

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

جامعة جيجل
Université de Jijel



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



Géo/R.M.G.03/13

كلية علوم الطبيعة والحياة
قسم علوم الأرض والكون

MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du Master 2
Filière : Géologie
Spécialité : Ressources Minérales et Géomatériaux

Thème

**GEOLOGIE DU SECTEUR DE KALAAT CHERACHET ET
CARACTERISATION GITOLOGIQUE DES MINERALISATIONS
FERRIFERES (OUENZA, TEBESSA)
ALGERIE NORD ORIENTALE**

Présenté par : BEDJA Nadjib

Soutenu publiquement le : 18 /09/2013.

Devant le jury composé de :

Président : Mr. OUAAR Belkacem
Encadreur(s) : Mr BOUZENOUNE Azzedine
Examineur(s) : Mr. BELALA Zoheir



Année Universitaire 2012/2013

Résumé

Les minéralisations ferrifères de Kalaat Cherachet sont encaissées dans les roches carbonatées albo-aptiennes du versant W de l'arrête Damous el Hammam du massif de l'Ouenza. Cet ensemble carbonaté fait partie d'une série essentiellement crétacée comprenant du Clansayésien, Albien et Vraconien. Les roches triasiques du secteur sont interprétées comme des reliques d'un ensemble plus vaste extravasé issu du corps triasique central. Des failles orientées NE-SW à E-W affecte indifféremment l'ensemble de ces formations.

Les données de terrain combinées aux travaux de laboratoire (étude pétrographique et métallogénique) et bibliographique de la minéralisation ferrifère du Kalaat Cherachet et de son encaissant carbonaté nous ont permis la mise en évidence d'une superposition de deux paragenèses minérales. Une paragenèse minérale ferrifère représentée par des oxydes et hydroxydes (hématite, goéthite, limonite...) issue de l'altération supergène d'une minéralisation primaire dominée par des carbonates de fer. Une deuxième paragenèse cuprifère représentée par les produits d'altération (malachite) de minéraux de cuivre gris. Ces derniers n'ont pas été identifiés mais ils existent dans les autres quartiers miniers du massif de l'Ouenza. Les minéraux de la paragenèse ferrifère se seraient formés par substitution des calcaires suite à la percolation de ces derniers par des fluides hydrothermaux salins saturés en fer dans et une ambiance thermique moyennement chaude (120 °C).

MOTS CLEFS : Kalaat Cherachet (Ouenza-Tebessa), Calcaires Albo-Aptiens, Diapirisme, Oxydes de fer.

ABSTRACT

Iron-bearing mineralization of Kalaat Cherachet which is part of W Damous el Hammam (Dj.Ouenza) is hosted in carbonates rocks of Aptian -Albian age. of structure monoclinale by faults directed of NE-SW in E-W with one Sorted in shoulder stopped by Vraconien.

The data of ground combined with work of laboratory (petrographic and metallogenic study) and bibliographical of the iron-bearing mineralization of Kalaat Cherachet and of carbonated boxing sound allowed us the description of a superposition of two mineral paragenesis. An iron-bearing mineral paragenesis represented by oxides and hydroxides (hematite, goethite, limonite...) resulting from supergene deterioration of a primary mineralization dominated by iron limestones. A second is a cupriferous paragenesis represented by the products of deterioration (malachite) of grey copper ore minerals. The latter were not identified but they exist in the other mining districts of the solid mass of Ouenza. The minerals of the iron-bearing paragenesis would have been formed by substitution of limestones following the percolation of the latter by saline hydrothermal fluids saturated with iron in and a fairly hot thermal environment (120 C).

KEYWORDS: Kalaat Cherachet (Ouenza-Tebessa), Limestone Aptian-Albian age, Iron oxide, sorted diapiric.

LISTES DES FIGURES ET PLACHES

Figure.I :	Carte de localisation du massif de l'Ouenza et du secteur d'étude (Kalaat Cherachet).....	5
Figure.II.1 :	Carte géologique des confins Algéro-Tunisiens à 1/1000000 (Bouzenoune,1993).....	9
Figure.II.2 :	Coupe lithostratigraphique synthétique des Monts de Mellègues montrant différentes phase d'extrusion du trias diapirique.....	14
Figure.II.3 :	Carte structurale de l'Atlas saharien nord orientale (carte géologique à 1/500000 de Souk Ahras).....	16
Figure.III.1 :	Carte géologique du massif de l'Ouenza montrant les différents flancs, accidents tectoniques ainsi que la position de Kalaat Cherachet (Dubourdiou, 1956 et Bouzenoune, 1993).....	23
Figure.III.2 :	Coupe schématique du massif de l'Ouenza montrant le pendage des couches Albo-aptiennes et leur relation avec le trias diapirique (Carte topographique et géologique d'état-major du Djebel Ouenza, 1947).....	25
Figure.III.3 :	Coupe structral des couches à la fermeture periclinale , ainsi que la position du Koudiat ez Zerga (Bouzenoune, 1993).....	27
Figure.III.4	Coupe géologique du flanc renversé NW (Bouzenoune, 1993).....	29
Figure.IV.1	Cartes géologiques des formations encaissant la minéralisation (Dubourdiou, 1956 et ORGM, 2012).....	30
Figure.IV.2	Colonnes stratigraphiques selon les sondages SKC-1, SKC-2 et SKC-3 des formations carbonatés encaissant la minéralisation (ORGM, 2012).....	36
Figure.IV.3 :	Coupe géologique montrant le dispositif des couches aptiennes	37
Figure.V.1 :	Cartes de l'emplacement des différents corps minéralisés et leurs morphologies (Google Earth, 2013 et ORGM, 2012).....	41
Figure.V.2	Diagrammes montrant les variations géochimiques au sein des minéralisation ferrifères de Kalaat Cherachet-Ouenza (ORGM, 2013).....	48
Figure.V.3	Diagrammes binaires montrant les variations géochimiques des teneurs dans les différents corps ORGM, 2013).....	49
Figure.V.4	Evolution en profondeur des teneurs de quelques éléments chimiques à travers les données du sondage SKC-1 (ORGM, 2013).....	49
Figure.V.5	Evolution en profondeur des teneurs de quelques éléments chimiques à travers les données du sondage SKC-2 (ORGM, 2013).....	52

PLANCHE.IV.1 : Aspect microscopiques des calcaires encaissant la minéralisation.....	32
PLANCHE.IV.2 : Aspect microscopiques des calcaires encaissant la minéralisation.....	33
PLANCHE.V.1 : Morphologie des corps minéralisés.....	45
PLANCHE.V.2 : Aspect macroscopiques et microscopiques des minéralisations.....	46

TABLE DES MATIERES

Résumé/Abstract.

LISTES DES FIGURES ET PLANCHES

CHAPITRE I : GENERALITES

I.1-Introduction générale.....	2
I.2- Aperçu Géographique.....	3
I.3- Travaux antérieurs.....	3

CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

II.1- Cadre lithostratigraphie	8
II.1.1- Le Mésozoïque.....	8
II.1.1.1- Le Trias.....	8
II.1.1.2- Le Jurassique.....	8
II.1.1.3- Le Crétacé.....	9
II.1.1.3.1- Barrémien.....	9
II.1.1.3.2- Aptien.....	8
II.1.1.3.3- Albien.....	10
II.1.1.3.4- Vraconien.....	11
II.1.1.3.5- Le Cénomanién.....	11
II.1.1.3.6- Le Turonien.....	12
II.1.1.3.7- Le Coniacien.....	12
II.1.1.3.8- Le Santonien.....	12
II.1.1.3.9- Le Campanien.....	12
II.1.1.3.10- Le Maastrichtien.....	12
II.1.2- Le Cénozoïque.....	12
II.1.2.1- L'Eocène.....	12
II.1.2.2- L'Oligocène.....	13
II.1.2.3- Le Miocène.....	13
II.1.2.4 – Le Pliocène.....	13
II.1.2.5 – Le Quaternaire.....	13
II.2- Tectonique.....	15
II.2.1-La subsidence.....	15
II.2.2- Le plissement et fracturation.....	15
II.2.3- le diapirisme.....	15

II.2.4. les fossés d'effondrement.....	16
Conclusion.....	16

CHAPITRE III : CONTEXTE GEOLOGIQUE LOCALE

III.1- La lithostratigraphie.....	19
III.1.1-Le Trias.....	19
III.1.2- L'Aptien.....	19
III.1.2.1- Les marnes de Sainte Barbe.....	19
III.1.2.2- Les calcaires de l'Ouenza.....	20
a. Les Calcaires à polypiers.....	20
b. Les Calcaires à Miliolites et Rudistes.....	20
c. Les Calcaires à débris d'organismes.....	20
III.1.2.3- Les marnes de Koudiat et Tabaga.....	21
III.1.3- L'Albien.....	21
III.1.4- Vraconien.....	21
III.1.5- Cénomaniens.....	23
III.1.6- Turonien.....	23
III.1.8- Paléogène.....	23
III.1.7- Miocène.....	23
III.1.8 Pliocène-Quaternaire.....	23
III.2- Cadre tectonique.....	23
III.2.1- La structure du massif de l'Ouenza.....	23
III.2.1.1- la terminaison periclinale.....	24
III.2.1.2- Les flancs renversés.....	24
III.2.1.2.1- L'arrête SE.....	25
III.2.1.2.2- L'arrête NW.....	25
III.2.2- Le diapir de l'Ouenza.....	27
III.2.3- Le fosse d'Ouled Bou Ghanem (O.B.G).....	27

CHAPITRE IV : GEOLOGIE DU SECTEUR DE KALAAT CHERACHET ET PETROGRAPHIE DE L'ENCAISSANT DES MINERALISATIONS

IV.2- La géologie de Kalaat Cherachet et pétrographie des roches encaissantes.....	29
IV.1.1- Les formations triasiques.....	29
IV.1.2- L'Aptien.....	29
IV.1.2.1- Le membre moyen (Calcaire à Miliolites et Rudistes).....	29

IV.1.2.2- Le membre supérieur (Calcaire à débris d'organisme).....	31
IV.3.1.2- Clansaysien.....	33
IV.1.4- L'Albien.....	34
IV.1.5- Le Vraconien.....	34
IV.1.6- Cénomaniens.....	34
IV.1.7- Quaternaire.....	34
III.2.2- Tectonique succinct.....	37

CHAPITRE V : ETUDE DE LA MINERALISATION

V.1- Morphologie des corps minéralisés.....	39
V.2- Relation minéral-encaissant carbonaté.....	39
V.3- Pétrographie et minéralogie des minéralisations.....	43
V.3.1- Description du minéral oxydé.....	43
IV.3.3- Description des minéraux de gangues.....	44
V.4- Géochimie.....	47
V.4.1- Données globales relatives aux saignées de surface.....	47
V.4.2- Données géochimiques selon les différents corps minéralisés	50
V.4.3- Evolution des teneurs en profondeur à travers les données de sondage.....	50
V.5 Genèse de la minéralisation.....	53
CONCLUSION GENERALE.....	55
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	56

AVANT PROPOS

Au terme de ce modeste travail, tout d'abord je tiens à remercier le bon Dieu de m'avoir donné le courage, la hargne et la patience de continuer sur cette thématique malgré que les conditions ne sont pas favorables (que ce soit au niveau pédagogique ou bien au laboratoire de Génie Géologique « matériels archaïques, colle est périmée, absence de microscope, le manque de poudres abrasives voir inexistante».....).

Je tiens à exprimer ma gratitude à **Mr. Aouli (PDG-ORGM)** sans lui ce mémoire ne verras pas le jour, sans oublier l'administration de l'O.R.G.M que ce soit à Boumerdes ou bien l'antenne de Tébessa, et aussi tous les travailleurs de cette sociétés (**Guedroudj. Z, Hanouti. L, SID ALI et HANNI**).

Je remercie toutes ma famille pour son soutien morale et matériels dans l'aboutissement de ce mémoire.

Un grand merci aux enseignants du Master Ressource Minérales et Géomatériaux de l'université de Jijel pour m'avoir donné tout leur savoir avec modestie et sans hésitation : **Mr. Bouftouha, Mr. Baghdad, Mr. Boukaoud, Mr. Bouzenoune(encadreur), Mr. Lekoui, Mr. Kessasra, Mlle. Ouaddah...etc...**, et aussi une grande reconnaissance au chef du département des sciences de la terre et de l'univers **Mr. Ben Zayed**, qui m'as facilité la tâche en me mettant à la disposition les moyens dont il dispose.

Enfin, je tiens à exprimer mes salutations à tous mes collègues, amis pour leurs soutiens...

MERCI.

« Si l'on te décerne des louanges, c'est que tu ne suis pas ta propre vie, mais celle d'un autre. »

NIETZSCHE. F

CHAPITRE I : GENARALITES

I.1- Introduction générale

L'Atlas saharien nord oriental est un domaine très vaste caractérisé par une densité de gisements et d'indices miniers relativement plus élevée par rapport aux autres domaines (tellien, flyschs, socle métamorphique...) de l'Algérie septentrionale. De ce fait il a fait l'objet de nombreux travaux de recherche, de prospection et d'exploration à caractères fondamental et appliqué ayant pour objectif une meilleure connaissance de la région dans la perspective de découverte de nouvelles potentialités minières.

En effet, cette région frontalière, avec les gisements de l'Ouenza et de Boukhadra, a depuis longtemps constitué la principale source en minerai de fer nécessaire pour le fonctionnement de l'usine sidérurgique d'El Hadjar de Annaba. Or, les réserves de ces deux gisements sont en voie d'épuisement, il est devenu par conséquent, impérativement nécessaire de faire de nouvelles prospections afin de mettre en évidence de nouveaux gîtes dans cette région pour alimenter le marché de cette ressource stratégique pour l'économie du pays.

Dans cette perspective, un nouveau front de recherche a été récemment (2012) ouvert par l'Office de Recherche Géologiques et Minières (ORGM) sur le secteur dit Kalaat Cherachet. Cette localité est située sur le flanc NW de l'arrête de Damous el Hammam (flanc NW du Djebel Ouenza) administrativement rattachée à la commune de l'Ouenza (fig.I.1.C).

C'est dans l'objectif de mettre en évidence de nouvelles minéralisations ferrifères hématitiques dans le secteur de Kalaat Cherachet, que nous avons entamé ce travail en vue de mieux connaître la géologie et les minéralisations de ce secteur et de déceler les « métallotectes » qui la contrôlent.

Ainsi pour la réalisation de cet objectif, nous avons scindé cette contribution sur deux grands axes :

- un axe géologique qui consiste d'une part à l'identification des contextes géologiques régional et local (lithostratigraphie et structure) et d'autre part en l'étude de la pétrographie de l'encaissant des minéralisations.

- un axe gîtologique visant à caractériser les minéralisations ainsi que leur relation avec l'encaissant et les mécanismes de leur mise en place.

I.2- Aperçu Géographique

Le djebel Ouenza se trouve à proximité de la frontière algéro-tunisienne, à 70 Km au Nord du chef lieu de la wilaya Tébessa et 40 Km au SE du Souk-Ahras (fig.I.1). De son pic qui culmine à 1288 m d'altitude, il domine vers le sud un vaste plateau semi-aride d'où émergent les massifs semblables de Mesloula au SW, de Bou Khadra au S et Boujaber au SE. Notre secteur d'étude se situe sur le flanc nord-ouest du Djebel Ouenza, d'une superficie de 204,7635 ha, à des altitudes avoisinant les 700 à 900 m (fig.I.1.C).

Le flanc NW du massif est caractérisé par un relief très accidenté, avec la présence d'une forêt de pin d'Alep dense, à cela s'ajoute le dépôt Quaternaire qui couvre les formations antérieures. Ainsi, la tâche du travail sur ce secteur (coupes géologiques, description de faciès, échantillonnage...etc..) est très difficile voir impossible dans la plupart des cas.

Le climat de la région est de type continental semi-aride caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers froids avec une pluviométrie moyenne de 100 à 300 mm/an. La végétation est représentée par des peuplements de pins d'Alep, du Cactus, Halfa, du figuier et l'olivier.

Du point de vu cours d'eaux. Le réseau hydrographique de la région est peu développé. Il est constitué de l'Oued Mellègue et Oued El Kseub qui convergent à quelques kilomètres de la frontière et se déversent dans la localité de Medjerda (Tunisie). Les autres, constituent des chevelus asséchés à longueur d'année et ne coulent qu'à la faveur des crues.

I.2- Travaux antérieurs

Les premières exploitations minières dans la région de l'Ouenza dateraient de l'époque numide où les autochtones exploitaient le cuivre. A l'arrivée des romains l'exploitation à été développée dont témoignent les puits et galeries dans les quartiers Douamis et Hallatif.

La présence de la minéralisation a été signalée en 1875. Les travaux de prospection et évaluation ont été poursuivis jusqu'à 1921, date de la mise en exploitation de la mine de l'Ouenza par la France coloniale. Dans la même période des études partielles, à caractère minier, stratigraphique, paléontologique et structural, ont fait l'objet de publications.

Les travaux de L. David et G. Dubourdiou (1956) ont aidé considérablement à la compréhension de la structure du gisement et de la région de l'Ouenza. Pour G. Dubourdiou (1956), les formations de l'Aptien sont constituées par un puissant amas de calcaire récifaux



Figure.I.1- Cartes de localisation du massif de l'Ouenza et du Kalaat Cherachet (Sources ; Google Earth). **A-** Localisation régionale du secteur d'étude. **B-** principaux massif carbonatés riches en fer dans la partie algérienne (Ouenza, Boukhadra et Mesloul). **C-** Localisation de Kalaat Cherachet dans le massif de l'Ouenza (1 : Koura Ouenza, 2 : Kalaat Souda, 3 :Merah el Maiz, 4 :Kahkouh, 5 : Douamis).

surmontant des calcaires à huitres et recouverts à leurs tours par des calcaires gris noirs à orbitolines et huitres à intercalation marneuses.

En 1969, M. Madre s'est orienté vers la préoccupation métallogénique, et a signalé la présence de polypiers en position de vie, et envisage la formation syngénétique des sidérites de l'Ouenza. En 1976, Thibiéroz publia son étude pétrographique sur la région, qui signale que les formations aptienne sont subdivisées en trois unités.

En 1979, J. P Masse et J. P Thieuloy, dans une étude de l'Aptien sud-Constantinois, apportent quelques précisions concernant la paléogéographie des formations carbonatées de l'Ouenza et parlent pour la première fois de plate-forme carbonatée à caractère régional.

J.P Masse et F. Chikhi-Aoumeur (1980), donnent une subdivision de la série aptienne similaire à celle de J. Thibiéroz et M. Madre (1976).

Récemment, A. Bouzenoune (1993), dans une étude des carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza, utilise les mêmes subdivisions de la série aptienne que celle invoquée par J. J. Thibiéroz et M. Madre (1976) et J.P Masse et F. Chikhi-Aoumeur (1980) pour ses différents travaux. Il conclut que la minéralisation s'est mise en place selon un modèle génétique similaire à celui des gisements de type MVT.

Depuis 1993, une nouvelle hypothèse surgit à propos du Trias diapirique (Dubourdiou, 1956, 1959. Thibiéroz et al. 1976. Bouzenoune 1993, et Bouzenoune et al. 1995) comme étant un glacier de sel sous marin Albien (Vila, 1993. Vila et al. 1994, 1996).

Toutes ses études s'accordent sur le fait que ces séries calcaires aptiennes subissent d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs qui rendent les comparaisons au sein du même massif très difficile.

En 1986-1987, sur la demande de Ferphos, un groupe d'expert de l'E.R.E.M, composé de M. Houfani et al. Ont réalisé une expertise des réserves existantes à l'Ouenza et Bou Khadra. Les réserves ainsi calculées sont en augmentation de 5% par rapport aux précédents. Ce groupe d'expert ont recommandé des travaux de prospection dans les horizons profonds de Chagoura, Douamis, Kalaat Souda (Nord de Kalaat Cherachet), Koura Ouenza, Merah el Maiz et Kahkough (fig.I.1.C).

