d'un point de vue de l'exploitation rentable, ils ne présentent plus d'intérêt ».

Comparativement aux gîtes de la partie centrale du massif de Sidi Maarouf, les cuivres gris sont très peu abondants dans le gîte de Chaabat El Gherz. L'observation macroscopique montre qu'ils sont presque toujours altérés en malachite et azurite. Dans les rares cas où ils ne sont pas altérés, ils se présentent en minuscules grains millimétriques au sein de la barytine.

Les analyses au Microscope Electronique à Balayage (MEB) effectuées sur les cuivres gris des gîtes de la partie centrale du massif montrent qu'il s'agit du pôle « Tétraédrite » antimonifère (Fig.V.11) (Ouaar, 2009 ; Bouzenoune et al., 2016). L'ensemble des cuivres gris associés aux minéralisations ferrifères hématitiques en substitution des roches carbonatées du gisement de fer de l'Ouenza (région de Tébessa) présente également des compositions chimiques du pôle « Tétraédrite ». Par contre, les cuivres gris associés au minerai ferrifère des filons de Metegui Narou (NE de l'Ouenza) encaissés dans les marnes du Crétacé supérieur présentent des compositions chimiques du pôle « Tennantite » (Bouzenoune, 1993 ; Bouzenoune et al., 2016). Les « cuivres gris » associés aux minéralisations ferrifères des gisements de fer en substitution des roches carbonatées sont-ils toujours représentés par le

pole « Tétradrinite » ? Cette particularité constitue-t-elle un critère de caractérisation de ce type de gisement ?

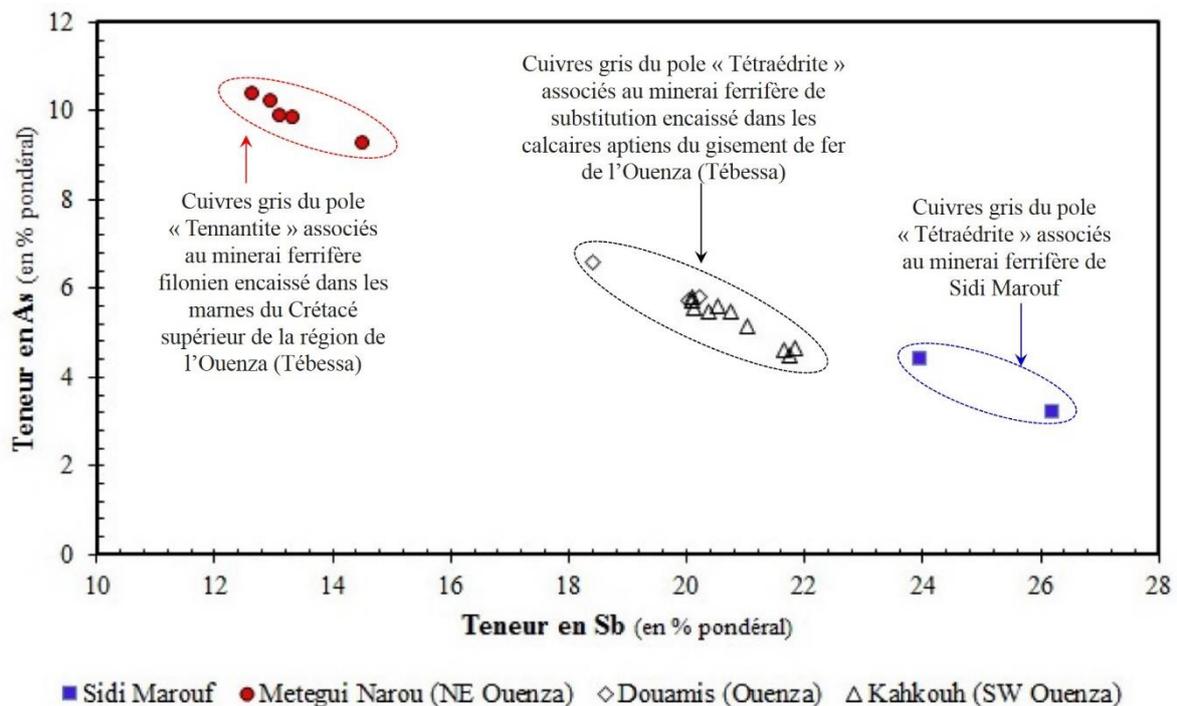


Figure V.11 : Variations des teneurs en As et Sb des « cuivres gris » de Sidi Maarouf comparées à celles des « cuivres gris » de l'Ouenza (d'après Bouzenoune et al., 2016).

ii- Les produits d'altération : Malachite [Cu₂CO₃(OH)₂] et Azurite [Cu₃CO₃(OH)₂]

La malachite et l'azurite sont deux carbonates de cuivre qui se forment à la suite de l'altération supergène des « cuivres gris ». En raison de la rareté dans le gîte de Chaabat El Gherz du minéral primaire dont ils sont issus, ces deux minéraux sont également aussi rares. La malachite est notamment observée dans les clivages et dans les microfissures qui affectent la barytine (Planche V.4, photos 5). Cette disposition traduit la postériorité des « cuivres gris » par rapport à la barytine.

La malachite est également observée associée à l'hématite. Les reliques vertes et les zones d'interruption de la malachite par l'hématite traduisent la postériorité de cette dernière par rapport au cuivre gris dont le carbonate de cuivre est issu (Planche V.4, photos 6).

L'azurite n'a été observée que dans un seul endroit, à l'entrée de la galerie du niveau 812 où elle est en remplissage d'une cavité géodique.

3- Les minéraux de gangue

A l'échelle de l'observation macroscopique, le seul minéral de gangue observé est représenté par de la calcite blanche en remplissage des veinules recoupant les minerais hématitiques à

structure « litée » (Planche V.3, photos 4).et en remplissage des vides géodiques (Planche V.4, photos 3).

