



Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie

Thèse

En vue de l'obtention du diplôme de Doctorat en sciences

*Cadre géologique et structural des
minéralisations du Néritique Constantinois
(Cas de Debbagh; Nord-est algérien)*

Option
Géologie Minière

Par

BEGUIRET Lilia

(Maitre-Assistant Université Kasdi Merbah-Ouargla)

(Magister en Géologie Minière)

Directeur de thèse : M^{me} ASSASSI Fella

Pr Univ. Badji Mokhtar (Annaba)

DEVANT LE JURY :

Président : M. TOUBAL Abd Errahmane

Univ. Badji Mokhtar (Annaba)

Examineurs :

M. HACINI Messaoud

Pr

Univ. Kasdi Merbah (Ouargla)

M. KHIARI Abd Elkader

Pr

Univ. (Oum El Bouaghi)

M. BENABBES Chawki

Pr

Univ. (Constantine)

M. CHOUABBI Abd Elmadjid

Pr

Univ. Badji Mokhtar (Annaba)

Membre invité :

M. BOULVAIN Frédéric

Pr

Univ. Liège (Belgique)

DEDICACE

À ma mère

À mon frère et mes sœurs

À mon époux

À mes neveux et ma nièce

À mes beaux frères

À la mémoire de mon père

À la mémoire de mon amie et sœur Lisa Yahiaoui

Avant propos

Au terme de ce travail de recherche qui a duré plusieurs années, je tiens à remercier et exprimer ma reconnaissance envers tous ceux qui ont contribué à sa réalisation.

Mes premiers remerciements vont à ma directrice de thèse M^{me} Assassi Fella pour son suivi et sa disponibilité ainsi que ses motivations aurifères.

Mes vifs remerciements s'adressent aussi à M. Frédéric Boulvain pour ses orientations, ses conseils ainsi que son accueil chaleureux au sein de son Laboratoire de pétrologie sédimentaire durant mes stages de courte et longue durée (2013 et 2014-2015). Ces stages m'ont permis d'acquérir un certain nombre de techniques d'analyse : La confection des lames minces, l'analyse au microscope polarisant, les mesures de la susceptibilité magnétique et la pétrographie sous cathodoluminescence.

J'exprime toute ma gratitude aux membres de jury, notamment à Monsieur M. Toubal Abd Errahmane, Professeur à l'université Badji Mokhtar (Annaba), d'avoir accepté de présider le jury de soutenance. A M. Hacini Messaoud, Professeur à l'université Kasdi Merbah (Ouargla), M. Khiari Abd Elkader, Professeur à l'université d'Oum El Bouaghi, M. Benabbes Chawki, Professeur à l'université de Constantine et M. Chouabbi Abd Elmadjid, Professeur à l'université Badji Mokhtar (Annaba), sans oublier M. Frédéric Boulvain, Professeur à l'université de Liège (Belgique) d'avoir accepté de consacrer leurs temps pour lire et examiner ce travail

Toute ma gratitude va également au directeur de L'ENOF ainsi qu'à tous les personnels qui m'ont facilité l'accès au terrain à chaque fois que la mission de terrain paraît nécessaire.

Je tiens à exprimer mes plus vives reconnaissances à mon frère et mes sœurs, qui m'ont accompagné le long de mes stages de terrains ainsi que pour leurs disponibilités et leurs déplacements pour la réalisation des analyses analytiques

J'adresse mes profonds remerciements aux personnels de la cimenterie de Hedjer Es Soud, et en particulier, les ingénieurs de laboratoire de physiques qui m'ont facilité le terrain pour la réalisation des analyses de la fluorescence X.

Mes sincères remerciements s'adressent aussi à M. Chiheb Yazid qui m'a aidé pour la confection des lames minces au sein de la CRD Hassi Messaoud et Boumerdes.

Mes remerciements s'adressent également au Professeur Nathalie Fagel, Chef de Travaux au Département de Géologie, «Unité de Recherche Argiles et Paléoclimats » à l'Université de Liège, pour m'avoir accordé d'effectuer les analyse : par rayons X au cours de mon stage de courte durées en 2013 au sein de laboratoire de pétrologie sédimentaire.

Merci également au technicien de l'unité de physique de Constantine et de laboratoire de géotechnique de l'université de Biskra d'avoir accepté de préparer les analyse de DRX.