En 1985-1987, il y a reprise des travaux de prospection par l'E.R.E.M (Maksiak et al) sur les secteurs recommandés par Kostine et Tikhomirov (1978) sur le secteur Kalaat Souda, et ils ont estimé 9,3 Mt en catégorie B+ C1+ C2...etc...

En 1993, Kouzouline a effectué la réinterprétation des données des travaux de Maksiak (1987) sur les flancs de gisement de l'Ouenza et Djebel Ledjbel, et a recommandé la perspective de recherche dans le secteur Cherachet et Djebel Ledjbel.

En 2012, l'ORGM débute ses travaux de recherche préliminaire sur la minéralisation ferrifères (Hématite-Limonite) dans le secteur Cherachet et Djebel Ledjbel.

CHAPITRE II- CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Les Monts du Mellègue font partie de l'Atlas Saharien nord oriental qui se poursuit en Tunisie par l'Atlas Tunisien. Il est constitué d'échelons plissés orientés du SW vers NE comprenant ; les Monts des Kseurs, le Djebel Amour, les Monts de Ouled Naïl, les Aurès et les Monts des Mellègues.

Les principales formations géologiques qui affleurent dans la région de l'Ouenza sont d'âge Mésozoïques et Cénozoïques. La région est dépourvue des formations Paléozoïques et de toutes manifestations magmatiques néogènes en surface.

II.1- Cadre lithostratigraphique

Les Monts du Mellègue dont fait partie le massif de l'Ouenza, se caractérisent par des séries sédimentaires autochtones plissées et déformées allant du Mésozoïque au Quaternaire (fig.II.1). Elles ont été étudiées par Dubourdieu (1956), Masse et Thieuloy (1976), Madre et Thiebiéroz (1976) Chikhi et Mammam (1980), ainsi que des rapports internes de L' ORGM.

II.1.1- Le Mésozoïque

Les formations du Mésozoïque sont constituées de sédiments du Trias et du Crétacé.

II.1.1.1- Le Trias

Ce sont les formations les plus anciennes rencontrées dans la région. Elles sont constituées de faciès continental, lagunaire et évaporitique déformés, bréchifiés et entremêlés.

En affleurement le faciès le plus rencontré est celui des marnes gypsifères, de couleur verdâtre et violacé et parfois blanchâtre renfermant des blocs de dolomies et dolomies stratifiées (entre Safiet Gueltet el Mourra et Metegui Narou au NE de l'Ouenza), grès micacés, cargneules, ophites et du quartz noir bipyramidés (Dubourdieu, 1956).

L'âge de cette formation est fait par analogie à celle du Dj. Chettaba près de Constantine, et sa puissance dépasse vraisemblablement 700 m (Dubourdieu, 1952) (fig.II.2).

II.1.1.2- Le Jurassique

Le jurassique n'est pas observable dans la région de l'Ouenza, mais des calcaires dolomitiques à Radiolaires en fragments de quelques mètres de puissance typiquement jurassienne ont été signalés dans le Trias (fig.II.2).

II.1.1.3- Le Crétacé

II.1.1.3.1- Barrémien

Les formations du Barrémien affleurent exclusivement dans les parties centrales de certains anticlinaux soulevés à Djebel Harraba et Djebel Ledjbel. Elles sont constituées de bas en haut par des calcaires, dolomies, grés et argilites. Il existe aussi au village Sidi Emmbarka (Tunisie), un faciès à marnes grises jaunâtres intercalées de 1 m par de calcaires à huîtres, et on les trouve gréseux à Sidi R'gheiss et Mesloulou. La puissance de cet étage est de 200 m (fig.II.2).

II.1.1.3.2- Aptien

Les terrains aptiennes comprennent les formations du Bédoulien, Gargasien et Clansaysien (Dubourdieu, 1956 ; Masse et Thieuloy, 1979 et J.P Masse et Chikhi, 1982). Ils peuvent être subdivisés en deux faciès distincts : terrigène et calcaire organogène (fig.II.2).

Le faciès terrigène est constitué par de grandes masses de marnes grises parfois jaunâtres, de marnes argileuses et sableuses en intercalation avec des calcaires gréseux ou argileux. L'épaisseur de cette étage varie du NE vers le SW, il est important dans la région de Harraba où on a relevé une puissance de 565 m alors qu'à Ouenza et Bou Khadra respectivement de 10 et 35 m (Dubourdieu, 1956).

Ces formations sont caractérisées par un hétérochronisme, c'est-à-dire la même formation est datée à l'Aptien inférieur (Gargasien) à Mesloulou et Ouenza alors qu'elle est du Clansaysien à Bou Khadra (Masse et Thieuloy, 1979).

Le faciès à calcaire organogène présente d'importantes masses lenticulaires en intercalation avec le faciès précédent. Il renferment beaucoup de fossiles tels que les foraminifères (Miliolites, Orbitolines) des polypiers (Madrépores), des algues, des Bivalves (Rudistes). L'épaisseur de cette formation est d'une vingtaine de mètres au SE de Harraba, 400 m au Pic de l'Ouenza et diminue vers les fronts et les limites de cet anticlinal, elle est de 600 m à Dj. Bou Khadra, 250 m à Dj. Ledjbel et 450 m à Dj. Boudjaber (Dubourdieu, 1956).

Le clansaysien est représenté par des marnes à intercalation de bancs de calcaires et calcaires gréseux riche en Ammonite observé dans les flancs ouest et est du massif d'Ouenza (secteur Kalaat Cherachet et zone de Kahkouh jusqu'à Chagoura sud) ainsi que la fermeture périclinale au SW où il présente une puissance de 195 m (Kalaat et Tebaga). A Djebel Boukhadra elle est de l'ordre de 110 m, 140 m à Djebel Hameimet, 175m à Djebel Def.

II.1.1.3- Le Crétacé

II.1.1.3.1- Barrémien

Les formations du Barrémien affleurent exclusivement dans les parties centrales de certains anticlinaux soulevés à Djebel Harraba et Djebel Ledjbel. Elles sont constituées de bas en haut par des calcaires, dolomies, grés et argilites. Il existe aussi au village Sidi Emmbarka (Tunisie), un faciès à marnes grises jaunâtres intercalées de 1 m par de calcaires à huîtres, et on les trouve gréseux à Sidi R'gheiss et Mesloulou. La puissance de cet étage est de 200 m (fig.II.2).

II.1.1.3.2- Aptien

Les terrains aptiennes comprennent les formations du Bédoulien, Gargasien et Clansaysien (Dubourdiou, 1956 ; Masse et Thieuloy, 1979 et J.P Masse et Chikhi, 1982). Ils peuvent être subdivisés en deux faciès distincts : terrigène et calcaire organogène (fig.II.2).

Le faciès terrigène est constitué par de grandes masses de marnes grises parfois jaunâtres, de marnes argileuses et sableuses en intercalation avec des calcaires gréseux ou argileux. L'épaisseur de cette étage varie du NE vers le SW, il est important dans la région de Harraba où on a relevé une puissance de 565 m alors qu'à Ouenza et Bou Khadra respectivement de 10 et 35 m (Dubourdiou, 1956).

Ces formations sont caractérisées par un hétérochronisme, c'est-à-dire la même formation est datée à l'Aptien inférieur (Gargasien) à Mesloulou et Ouenza alors qu'elle est du Clansaysien à Bou Khadra (Masse et Thieuloy, 1979).

Le faciès à calcaire organogène présente d'importantes masses lenticulaires en intercalation avec le faciès précédent. Il renferment beaucoup de fossiles tels que les foraminifères (Milioles, Orbitolines) des polypiers (Madrépores), des algues, des Bivalves (Rudistes). L'épaisseur de cette formation est d'une vingtaine de mètres au SE de Harraba, 400 m au Pic de l'Ouenza et diminue vers les fronts et les limites de cet anticlinal, elle est de 600 m à Dj. Bou Khadra, 250 m à Dj. Ledjbel et 450 m à Dj. Boudjaber (Dubourdiou, 1956).

Le clansaysien est représenté par des marnes à intercalation de bancs de calcaires et calcaires gréseux riche en Ammonite observé dans les flancs ouest et est du massif d'Ouenza (secteur Kalaat Cherachet et zone de Kahkouh jusqu'à Chagoura sud) ainsi que la fermeture périclinale au SW où il présente une puissance de 195 m (Kalaat et Tebaga). A Djebel Boukhadra elle est de l'ordre de 110 m, 140 m à Djebel Hameimet, 175m à Djebel Def.

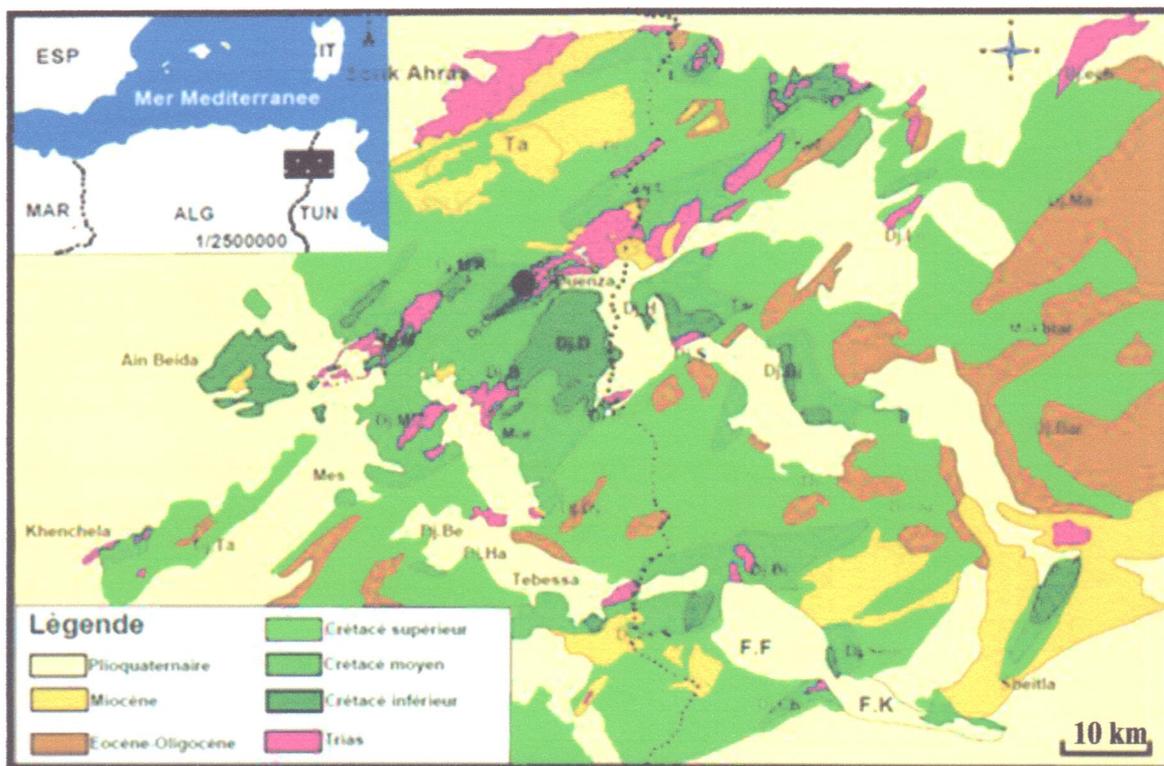


Figure.II.1- Carte géologique des confins Algéro-Tunisien à l'échelle 1/1000000 (extraite de Bouzenoune, 1993).

Abbreviations: Dj.T; Djebel Takrouna, Dj.O; Djebel Ouesta, Dj.ech; Djebel ech Cheid, Dj.L; Djebel Ledjbel, Dj.M ; Djebel Massouge, Dj.Lo ;Djebel Lorbeus, Dj.M'K ;Djebel M'hirga, Dj.H ; Djebel Hameima, Dj.M ;Djebel Masloula, Dj.D ;Djebel Def, Dj.S ;Djebel Slata, Dj.Dj ;Djebel Djerissa, Dj.B ;Djebel Boukhadra, Dj.Bar ;Djebel Barbou, Dj.M'Z ; Djebel M'Zouzia, Dj.B.J ;Djebel Bou Jaber, Dj.Ou ;Djebel Oust, Dj.Ta ;Djebel Tafrennt, Dj.Be ;Djebel Belkfif, Dj.Ha ;Djebel Hameimat, Dj.Dy ;Djebel Dyr, Dj.Bi ;Djebel Birena, Dj.es S ;Djebel es Sif , Dj.Sem ;Djebel Semmama, Dj.Ch ;Djebel Chambi- Ta ;Taoura, Tad ;Tadjrouine, Mor ;Morsott, Mes ;Meskiana, Th ;Thala- F.K ;Fossé de Kesserine, F.F ;Fossé de Foussana. ● Localisation du secteur d'étude (Kalaat Cherachet).

II.1.1.3.3- Albien

L'Albien inférieur et moyen sont constitués par des marnes souvent très argileuses jaunâtres caractérisées par des *Haplophrgmoides* (Ammonites) pyriteuses localisées à Açaaba el Beïda (quelques kilomètres au SE de l'Ouenza), des Bélemnites, et aussi des nodules phosphatés dans de petits bancs de calcaires gréseux au sommet de cette série (SW de l'Ouenza). La puissance de cette série est de 260 m à la fermeture périclinale du SW de

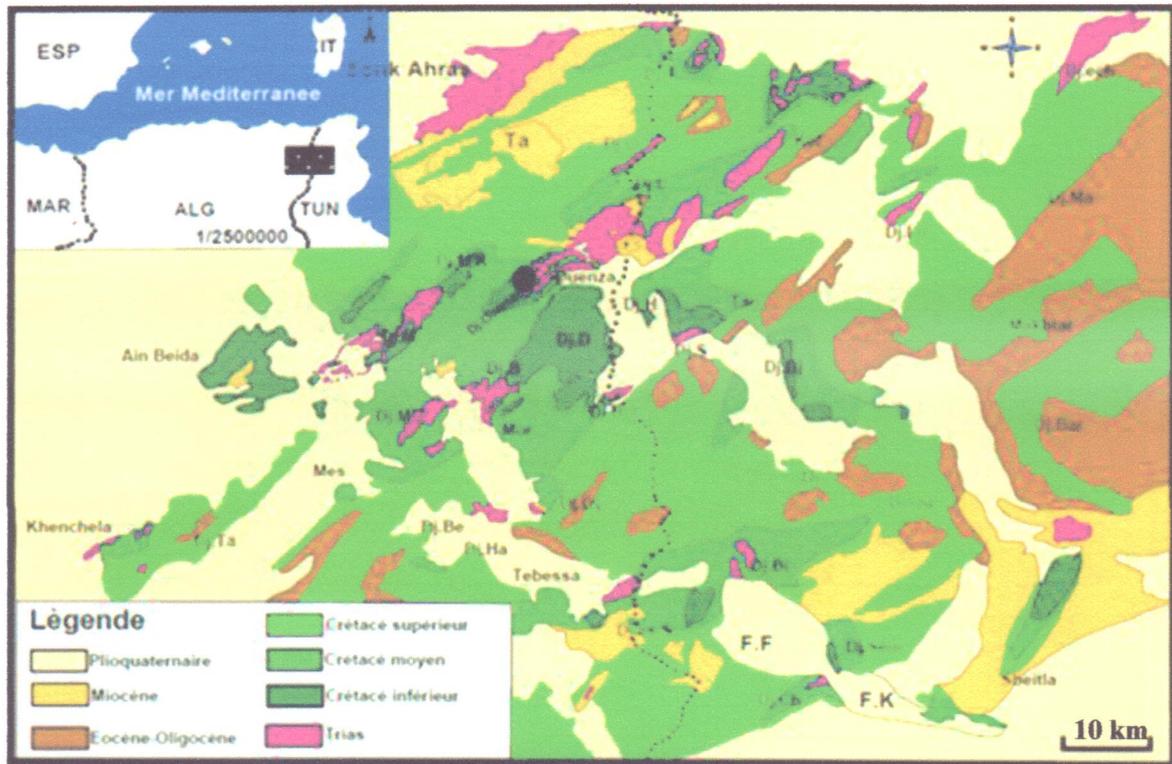


Figure.II.1- Carte géologique des confins Algéro-Tunisien à l'échelle 1/1000000 (extraite de Bouzenoune, 1993).

Abbreviations: Dj.T; Djebel Takrouna, Dj.O; Djebel Ouesta, Dj.ech; Djebel ech Cheid, Dj.L; Djebel Ledjbel, Dj.M ; Djebel Massouge, Dj.Lo ;Djebel Lorbeus, Dj.M'K ;Djebel M'hirga, Dj.H ; Djebel Hameima, Dj.M ;Djebel Masloula, Dj.D ;Djebel Def, Dj.S ;Djebel Slata, Dj.Dj ;Djebel Djerissa, Dj.B ;Djebel Boukhadra, Dj.Bar ;Djebel Barbou, Dj.M'Z ; Djebel M'Zouzia, Dj.B.J ;Djebel Bou Jaber, Dj.Ou ;Djebel Oust, Dj.Ta ;Djebel Tafrennt, Dj.Be ;Djebel Belkfif, Dj.Ha ;Djebel Hameimat, Dj.Dy ;Djebel Dyr, Dj.Bi ;Djebel Birena, Dj.es S ;Djebel es Sif , Dj.Sem ;Djebel Semmama, Dj.Ch ;Djebel Chambi- Ta ;Taoura, Tad ;Tadjrouine, Mor ;Morsott, Mes ;Meskiana, Th ;Thala- F.K ;Fossé de Kesserine, F.F ;Fossé de Foussana. ● Localisation du secteur d'étude (Kalaat Cherachet).

II.1.1.3.3- Albien

L'Albien inférieur et moyen sont constitués par des marnes souvent très argileuses jaunâtres caractérisées par des *Haplophrgmoides* (Ammonites) pyriteuses localisées à Açaaba el Beïda (quelques kilomètres au SE de l'Ouenza), des Bélemnites, et aussi des nodules phosphatés dans de petits bancs de calcaires gréseux au sommet de cette série (SW de l'Ouenza). La puissance de cette série est de 260 m à la fermeture périclinale du SW de

l'Ouenza, 245 m à Boukhadra, 320 m dans la région de Def, 195 m dans l'anticlinal de Sidi Emmbarka et 290 m dans la région de Hameima (Dubourdiou, 1956).

A l'Albien supérieur on rencontre des calcaires sublithographiques noirs très riches en Bélemnites avec alternance des marnes calcareuses.

La puissance de cette série varie entre 206 m à Dj. Def , 244 m à Dj. Hameima, plus de 100 m au Srassif el Berrouguia flanc SE de l'anticlinal de Sidi Emmbarka. 175 m à Dj. Bou Khadra et 116 m au SW du Dj. l'Ouenza. L'ensemble de l'albien inférieur, moyen et supérieur ont une épaisseur d'ordre de 400 à 600m (fig.II.2).

II.1.1.3.4- Vraconien

Il s'agit d'un ensemble de sédiments assez homogènes qui se caractérisent par des formations marno-argileuses constituées de marnes finement stratifiées et d'argilites marneuses avec intercalations des calcaires marneux et argiles sableux. Les fossiles sont représentés par des traces d'Ammonites sur des petites plaquettes de calcaires (fig.II.2).

Au SW du massif de l'Ouenza, elles débutent par des barres calcareuses qui deviennent par la suite marneuses et NE sa base est un niveau conglomératique et ensuite prend l'allure du calcaire comme au SW. La puissance totale de cette série est entre 480 à 600m (Dubourdiou, 1952).