V.4.3- Succession paragénétique

L'ensemble des observations relatives aux relations mutuelles entre les différents minéraux identifiés et décrits à l'échelle microscopique du chapitre quatre et macroscopiques du chapitre cinq permet de proposer la succession para-génétique illustrée dans la figure V.12.

Minéraux	Phase diagén.	Phases hydrothermales			Phase d'altér. Superg.
		F i s s u r a t i o n	F r a c t u r a t i o	F r a c t u r a t i o	
Calcite	—				—
Dolomite	- - - -			- - - -	
Dol. ferrifère		—			—
Carb. de fer				—	
Barytine		—			
Cuivre gris			—		
Hématite					—
Goethite					- - - -
Azurite					- - - -
Malachite					- - - -
Limonite					- - - -

Figure V.12: Chronologie relative entre les différentes phases minérales de l'assemblage minéralogique du gîte ferrifère de Chaabat El Gherz.

De cette synthèse il apparaît la présence dans le gîte de Chaabat El Gherz de deux paragenèses minérales : une paragenèse cupro-barytique et une paragenèse ferrifère. La seconde étant postérieure à la première. Ce type de coexistence de deux paragenèses minérales l'une ferrifère et l'autre polymétallique (Cu, Ba, Pb) est bien connu dans d'autres gisements tels que ceux de Ouenza, Boukhadra, Khanguet EL Mohad (région de Tébessa en Algérie), Djerissa, Slata et Hameima (Tunisie), Bilbao (Espagne) (Smati, 1986 in Bouzenoune, 1993 ; Adjali-Aissaoui, 1988 ; Gil, 1991 in Bouzenoune, 1993 ; Bouzenoune, 1993 ; Bouzenoune et al., 1997 ; Bouzenoune et al., 1998 ; Bouzenoune et al, 2006). Cependant et contrairement à ce qui a été observé dans le secteur de Chaabat EL Gherz, la paragenèse polymétallique est postérieure à la paragenèse ferrifère dans les gisements de la région de Tébessa.

Dans les gisements de fer de la région de Tébessa(Ouenza, Boukhadra, Khanguet El Mohad) la filiation génétique entre le minerai de fer exploité, représenté par des oxydes de fer, et le minerai primaire de nature carbonatée (carbonates de fer du type sidérites et ankérites) a été bien documentée et démontrée (Bouzenoune, 1993 ; Bouzenoune et al., 1997 ; Bouzenoune et al., 1998 ; Bouzenoune et al, 2006, Aït Abdelouahab et al., 2011). Le minerai ferrifère oxydé secondaire s'est formé par altération supergène (oxydation) du minerai primaire carbonaté

situé au-dessus du niveau hydrostatique. Cette filiation minerais carbonaté-minerais oxydé a également été signalée dans les Babors dans le gîte de Beni Amrane où les anciens travaux d'exploitation ont montré la présence de la sidérite à 160 m de profondeur (Glaçon, 1967 ; Sonarem, 1974).

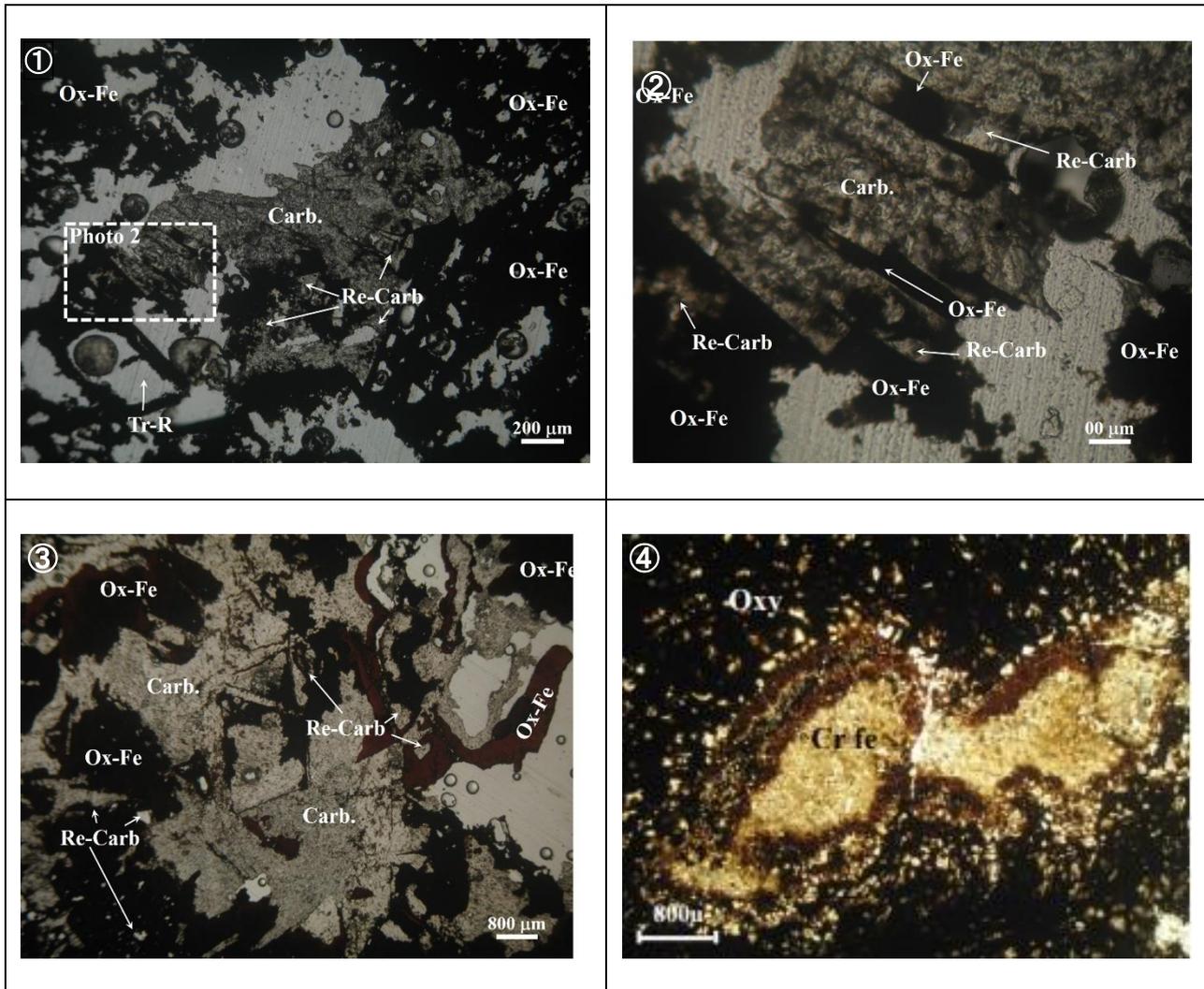
La nature du minerai primaire à partir duquel s'est formé le minerai secondaire oxydé du gisement de fer de Sidi Maarouf n'a pas été formellement déterminée en raison des conditions d'affleurement des minéralisations de ce massif. En effet, les corps minéralisés de ce gisement se trouvent à des altitudes assez élevées, au-dessus de 600 m (niveau de base projeté par les géologues de la Sonarem pour une éventuelle exploitation), alors que le point le plus bas d'écoulement des eaux de surface se trouve à environ 250 m au niveau d'Oued Itera. Toute la tranche de terrains située au-dessus du niveau hydrostatique, soit entre 250 m et le point culminant du Sidi Maarouf (1268 m), a été le siège d'une intense altération supergène qui a probablement induit une oxydation totale du minerai primaire.