Je remercie mes étudiants Dridi Rachid et Zeghidi Nadir qui m'ont aidé pour l'acquisition des données géophysiques du centre nucléaire de Draria.

Je tiens à remercier M. Djidel Mouhamed ; professeur au département de Sciences de la terre et de l'Univers à l'université Kasdi Merbah Ouargla, d'avoir me faire une initiation en Arc Gis.

Un tout grand merci également à M. John Paul Cullus, Technicien au laboratoire de pétrologie sédimentaire pour la confection des lames minces et de la préparation des sucres pour les mesures de la susceptibilité magnétique.

Je remercie également mes amies et collègues de B₂₀ (Laboratoire de pétrologie sédimentaire) notamment *Hocine Djouder*, pour son aide précieuse à l'échelle humaine et scientifique depuis ma première arrivée à l'université de Liège jusqu'au mon dernier retour en Algérie; *Houda Khaled*, *Meriem Abd El Madjid*, *Hanen Belghithi* et *Mouna Rachedi* pour leur soutien moral, leurs disponibilité et surtout pour leur gentillesse et pour leur amitié, pour tous les bons et les mauvais moments qu'on a passé ensemble. Sans oublier *Mehrdad Sardar Abadi* pour les discussions concernant la partie sédimentologie.

Je terminerai en remerciant mes proches et mes amies pour le soutien qu'ils m'ont apporté et en témoignant toute mon affection à ma famille de m'avoir fait confiance et de m'avoir soutenue le long de mon parcours. Un grand remerciement à mon époux qui n'a jamais arrêté de m'encourager et de me soutenir.

Merci à tous ceux qui auraient apprécié de voir ma thèse terminée

RESUME

Debbagh représente le massif le plus important du néritique oriental (Nord-est Algérien), il est caractérisé par ses ressources à potentiel minier, avec deux types de minéralisations (le kaolin et les chapeaux de fer). Il est constitué par des formations allant du Trias autochtone au Miocène qui sont encaissées dans des formations carbonatées du Crétacé. Dans la présente étude, une caractérisation géologique a été faite à la fois pour les formations carbonatées et la minéralisation argileuse et ferrugineuse à travers les analyses pétrographiques, géochimiques et minéralogiques. Ces carbonates représentent un mur des poches karstiques et aucune relation génétique n'est signalée entre elles et les minéralisations kaoliniques (matahalloysite surtout) dont la roche mère est représentées par les marnes sénoniennes riches en produits illitique. le kaolin de Debbégh est d'origine supergène, et les chapeaux de fer constitués surtout des limonites exotiques sous forme de goethite et d'hématite se foment par des solutions per descencum.

Une étude structurale a été faite par plusieurs méthodes d'inversion; La géophysique: la Déconvolution d'Euler a été appliquée aux données aéromagnétiques réelles des anomalies réduites au pôle de la région de Debbagh pour localiser les sources magnétiques et estimer leurs profondeurs en utilisant un indice structurale de 0.25 pour les contacts et 1.25 pour les failles, une fenêtre de 11x11 et une tolérance de 15%. Les profondeurs obtenues par les solutions d'Euler varient entre 0.03 km à 1.25 km pour les contacts et 0.43 km à 6 km pour les failles. La synthèse des résultats déduits de la modélisation des données aéromagnétiques a permis de suivre et de mettre en évidence les accidents majeurs, les contacts tectoniques et lithologiques importants et de délimiter les sources magnétiques de cette région.

La télédétection : l'analyse des données satellitales Landsat 7 ETM+ de la région de Debbagh à travers les traitements spécifiques employés, à savoir l'analyse en composition colorée et certains filtres directionnels ont permis d'obtenir une bonne discrimination des lithologies et d'identifier le sens des accidents majeurs. Deux cartes linéamentaires réalisées ont été utilisées par la suite pour l'établissement de deux cartes litho-structurales qui précisent et portent des compléments aux cartes géologiques existantes.

Une cartographie géologique de Debbagh a été établie à partir d'une base des données des informations géologiques disponibles créée dans un S.I.G. Le système comprend deux niveaux principaux de données : la lithologie et les failles.

Les résultats obtenus ont permis de noter une bonne corrélation entre la géologie et la tectonique au sein de région de Debbagh.