II.1.1.3.5- Le Cénomani

Durant cet étage, le même type de sédimentation se poursuit avec une série très épaisse de marnes verdâtres et parfois jaunâtres à veinules de calcite fibreuses. L'épaisseur de cette série varie entre 750 à 1100 m, avec 900 m de puissance au SW de l'Ouenza (les environs de Dj. Krorza) et 1100 m dans la région de Dj. Hameima (Dubourdiou, 1956).

II.1.1.3.6- Le Turonien

Il est caractérisé par des formations de calcaires compacts de couleur noir, gris clair avec intercalation à la base de marnes et se termine à sa partie sommitale par des calcaires gréseux et des marnes. Les fossiles sont très rares seules les Oursins et Ammonites qui sont difficilement identifiables (Dubourdiou, 1956).

L'épaisseur de cette étage varie entre 160 à 250 m, elle est de 190 m à Dj. Khorza WNW du Dj. Ouenza, 250 m à Ain Chenia (aux alentours de Bou Khadra) et 125 m à Gouirat Ladiab (N du Dj. Hameïma).

II.1.1.3.7- Le Coniacien

Il est surtout daté par sa position entre des calcaires du Turonien et de petites intercalations de calcaires argileux à ammonites (*Taxanites* sp). Il est représenté par 270 à 280 m de marnes gris bleu contenant quelques bancs calcaires à débris de coquilles d'Inocérames vers l'W de l'Ouenza, cette formation devient de plus en plus épaisse jusqu' à atteindre 490 m vers le Sud de l'Ouenza. Et encore en la trouve à l'W de la Table du Jugurtha atteignant probablement les 1500 m (Dubourdiou, 1956).

II.1.1.3.8- Le Santonien

Il est essentiellement composé par des marnes argileuses gris bleu sur une épaisseur de 600 m avec toutefois quelques intercalations calcaires.

II.1.1.3.9- Le Campanien

Il est représenté par des marnes argileuses gris verdâtre et jaune gris à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur puissance varie de 200 à 600 mètres.

II.1.1.3.10- Le Maastrichtien

Il est marqué par des calcaires blancs bien lités, d'environ 60 mètres d'épaisseur, recouverts par une très forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150 m) ces dernières admettent à leur base quelques intercalations de calcaires. L'épaisseur totale de ses formations avoisine les 260 m (Dubourdiou, 1956). Le régime sédimentaire au Campanien supérieur et au Maastrichtien, indique toujours la continuité des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond et de mer chaude avec une prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux.

II.1.2- Le Cénozoïque

II.1.2.1- L'Eocène

Des calcaires à silex et d'autres à Nummulites caractérisent l'Eocène inférieur et moyen près des périmètres des Monts de Mellègue. Leur puissance est de 200 mètre

II.1.2.2- L'Oligocène

Jusqu'à présent aucune étude géologique n'a permis de divulguer la présence des formations Oligocènes dans la région des Monts du Mellègues. D'après Dubourdiou (1956), la lithologie de cet étage est de type continental qui a disparu à cause de la transgression de la mer miocène.

II.1.2.3- Le Miocène

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent transgressivement sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grès dont l'épaisseur peut atteindre 1000 m. A leur base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapiriques (fig.II.2).

II.1.2.4 – Le Pliocène

Il est à noter qu'aucun dépôt pliocène ou pléistocène ancien n'a été observé dans la région. Selon Dubourdiou (1956), ce phénomène serait à mettre en relation avec une surrection régionale suivi d'une érosion intense à cette époque. Ces formations quaternaires anciens constituent la plus grande partie du comblement du fossé d'effondrement Morsott-Tébessa.

II.1.2.5 – Le Quaternaire

Il est présenté par des formations continentales diverses. On distingue de plus anciens au plus récent (fig.II.2) : la croute calcaire résultant de l'évaporation d'eau chargé de calcium, les cailloux et poudings, les éboulis et brèches, les terraces alluviales et limons très récents.

Stratigraphie		Lithologie	Epaisseur	Description	
CENOZOIQUE	QUATERNAIRE		⑥ 10-30	Dépôt clastique d'origine continentale	
	NEOGENE	Miocène	⑤ 10-150	Conglomérats à ciment calcaire, grès, marnes, galets et élément du Trias.	
	PALEOGENE	Eocène	200	Calcaire à silex contenant des Nummilites.	
MEZOZOIQUE	CRETACE	Maastrichtien	250-300	Calcaire bien lité crayeux gris clair, en intercalation avec des marnes et argiles.	
		Compiègnien	500-600	Marnes argileuses gris foncées et des calcaires dans la partie moyenne et supérieure.	
		Cont-Sauv.	500-600	Marne argileuse grise et grise bleuâtre. Des bancs de calcaires argileux dans la partie moyenne intercalant les marnes	
		Turonien	180-250	Calcaire en bancs de teinte grise foncée à noir	
		Cenomanien	900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises en alternance calcaire argileux. Au sommet des bancs de calcaire.	
		③ 500-600	Marnes et marnes argileuses en intercalation avec des calcaires marneux.		
	JURASSIQUE	LIEPERRIEN	Albien	175-1350	Marnes grises et noir dans la partie supérieure avec des minces intercalations de calcaire
			② 100-200	Marnes grise, gris-jaunes en alternance avec des calcaires et calcaires gréseux	
			① 300-600	-Faciès terrigène ; marnes argileuse avec intercalation des marnes sableux et grès calcaire. -Faciès carbonaté ; calcaire organo-détritiques, bioclastes, ooclastique et interclastes.	
		BARRÉMIEN	④ 500-600	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure.	
			① <250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure.	
			JURASSIQUE		Marnes gypsifères bariolées avec parfois des grès en intercalations. De la dolomie et marnes-dolomitiques.
TRIAS		<700			

Figure.II.2- Colonne lithostratigraphique schématique des monts du Mellègue (D'après les descriptions de : Dubourdiou, 1956, 1959 ; David, 1956, Fleury, 1969 ; Madre, 1969, Thibieroz et Madre, 1976 ; Chikhi, 1980 et Vila et al, 2000. In Sami, 2004, légèrement modifiée).

II.2- Tectonique

Les phénomènes tectoniques fondamentaux qui ont contribué à l'élaboration de l'histoire géologique des Monts du Mellègue sont (fig.II.3) : la subsidence, les plissements des séries sédimentaires suivant l'axe la direction atlasique NE-SW, le diapirisme des formations triasiques, la création des fossés d'effondrement orientés NW-SE à E-W.

II.2.1-La subsidence

L'accumulation des sédiments depuis le Barrémien jusqu'à la fin du Crétacé a atteint une puissance de 4000 à 5000 m. Cette épaisse accumulation, implique nécessairement, selon la bathymétrie de la région qui n'a pas dépassé une centaine de mètres, une subsidence active tout au long des processus de dépôt. Dès l'Aptien, le degrés de subsidence est perturbé par l'activité diapirique des formations triasiques qui a produit des hauts fonds de directions NE-SW, et permis la formation des amas de calcaire tels que ceux de l'Ouenza, Bou Khadra, Harraba...etc.

II.2.2- Le plissement et fracturation.

La région des confins Algéro-Tunisiens est caractérisée par un ensemble de plis anticlinaux et synclinaux à grands rayons de courbure dont l'ossature est assurée par les niveaux calcaires de la plate-forme pour Masse et al (1979,1982) et calcaire récifal pour Dubourdiou (1956) et Madre (1969). La direction de ces plis est atlasique (fig.II.3), suivant une fermeture périclinale à chaque extrémité et un léger changement de direction. Ces plis sont interrompus par des accidents SE- NW qui bordent les fossés d'effondrements (Bouzenoune, 1993).

Au cours de la formation des anticlinaux, les roches carbonatées se sont fracturées suivant plusieurs failles qui ont résulté du plissement. Ces fracturations ont un rejet maximum de 200 m au niveau du Pic de l'Ouenza ; là elles mettent en contact l'Albien et l'Aptien mais le rejet s'annule au niveau de terminaisons périclinale SW du Djebel. Cette orientation est soulignée par *de très nombreuses fractures qui parcourent le massif de l'Ouenza en se relayant.*

II.2.3- Le diapirisme

La géologie de l'Atlas saharien nord oriental est marquée par de nombreux pointements de masses d'évaporites triasiques de direction atlasique mis en place par l'halocinèse (Perthuisot, 1978; in Bouzenoune, 1993). Plusieurs phases de percement diapiriques (Aptien, anté-Vraconien, Sénonien, Lutétien et Miocène) qui ont provoqué le remaniement du matériel triasique ainsi que la variation d'épaisseurs et de faciès. Le Trias diapirique a joué un grand rôle

dans l'évolution tectono-sédimentaire de la couverture surincombante de la région (fig.II.3). Cependant, la nature diapirique de certains affleurements des évaporites triasiques de la région a été remise en question (Vila et al., 1996 et autres). En effet, pour J.M Vila et al (1993, 1996 et 2001), les formations évaporitiques observées en surface sont originaires d'un vaste glacier de sel albien à matériels triasiques resédimentés.

II.2.4- Les fossés d'effondrement

Les fossés d'effondrement sont les témoins d'une activité distensive de direction NE-SW, ce qui les a orientés perpendiculairement aux contraintes (NW-SE à E-W). Leur genèse est très discutée. Pour les uns (Dubourdiou et al, 1956 ; Madre, 1978), ils résultent d'une activité tectonique poste-miocène. Comme le démontre le fossé de Ouled Bou Ghanem et de Tebessa-Morsott. Pour les autres (Bismuth, 1973 ; Chihi et al 1984 et 1991 ; Ben Ayed et al,1990 ; *in* Bouzenoune,1993), ces grabens débutent au cours de la distension du Crétacé et atteignent leur apogée au Miocène (Aquitaniens-Tortonien). Comme le démontre les travaux de SONATRACH (Sondage SB-1, AMK-1) à limite Est des Monts du Mellègue sur la feuille 123 et 124 (Khenchela-Ouenza), où la profondeur du graben dépasse les 3 Km contenant des formations d'âge Barrémien-Pliocène (Chevneine et al, 1989). En surface, ces fossés montrent un remplissage constitué par des dépôts récents (graviers, limons). L'ampleur d'effondrement est difficile à estimer dans la plupart des cas.

Conclusion

Les Monts du Mellègue sont le résultat d'une évolution tectono-sédimentaire ou le diapirisme polyphasé a joué un grand rôle dans l'organisation qualitative (nature des faciès) et quantitative (épaisseurs) des séries sédimentaires. Cette activité, au départ « halocinétique », a complètement déformé les formations du Crétacé inférieur (Albo-Aptien) en les renversant, cassant les faciès durs et éliminant ou bien éjectant les moins durs. La période du Miocène a connu la formation des plissements et celle Plio-quadernaire l'achèvement de l'effondrement des grabens.

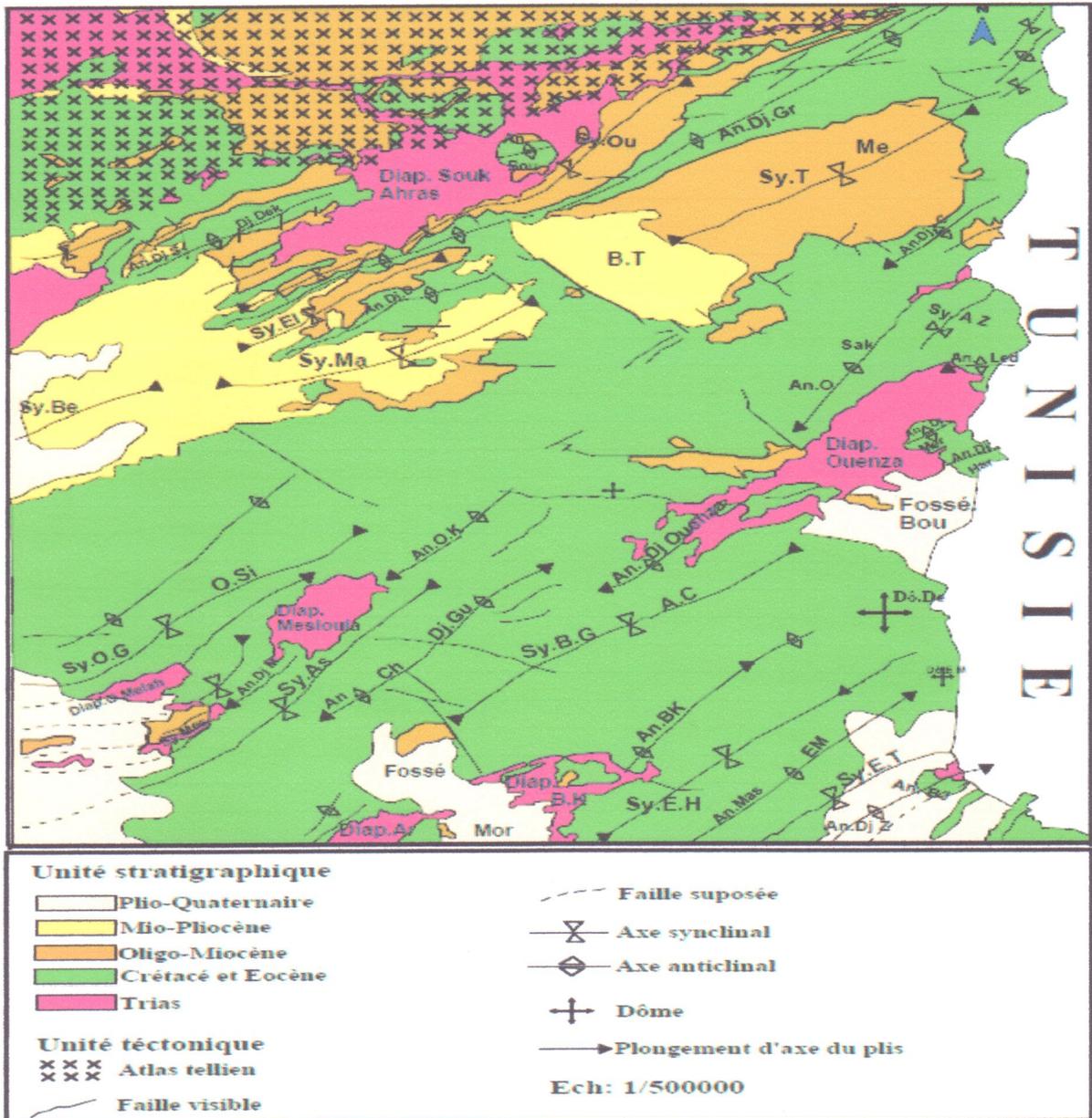


Figure II.3- Carte structurale de l'Atlas saharien nord oriental (Source : carte géologique de Souk Ahras 1/500000). **Abréviations :** An.Dj.Gr ; anticlinal de djebel Grouch, An.Dj.C ; anticlinal du djebel Chousha, An.Bou ; anticlinal de Bou Kebch, An.O ; anticlinal de Ouasta Sakiet, An.Led ; anticlinal du djebel Ledjbel, An.Dj.S et Dj.Dek ; anticlinal de djebels Serau et Dekma, An.Dj.D ; anticlinal du djebel Derroum, An.Dj.Mer ; anticlinal du djebel Merridef, An.Dj.Har ; anticlinal du djebel Harraba, Ant.O.K ; anticlinal du Oued Kebarit, An.BK ; anticlinal de Boukhadra, An.Mas.EM ; anticlinal de Massida El Meridj, An.BJ ; anticlin de Bou Jaber, An.Dj.Z ; anticlinal de djebel Zitouna, An.Dj.M ; anticlinal du djebel Mesloula, Ant.Ch.Dj.Gu ; anticlinal de Chebka djebel el Guelb- Sy.T ; synclinal de Taoura, Sy.Ou ; synclinal de Ouled Berrich, Sy.El ; synclinal d'El Hauri, Sy.Ma ; synclinal du Madaure, Sy.B.G et A.C ; synclinal de Bled el Gountas et Ain Chnia, Syn.E.H ; synclinal d'El Habud es Smir, Sy.E.T ; synclina d' Oued El Taga, Sy.Be ; synclina de Berrich, Sy.O.G et O.Si ; synclinal d'Oued Guelaa Sissala, Sy.Mes ; Synclinal de Mesloula- Dô.De ; dôme de Def, Dô.Me ; dôme du Meridj- Fossé Bou ; fossé de Ouled Boughanem, Fossé. Mor ; fossé de Morsott.-B.T ; Bassin de Taoura.

CHAPITRE III : CONTEXTE GEOLOGIQUE LOCAL

La mine de l'Ouenza est subdivisée en plusieurs quartiers allant du NE vers le SW. Dans cette partie du chapitre, nous étudierons la lithologie locale qui caractérise le massif de façon générale puis une description détaillée du secteur d'étude (Kalaat Cherachet) dans le chapitre suivant.

Les formations qui constituent le massif de l'Ouenza sont essentiellement d'âge Aptien. Elles sont disposées sous forme d'un anticlinal d'axe de direction atlasique (NE-SW) percé par un Trias diapirique. En aval des flancs NW et SE on rencontre des formations albiennes, alors que dans les plaines ce sont des formations du Vraconien et Cénomano-Turonien, le tout est couvert par le Plio-Quaternaire (fig.III.1).

III.1- La lithostratigraphie

III.1.1-Le Trias

Les formations du Trias affleurent selon trois zones discontinues orientées NE-SW. Une zone centrale et deux zones latérales, l'une au NW et l'autre au SE. Le Trias de l'Ouenza est constitué en surface par des marnes bariolées à gypse, le sel du type Halite n'est observable que grâce au sondage à 100 m de profondeur (Bouzenoune, 1993).

III.1.2- L'Aptien

Selon J.P Masse et F.Chikhi (1982) et Chikhi (1980) l'Aptien est subdivisé en trois formations, de bas en haut :

- La formation dite « marnes de Sainte Barbe ».
- La formation dite « calcaires de l'Ouenza ».
- La formation dite « marnes de Koudiat et Tabaga ».

III.1.2.1- Les marnes de Sainte Barbe

Ce sont essentiellement des marnes finement litées de couleur jaunes à la base et grise (par analogie au Djebel Ledjbel) et au sommet elles contiennent des interlits gréseux à *Misorbitolina* d'une centaine de centimètre d'épaisseur. Leurs puissances ne dépassent pas 30 m avec une concentration sur le flanc SE. Elles sont datées du Gargasien inférieur à moyen par Masse et Thieuloy (1979).

III.1.2.2- Les calcaires de l'Ouenza

Les formations des calcaires de l'Ouenza sont classées en trois membres selon le faciès abondant. L'âge de ces formations est du Gargasien moyen à supérieur.

a. Les Calcaires à polypiers

C'est un faciès à dominance de calcaire à Madréporaire de couleur gris sombres accompagné par des débris à Huitres, Rudistes et Bryozoaires cimenté par ses organismes. Ce faciès se termine par une discontinuité avec des marnes lenticulaires observables surtout sur le flanc NW. La puissance de cette série est entre 20 à Damouss El Hammam et 80 m à Sainte Barbe. Cette disparité d'épaisseur est dû la tectonisation du Trias diapirique et ses extravasions avec ce faciès.

b. Les Calcaires à Miliolles et Rudistes

Les calcaires sont de couleurs gris claires sublithographiques à grains très fins, compactes et très durs à prédominances des Rudistes et Miliolles (surtout à la base) riches en quartz bipyramidés. Ils présentant un maximum d'épaisseur au Pic (200 m) et diminue en allant du SW vers le NE et NW, elle est de 150 m à Chagoura sud, 35 m à Kalaat Douamis 50 m à Koura Ouenza. Cette variation de puissance s'accompagne d'une variation de faciès (Thibièroz et Madre, 1976).