Cependant, la rareté voire l'absence des sulfures de fer, notamment de la pyrite, dans l'ensemble des gîtes du massif ainsi que l'identification dans la partie centrale du massif de Sidi Maarouf, d'un processus d'oxydation d'un « protore » constitué par des carbonates de fer (Planche V.5, photo 4) (Ouaar, 2009) nous a poussé à étudier les corps minéralisés situés aux plus basses altitudes, en l'occurrence les minéralisations du secteur de Chaabat El Gherz.

Les échantillons prélevés dans les minéralisations ferrifères du secteur de Chaabat El Gherz, aussi bien de l'amas principal que des filons, nous ont permis d'identifier et de confirmer la relation génétique entre les minéralisations ferrifères oxydées et les minéralisations primaires carbonatées (Planche V.5, photos 1, 2 et 3 et Planche IV.4, photos 2 et 3 ; voir également discussion dans le chapitre IV, section IV.3.4.4). En effet, il apparaît nettement que les minéralisations ferrifères oxydées, aussi bien de l'amas principal que des filons, se sont formées par transformation (oxydation) d'un minerai carbonaté consistant probablement (en l'absence d'analyses RX ou chimiques) de carbonates ferrifères (dolomies ferrifères ?). Cette relation est attestée par les reliques de ces carbonates ferrifères qui subsistent au sein des plages d'oxydes de fer (Planche V.5, photos 1, 2 et 3). La transformation progresse principalement le long des clivages des carbonates (Planche V.5, photo 2) et certaines zones entièrement formées d'oxydes de fer gardent toujours une trame rhomboédrique (Planche V.5, photo 3) qui trahit le processus de pseudomorphose carbonates ferrifères-oxydes de fer (hématite).

Planche V.5

Relation entre le minerai ferrifère oxydé et le minerai « protore »



Légende de la planche V.5

Photo 1 : Observation en lumière polarisée non analysée (LPNA) montrant des plages de minerai ferrifère oxydé (Ox-Fe) qui remplace un minerai primaire de nature carbonaté (Carb.) comme l'attestent les reliques (Re-Carb) de ce dernier au sein des plages de minerai oxydé. Remarquer la trame rhomboédrique (Tr-R) du précurseur carbonaté pseudomorphosé par les oxydes de fer de nature essentiellement hématitique (Echantillon provenant de l'amas principal de Chaabat El Gherz).

Photo 2 : Détail de la photo 1 montrant le remplacement des carbonates (Carb.) par les oxydes de fer (Ox-Fe). Le remplacement progresse principalement le long des clivages du minéral carbonaté primaire (Carb.).

Photo 3 : Observation en LPNA montrant le remplacement du minerai protore de nature carbonaté (Carb.) par le minerai secondaire oxydé (Ox-Fe). Remarquer la trame rhomboédrique du précurseur carbonaté pseudomorphosé par les oxydes de fer de nature essentiellement hématitique (Echantillon provenant du corps filonien de Chaabat El Gherz)

Photo 4 : Minerai oxydé (Oxy) issu de la transformation d'un protore de nature carbonatée (Cr fe). Echantillon provenant des minéralisations de la partie centrale du massif de Sidi Maarouf (Photo empruntée à Ouair, 2009).

V.5- Quelques caractères géochimiques des minerais ferrifères

Les données des analyses chimiques de la Sonarem (1974) relatives aux minerais ferrifères des gîtes du massif de Sidi Maarouf permettent de relever quelques caractères géochimiques.

Les teneurs en fer des minerais ferrifères des gîtes de Sidi Maarouf varient entre 49 et 53 % en Fe (moyenne de 50 % en Fe) montrant qu'il s'agit de minerais moyens. Ils sont moins riches comparativement aux minerais du type « BIF » (Banded Iron Formation) exploités dans le gisement australien de Hammersley avec des teneurs de 65 % en Fe et sont plus riches que les minerais de type « minettes » exploités dans les gisements lorrains (France) avec des teneurs de l'ordre de 30 % en Fe. Ils présentent des teneurs en Fe du même ordre de grandeur que les gisements de substitution en roches carbonatées de la région de Tébessa (gisement de l'Ouenza, Boukhadra, Khanguet El Mohad) et de Tunisie (Djerissa, Slata, Hameima).