Mots clés : Néritique oriental, Debbagh, minéralisations, aéromagnétisme, déconvolution d'euler, télédétection et S.I.G

ABSTRACT

The Debbagh represents the most important massive of eastern neritic (Northeast Algeria), it is characterized by its potential mining resources with two types of mineralization (kaolin and gossans). It consists of autochthonous formations of Triassic to Miocene which are hosted in carbonate formations of Cretaceous. In the present study, a geological characterization has been done for both the banking carbonate formations, and the clay and ferruginous mineralization through petrographic, geochemical and mineralogical analysis. These carbonates represent a wall of karstic pockets and no genetic relationship is reported between them and kaolinic mineralisations (matahalloysite especially) whose mother rock is represented by Senonian marls rich in illitic products. The kaolin of Debbagh is of supergenic origin, and gossan consisting mainly of exotic limonites in the form of goethite and hematite are formed by per descendum solutions

A structural study was made by several inversion methods: Geophysics; Euler Deconvolution has been applied to real aeromagnetic anomalies data reduced to the pole of the Debbagh area to locate the magnetic sources and estimate their depths using a structural index of 0.25 for contacts and 1.25 for faults, a moving window size (grid points) of 11x11 cells and a tolerance of 15%. The depths obtained by Euler solutions range from 0.03 km to 1.25 km for contacts and about 0.43 km to 6 km for faults. The synthesis of the results deduced from the modeling of aeromagnetic data has tracked and highlighted major events, major tectonic and lithological contacts and delineate the magnetic sources of this area.

The remote sensing: The analysis of satellite data Landsat 7 ETM + of the Debbagh area aims to identify geological and structural units in order to facilitate mapping. Specific treatments techniques used namely the analysis of color composite image and some directional filters have yielded good discrimination of lithology and identify the direction of major accidents. Two lineament's maps produced were subsequently used for the establishment of two lithostructural maps that specify and include supplements to existing geological maps.

A geological mapping of Debbagh has been established from a database of available geological information created in a G.I.S The system comprises two main levels of data: lithology and faults.

The results obtained allowed to note a good correlation between geology and tectonics in the Debbagh region.

Key words: Eastern neritic, Debbagh, mineralization, aeromagnétisme, euler déconvolution, remote sensing and G.I.S.

ملخص

يعتبر دباغ أهم كتلة نيريتية قسنطينية شرقية (شمال شرق الجزائر) إذ يحتوي على موارد منجمية كامنة تتمثل في الكاولين وقبعات الحديد السطحي يتكون من تشكيلات تريباسية محلية و ميوسانية والمتوضعة على تشكيلات كربوناتية كريتاسية.

الدراسة الحالية عرض للخصائص الجيولوجية للتشكيلة الكلسية ، الطينية والحديدية من خلال التحاليل المجهرية، الجيوكيميائية والفلزية. هذه الكربونات التي تمثل جدار كارستي أظهرت عدم وجود أي علاقة جينية بينها وبين الكاولين (مبتاهالوازيت خاصة). يمثل المارن السينونيان الغني بالأليت الصخرة الأم. كاولين دباغ ذو طبيعة سطحية، والقبعات الحديدية المكونة من الليمونيت (الجيوثايت والهيماتيت) تكونت عن طريق الحركة التنازلية للمحاليل السطحية.

الدراسة التركيبية أنجزت بعدة طرق: الجيوفيزياء ، أولر التي طبقت على المعطيات الأيرومغناطيسية الحقيقية لمنطقة دباغ بهدف تحديد المصادر المغناطيسية وتقدير عمقها باستعمال المؤشر التركيبي 0.25 للأجسام الجيولوجية و1.25 للفوالق، النافذة 11x11 ونسبة الخطأ 15% .أعماق الأجسام الجيولوجية تراوحت بين 0.03 و 1.25 كم في حين قدرت أعماق الفوالق ب0.43 و 6 كم.

تحليل النتائج المحصل عليها من خلال المعطيات سمح باستخراج أهم الحركات الجيولوجية، حدود الأجسام والحركات التكتونية.

الإستشعار عن بعد ومن خلال التركيب اللوني والمرشحات المتجهة مكنت من وصف المكونات الصخرية وتحديد الحركات الجيولوجية كما تم انشاء خريطتين صخرية- تركيبية والتي تحدد وتضيف عناصر جديدة للخرائط الجيولوجية السابقة.