C'est le métallotecte lithologique des minéralisations ferrifères (Dubourdieu, 1956. Madre, 1969, Bouzenoune, 1993).

c. Les Calcaires à débris d'organismes

Ce sont des calcaires gris à gris noir formés par des débris d'Echinodermes, lamellibranches, Polypiers et Algues dans un ciment calcaire. Il existe aussi des faciès marneux de couleur grise et jaunes en intercalation avec les calcaires qui englobent des débris d'Echinodermes, de Bryozoaires et des Bivalves. Ces faciès passent latéralement des marnes à Echinides et Ostreides et des calcaires argileux sombres à Mesorbitolines (J.P Masse et Chikhi, 1982). L'épaisseur moyenne de ce faciès est de 60 m à Sainte Barbe et Chagoura sud (Bouzenoune, 1993).

III.1.2.3- Les marnes de Koudiat et Tabaga

C'est la couverture de la formation des calcaires de l'Ouenza. Leurs âge a été défini d'après J.P Masse et F.Chikhi (1982) au Clansayes. Ce sont des bancs centimétriques de marnes intercalés par des calcaires et des calcaires gréseux à Ammonites. Cette formation affleure au sud du Kahkouh (fermeture periclinale SW) où on rencontre 320 m à dominance marneuse à minces lits de grés ou de la silice, dans lequel il y a *Anthula* et *Acanthoplites*.

Sur le flanc NW, cette formation atteint un maximum de 100 m constitué d'alternances de marnes et de calcaires avec des grés rouillés et rarement ou en localise les ammonites.

Au NE, à Chagoura sud en rencontre marnes et argiles de couleurs gris foncé à aspect shistosé puis une alternance de marnes avec des calcaires gréseux.

III.1.3- L'Albien

L'Albien de l'Ouenza est marqué par une faune benthique dans des zones peu profonde. A l'Albien supérieur, la couverture est percée par le Trias, entraînant le redressement des couches et la complexité des structures (plis évasés, plis en champignon.....), généralement scellées par le Vraconien (Bouzenoune, 1993). Toute en signalant, la présence d'une barre carbonatée sublithographique à *Bélemnites* de couleur gris foncé albienné qui s'individualise dans ce massif. De part et d'autre du Pic (1288m), ces calcaires deviennent plus marneux et vers la terminaison periclinale et présentent la même association microfaunitique de toute la région (ammonites). Leurs puissance et de 500 m.

III.1.4- Vraconien

Il est composé généralement par des marnes à intercalation de calcaire argileux et argilites de 500 à 600 mètres d'épaisseur (Dubourdieu, 1956). Il est transgressif sur le Trias à l'Ouenza (Thibiéroz et Madre, 1976), localisé sur le secteur Kalaat el Menchar (2 à 3 Km W du Pic) et au sud de Kalaat ez Zarga. Avec sa sédimentation marno-argileuse, le Vraconien forme un écran immédiat et un contrôle principal à la minéralisation polymétallique.

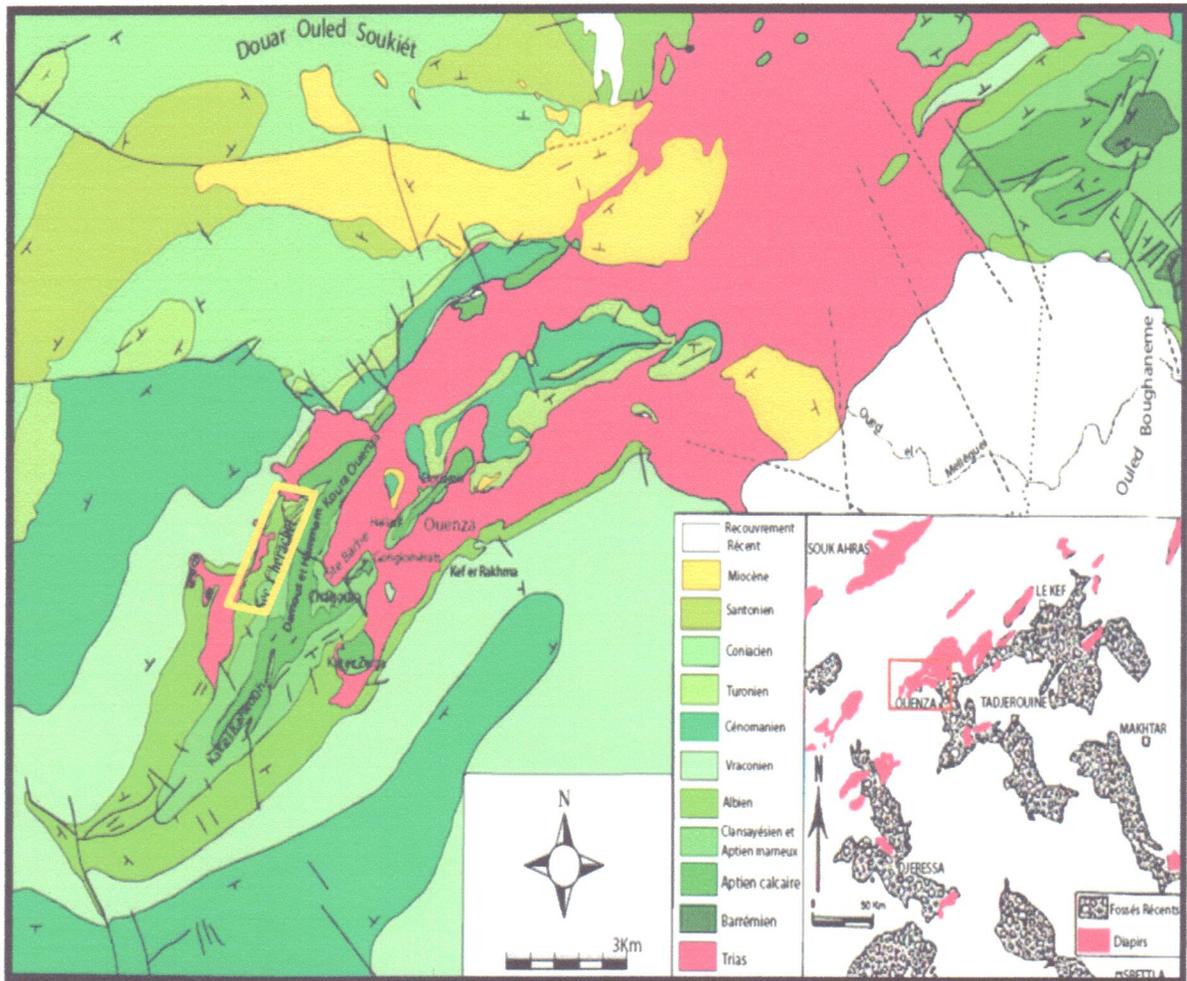


Fig.III.1- Carte géologique du massif de l'Ouenza montrant les différents flancs, accidents tectoniques ainsi que la position de Kalaat Cherachet (rectangle jaune) (d'après Dubourdiou, 1956 et Bouzenoune, 1993. légèrement modifié).

III. 1.5- Cénomannien

Dans le massif de l'Ouenza, une série monotone de marnes argileuses verdâtres s'installe au Cénomannien inférieur. Au Cénomannien moyen, ces marnes admettent diverses intercalations calcaires peu développées avec une faune plus au moins abondante. Au cénomannien supérieur, la sédimentation devient carbonatée. Les formations de cet étage sont localisées au NE du Djebel Ouenza dans la localité de Kalaat el Barnous et Kalaat el Hachana.

III.1.6- Turonien

Le Turonien affleure au Dj. Krorza à 9km à l'WNW du centre minier de l'Ouenza en dehors de la zone diapirique. Il se fait marquer par son changement rapide de sédimentation vers des calcaires compacts donnant lieu à des reliefs accusés. Sa puissance atteint les 200 m.

III.1.8- Paléogène

Il n'existe aucune formation en surface allant du Paléocène jusqu'à la moitié de l'Oligocène sur le massif de l'Ouenza. Cela est dû vraisemblablement à l'arrêt du Nummulitique sur la région (Dubourdiou, 1956).

III.1.7- Miocène

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent transgressivement sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grès (Dubourdiou, 1956 ; Kowalski et Hamimed, 2000). A leur base les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993). La sédimentation à la fin du Miocène indique le début d'une phase de régression. Il est localisé au nord de Djebel el Ouenza ou il atteint une puissance de 1000 m.

III.1.8 Pliocène-Quaternaire

Les sédiments d'âge Pliocène-Quaternaire se sont déposés dans le fossé d'effondrement de l'Ouenza et aussi ils couvrent la majorité des formations. Ils sont formés de croutes calcaires, limons éboulis, cailloutis et de poudingues.

III.2- Cadre tectonique

III.2.1- La structure du massif de l'Ouenza

Le massif de l'Ouenza est un grand pli anticlinal d'orientation atlasique (NE-SW). En plan il peut être subdivisé en quatre zones (fig.III.1) :

- La terminaison péri-anticlinale au SW ;
- Les flancs NW et SE ;
- La zone centrale occupée par les évaporites triasiques ;
- La zone effondrée de Ouled Boughanem au NE.

III.2.1.1- La terminaison périclinale

Le massif de l'Ouenza est un pli anticlinal d'axe orienté NE-SW présentant des fermetures périclinale au NE (Djebel ledjbel) et au SW (Chagoura vers K^t et Tabaga).

A Chagoura, les calcaires aptiens ont un pendage très raide (80°) qui plonge au sud à Chagoura S et vers l'est à Chagoura N, ce qui dessine une forme de fer à cheval (fig.III.1), et entre eux le pendage devient vertical vers le Pic, puis en s'éloignant de celui-ci (Pic) et en allant vers Merah el Maiz, les couches commencent à plonger vers le SW avec des pentes inférieures à 80° (fig.III.2.1). En allant vers l'E et l'W de ce périclinal les formations du Clansayésien-Albien forment une couverture avec des pendages plus doux (50°-60°) que ceux de sa partie centrale (fig.III.2.2).

En s'éloignant de Chagoura vers le SW, à K^t El Kahkouh précisément, le pendage sur ce périclinal diminue progressivement. Effectivement, le pendage des formations aptiennes est de 70° vers le SE alors que les formations Albiennes et Vraconiennes sont d'ordre 45° et 30° pour les marnes du Cénomaniens (Bouzenoune, 1993).

Ce periclinal se caractérise par de nombreux accidents tectoniques qui ont déformé la structure actuelle de ce terrain. Mais les plus importantes sont la faille de K^t ed Dzela, de direction parallèle à l'axe de l'anticlinal (Dubourdiou, 1956). Son effet est l'abaissement des formations au sud de cet accident. En s'enfonçant vers le SW, cette faille change de direction (E-W), et elle est recoupée par un autre accident de direction SSE-NNW comme en témoignent les formations de l'Albien supérieur et du milieu du Vraconien (Dubourdiou, 1956). Une autre faille dite K^t el Kahkouh de direction atlasique recoupe les formations aptiennes (fig.III.1), avec une particularité, c'est qu'elle est minéralisée en Cu-Pb (Dubourdiou, 1956). A cela s'ajoute un autre accident majeur dit faille de Pic (Bouzenoune, 1993), ce dernier a abaissé le compartiment SE (K^t ez Zerga) et l'a détaché du periclinal (fig.III.1).

III.2.1.2- Les flancs renversés

Le flanc SE de l'anticlinal est constitué par l'alignement d'un chapelet de carrière d'où on extrait le minerai de fer (du NE vers le SW on trouve : K^tes Snouber, Douamis, Hallatif, « Conglomérats », Sainte Barbe) ; en raison de l'intérêt économique, il a fait l'objet de plusieurs d'études. Le flanc NW, relativement plus escarpé et moins doté en minerai, s'étend de Damous el Hammam à Koura Ouenza.

III.2.1.2.1- L'arrête SE

Elle est constituée par des formations à prédominance de calcaires aptiens en bancs renversés qui s'étend de S^t Barbe jusqu'à K^tes Snouber sur environ 4 Km. Elle se termine au NE par ennoyage sous les formations triasiques avec une fermeture périclinale à K^t es Snouber. Au SW, elle est limitée par un décrochement sénestre de direction NW-SE entre Chagoura et S^t Barbe .

Sur tout le flanc le pendage est 60-80° NW sur la partie en contact avec le Trias extrusif et diminue progressivement (30-50° SE) en s'éloignant de la charnière vers le SE de cette antiforme (fig.III.2).

La forme de cette arrête est une voute avec un renversement des formations aptiennes au niveau de la charnière. Ce renversement est dû à l'extrusion triasique qui a verticalisé et déformé les calcaires aptiens.

III.2.1.2.2- L'arrête NW

Le flanc NW est constitué par des formations aptiennes renversées à prédominance calcaireuses tout le long du Damous el Hammam (D.H) vers Koura Ouenza, où on note la présence d'une fermeture periclinale. Le pendage est vertical vers le versant E (fig.III.2), puis vers l'autre versant on constate un glissement banc sur banc suite à la rupture de ces calcaires et un adoucissement progressif du pendage qui est de 45° vers NW. Plus au NE, au niveau de Koura-Ouenza (K.O), les formations calcaireuses ont une structure d'une voute avec présence d'une faille qui a abaissé le compartiment de K^t es Souda, ainsi on les trouve recouvertes par les formations déversés du K.O (fig.III.2).

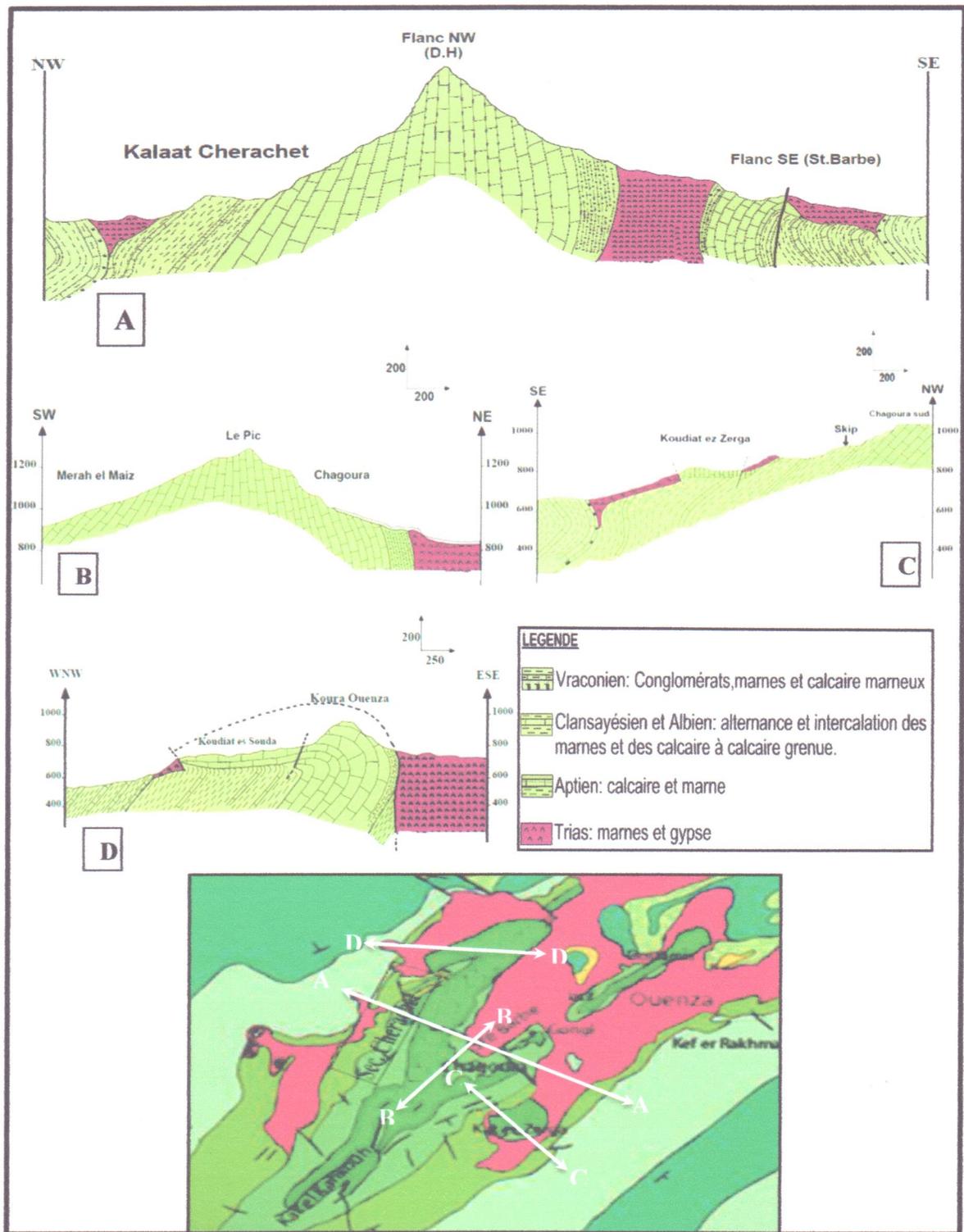


Figure.III.2- Coupes géologiques à travers le massif de l'Ouenza (D'après, Bouzenoune, 1993, modifiées).

A- Coupe NW-SE illustrant la structure du massif de l'Ouenza avec un diapir centrale et deux épaulements d'évaporites extravasées. **B-** Coupe montrant le dispositif des couches à la fermeture périclinale et la variation de leurs pondages. **C-** Coupe montrant le compartiment de Koudiat ez Zerga par rapport à la fermeture périclinale. **D-** Coupe géologique du flanc renversé NW.

III.2.2- Le diapir de l'Ouenza

Les formations du diapir de l'Ouenza sont attribuées au Trias. On rencontre généralement sur le massif des marnes bariolés avec du gypse et rarement des grés, et elles ne sont pas stratifiées.

L'allure générale des masses évaporitique de l'Ouenza est scindée en trois blocs : un diapir central enraciné qui se situe au cœur de l'anticlinal de l'Ouenza (fig.III.1), et deux longues entourant les formations albo-aptiennes (l'une situé sur la partie NW du Djebel Ouenza et qui traverse Kalaat Cherachet (fig.III.1), et l'autre sur la partie SE dans le secteur de Koudiat ez Zerga (fig.III.1)) à matériel évaporitique extravasé. Pour Vila et al (1993,1994 et 2000) les formations des évaporites sont sous forme d'un vaste glacier de sel à matériels triasiques remaniés, alors que pour Dubourdiou (1956) et Madre (1959) il s'agit d'un Trias diapirique avec un enracinement des trois compartiments.

L'activité diapirique a eu des effets sur les formations sédimentaires albo-aptiennes. Parmi ces effets on peut citer : la troncature ou laminage des parties basales, le renversement des couches albo-aptiennes et la fracturation des couches compétentes.

Enfin, le contact du Trias avec les formations aptiennes est souvent tectonique (comme à Chagoura sud et Hallatif), bien que dans la plupart des cas il n'est pas décelable à cause du broyage et de la fragmentation des roches hôtes en contact avec le Trias. Avec l'Albien il est en discordance tectonique, caractérisé par des remplissages des brèches en hématite, baryte et argiles. Le contact Trias-Vraconien est d'origine sédimentaire matérialisé par des conglomérats remaniant des éléments de dolomies triasiques.

III.2.3- Le fosse de Ouled Bou Ghanem (O.B.G)

La formation du graben de l'O.B.G est due au mouvement de la distension NE-SW post miocène créant un fossé allongé selon une direction NW-SE à E-W (Dubourdiou, 1956).

Ce fossé est rempli par des formations du Plio-Quaternaire où on trouve entre autre des limons, croutes calcaires, gravier...etc. Les rejets des accidents bordant le fossé sont de l'ordre de 1500 à 1700 m (Dubourdiou, 1956).

CHAPITRE IV : GEOLOGIE DU SECTEUR DE KALAAAT CHERACHET ET PETROGRAPHIE DE L'ENCAISSANT DES MINERALISATIONS

Dans cette partie nous allons décrire les principales formations géologiques affleurant dans le secteur de Kalaat Cherachet, la lithologie des formations encaissant la minéralisation et donner un aperçu sur la tectonique de ce secteur.