Au sein des gîtes du massif de Sidi Maarouf les différents amas ne semblent pas montrer de grandes différences en teneurs en fer (Fig.V.13). Certains amas (Amas III, VII, XVIII) montrent des teneurs en fer légèrement supérieures à la moyenne alors que d'autres (Amas VIII, XXV) montrent des teneurs en fer légèrement inférieures à la moyenne.

Les teneurs en calcium des minerais ferrifères des gîtes du massif de Sidi Maarouf peuvent être assez élevées et atteindre des valeurs de 10 % en CaO (Fig.V.13). Cet ordre de grandeur des teneurs en CaO est cohérent avec le type de genèse des minéralisations ferrifères de ce massif. Les minerais secondaires oxydés, essentiellement hématitiques, se sont formés par oxydation supergène de minerais primaires de nature carbonatée. Ces derniers se seraient formés essentiellement par substitution hydrothermale de roches carbonatées préalablement fissurées, bréchifiées et dolomitisées. Les processus de substitution et d'oxydation de précurseurs carbonatés ont libéré des quantités conséquentes de CaO dont une partie a recristallisé sous forme de carbonates essentiellement calciques. Le processus d'oxydation n'ayant pas été parfois total (Planche V.5, photos 1, 2 et 3) a laissé des reliques du minerai primaire carbonaté dont les teneurs en CaO représentent une partie des teneurs en CaO des minerais oxydés.

Les teneurs en MgO sont faibles voir nulles pour des minéralisations générées dans un environnement dolomitique. En l'absence d'analyses minéralogiques et chimiques sur le minerai primaire carbonaté, ces faibles teneurs en Mg des minerais oxydés restent à expliquer. Les teneurs en SiO₂, Al₂O₃ sont très faibles voir nulles, elles traduisent la relative pureté (absence de minéraux siliceux, argileux) des roches carbonatées substituées qui s'est donc traduite dans nature chimique des minerais primaires carbonatés et secondaires oxydés.

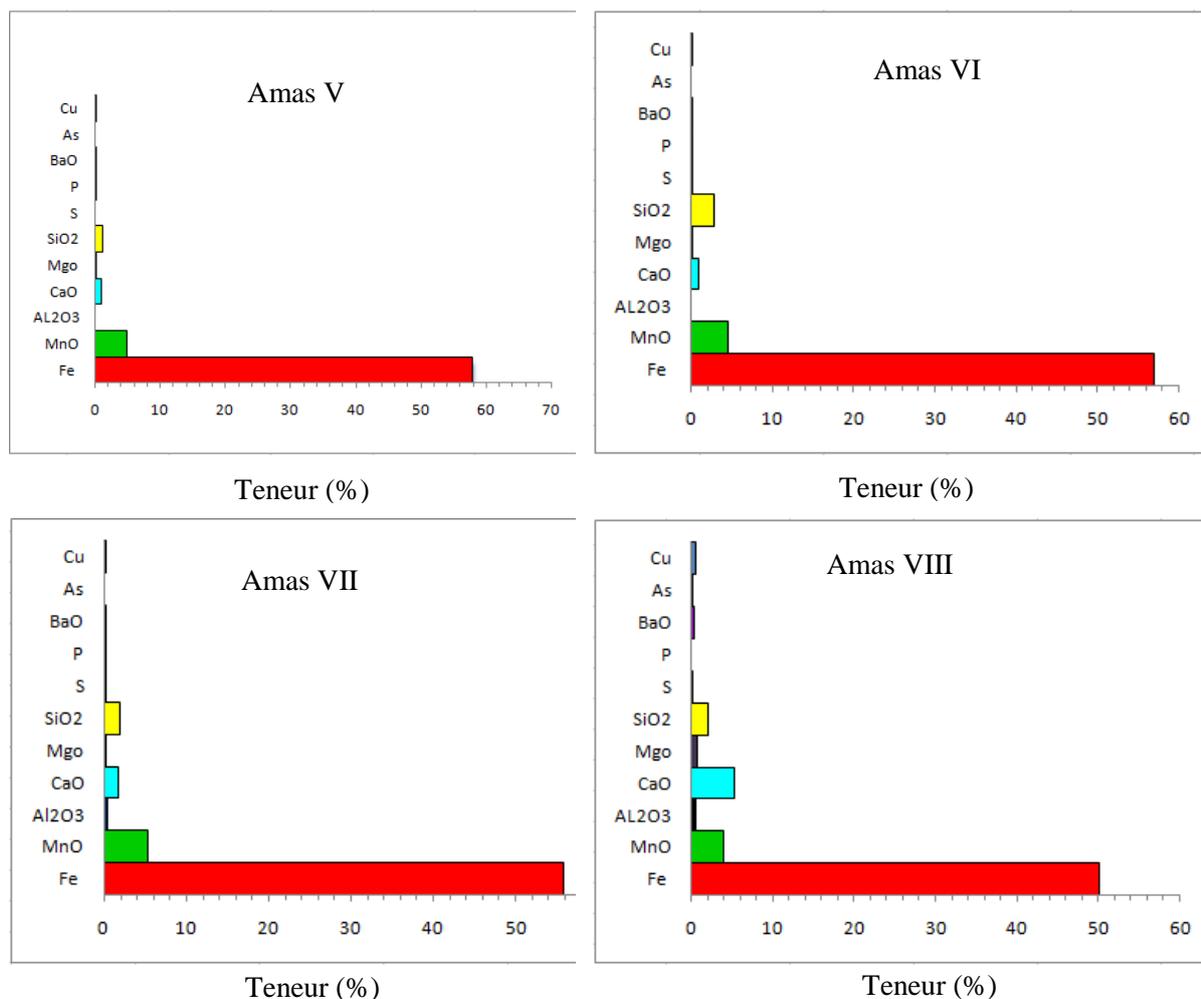


Figure V.13: Diagrammes montrant les ordres de grandeurs et les variations des teneurs de quelques éléments chimiques dans les minerais ferrifères des gîtes du massif de Sidi Maarouf (Les données sont d'après Sonarem, 1974).