تم القيام برسم خرائطي لدباغ عن طريق قاعدة معلومات جيولوجية من خلال نظام المعلومات الجغرافية (ن.م.ج) تلى مستويين: طبيعة الصخور والفوالق. النتائج المحصل عليها كانت على قدر كبير من التوافق بين جيولوجية وتكتونية منطقة دباغ.

الكلمات المفتاحية : النيريتية الشرقية، دباغ، موارد منجمية، الأيرومغناطيسية، أولر، الإستشعار عن بعد ونظام المعلومات الجغرافية.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GENERALE	01
-----------------------	----

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE 1 : CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

1. Les grands éléments structuraux du nord de l'Algérie	05
2. Contexte géologique du constantinois	09
2.1. Lithostratigraphie du constantinois	11
2.2. Evolution structurale du dispositif constantinois	20
2.3. Paléogéographie du domaine néritique	23

CHAPITRE 2 :GEOLOGIE DU MASSIF DE DEBBAGH

Introduction	24
1. Lithostratigraphie	25
1.1. Les formations néritiques autochtones	27
1.2. Les unités allochtones	29
2. Tectonique	30
2.1. Les déformations souples	30
2.2. La tectonique cassante	30
3. Evènements géologiques majeurs de Djabel Debbagh	30
4. Travaux antérieurs	31
4.1. Travaux géologiques	31
4.2. Travaux géochimiques	32
5. Les principales hypothèses génétiques	33
5.1. L'hypothèse hydrothermale	33
5.2. L'hypothèse sédimentaire	34
5.3. L'hypothèse pédogénétique	35

DEUXIÈME PARTIE

CHAPITRE 1 : ECHANTILLONNAGE, MATERIEL ET METHODES MISES EN OEUVRE

1. Echantillonnage et préparation des échantillons	37
2. Méthodes analytiques	38
2.1. Observations microscopiques	38
2.2. Susceptibilité magnétique massique	38
2.3. Diffraction aux rayons x	40
2.4. La fluorescence aux rayons x	43
2.5. La cathodoluminescence x	43
2.6. La cartographie géologique	44

CHAPITRE 2 : CARACTERISATION GEOLOGIQUE DES FORMATIONS CARBONATEES : PETROGRAPHIQUE, GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE

Introduction	45
1. Présentation de l'encaissant carbonate	45
2. Analyse lithostratigraphique	47
3. Description des microfacies et reconstitution des milieux de dépôt	57
3.1. Microfacies mf1 : wackestones à rudistes et lamellibranches	58
3.2. Microfacies mf2 : packstones à grainstones à bryozoaires et crinoïdes	58
3.3. Microfacies mf3 : packstones à grainstones à crinoïdes	59
3.4. Microfacies mf4 : packstones à grainstones à orbitolines et rudistes	61
3.5. Microfacies mf5 : packstones à grainstone à peloides	62

4. Modèle sédimentologique	64
5. Analyses chimiques des formations carbonatées	66
6. Minéralogie magnétique: susceptibilité magnétique massique	67
7. Minéralogie par diffractométrie aux rayons x	68
8. Pétrographie sous cathodoluminescence	69
9. Conclusion	72

CHAPITRE 3: CARACTERISATION GEOLOGIQUE DES MINERALISATIONS KARSTIQUES

Introduction	74
1. Etude des minéralisations kaoliniques	74
1.1. Morphologie des corps minéralisés	74
1.2. Formation des poches karstiques	78
1.3. Description des minéralisations et leurs relations avec l'encaissant carbonate	78
1.4. Minéralogie des formations kaoliniques	84
1.5. Analyses géochimiques	95
2. Etude des minéralisations ferrugineuses	97
2.1. Caractérisation minéralogique	99
2.2. Analyses géochimiques	103
3. Genèse des minéralisations	104
Conclusion	107