IV.1- Géologie du secteur de Kalaat Cherachet et pétrographie des roches encaissantes

Les principales séries stratigraphiques du secteur sont attribuées au Trias, Crétacé inférieur comprenant essentiellement l'Aptien, l'Albien et le Vraconien et du Quaternaire (fig.IV.1)

IV.1.1- Les formations triasiques

Les formations du Trias affleurant à Kalaat Cherachet constituent le matériel évaporitique extravasé sans enracinement sur lequel le Vraconien transgressif. Il est constitué par des marnes bariolées gypsifères contenant parfois des grès, des ophites et des cargnieuls.

IV.1.2-L'Aptien

Dans le secteur de Kalaat Cherachet, les formations aptiennes rencontrées appartiennent au faciès dit calcaire de l'Ouenza, qui comprend le membre moyen et supérieur

IV.1.2.1-- Le membre moyen (Calcaire à Milioles et Rudistes)

Les calcaires de ce membre ont été recoupés par le sondage de SKC-2 à partir de la profondeur de 96 m. Ces calcaires n'affleurent pas en surface, ils sont recouverts par le remblai de la carrière de Damous el Hammam. Ce membre est essentiellement composé du calcaire lithographique gris clair très dur contenant des vides de dimension ne dépassant pas la dizaine de centimètre remplis par de la calcite géodale. On trouve également de la calcite spathique et des oxydes de fer en remplissage de fracture et joints stylistiques. Ces fissures diminuent en s'éloignant de la zone minéralisée laissant place à une roche saine. Ce calcaire est parfois sous forme de relique ou des petits fragments à l'intérieur du minerai hématitique. Ces reliques impliquent une mise en place des minéralisations par remplacement préférentiel des calcaires de ce membre.

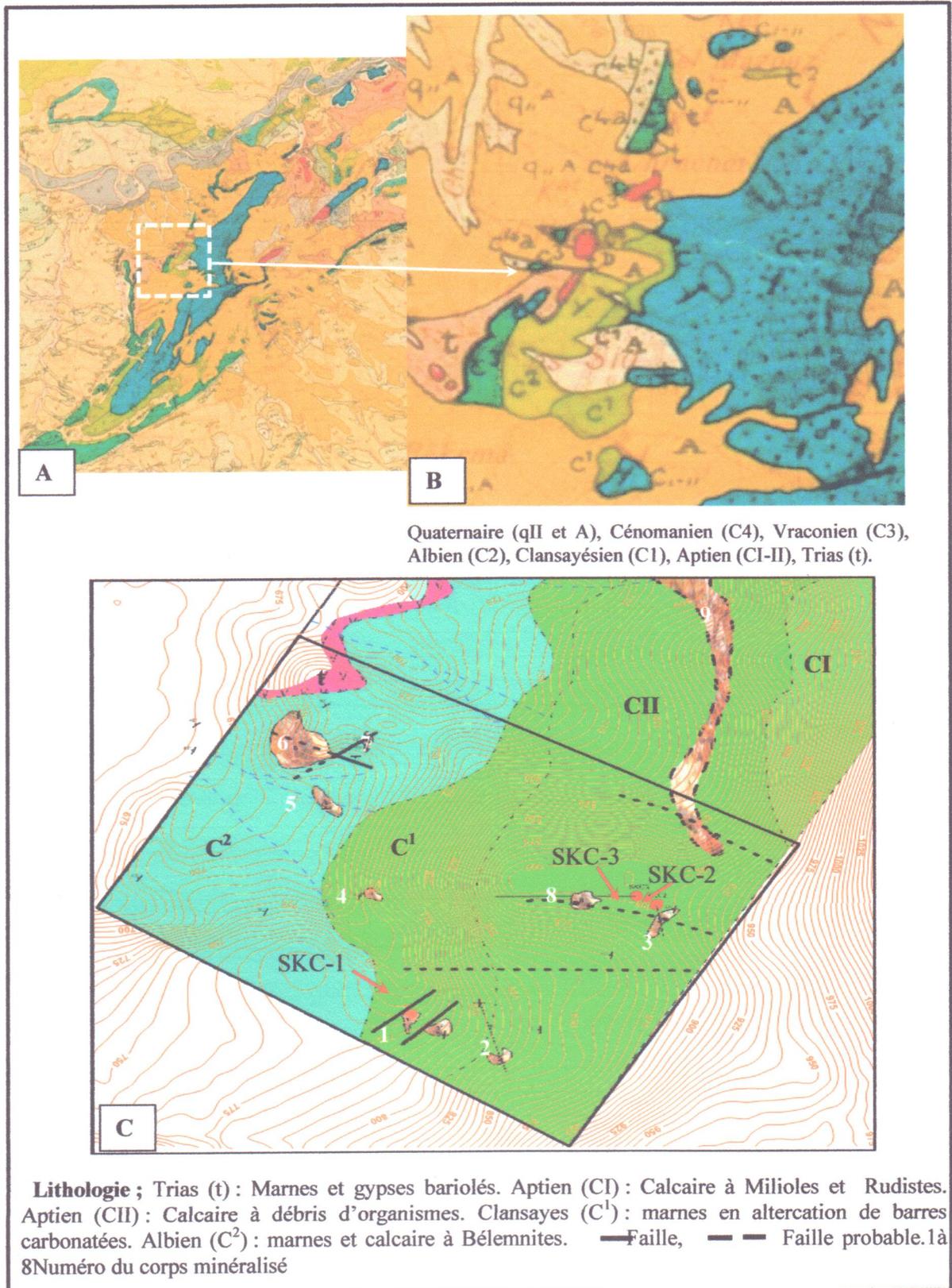


Figure.IV.1- Carte géologiques des formations encaissant la minéralisation.

A- Carte géologique de l'anticlinal de l'Ouzenz (Dubourdiu, 1956). B- Carte géologique de Kalaat Cherachet (Dubourdiu, 1956). C- Carte géologique de Kalaat Cherachet (ORGM, 2013, modifiée)

L'étude microscopique montre que ce sont des biomicrites (Pl.IV.1, ph 1, 2 et 3) contenant des Miliolites et Rudistes, des Orbitolines, des fragments de Foraminifères (bisérié) et d'autres débris d'organismes. Le faciès contient aussi du quartz de néoformation et aussi détritique

Outre ces observations, on assiste au phénomène de dolomitisation (pl.1, ph3). Cette dolomite a favorisé la formation des cavités qui sont ensuite remplis par des oxydes, hydroxydes de fer et de la calcite.

IV.1.2.2- Le membre supérieur (Calcaire à débris d'organisme)

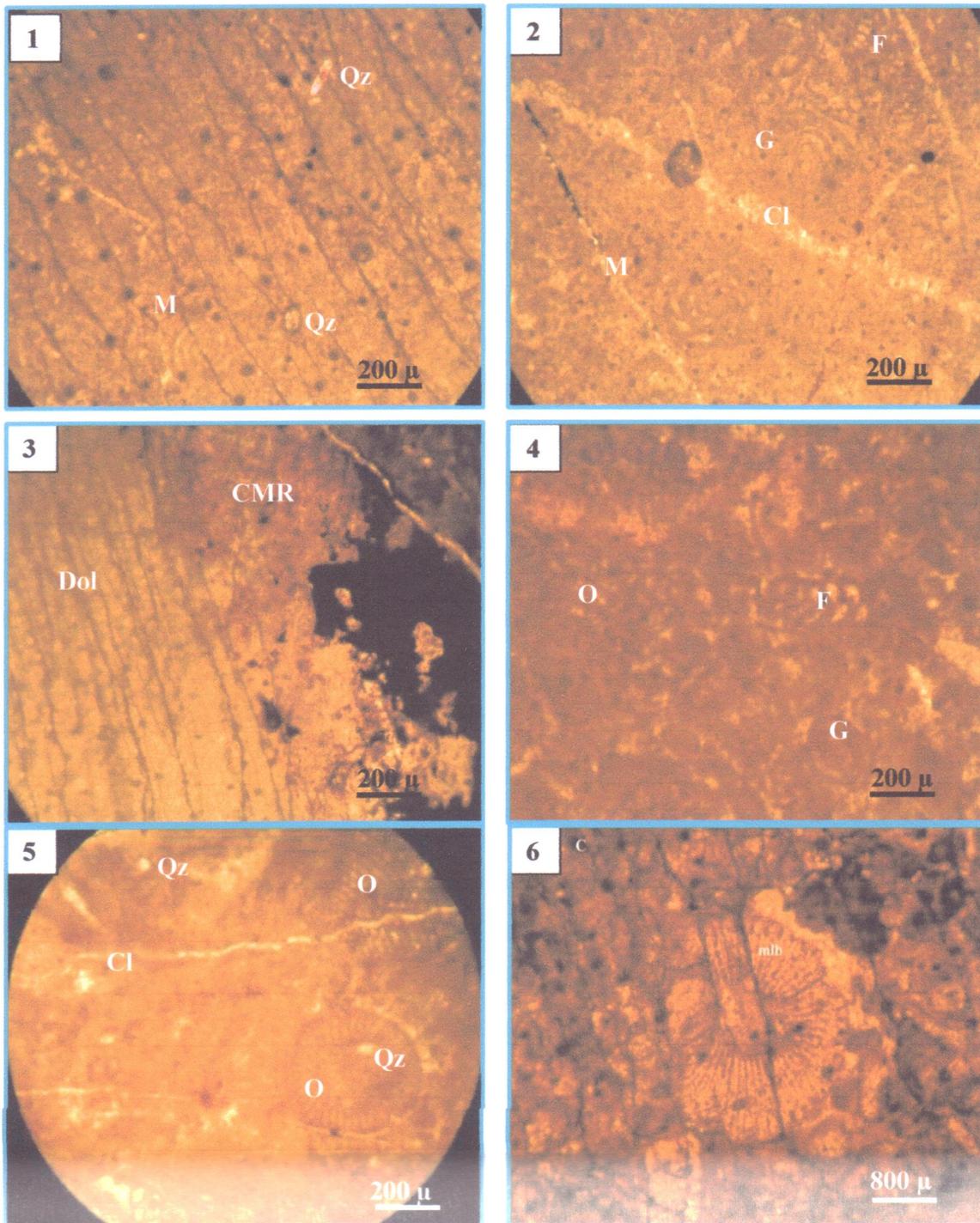
Il s'agit de calcaire gris sombre constitué dans la plupart du temps par des colonies d'orbitolines et de débris d'organismes. On note l'interposition des marnes argileuses parfois oxydés de quelques centaines de centimètres entre ces calcaires. La limite inférieure de ce membre est assez claire, car nous passons de faciès micritique très fin à des faciès typiquement bioclastique. La limite supérieure est constituée d'une grande masse de marnes friables de couleur grise parfois argileuses et oxydées. La puissance totale de ce membre est de 80 m.

L'étude microscopique montre qu'il s'agit de biomicrites et de biosparites contenant des Orbitolines parfois avec des foraminifères, des échinodermes ainsi que du quartz authigène (Pl.IV.1 ; ph 5 et 6.Pl.IV.2 ; ph 4 5 et 6). On trouve également des faciès à pelletes et débris de d'organismes avec un ciment sparitique et micritique. Ces pelletes sont affectés par des stylolites à oxydes et contiennent du quartz de néoformation (Pl.IV.2, ph 1 et 2).

IV.1.3- Clansayésien

C'est un faciès à dominance de formation terrigène. On assiste à des marnes sombres très friables en alternances des barres calcareuses et du calcaire gréseux de couleurs gris sombres de quelques mètres d'épaisseurs (fig.IV.1). A la limite avec l'aptien les marnes sont argileuses. En s'éloignant de la limite avec l'Aptien les marnes sont Alternées par quelques bancs des calcaires noirâtre à faune varier, et du calcaire gréseux de couleurs gris foncé et à la patine rouillé contenant des fossiles tels que les Crustacé.

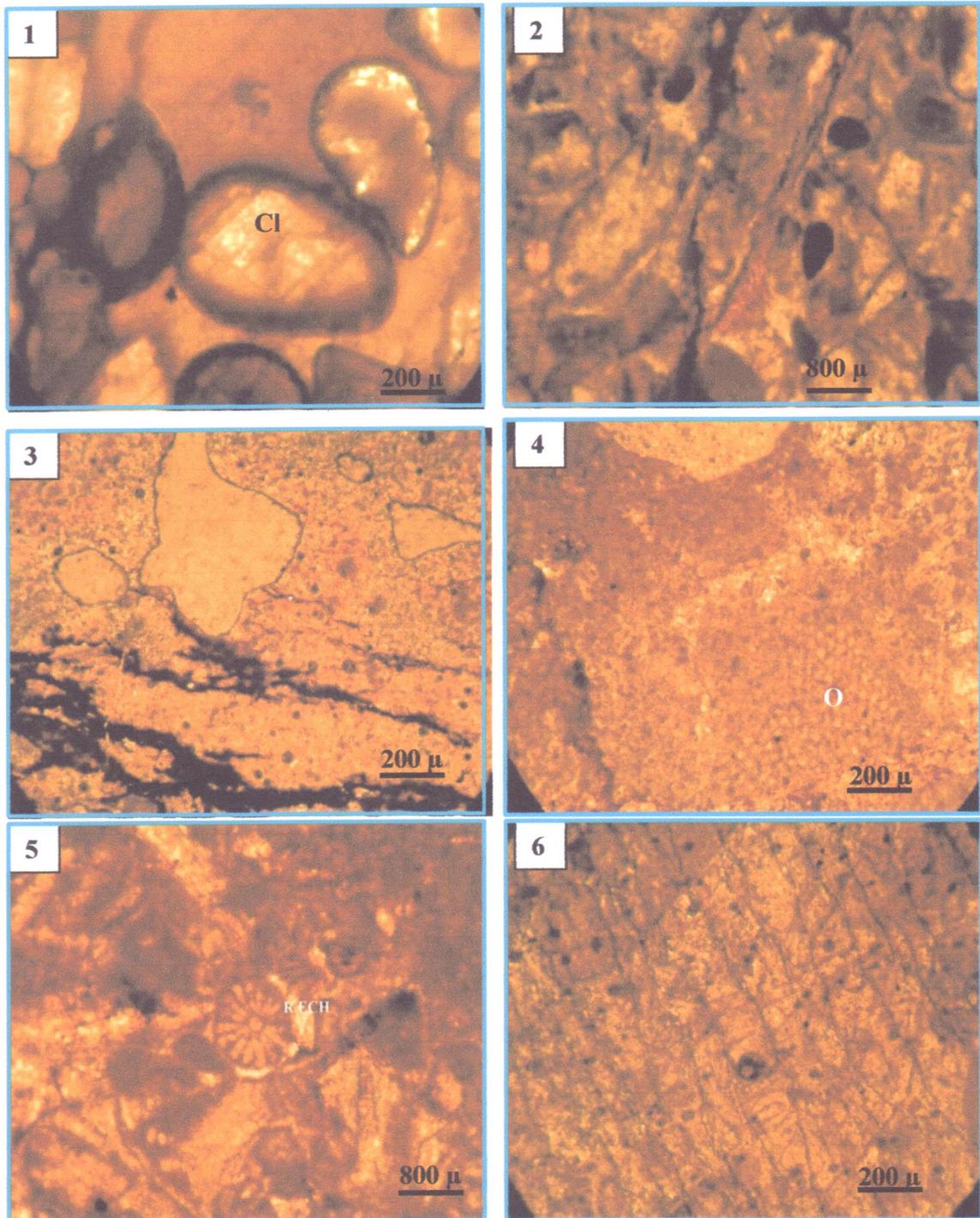
PLANCHE IV.1



LEGENDE DU PLANCHE IV.1 (en L.N)

Photo.1- Calcaire fracturé biomicrites à Miliolae (M) et Globigérines avec la présence du quartz (Qz) bipyramidés en sections hexagonales et allongées. **Photo.2-** Biomicrites à Miliolae (M) et Globigérines parfois effacés, affectés par des fissures à remplissage de calcite spathique (Cl). **Photo.3-** front irrégulier entre la dolomite (Do) et le calcaire micritique à Miliolae et Rudistes (CMR). **Photo.4-** Biomicrites à Globigérines (G) et Bisériés (F) avec des fantômes d'Orbitolines (O) et autres débris d'organismes. **Photo.5-** Orbitolines (O) en sections longitudinale et axiale contenant du quartz (Qz) bipyramidés et détritiques. Des fantômes de Miliolae et des fissures calciques (Cl) affectent la « matrice » micritique. **Photo.6-** Calcaires à mélobésiés (mlb) et débris d'organismes dans un ciment micritique.

PLANCHE IV.II



LEGENDE DE LA PLANCHE 2 (en L.N)

1- Calcaire pelsparites à débris d'organismes (Coraninacé, mélobésiers, débris d'échinodermes, lamellibranches). Parfois il présente des grains de Quartz automorphes de néoformation. Les peletoides sont ferrugineux à cœur calcique automorphe. 2- Calcaire à ciment micritique contenant des algues rouges (Al) et débris d'organismes affectés par des fractures en remplissage d'oxydes de fer. 3- Calcaire sparitique recoupé par des fissures remplies par de la minéralisation ferrifère.. 4- Calcaire micritique à orbitolines avec la présence d'autres foraminifères bisériés et des sections axiales de radioles d'échinodermes. 5- Biomicrites à débris d'organismes et radioles d'échinidés (R.ECH). 6- Calcaire présentant des fantômes d'organismes affectés par des fractures.

A la limite supérieure en contact avec l'Albien, il s'agit d'un faciès riche en Ammonite, Bélemnites et rares foraminifères

Au microscope (Laboratoire ORGM) : Elles montrent que ce sont des calcaires gréseux très fins à matrice carbonatée cryptocristalline à quartz bipyramidal de 50 µm et de rares fossiles. La puissance de ce faciès est approximativement 100 m.

IV.1.4- L'Albien

L'Albien se subdivise en trois (03) étages : inférieur, essentiellement marneux ; moyenne composé de calcaires sublithographiques de couleur grise à Bélemnites intercalé par des marnes et supérieure, contenant des marnes en alternances avec des calcaires à Ammonites qui présente une particularité avec la présence du phosphate (Dubourdiou, 1956).

IV.1.5- Le Vraconien

Le Vraconien est constitué par des marnes contenant des barres métriques de calcaires et calcaires argileux (Dubourdiou, 1956).

IV.1.6- Cénomanién

Le Cénomanién inférieur est constitué de marnes argileuses verdâtres. Au Cénomanién moyen, ces marnes admettent diverses intercalations calcaires peu développées avec une faune plus au moins abondante. Au Cénomanién supérieur, la sédimentation devient carbonatée (Dubourdiou, 1956).

IV.1.7- Quaternaire

Le quaternaire de Kalaat Cherachet est composé par de la croute calcaire, argiles sableuses, des éboulis de pentes et de divers cailloux. Cet étage a joué un grand rôle dans la difficulté de la mise en évidence des différentes formations géologiques antérieurs et du corps minéralisé.