Les teneurs en manganèse sont du même ordre de grandeurs que celles des minerais ferrifères des gisements de la région de Tébessa qui sont issus de la substitution des roches carbonatées aptiennes et qui ont subi une oxydation au-dessus du niveau hydrostatique.

Les teneurs en BaO varient d'un amas à l'autre, certains (Amas III, VII et VIII) montrent des teneurs faibles voir nulles et d'autres (Amas XVIII et XXV) montrent des teneurs moyennement élevées (Fig.V.12). Cette variation des teneurs en BaO peut être expliquée par la répartition hétérogène de la barytine dans les différents amas de minerais ferrifères oxydés.

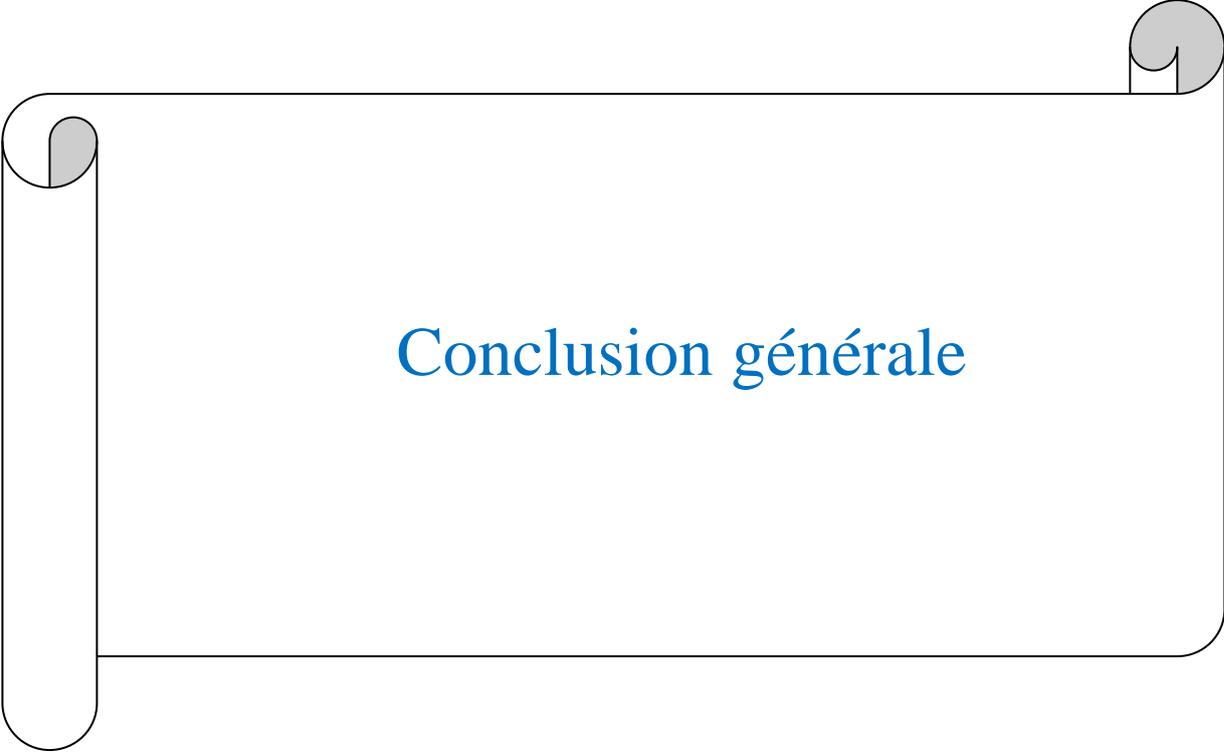
V.6- Conclusion

Les minéralisations du secteur de Chaabat El Gherz font partie d'un ensemble de gîtes répartis sur les trois compartiments qui composent la structure du massif de Sidi Maarouf. Elles consistent en deux paragenèses, une première paragenèse cupro-barytique et une deuxième paragenèse ferrifère plus tardive. La paragenèse ferrifère est représentée par des

minéralisations en amas ou dans des filons dont les plus importantes sont encaissées dans les roches carbonatées du Lias. Il existe cependant dans ce secteur occidental du massif d'autres amas ferrifères moins importants encaissés dans les cipolins du socle kabyle. La paragenèse cupro-barytique est essentiellement du type fissural ou géodique.

Les minéralisations ferrifères ayant fait l'objet d'exploitation, sont constituées par des oxydes et hydroxydes de fer secondaires (hématite, goethite, limonite) issus de l'oxydation d'un minerai primaire de nature carbonatée. Les minéralisations cupro-barytiques sont constituées par des cuivres gris et leurs minéraux carbonatés d'altération (malachite et azurite) et de la barytine.

Les minerais ferrifères sont de qualité moyenne avec des teneurs en fer de l'ordre de 50 %. Ce sont des minerais pauvres en SiO_2 et Al_2O_3 , contiennent parfois des teneurs en BaO assez élevées pour devenir nuisibles et de teneurs en MnO de l'ordre de grandeur des teneurs des gisements en substitution des roches carbonatées.