TROISIÈME PARTIE : CARACTERISATION STRUCTURALE

CHAPITRE I : CARACTERISATION STRUCTURALE PAR LA METHODE MAGNETOMETRIQUE

Introduction	108
1. Aperçu sur la méthode magnétométrique	109
1.1. Le champ géomagnétique	118
1.2. Éléments du champ géomagnétique	110
1.3. Le champ géomagnétique de référence mondial (IGRF)	111
2. Description des données aéromagnétiques	113
3. Application de la méthode magnétométrique	115
3.1. Traitement des données aéromagnétiques	115
3.2. Filtrage numérique des données aéromagnétiques	119
3.3. Interprétation des données aéromagnétiques	120
4. Méthode de la Déconvolution d'Euler	124
4.1. Paramètres de la Déconvolution d'Euler	125
4.2. Application de la méthode au modèle théorique	126
5. Application de la méthode de la Déconvolution d'Euler aux données rebelles de Drbbagh	128
Conclusion	132

CHAPITRE 2 : CARACTERISATION STRUCTURALE PAR LA TELEDETECTION

1. Etat de l'art de la télédétection	134
2. Caractéristiques de Landsat 7	137
3. Domaines d'application de la télédétection	138
4. Apport de la télédétection en géologie	139
5. Caractérisation structurale du massif de Debbagh par télédétection	140
5.1. Matériel et données utilisées	141
5.2. Différents traitements utilisés	142
5.2.1. Composition colorée	143
5.2.2. Les cartes lineamentaires	145

5.2.3. Cartes lithostructurales de la zone d'étude	148
Conclusion	150

CHAPITRE 3 : APPORT DES SYSTEMES D'INFORMATION GEOGRAPHIQUE (SIG) POUR L'ETUDE DU GISEMENT DE DJEBEL DEBBAGH

1. Généralités sur les S.I.G	151
2. Etablissement de la base de données	153
3. Méthodologie	154
4. Description de la base de données	155

REPONSES AUX PROBLEMATIQUES MINIERES ET STRUCTURALES	163
---	-----

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	168
--	-----

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	172
------------------------------------	-----

LISTE DES FIGURES

N°	Titre de figure	Page
1	L'orogène alpin péri-méditerranéen (d'après Durand-Delga, 1969)	5
2	Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes (d'après Durand-Delga, 1969)	6
3	Carte schématique illustrant la répartition des différents domaines paléogéographiques (avec détail le domaine externe) (Lahondère, 1977)	8
4	Carte géologique de la disposition de la formation post-nappe du Constantinois (Vila, 1980 in Atmania, 2010), modifiée.	10
5	Principaux affleurements des séries néritiques Constantinoises (d'après Vila, 1980)	11
6	Colonne lithostratigraphique du néritique constantinois (in Laaziz, 2009 ; modifié)	14
7	Positionnement structural de la plateforme néritique constantinoise par rapport aux zones externes de la chaîne alpine d'Algérie nord oriental (d'après (Kazitani, 1986 et Aris, 1994).	20
8	Carte de situation géographique de l'aire d'étude.	24
9	Extrait de la carte géologique de la région de Debbagh (Deleau, 1938).	25
10	Colonne lithostratigraphique de la série néritique de Djebel Debbagh (Vila, 1980 ; modifiée).	26
11	Susceptomètre KLY-3 Kappabridge	39
12	Diffractomètre D8- Advance Bruke	43
13	Vue d'ensemble de la partie centrale et méridionale du massif de Debbagh	46
14	Vue générale de M'zaret Debbouze	47
15	Calcaires aptiens durs aux bordures du karst 46 (Partie orientale) : A; Les deux premiers niveaux de la coupe et B; Zoom des deux niveaux.	48
16	Calcaires pulvérulents recouverts par les argiles brunes : A; Vue globale du troisième niveau et B; Vue détaillée des calcaires pulvérulents	48
17	Calcaires massifs avec des endroits bréchifiés.	49
18	Coupe lithologique des formations carbonatées de M'zaret Debbouze	50
19	Calcaires massifs au niveau de la Mine de kaolin	51
20	Calcaires albo-cénomaniens à <i>foraminifères</i> traversés par la calcite	51