Stratigraphie	Age	lithologie
<p>0 m 15 m</p> <p>72 m</p> <p>120 m</p> <p>139</p> <p>1</p>	Clansayésien	<p>Marnes noirâtres affectées par des fissures oxydées et calcifiées. Ce faciès est intercalé par deux barres de calcaire et calcaires gréseux (à ciment carbonaté cryptocristallin à quartz authigène) de 7 et 19 m d'épaisseur à partir de 72 m de profondeur.</p> <p>Epaisseur : 139 m</p>
<p>320 m</p>	Aptien : Faciès du membre supérieur	<p>Calcaire gris sombre à Orbitolines, débris d'organismes et du quartz bipyramidé, et affecte par trois filons remplis par de la calcite (zone de faille) d'épaisseurs de 1.2, 3 et 6 m à partir du 260 m.</p> <p>Au sommet ce faciès devient marneux de couleur gris foncé d'une puissance de 17 m.</p> <p>Epaisseur : 185 m</p>

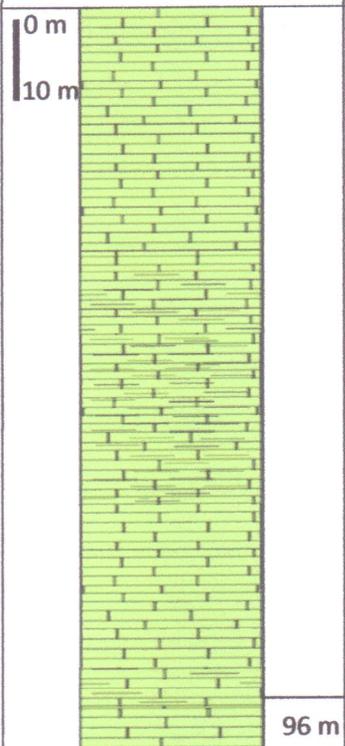
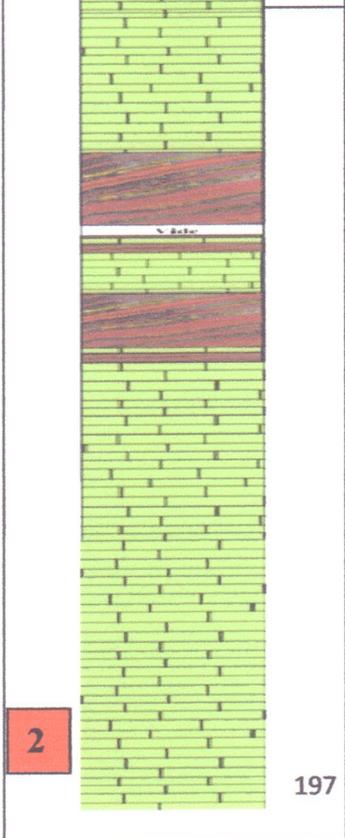
Stratigraphie	Age	lithologie
	Aptien : Faciès du membre supérieur	<p>Calcaire gris sombre à Orbitolines, débris d'organismes et du quartz bipyramidé. Il est très peu fracturé et affecté par des fissures millimétriques remplies par la calcite spathique. Il est parfois silicifié en présence des oxydes de fer (profondeur : 33,2 à 35 m). Au niveau 35 m, il devient marneux d'une épaisseur de 29 m, puis il redevient du calcaire gris foncé en limite avec le faciès du membre inférieur. Epaisseur : 93 m.</p>
	Aptien : faciès du membre moyen	<p>Calcaires gris clairs Wackestones à Miliolites, Rudistes, d'Orbitolines, rarement des foraminifères, des débris d'organismes et du quartz authigène. Parfois il présente des fissures remplies par de la calcite spathique et d'oxydes de fer. Au niveau de 113 m, une zone minéralisée en fer (Hématite, goéthite et limonite) d'une épaisseur de 27 m puis en revient au même faciès. Ce calcaire est très fracturé et présente des joints stylolitiques dès qu'on s'approche de la zone minéralisée, et il est lithographique en s'éloignant de cette zone.</p>

Figure.IV.2- Colonnes stratigraphiques selon les sondages SKC-1, SKC-2 des formations carbonatées encaissant la minéralisation ferrifère (D'après ORGM, 2012. modifiée).

I.V.2- Tectonique succincte

Les formations albo-aptiennes de Kalaat Cherachet appartiennent à la structure renversée de l'arrête NW du massif de l'Ouenza. Suivant la coupe faite à partir des sondages et de l'observation sur le terrain, les formations carbonatées encaissant la minéralisation apparaissent sous forme d'un monoclinal avec un plongement vers l'ouest sous l'angle de 30° à 60° (fig.IV.3) traversé par deux groupes de faille majeurs l'une N 140° et l'autre N60° (fig.III.3.A). Sur l'ensemble des observations de terrain on constate que la minéralisation suit la direction N140° avec parfois N 60°. Ceci est dû aux failles orthogonales provoqué par la distension au crétacé inférieur (fig.IV.1.C). La distension à fait naitre beaucoup de fractures, des fentes et des stylolites qui sont généralement remplis par de la calcite spathique de multiples direction, alors que l'hématite suit généralement la direction nord atlasique et N140°

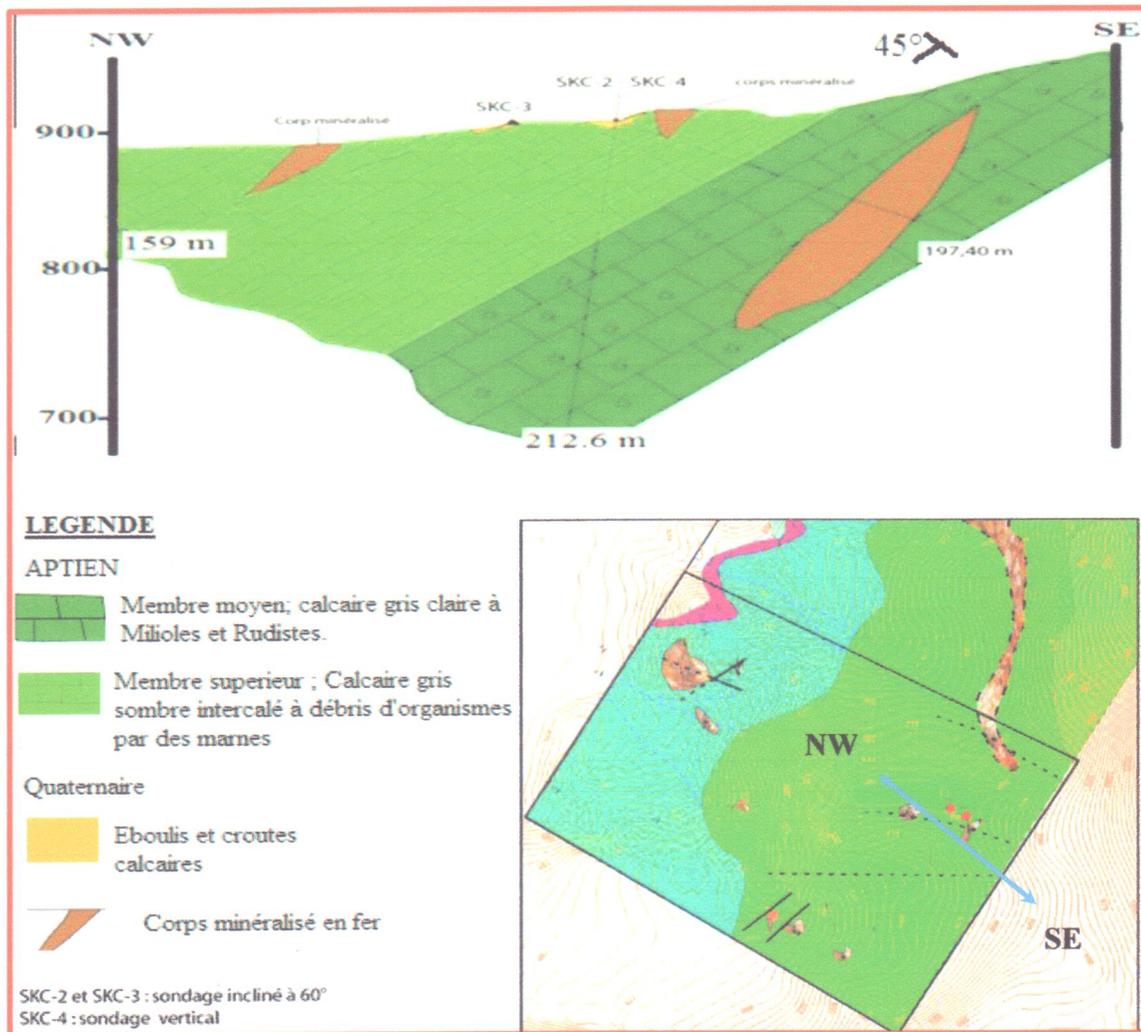


Figure.IV.3- Coupe géologique montrant le dispositif des couches aptiennes.

CHAPITRE V- ETUDE DE LA MINERALISATION

V.1- Morphologie des corps minéralisés

L'aspect général des corps minéralisés est très variable. En vue sur plan, la minéralisation ferrifère de K^{at} Cherachet représente neuf corps sous formes de filons dans les zones de fractures et de failles encaissés dans le calcaire Albo-Aptien et quelques petites veines de moindre importance (fig.9). On les trouve en discontinuité dans la plupart du temps caché par les éboulis de pentes et de la croute calcaire. La dimension de ses corps est variable. On distingue parmi ses corps en surface

- Corps n°1 : il est sous forme d'un amas de: 50m en longueur et 40m en largeur. Il est encaissé dans les calcaires gréseux du Clansayésien.
- Corps n°2 : il est distant de 120 m Est du premier corps sous forme d'un amas de 40 m de longueur et 18 m de largeur. La roche encaissante est la même que le premier corps.
- Corps n°3 et 8 : Ce sont des amas à contours irréguliers respectivement de 70 et 45 m de largeur, et de 20 et 39 m de longueur encaissé dans les calcaires aptiennes à débris d'organismes.
- Corps n°4, 5, 6 et 7: Situés au NW du corps n°1 à des altitudes respectivement de 750 m, 700 m, 720 m et 735 m, les corps ferrifères n°4 et 5 se présentent sous une forme irrégulières de 120 m (45m pour le n°7) de largeur, et 30 m (15 m pour le n°7), de longueur dans le calcaire en alternance avec des marnes du Clansayésien.
- Corps n°9 (suggérer par Kouzoline, 1992) : situé dans la partie orientale du secteur d'étude à une altitude qui avoisine 850m. Ce corps affleure en discontinuité. Le corps minéralisé a une morphologie en fer à lance de direction NE-SW. Pendant les travaux de terrain on n'a prospecté que sa partie extrême sud-est. Ces paramètres géométriques sont approximativement d'ordre de 1100m longueur et 100m de largeur

V.2- Relation minerai-encaissant carbonaté

Les roches carbonatées albo-aptiennes constituent pour l'ensemble des gisements de fer de la région un métalotecte lithostratigraphique. Des reliques de calcaires sont souvent observées au sein des masses de minerai ferrifère, elles indiquent une mise en place du minerai ferrifère par remplacement des roches carbonatées. Dans le secteur de Kalaat Cherachet. Le contact du minerai avec les roches encaissantes est difficilement observable vu les difficultés de terrain (forêt, éboulis en recouvrement, pente très raides, etc.). Les rares cas

où l'observation est relativement possible, on remarque qu'en allant de la masse du calcaire stérile vers le minerai, les premiers indices de la minéralisation apparaissent dans ces calcaires au niveau des joints stylolitiques et des fractures qui deviennent plus nombreuses quand on

s'approche du minerai. La minéralisation oxydée se manifeste aussi par des taches dispersées aux seins des calcaires. On trouve également des filons, amas irréguliers et lenticulaires de dimensions variables allant de 75 et 45 m de longueurs à 40 et 10 m de largeurs encaissés dans les calcaires aptien à débris d'organismes et dans les calcaires et calcaires gréseux du Clansayésien. Le minerai ferrifère se présente aussi sous forme de remplissage de cavité du calcaire aptien à Miliolites et Rudistes de dimension pouvant aller, en profondeur, jusqu'à 20 m d'épaisseur comme le montre le sondage SKC-2 (fig.IV.3). Ce type de contact montre que la relation entre le minerai et l'encaissant est très étroite, car l'influence de la minéralisation sur l'encaissant a engendré un front métasomatique suite à la fracturation et la bréchification de calcaires qui témoignent de la mise en place de la minéralisation par substitution.

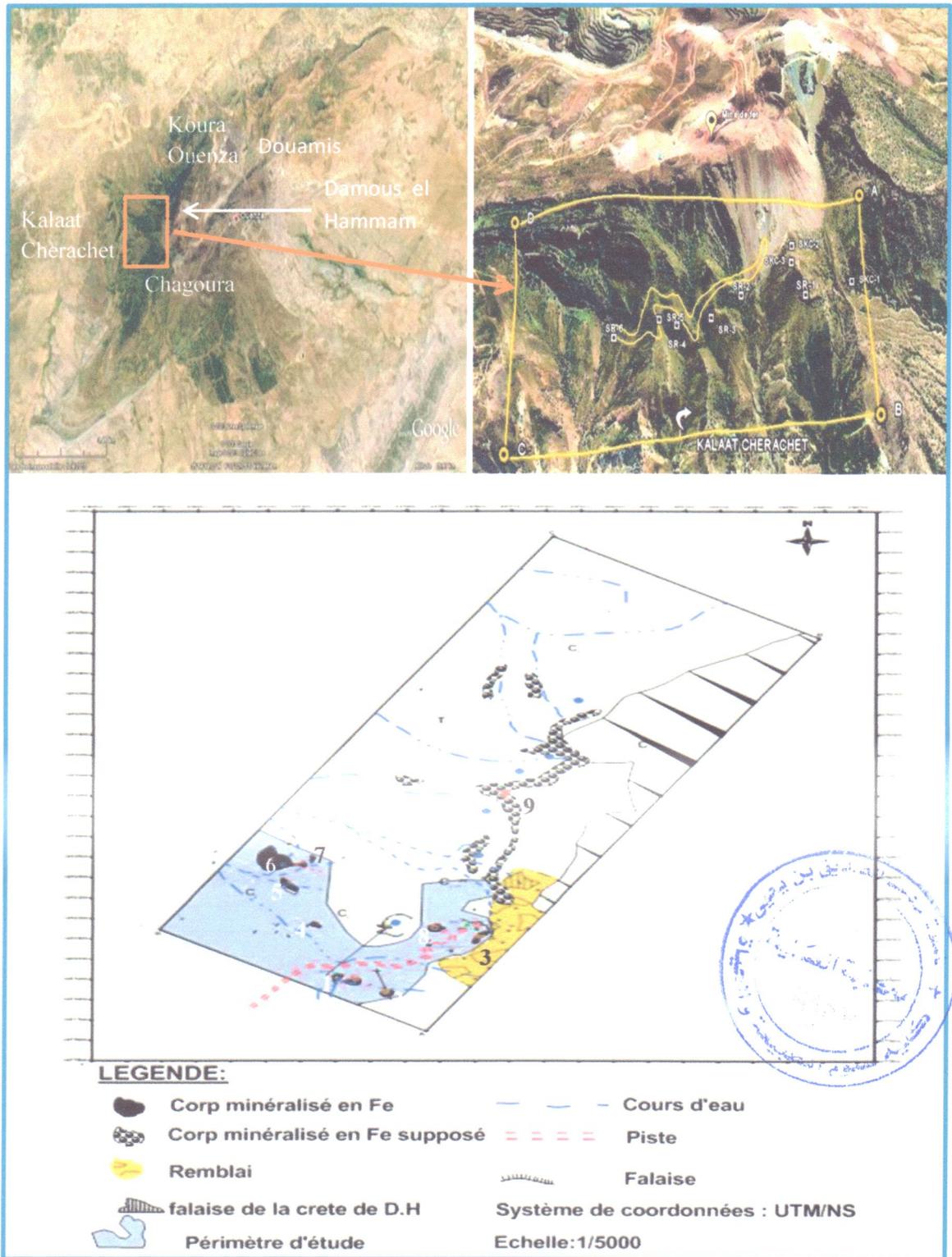
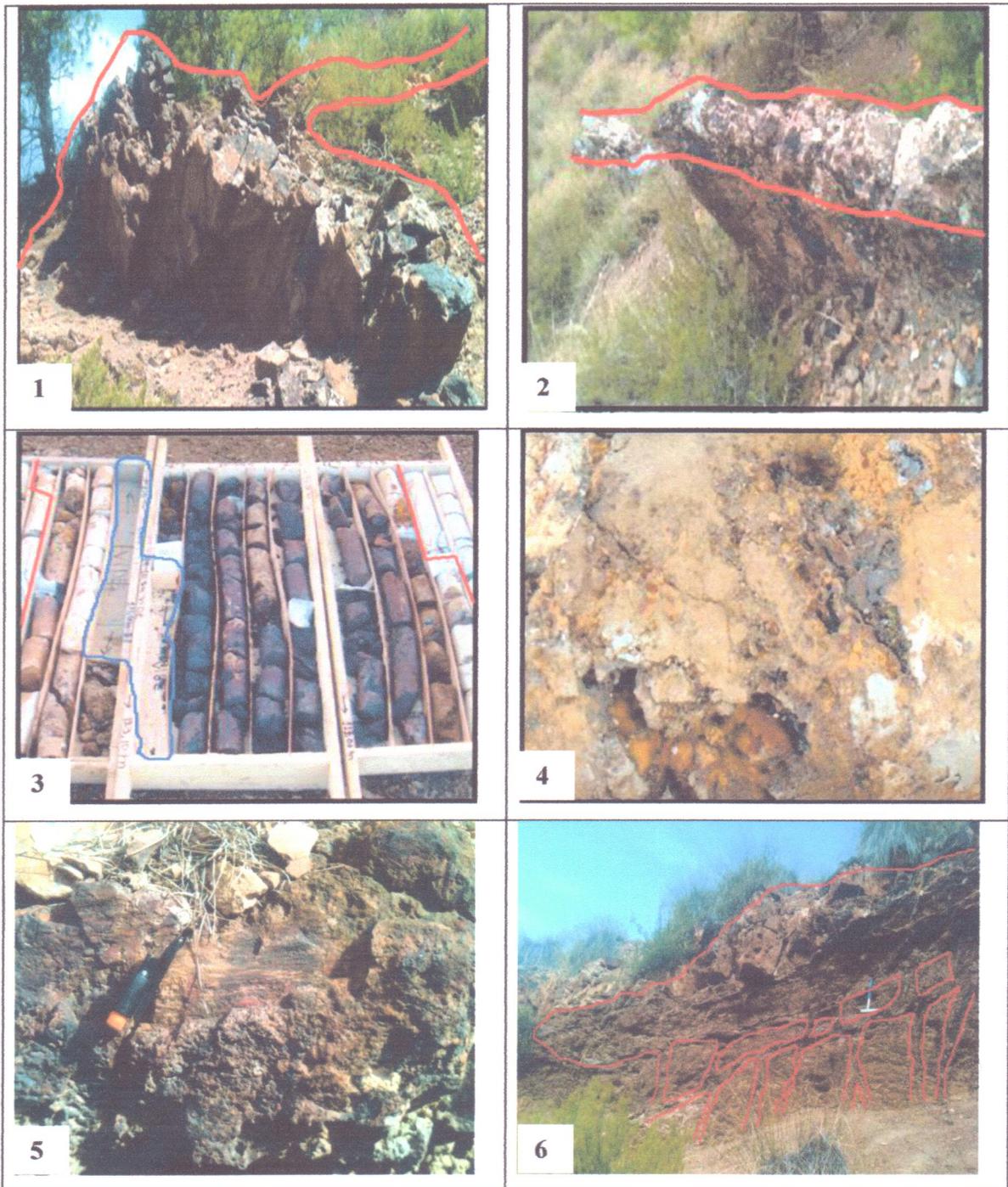


Figure.V.1- Carte de l'emplacement des différents corps minéralisés (de 1 à 9) et leurs morphologies. A- Localisation de Kalaat Cherachet dans le massif de l'Ouenza. B- morphologie du corps n°9 sur Google Earth. Carte de localisation des corps minéralisés (ORGM, 2012. modifiée).

PLANCHE V.1



LEGENDE DU PLANCHE V.1 : Morphologie du corps minéralisé.