Conclusion générale

Conclusions générales

Le modeste gisement de fer de Sidi Maarouf recèle environ 21 millions de tonnes de minerai ferrifère répartis sur une trentaine d'amas dont les plus importants se trouvent dans la partie centrale du massif et qui ont fait l'objet d'une exploitation partielle. La partie occidentale de ce massif, dont fait partie le secteur de Chaabat El Gherz, contient également quelques amas qui ont fait l'objet de travaux d'exploration (tranchées et galeries) mais pas d'exploitation. Les corps minéralisés du gîte de Chaabat El Gherz se présentent en amas et en filons encaissés dans les roches carbonatées du Lias. Ces roches liasiques font partie d'une série argilo-marno-carbonatée complète qui va du Trias à l'Eocène et qui appartient au domaine tellien. Cette série tellienne est sous-charriée sous les flyschs massyliens et l'ensemble est sous charrié sous les terrains métamorphiques du socle kabyle.

La structure du massif de Sidi Maarouf est représentée par un pli déversé vers le Sud délimité au Nord et au Sud par des accidents tectoniques longitudinaux de direction sensiblement Est-Ouest. Il est également compartimenté par des failles transversales de direction NW-SE en trois compartiments oriental, central et occidental. Le gîte de Chaabat El Gherz appartient au compartiment occidental.

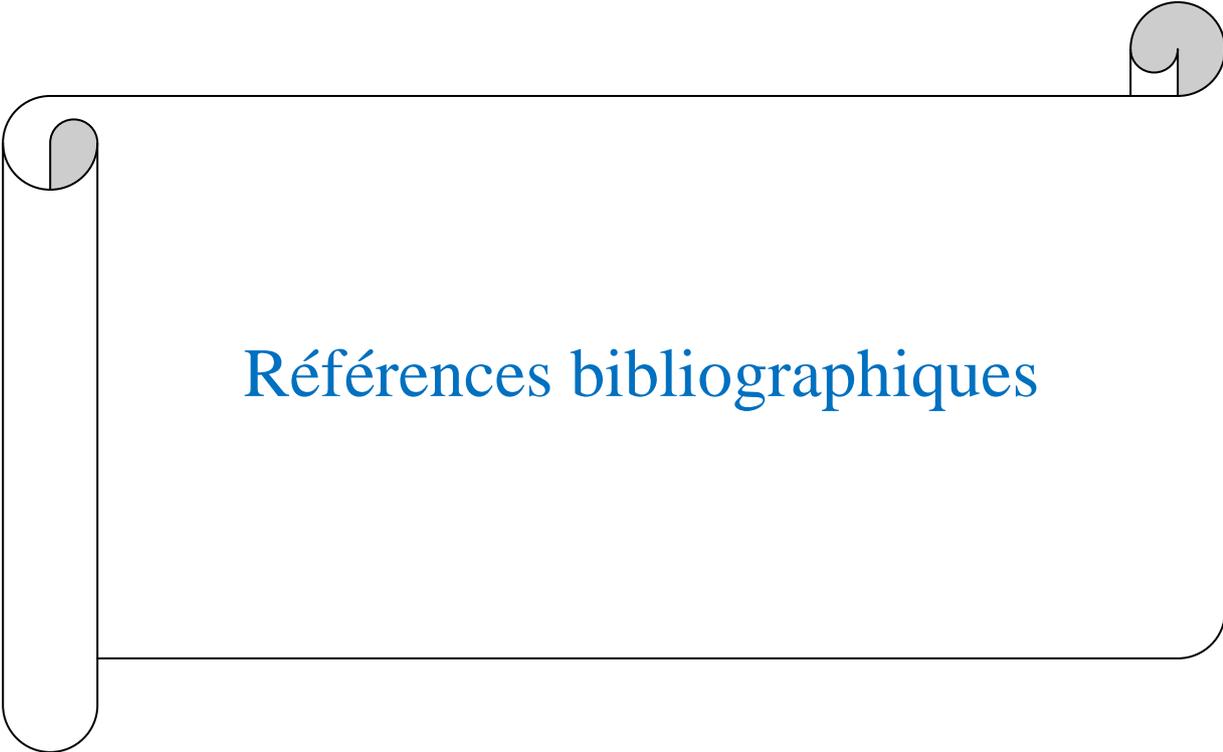
Les minéralisations de ce gîte sont encaissées dans des roches carbonatées intensément fissurées, bréchifiées et dolomitiques. Elles ont été subdivisées en trois ensembles : un ensemble inférieur peu épais (7 m) constitué par des calcaires dolomitiques et des calcaires du type « mudstone », un ensemble moyen d'une soixantaine de mètres d'épaisseur, constitué par des brèches essentiellement dolomitiques et un membre supérieur, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, constitué par des dolomies et des calcaires du type « wackestone » à pellesoïdes, lithoclastes et des bioclastes essentiellement des plaquettes d'Echinodermes et de rares Foraminifères, Lamellibranches et gastéropodes. L'ensemble de ces faciès représentent des roches carbonatées déposées dans un environnement de mer peu profonde de l'époque liasique.

Le gîte de Chaabat El Gherz recèle deux paragenèses minérales. Une première paragenèse polymétallique cupro-barytique sous forme fissurale et géodique, composée de cuivre gris et de ses minéraux carbonatés d'altération (malachite et azurite) et de barytine. Une deuxième paragenèse ferrifère, tardive, sous forme d'amas et de filons. Ces minéralisations ferrifères sont encaissées dans les roches carbonatées du Lias mais il existe d'autres encaissées dans les cipolins du socle kabyle. Les minéralisations encaissées dans le Lias constituent un minerai secondaire composé principalement par des oxydes et hydroxydes de fer (hématite, goethite,

limonites) issu de l'oxydation supergène d'un minerai primaire de nature carbonaté désormais identifié.