21	Cristaux de calcite bien cristallisés.	52
22	Dolomie avec des calcites bien cristallisées : A ; vue d'ensemble et B; Zoom d'une partie de la photo A	52
23	Dolomie grise ferrugineuse.	55
24	Alternance calcaires – dolomies dans la zone de la Mine	53
25	Coupe lithologique des formations carbonatées de la zone de la Mine.	54
26	Calcaires compacts stratifiés.	55
27	Alternance de calcaires microsparitiques et calcaire micritiques.	55
28	Alternance calcaires- argiles.ferrugineuses	56
29	Coupe lithologique des formations carbonatées de Mechtet Bou Helassa	57
30	Microfaciès MF1: Wackestones à rudiste (Ru), lamellibranches (La) et crinoïdes (Cr).	58
31	Modèle paléo-environnemental de la rampe carbonatée du massif de Debbagh (ZAVT: Zone d'action des vagues de tempêtes. ZAVBT: Zone d'action des vagues de beau temps)	65
32	Diagramme de diffractométrie aux rayons X de calcaire de la partie orientale	68
33	Diagramme de diffractométrie aux rayons X de calcaire de la partie centrale	68
34	Le karst 46 (La partie orientale)	75
35	La partie superficielle du karst dans la partie orientale.	76
36	Cave tabulaire dans la zone de la mine de kaolin	76
37	Cavité karstique de taille réduite au sein de plateau de Ain El Ouahch	77
38	Forme aciculaire de la poche karstique 49 (partie méridionale).	77
39	Le grès numidien surmonte le remplissage karstique.	78
40	Coupe schématique du karst 46 (SONAREM, 1978) ; modifiée	79
41	présence de scorodites dans les chapeaux de fer de la partie orientale.	80
42	Zone de transition entre les minéralisations kaoliniques, ferrifères et les formations carbonatées	81
43	Coupe géologique AÀ Echelle 1/10000 (SONAREM 1979 ; modifiée).	81
44	Faciès à l'affleurement de la partie centrale	83
45	Alternance de Kaolin blanc et des chapeaux de fer.	83
46	Coupes horizontales au premier et deuxième niveau	85

47	Evolution verticale et latérale des dépôts du karst 46.	94
48	Diagrammes de diffractométrie aux rayons X d'argile blanche du 1 ^{er} niveau (Ech 7)	87
49	Diagrammes de diffractométrie aux rayons X d'argile blanche de 2 ^{ème} niveau (Ech 10)	88
50	Diagramme de diffractométrie aux rayons X d'argile plastique (Ech 5)	88
51	Diagramme de diffractométrie aux rayons X d'argile friable (Ech 2)	89
52	Diagramme de diffractométrie aux rayons X d'argile noire (Ech 12)	89
53	Diffractogramme aux rayons X de la roche totale de kaolin de la partie centrale	90
54	Diffractogramme aux rayons X de la roche totale de kaolin de la partie centrale	91
55	Diffractogramme aux rayons X de la roche totale de kaolin de la partie occidentale	92
56	Diffractogramme aux rayons X de la fraction argileuse de la partie centrale	94
57	Diffractogramme aux rayons X de la fraction argileuse de la partie occidentale	94
58	Chapeau de fer au niveau de M'zaret Debbouze	97
59	Les chapeaux de fer au sein des karsts de petite taille	98
60	Minéralisation ferrugineuse de la partie centrale dans les carbonatées (A) et les calcaires fracturés (B),	98
61	Affleurement des chapeaux de fer dans les formations carbonatés (A) et argileuses (B)	98
62	Chapeaux de fer au niveau de Mechtat Bou Helassa.	99
63	Diffractogramme de diffractométrie aux rayons X de chapeau de fer	100
64	Diffractogramme de diffractométrie aux rayons X de chapeau de fer de la partie occidentale	101
65	Diffractogramme de diffractométrie aux rayons X de chapeau de fer de la partie centrale	102
67	éléments du champ géomagnétique dans le système de coordonnées sphériques (Le Mouël, 1969)	110
68	Les composantes du champ magnétique terrestre (d'après Telford et al, 1998)	110
69	Cartes des éléments du champ géomagnétique de Djebel Debbagh de la	112