A- Filon hématitique de 70 m de longueur et 2 m de largeur avec un pendage de 80° SW encaissé dans les calcaires gréseux du Clansayésien. **B-** Filon hématitique de 40 m de longueur et 50 cm de largeur avec un pendage de 80° SW encaissé dans les calcaires à débris d'organismes de l'Aptien. **C-** Carotte SKC-2 de profondeur entre 112 et 126 m. **D-** minéral ferrique en remplissage des cavités, et présence des fragments du calcaire (CMR). **E-** Stries témoignant du rôle des failles dans la mise en place de la minéralisation. **F-** filonets d'hématite traversant les marnes pour se déposer dans le calcaire du Clansayésien.

V.3- Pétrographie et minéralogie des minéralisations

Les échantillons pris pour l'étude microscopique et macroscopique sont issus ~~dans le~~ du sondage SKC-2, ils ont été prélevés à des profondeurs allant de 112 à 140 m ainsi qu'aux niveaux 750, 800 et 900 m dans la partie méridionale du site.

V.3.1- Description du minerai oxydé

Le minerai de fer oxydé résulte de l'altération supergène d'un minerai « protore » de nature carbonatée. Ce dernier n'a pas été identifié à Kalaat Cherachet mais sa minéralogie (ankérites et sidérites) à ses caractéristiques géochimiques ont été clairement déterminées dans les quartiers de « Conglomérats » et de « Sainte Barbe » au centre de la mine de l'Ouenza (Bouzenoune, 1993). Dans ces quartiers, la limite entre le minerai primaire carbonaté et le minerai oxydé est représentée par le niveau hydrostatique qui se trouve à une altitude de 555 m. Etant donné que les minéralisations du secteur de Kat Cherachet se trouvent à des altitudes supérieures à 555 m, il est logique de ne trouver que le minerai ferrifère oxydé.

Comme dans l'ensemble des mines de fer de la région (Ouenza, Boukhadra, Khanguet el Mouhad, Djerissa, Slata...), les principaux minéraux constituant le minerai oxydé sont représentés par :

Hématite (Fe_2O_3) : C'est le minerai le plus intéressant du point de vue économique du fait de ses teneurs en Fe qui dépasse les 50%. On le trouve sous plusieurs formes :

✓ Poudreuse à pulvérulente de couleur noir rougeâtre ou sombre à bleuâtre indique la présence du Mn dans la composition chimique du minerai, attesté par les analyses chimique ($1,10\% > \text{Mn} < 3\%$). Parfois l'hématite est associée avec une goethite géodique indiquant que le changement des conditions physico-chimique en provoque l'hydroxylation du minerai (Pl.4, ph 1 et 2). L'hématite peut aussi être entourée aussi entourée par des ocre limonitique, et affecté par des filonets et filons calcique tardive ou se forme de tapissage (Pl.V.2).

Les analyses chimiques de l'ORGM (Boumerdes), montrent que les teneurs en Fe_2O_3 varient entre 50% et 93% ce qui indique que c'est le minerai le plus riche.

✓ Massive de couleurs rouge sang parfois rouge brunâtre à cause de son altération. Il se trouve dans des fractures sans cristaux apparent en contact irrégulier avec le calcaire, et il est

souvent associé avec la limonite. Les résultats d'analyses chimiques montrent que les teneurs en Fe_2O_3 sont relativement plus faibles et qu'il s'agit d'un minerai pauvre ($30\% > \text{Fe} < 64\%$).

✓ En agrégats et des petits cristaux de 1 à 2 mm formant ainsi le minerai dur. Avec des teneurs dépassant les 50 %.

Goethite (FeO-OH) : Elle se présente sous plusieurs formes ;

✓ En croute concentrique mamelonnée de couleurs noir à éclat submétallique en association avec de la limonite (Pl.V.2, ph 4).

✓ En remplissage de géodes pour former des petits cristaux en association avec de la calcite dans les zones à très forte fracturations (Pl.V.2, ph 5)..

✓ *Concrétionnée* ou à l'intérieure on observe des petits cristaux sous forme de mamelons, le tout associés avec de l'hématite.

Limonite ($\text{FeO-OH}, x\text{H}_2\text{O}$) : de couleur brunâtre à jaunâtre, elle est souvent en association avec de la goethite en encroutement et aussi dans les fractures ou entourant l'hématite et la goethite concrétionnée. Associé à ces minéraux constitutifs du minerai ferrifère oxydé on trouve les produits d'altération d'une deuxième paragenèse minérale représentée par de la malachite.

Malachite ($\text{Cu}_2(\text{OH})_3, \text{CO}_3$) : C'est un minerai typique à la zone d'oxydation des minéralisations cuprifères, provenant de l'altération du cuivre gris par les eaux carbonatés. De couleur verte il est rarement observable si ce n'est en quelques taches centimétriques entourant la goethite à la profondeur de 160 m du SKC-2.

V.3.2- Description des minéraux de gangues

Calcite (CaCO_3) : Elle est de couleur blanche, vitreuse et brunâtre relativement plus riches en fer. Ce minéral peut se présenter sous forme (Pl.V.2) :

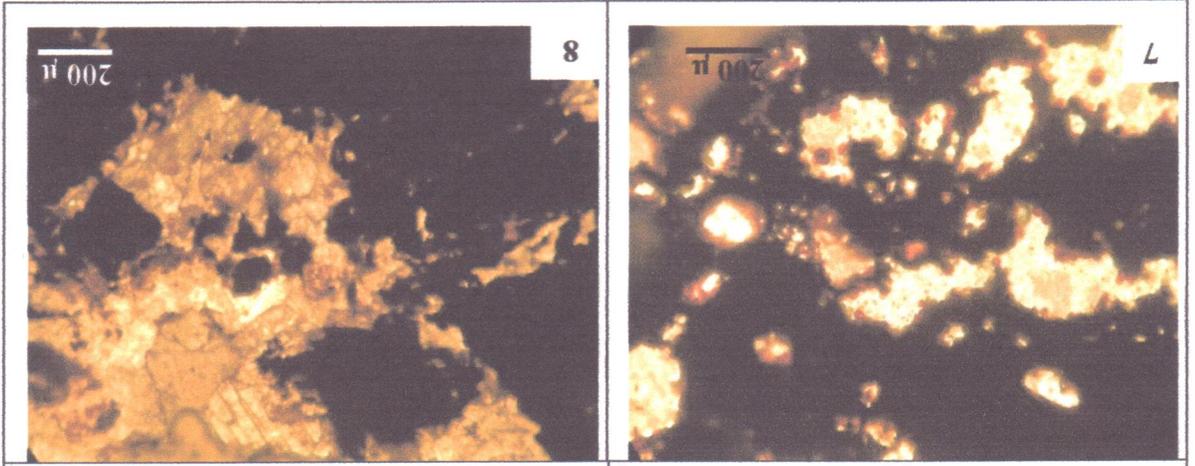
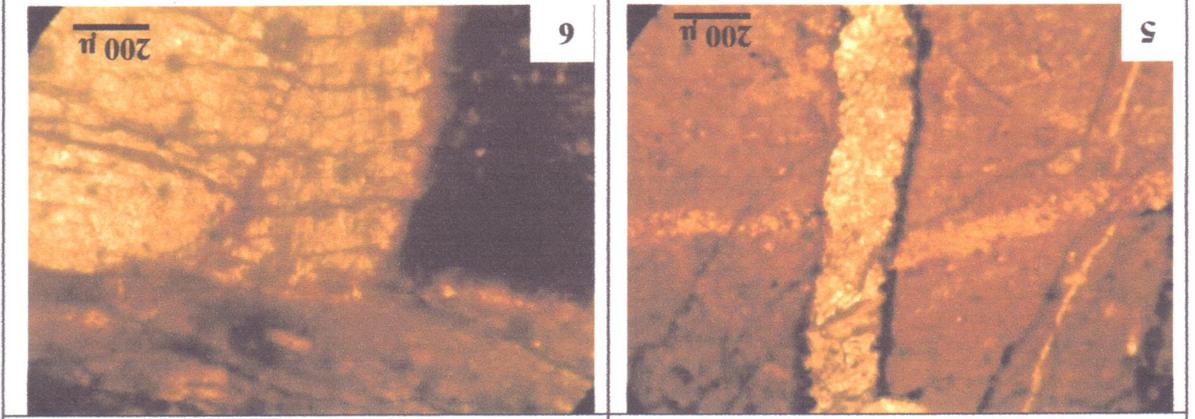
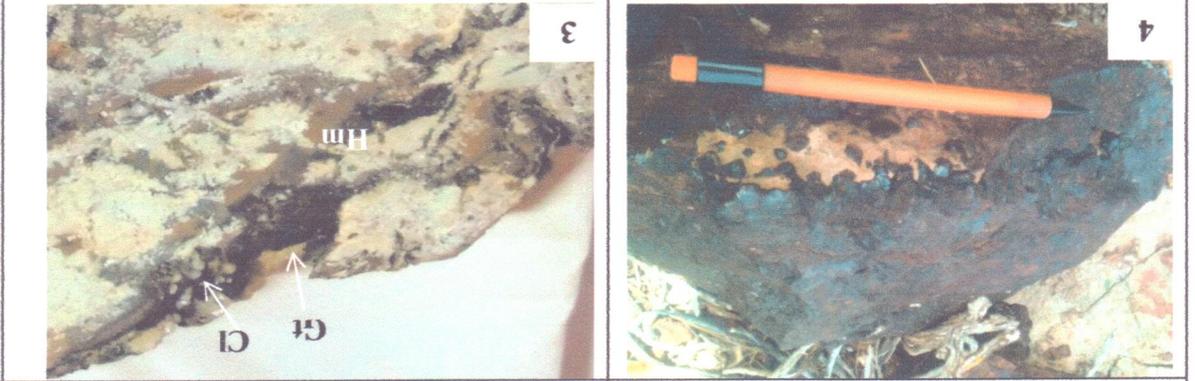
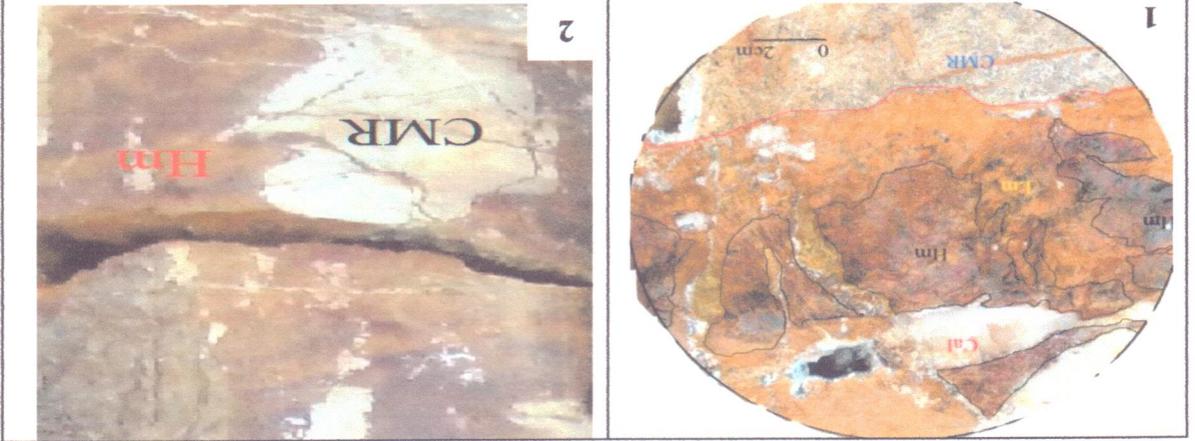
➤ spathique au sein même de la roche, ou bien en remplissage de fracture de cristaux rhomboédriques inclus dans les pelletoides ou en cristaux en remplissage des géodes en association avec la goethite.

➤ de grands cristaux rhomboédriques au sein de la minéralisation ou en remplissage des zones de failles.

Quartz (SiO_2) : C'est un minéral « authigène » qu'on trouve sous forme bipyramidale parfois allongé et parfois hexagonal dans la micrite calcareuse. Il est aussi détritique baignant dans la masse calcareuse des formations albo-aptiennes.

Dolomite ($\text{Ca}, \text{Mg} (\text{CO}_3)_2$) : il est de couleurs grises très difficilement détectable. Mais au microscope il apparaît sous forme de plages rhomboédrique (Pl.V, ph 6).

PLANCHE V.2



LEGENDE DU PLANCHE V.2 :

Aspect macroscopique et microscopique (en L.N) de la minéralisation.

Photo.1-Hématite (Hm) béchique en contacte irrégulier avec le calcaire (CMR) et partiellement hydroxylée (Lim), le tout affecter par une calcite sous forme de lattes rhomboédriques tapissant le minerai.

Photo.2- Des reliques et fragments de calcaires (CMR) baignant dans une masse hématitique (Hm).

Photo.3- Goethite (Gt) en encroutement de brillance submétallique avec des arrêtes en cristaux mamelonné à l'intérieur duquel on trouve des ocres limonitique (Lim).

Photo.4- Hematite (Hm) associée avec la goethite mamelonnée (Gt) en présence de la calcite en petits cristaux (Cl).

Photo.5- Calcaire (CMR) très fracturé (contenant des oxydes de fer) traversé par trois fissures de 0,2 à 1.6 mm d'ouverture remplis par calcite spathique.

Photo.6- Phénomène de dolomitisation ; Dolomite très fracturé (Dol) en contacte irrégulier avec le calcaire (CMR) et qui commence à s'oxydé (Hm) formant ainsi une zonalité. A l'intérieur du calcaire fracturé (CMR) en trouve du quartz (Qz) bipyramidé allongé.

Photo.7- Hématite (Hm) en remplissage des vides, alors que le quartz (Qz) détritique sous trouve à l'intérieur de l'hématite.

Photo.8- Oxydation partielle de la dolomite ; du resté de la dolomite (Dol) très fracturé en contacte irrégulier avec l'hématite (Hm).

V.4- Géochimie

Des analyses géochimiques ont été effectuées par l'ORGM en 2013 sur des échantillons prélevés au marteau (saignées de surface) au cours des travaux de terrain ainsi que sur des échantillons issus des différents corps minéralisés et le long des sondages carottés. Malheureusement le rapport ne mentionne pas la méthode analytique utilisée ni le degré de précision et de fiabilité de ces données.

V.4.1- Données globales relatives aux saignées de surface

Les données obtenues à partir de l'analyse de 46 échantillons ont été projetées sur différents diagrammes illustrés sur la figure V.2. La lecture de ces diagrammes montre que les échantillons analysés ne sont pas tous des échantillons de minerai, certains contiennent des teneurs en SiO₂ dépassant les 50 % traduisant un relatif effet de silicification des échantillons. Ce type de minerai riche en quartz bipyramidé est d'ailleurs bien connu dans les minéralisations exploitées dans les divers quartiers de la mine de l'Ouenza (Bouzenoune, 1993). De nombreux échantillons montrent des teneurs en CaO dépassant les 20 %, ces teneurs sont probablement celles des échantillons ankéritiques relativement moins oxydés puisque les teneurs en Fe₂O₃ sont moins élevées. Les échantillons ayant les teneurs en CaO les plus élevées ont les teneurs en Fe₂O₃ les plus faibles (fig.V.2.b). La majorité des échantillons analysés montrent des teneurs en MgO relativement faibles. Il en est de même pour les teneurs en TiO₂. Le diagramme Fe₂O₃ VS MnO montre une corrélation positive entre les deux éléments, plus les teneurs en Fe₂O₃ sont élevées et plus les teneurs en MnO sont élevées. Cette relation pourrait être due au fait que le minerai ferrifère oxydé de l'Ouenza qui est issu de l'altération supergène d'un minerai primaire le plus souvent ankéritique. Ce dernier minéral (ankérite) de formule Ca(Fe,Mg,Mn)(CO₃)₂ peut contenir jusqu'à 5 % de manganèse, ces teneurs se sont probablement exprimées dans le minerai ferrifère de Kalaat Cherachet. Cet ordre de grandeur des teneurs en manganèse a été également retrouvé dans les minerais ferrifères oxydés des différents quartiers de la mine de l'Ouenza (Bouzenoune, 1993). La majorité des échantillons analysés montre des teneurs en Al₂O₃ relativement faibles (inférieures à 2 %), ceci est probablement dû au fait que les échantillons analysés sont dépourvus de la fraction argileuse. En fin, il y a lieu de signaler que certains échantillons montrent des teneurs en Fe₂O₃ dépassant les 60 % traduisant la relative richesse et la bonne qualité du minerai. Ces caractéristiques sont cependant à considérer avec précaution étant donné qu'elles ne sont pas générales à l'ensemble des échantillons du secteur, mais elles existent.

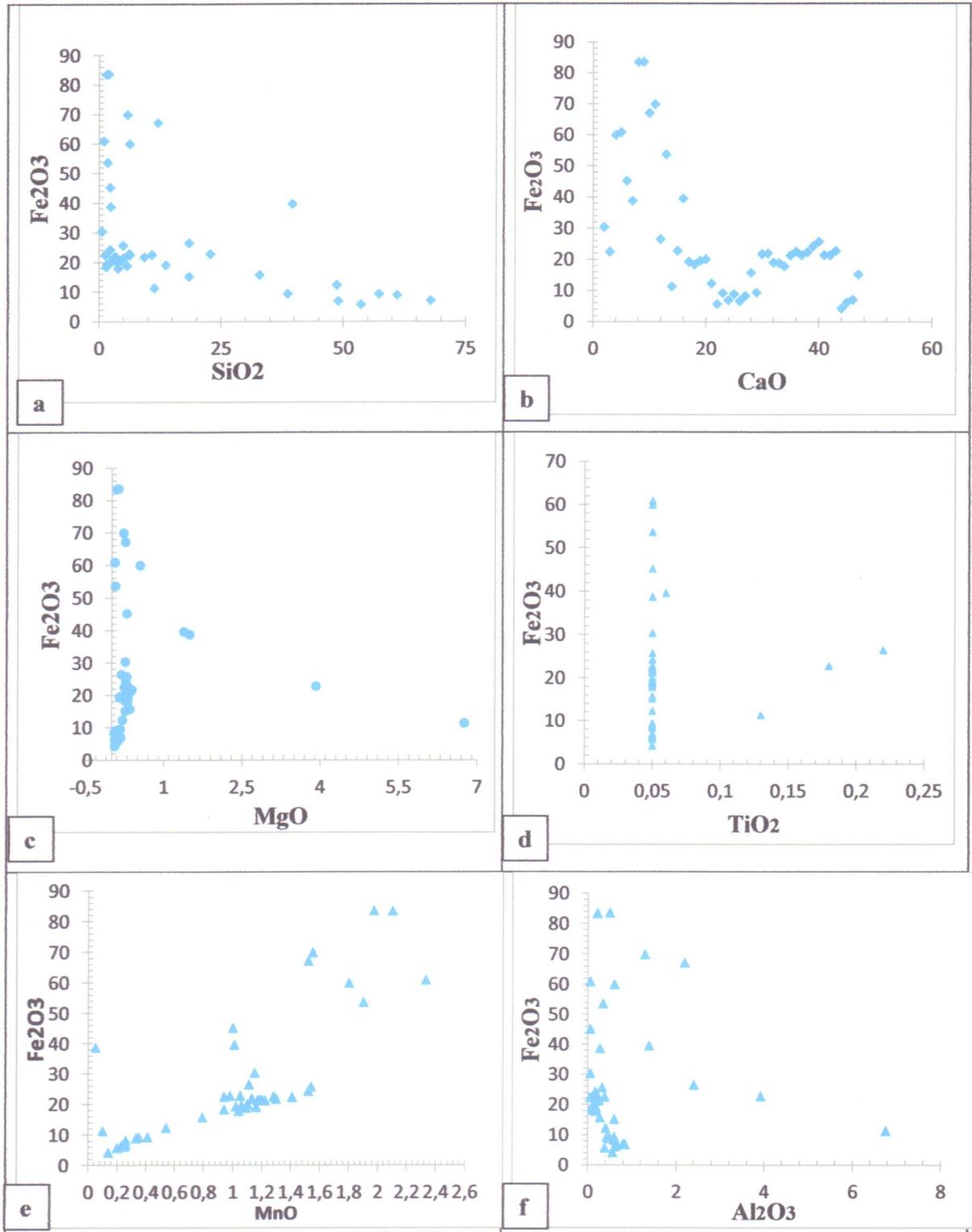


Fig.V.2- Diagrammes montrant les variations géochimiques au sein des minéralisations ferrifères de Kat Cherachet-Ouenza (Données d'après ORGM, 2013)