Le minerai ferrifère du gîte de Chaabat El Gherz en particulier et du gisement de Sidi Maarouf en général, est de qualité moyenne, ses teneurs en fer sont de l'ordre de 50 %. Les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 , assez faibles voir nulles, traduisent la relative pureté des roches originelles à partir desquelles il s'est formé par substitution hydrothermale. Les teneurs en manganèse sont du même ordre de grandeur de celles des gisements de fer de la région de Tébessa (Ouenza, Boukhadra, Khanguet El Mohad) et de celles des gisements tunisiens (Djerissa, Slata, Hameima) qui sont des gisements sidéritiques formés par substitution hydrothermale de roches carbonatées aptiennes.

L'identification, dans le gîte de Chaabat El Gherz, de la filiation génétique entre les minerais secondaires oxydés et les minerais primaires carbonatés, permet de proposer une genèse similaire à celle des gisements de fer en substitution des roches carbonatées de la frontière algéro-tunisienne. Cependant, des études, notamment géochimiques, sont nécessaires pour contraindre les conditions physico-chimiques dans lesquelles s'est faite la genèse de ces minéralisations.



Références bibliographiques

REFERENCE BIBLIOGRAPHIE

- Abbassene, F. (2016) :** Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne : Secteur de la Petite Kabylie. *Thèse de Doctorat, université de Bretagne Occidentale, 221p.*
- Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D., Monié, P., (2016):** A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114-134.
- Ben Ali, (2007) :** Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du nord de l'Algérie : typologie, pétrologie, cadre géodynamique, et implications métallogéniques. *Thèse de Doctorat d'état, université de l'U.S.T.H.B, Algérie, 195 p.*
- Benlamari, (2015) :** Etude géologique et géochimique de la minéralisation ferrifère et cuprobarytique des massifs carbonatés de Kef Sidi Marouf, Kefderdja et Kefboulehmane, commune de Sidi Marouf (NE Algérie). *Mémoire de Magister, Université de Constantine,*
- Benmebarek, O. et Hafsi, A. (2013) :** Les occurrences à Cu-Ba du massif de Kef Dardja (Jijel-Algérie Nord orientale). Pétrographie des minéralisations et de leur encaissant carbonaté liasique. *Mémoire de Master. L'université de Jijel, Algérie, 51 p.*
- Bouillin J. P. (1977):** Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. *Thèse de Doctorat d'état, université de Paris VI (Pierre et Marie Curie).*
- Bouillin J. P. (1986) :** Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bulletin Soc. Géol. France, 8 (2) 547-558.*
- Bouillin, (1977) :** Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Thèse de Doctorat d'État, (Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), France, 127 figs. 2 pl. h.t., 551 p.*
- Bouillin, J.P (1979) :** La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mem. Soc. Géol. Fr., nouv. Série, t.t VII, n° 135, p. 1-84, 51 Fig., 1 carte h.t.*
- Bouillin, J.P. ; Durand Delga M. ; Gélard J. P., Leikine. M., Raoult J.F., Raymond D., Tefiani M. & Vila J. M. (1970) :** Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *C. R. Acad. Sci. Paris. (D), t. 270, p. 2249-2252.*
- Bouillin, J.-P., Bossière, G., Bourrouilh, R., Coutelle, A., Durand-Delga, M., Gélard, J.-P., Géry, B., Raoult, J., Raymond, D., Tefiani, M., (1984).** Mise au point sur l'âge des socles métamorphiques kabyles (Algérie). *CR Acad. Sci. Paris, 298, 655-660.*
- Boulaouidat, (2015) :** Géologie et Métallogénie des massifs Mcid Aïcha et Kef Sema (NE Algérien). *Mémoire de Magister, Université de Constantine,*
- Bouzenoune, A., (1993):** Les minéralisations périadiapiriques dans l'Aptien calcaire carbonaté de Fer du gisement hématitique de fer de l'Ouenza (Algérie orientale. Doc, Univ Pierre et Marie Curie, Paris II, 207p.
- Bouzenoune, A., et Lecolle, P., (1997) :** Petrographic and geochemical arguments for hydrothermal formation of the Ouenza siderite deposit (NE Algeria). *Mineralium Deposita, vol., 206p.*

- Bouzenoune, A., Rouvier, H. et Thibieroz, J. (1998) :** Legisement de fer de l'Ouenza (Nord-Est Algérien) Relation entre le minerai carbonaté et le mainerai oxydé. Bulletin du Service Géologique National. Vol.9, № 2, pp. 185- 199, 8 fig., 1 tab. 1998.
- Bouzenoune, A., Rouvier, H. et Thibieroz, J. (2006) :** Chronologie relative et conditions de mise en place des minéralisations du massif de l'Ouenza (Algérie NE). Bulletin du Service Géologique National. Vol. 17, № 1, pp. 3-27.
- Bouzenoune, A.; Boufaa, K. et Remoum, K. (2016) :** Lithostratigraphie du lias carbonaté de la région de sidi marouf et description des minéralisations (Fe, Cu-Ba) associées (Jijel, Algérie Nord orientale). *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie n° 19, pp.21 -31,7 Ttg, 2016.*
- Brahimi, N. et Merdji, B. (2013) :** Etude de la minéralisation ferrifère de Kef Sidi Marouf (Jijel-Algérie Nord orientale) .*Mémoire de Master. Université de Jijel, Algérie, 58 P.*
- Cohen, K.M.; Finney, S.C.; Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated):** The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204
- Coiffait, PH-E. (1992) :** Un bassin post-nappe dans son cadre structural : exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). *Thèse Sciences, Univ. Nancy, 87 Fig., p. 5-2.*
- Deleau, (1938) :** Etude géologique des régions de Jemmapes Hammam Meskoutine et du Col des Oliviers. *Thèse Es Sciences (Paris, France), Publication du Serv. de la Carte Géol. de l'Algérie (2".), Bull. n° 14, texte deux vol. et Atlas (Alger, Algérie), 584 p.*
- Djellit, H. (1987) :** Évolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place de nappes de flysch en Petite Kabylie occidentale (Algérie). *Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud, 206 p.*
- Domzig et al, (2006) :** Déformation active et récent, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Univ. de Bretagne occidentale.
- Dunham, R. J. (1962):** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In « *Classification of carbonate rocks* » (W. E. Ham Ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir I, 108-121.*
- Duran-Delga, M.(1952 c) :** Feuille au 50 000° « Sidi Merouane » (n°50), avec notice explicative. Alger, Service de la Carte géologique de l'Algérie.
- Durand-Delga, M. (1955) :** étude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique (Thèse Paris). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2ème Série, stratigr., descriptions régionales, №24, 533 p. Alger.*
- Durand-Delga, M. et Lambert, A (1955) :** Existence d'un flysch schisteux-gréseux tithonique à néocomien aux abords des massifs anciens kabyles. C. R. Somm. Soc.Géol.
- Durand-Delga, M. (1969) :** Mise au point sur la structure du Nord Est de la Berberie. *Pub. Serv. Carte géol. Algérie. N.S. N°39 p. 896 131. Alger.*
- Ehrmann, (1924):** Résumé stratigraphique et tectonique sur la Kabylie des Babors et les régions voisines. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, travaux des collaborateurs, fasc.1, pp. 121-191*
- Ferphos (2006):** Rapport inédit sur les résultats des travaux de forage réalisés en 2005 et ceux projetés en 2006 (gisement Kef Sidi Marouf).
- Folk. R. L. (1959):** Practical petrographic classification of limestones. *Bull. A. A. P. G. 43, 1: 1-39.*