	région de Guelma à l'époque de 1975: (Les valeurs moyennes des éléments du champ sont: $F=42900nT$, $I=-51^\circ$ et $D=-2,6^\circ$).	
70	Plan de situation de la région d'étude avec les caractéristiques des panneaux survolés entre 1969 et 1974 (Aeroservice Corporation., 1975)	114
71	Organigramme du traitement des données aéromagnétiques.	116
72	Carte du champ magnétique normal (local) de la région de Debbagh (Guelma).	117
73	Carte du champ magnétique total (brut) de la région de Debbagh (Guelma)	118
74	Carte du champ des anomalies magnétiques résiduelles de la région de Debbagh (Guelma)	118
75	Carte du champ des anomalies magnétiques réduites au pôle.	121
76	Carte de la dérivée X du champ anomal réduit au pôle.	123
77	Carte de la dérivée Y du champ anomal réduit au pôle.	123
78	Carte de la dérivée Z du champ anomal réduit au pôle.	124
79	a) Localisation horizontale du modèle synthétique composé par une faille verticale (A) et un prisme rectangulaire (B). b) Réponse magnétique TMI (<i>Total Magnetic Intensity</i>).	127
80	a) Réponse magnétique TMI (<i>Intensité Magnétique Totale</i>) de la faille verticale. b) Solution en faille ($SI=1.25$, $Z=0.15\%$ et $W=11\times 11$). c) Histogramme des valeurs des solutions en faille ($Moy=5.479$ km).	128
81	(a) Réponse magnétique TMI (<i>Intensité Magnétique Totale</i>) du prisme rectangulaire, (b) Solution en contact avec les paramètres d'Euler; $SI=0.25$, $Z=0.15\%$ et $W=11\times 11$, (c) Histogramme des valeurs de solutions en contact ($Min= 2.144km$, $Max=3.969km$, $Moy=2.976$ km, $Sd=0.2925$)	130
82	Solution de la Déconvolution d'Euler (contact) projetée sur la carte géologique de Djebel Debbagh.	130
83	Solution de la Déconvolution d'Euler des failles projetée sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle	131
84	Les différentes scènes de l'Algérie, le rectangle rouge indique la scène utilisée	141
85	Landsat ETM+7, canaux 3,2 et 1 en RVB couvrant la zone d'étude (région de Guelma) (Path 193 et Row 35), (Le rectangle rouge indique la zone	142

	d'étude).	
86	Organigramme des différents traitements utilisés	143
87	Composition en couleurs naturelles 321 de Djebel Debbagh	144
88	Composition colorée 732 de Djebel Debbagh	145
89	Composition colorée 531 de Djebel Debbagh	145
90	le filtre directionnel (135° à matrice 3x3) de Djebel Debbagh	146
91	Filtre directionnel (135° à matrice 3x3) du gisement de Debbagh	147
92	Carte linéamentaire) de Djebel Debbagh	147
93	Carte linéamentaire du gisement de Debbagh	148
94	Carte litho-structurale de Djebel Debbagh	149
95	Carte litho- structurale de gisement de Debbagh	150
96	Passage du format raster au vecteur	155
97	Structure de la table « Lithologie »	156
98	Structure de la table « faille »	157
99	Structure de la table « Courbe de niveau »	157
100	Structure de la table « Sondage	158
101	Structure de la table « Tranchée »	159
102	Structure de la table « falaise »	159
103	Structure finale de quatre tables (courbes de niveaux, sondages, tranchées et falaises)	160
104 a	Structure finale de deux tables (formations lithologiques et failles),	161
104 b	Légende de la structure finale de deux tables (formations lithologiques et faille	162

LISTE DES TABLEAUX

N°	Titre du tableau	Page
1	Analyses chimiques en éléments majeurs de calcaires de Debbagh	66
2	Susceptibilité magnétique massique des formations carbonatées	67
3	Composition chimique des échantillons de kaolin selon les catégories de M'zaret Debbouze	96
4	Susceptibilité magnétique massique des chapeaux de fer du Massif de Debbagh	99
5	Composition chimique des échantillons de chapeaux de fer du massif de Debbagh :	103
6	Description des bandes capturées par le satellite Landsat 7	138
7	La table « Lithologie »	156
8	La table « Contacts »	156
9	La table « Courbe de Niveau »	157
10	La table « Sondage »	158
11	La table « Tranchée »	158
12	La table « Falaise »	159