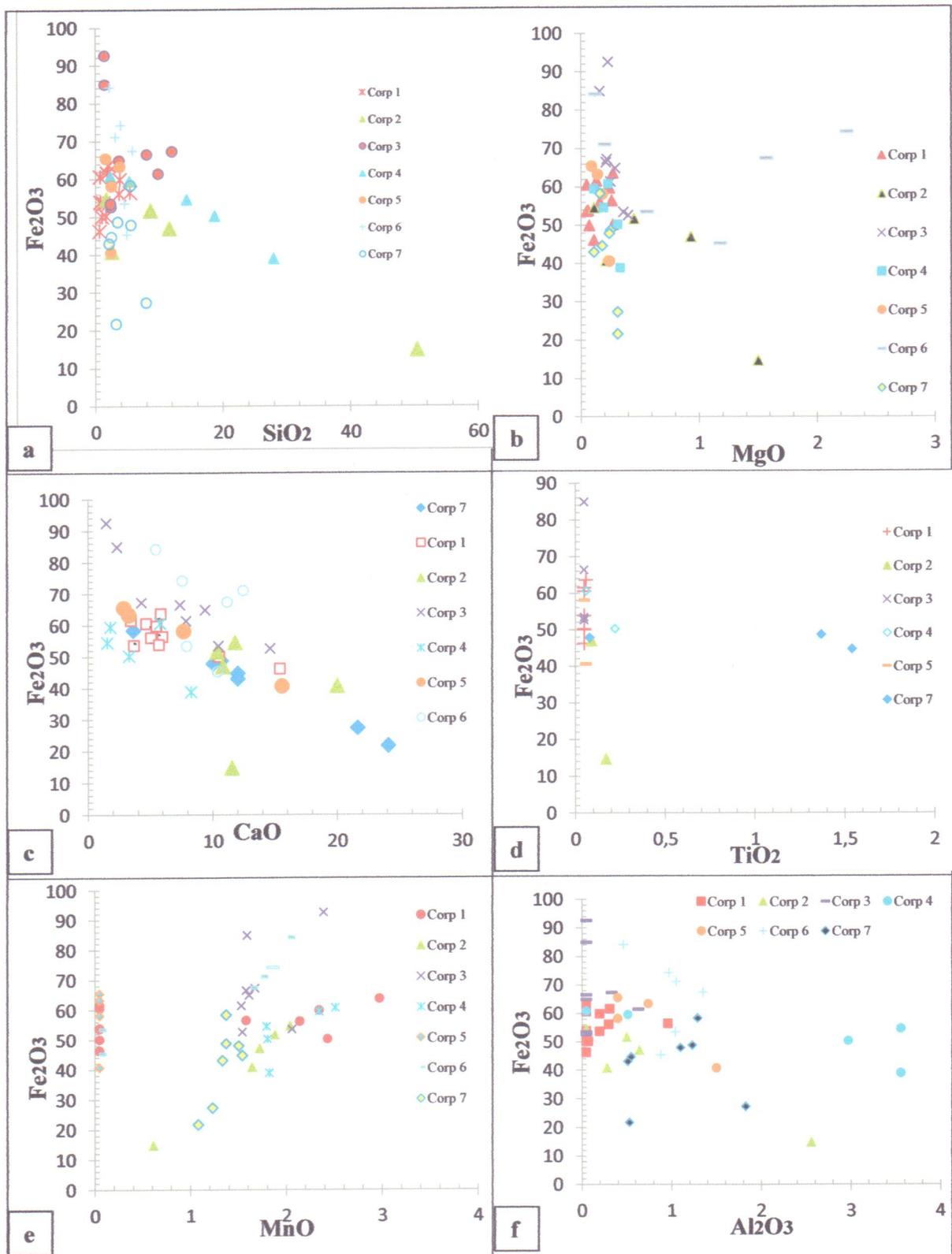


Fig.V.3- Diagrammes binaires montrant les variations géochimiques des teneurs dans les différents corps minéralisés de Kalat Cherachet (Données d'après ORGM, 2013, rapport inédit).

V.4.2- Données géochimiques selon les différents corps minéralisés

Les travaux de l'ORGM ont distingué neuf (09) corps minéralisés de dimensions et d'orientation variables (Fig.V.1). Seuls les échantillons issus des corps 1 à 7 ont fait l'objet d'analyses géochimiques. La projection des données géochimiques sur les diagrammes de la figure.V.3 montrent que l'ensemble des corps minéralisés présente sensiblement les mêmes caractéristiques géochimiques. Aucune discrimination géochimique n'a pu être distinguée au travers de cette série d'éléments chimiques analysés (Fig.V.3.).

Les teneurs en FeO_3 sont comprises entre 40 et 70 % indiquant la présence de minerai relativement riche ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > 50\%$) et de minerai moins riche ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 50\%$). Cette disparité dans les teneurs est semblable à celle des minerais des autres quartiers de la mine de l'Ouenza où elle a été expliquée par le fait que le minerai riche en fer serait issu de l'oxydation d'un minerai carbonaté à sidérite dominante et le minerai moins riche serait issu de l'oxydation d'un minerai primaire à dominance d'ankérite (Bouzenoune, 1993).

V.4.3- Evolution des teneurs en profondeur à travers les données de sondage

Deux sondages carottés (SKC.1 et SKC.2) ont fait l'objet de prélèvements d'échantillons à différentes profondeurs pour analyses géochimiques (ORGM, 2013).

Le sondage SKC.1 d'une profondeur de 324 m, n'a pas recoupé de minerai. Les teneurs en Fe_2O_3 sont inférieures à 15 %. Les teneurs les plus élevées se trouvent dans les parties superficielles du sondage où les teneurs en SiO_2 sont les plus élevées traduisant la présence de calcaires gréseux faiblement minéralisés. Les horizons marneux distingués dans la description des carottes n'ont pas fait l'objet d'analyses géochimiques.

Les teneurs en MgO sont basses en surface, augmentent jusqu'aux environs de 6 % de MgO à une profondeur de 120 m puis diminuent vers les profondeurs. Dans l'ensemble les teneurs restent relativement faibles.

Le sondage SKC.2, d'une profondeur de 197 m, a recoupé deux zones minéralisées bien mises en évidence par l'évolution des teneurs en Fe_2O_3 aux profondeurs allant de 114 à 140 m. Dans cette tranches les teneurs en Fe_2O_3 ne sont constantes et varient de 39 à 68 % traduisant la présence en profondeur de minerai riche et de minerai moins riche.

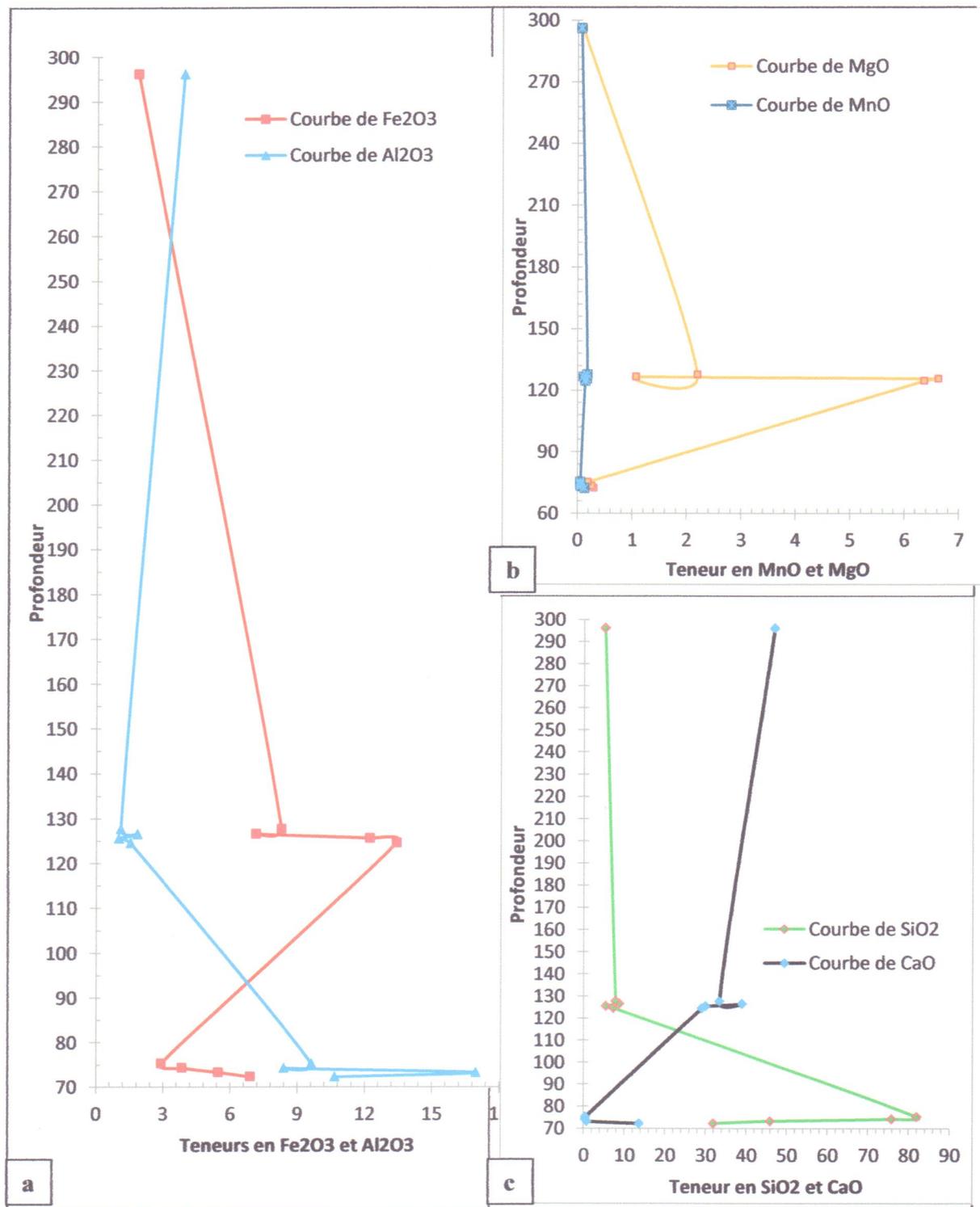


Fig. V.4- Evolution en profondeur des teneurs de quelques éléments chimiques à travers les données du sondage SKC.1 (Données d'après ORGM 2013, rapport inédit).

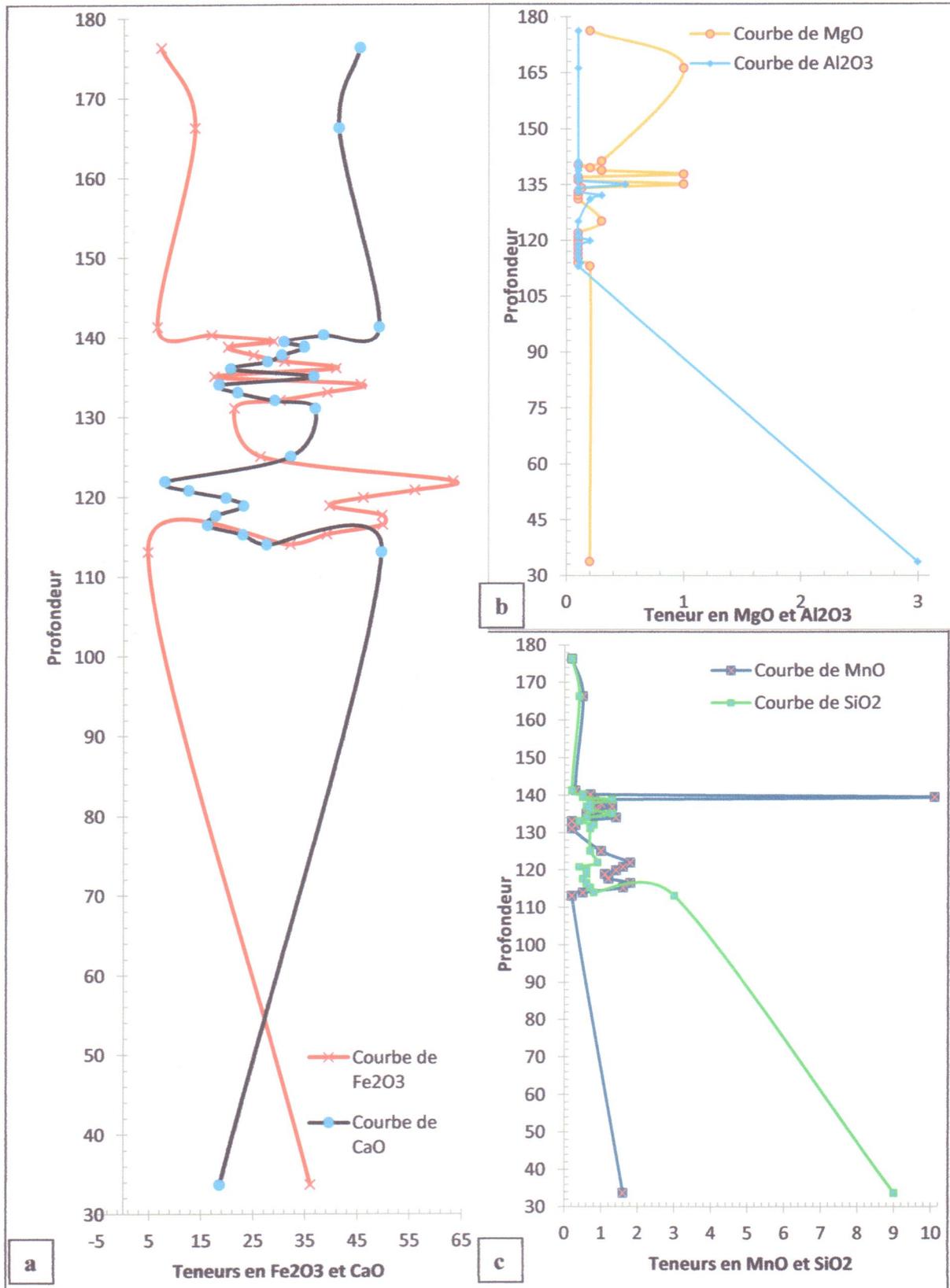


Fig. V. 5 – Evolution en profondeur des teneurs de quelques éléments chimiques à travers les données du sondage SKC.2 (Données d'après ORGM 2013, rapport inédit).

V.5 Genèse de la minéralisation

Pour l'ensemble des gisements ferrifères de la région la mise en place des minéralisations par des processus hydrothermaux est largement admise. Les récents travaux ont apportés de nombreuses données géochimiques qui ont permis de mieux contraindre le modèle de genèse de ces minéralisations (Bouzenoune, 1993, Laouar-Salmi, 2004 entre autres). Ainsi les données isotopiques ont permis de préciser l'origine minérale du carbone des carbonates du minerai « protore ». Une source biogène, à l'image de celle du carbone des carbonates associés aux minéralisations génétiquement liées à la formation des « cap-rocks », est clairement écartée. Les carbonates ferrifères ont utilisé le carbone des roches carbonatées substituées lors des processus hydrothermaux minéralisateurs. Ces processus se sont déroulés dans une ambiance thermique relativement moyennement chaude (température isotopique de l'ordre de 120 °C, Bouzenoune, 1993).

Les fluides hydrothermaux sous forme de saumures de bassin proviendraient des séries des sillons interdiapiriques et auraient été expulsés (géopressurés) vers les zones de dépôt lors des phases compressives néogènes. Le diapirisme multiphasé des évaporites triasique a également contribué à la formation de ce type de minéralisation.

Conclusion générale

Les différentes approches géologiques et gîtologique sur Kalaat Cherachet mènent à une minéralisation ferrifère hématitique et ses hydroxydes issus de l'altération supergène des carbonates de fer, sous forme de fractures, cavités, et géodes, encaissée dans les carbonates d'âge Albo-aptien.

Les études microscopiques et macroscopiques montrent que le minerai est important dans les calcaires à Miliolites et Rudistes et se trouve aussi dans des fractures d'orientation NE-SW. De ce fait on peut en déduire deux métalotects : lithostratigraphique (calcaire à Miliolites et Rudistes de l'Aptien) et tectonique (fractures et structures diapiriques).

Le contact entre le minerai et l'encaissant est de type métasomatique attesté par le passage progressif du calcaire au minerai et par la présence de reliques de calcaires dans les masses minéralisées.

Les minéralisations sont représentées essentiellement par les oxydes de fer (hématites, goéthites et limonites) semblables à l'ensemble des minerais ferrifères du gisement de l'Ouenza. Ces oxydes résultent de l'altération supergène d'un minerai primaire de nature carbonaté (sidérite et ankérite). Ce dernier n'a pas été identifié dans le secteur de Kalaat Cherachet dans les principaux corps minéralisés se trouvant à des altitudes supérieures à 555 m (niveau piézométrique séparant les deux minerais oxydés et carbonaté).

L'étude des éléments chimiques montre que notre minerai est moyen à pauvre en fer, ceci est expliqué par plusieurs phénomènes qui sont l'altération, la fracturation et la composition chimiques du minerai primaire.

Les concentrations ferrifères sont issues d'après les résultats des analyses aux isotopes stables du carbone et de l'oxygène par un processus minéralisateur hydrothermal; avec implication des saumures géopressurées expulsées des sillons interdiapiriques lors de la montée diapirique du Trias (Bouzenoune et al, 2006), qui a aussi contribué à la formation de pièges pour les différents types de minéralisation à l'échelle régionale (Akrouf et al, 1989).

Les différents forages implantés dans la partie méridionale du secteur sont avérés négatifs sauf le SKC-2. Avec un seul forage positif et aussi l'arrêt des travaux sur le terrain à cause de sa topographie, il s'avère impossible de faire des calculs de réserves.

- **Masse, J.P. et Chikhi-Aouimeur, F. 1982.** La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud-Constantinois-Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Médit., Marseille, vol 9, n°3, pp 259-267.*
- **Rouvier, H. Perthuisot, V et Massouri, A., 1985.** Pb-Zn deposits and salt-bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. *Eco.Geol, Lancaster vol 80, n°3, pp 666-687.*
- **Thiebieroz, J. et Madre, M. 1976.** Le gisement de sidérite du Djebel Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger, tome 67, pp 126-150.*
- **Vila, J.M. 1994.** Mise au point des données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone, "glaciers de sel" sous-marin et vrais diapirs. *Mém. Serv. Géol. Algérie, n°6, pp.105-152.*
- **Vila, J.M. 1996.** Halocinèse distensive albienne à "glacier de sel" sous-marin et plissements tertiaires du secteur Ouenza-Ladjabel-Méridéf. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 7, n°1, pp3-34.*
- **Vila, J.M. 2001.** Les avantages d'une approche multi-source (biostratigraphie, sédimentologie, forages, profils gravimétriques et sismiques) pour l'étude de l'halocinèse Crétacée "glacier de sel", tectonique en radeaux et dôme de sel, et de l'halotectonique tertiaire (plissements des "glacier de sel", genèse des dômes de sel-plis, des confins algéro-tunisiens. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 12, n°2, pp 129-167.*
- **O.R.G.M, 2012 et 2013.** Rapports inédits.

« La vie sans examens ne vaut pas
d'être vécue.»

SOCRATE.