- Gélard, J. P. (1979)** : Géologie du nord-est de la grande Kabylie : un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin. *Thèse Doctorat d'état. Univ. Dijon, 335p.*
- Gélard, J.P. (1969)** : Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch maurétanien (Grande Kabylie). *Bull.Soc. Géol. Fr., (7), t. XI. pp. 676-686, 3 fig., 1pl.*
- Glaçon, J. (1967)**: Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien (Algérie). Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, .*lle Série, Bull. n° 32, 2tomes.*
- Glaçon et Rouvier, (1967)** : Précision lithostratigraphique et stratigraphique sur le « Numidien » de Kroumirie (Tunisie septentrionale). *Bull. soc. Geol. Pr., IX, p. 410-417, 2 fig. Paris.*
- Glangeaud, L. (1932)** : Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger, *Bull. Serv. Carte géol. de l'Algérie*
- Guiraud, R. (1973)** : Evolution post- triasique de l'avant- pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Université de Nice, France 260P.*
- Joleaud, 1912**: Étude géologique de la chaîne numidique des monts de Constantine. *Montpellier, Montone- Sic'ordiet-Vctlentini eds., 9 pl., I carte en couleurs, 438 p.*
- Laffitte R. (1939)** : étude géologique de l'Aurès. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, (2), statat. Descr. région., Bull. n°15, 451 P., Alger.
- Magné, J., Raymond, D., 1972.** Dans le Nord de la Grande Kabylie (Algérie), le Numidien a un âge compris entre l'Oligocène moyen et le Burdigalien inférieur. *CR Acad. Sc., Paris 274, 3052-3055.*
- Mahjoub, Y. (1991)** : Cinématique des déformations et évolution P.T, ante alpine et alpine en petite Kabylie (Algérie nord orientale. Un modèle d'évolution du modèle tellien interne. *Thèse Doc.d'état, USTHB, Alger, 194 p.*
- Manchar, N. (2007)** : Etude comparative de deux gisements de fer en contextes géologiques distincts. Le gisement de Sidi Marouf (Petite Kabylie, Jijel) et de Boukhadra (Monts du Mellègue, Tébessa). Algérie nord orientale. *Mémoire de Magister, Université de Constantine, 135 p.*
- Neumann et Vila, (1967)** : Analyse stratigraphique et structurale de flysch de Penthièvre (Nord de constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr., (7), IX, P.401-409, 4 fig. , 1 pl., Paris*
- Obert, D. (1974)** : Phases tectoniques mésozoïques d'âge anté- cénomaniens dans les Babors (Tell nord-sétifien , Algérien. *Soc. Géol. Fr., (7), XVI, p.171-176, 4 fig., Paris.*
- Ouaar, B. (2009)** : Études géologiques et gîtologiques du gisement de fer de Sidi Marouf (Jijel Algérie Nord orientale). *Mémoire de Magister, Université d'Annaba, 105 p.*
- Ouabadi, A. (1994)** : Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni Touffout et Filfila), Algérie Nord orientale. Thèse de Doctorat, USTHB, Algérie
- Raoult J. F. (1974)**:Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie).*Thèse- Paris. Mém. N°121. Soc. Géol. Fr.162p.*
- Raoult, J .F. (1975)**: Evolution paléogéographique et structural de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). *Bull. Soc. géol. Fr., (7), XVII, P. 394-409, Paris.*

Raoult, J.F. (1969) : Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Coté des Oliviers (Nord du Constantinois. Algérie). *Bull. Soc.Géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 516-543, 2 fig.

Roubault, M. (1934) : La Kabylie de Collo. Etude géologique. *Bull. Soc. Serv. Carte Algérie*, 26ème série, n° 10.

Sonarem (1974):Rapport géologique sur l'activité de prospection pour le minerai de fer dans le secteur Sidi Marouf et extensions (Rapport inédit).

Vila J. M. (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens.*Thèse de doctorat d'état, université Pierre et Marie Curie – Paris VI*, 663p.

Wildi, W. (1983) : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : Structure,Stratigraphie et évolution du Trias au Miocène.*Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*,vol. 24, fasci. 3, pp. 201-297.

REFERENCE DES SITES WEB CONSULTÉS

<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08.pdf>

https://fr.wikipedia.org/wiki/Cuivre_gris

Sites consultés en Juin 2019