LISTE DES PLANCHES

N°	Titre de planche	Page
1	Planche I. Microfaciès MF2 : Packstones à grainstones à bryozoaires et crinoïdes. A. grainstone à bryozoaires (Bry), crinoïdes (Cr), lamellibranches (La). et rudistes (Ru); B. Packstone à grainstone à bryozoaires (Bry), crinoïdes (Cr) et péloïdes (Pl); C. Packstone à bryozoaires (Bry), rudistes, lamellibranches (La) et échinodermes (Ech); D. Packstone à grainstone à bryozoaires (Bry), échinodermes (Ech) et lamellibranches (La).	59
2	Microfaciès MF3 : Packstones à grainstones à crinoïdes. A. crinoïdes(Cr), lamellibranches (La); B. Packstone à grainstone à échinodermes (Ech) et lamellibranches (La), rudistes (Ru) et discocyclines (Dis); C. Packstone à grainstone à crinoïdes (Cr), brachiopodes (Br) et alvéolines (Alv); D. Packstone à grainstone à crinoïdes (Cr), ostracodes et orbitolines (Or); E. Packstone à grainstone à crinoïdes (Cr) et fusulines (Fu) F. Packstone à grainstone à crinoïdes(Cr), orbitolines (Or) fenestrae (Fe) et: sparite (Sp).	60
3	Microfaciès MF4 : Packstone à grainstone à orbitolines. A. Packstone à orbitolines (Or), rudistes (Ru), lamellibranches (La) et ostracodes (Os); B. Packstone à grainstone à orbitolines (Or), rudistes (Ru); C. Packstone à grainstone à orbitolines (Or) et crinoïdes(Cr).	62
4	Microfaciès MF5 : Packstones à grainstone à péloïdes. A. Packstone à grainstones à péloïdes (Pl), algues vertes (Alg. V) et lamellibranches (La), brachiopodes (Br) et alvéolines (Alv); B. Packstone à grainstone à péloïdes (Pl) et crinoïdes (Cr), ostracodes et orbitolines (Or); C. Packstone à grainstone à péloïdes (Pl), crinoïdes (Cr) et orbitolines (Or). D. Packstone à grainstone à intraclastes (Int), crinoïdes (Cr) et sparite (Sp); E. Grainstone à pellets (Pe), échinodermes (ech) et alvéolines (Al).	63
5	Ciments calcitiques déterminés par lumière naturelle et par la cathodoluminescence dont la couleur est due à la présence de Mn^{2+} : A₁ : Calcite altérée (Ca), A₂ : Ciment claire, B₁ : Sparite (Sp), B₂ : Ciment brillant, C₂ : Ciment syntaxial (Csyn), Sparite (sp), C₁ : Ciment calcitique à couleur jaune (CJ), orange (CO) et noir (CN)	70
6	Ciments calcitiques déterminés par lumière naturelle et par la cathodoluminescence dont les couleur est due à la présence de Fe^{2+} :: A₁ : Ciment syntaxial (C syn), A₂ : Ciment sombre, B₁ : Calcite altérée (Ca), B₂ : Ciment calcitique altéré (CCA), ciment noir t, C₁ Sparite (Sp), C₂ : Ciment calcitique à couleur rouge (CR)	71

INTRODUCTION GENERALE

Le Nord-est algérien est caractérisé par la présence de plusieurs gisements et indices de différente nature. Les minéralisations argileuses et ferrugineuses ont fait l'objet de plusieurs études d'ordre géologiques et gîtologiques depuis le début du siècle dernier. Dans ce contexte un travail appréciable et méthodique a été mené dans toute la zone du Constantinois dont le but d'apporter plus de précision sur la structure de la région.

La complexité d'ordre structural caractérisant la région de l'Algérie nord oriental, et plus précisément celle du Constantinois, d'où le problème de sa mise en place (formation autochtone et allochtone) a été discuté par plusieurs géologues. La néotectonique, un nouvel axe pour la caractérisation structurale du Constantinois et particulièrement sa partie orientale dont l'aire d'étude fait partie avec ses formations kaoliniques et ferrugineuses.

Cette complexité structurale ainsi que l'intérêt économique minier de Debbagh, nécessitent une amélioration des reconnaissances sur la structure géologique de la région. De délimiter ainsi les zones d'intérêt minier permettant de développer des recherches plus détaillées ultérieurement, il devient capital, afin de cibler de futures zones potentielles, de mieux comprendre l'architecture et la genèse de ce site minier qui est en cours d'exploitation.

Assassi (2006), dans sa thèse de Doctorat a consacré une bonne partie à la reconstitution des températures des fluides responsables des précipitations du minerai de kaolin dans le massif de Debbagh. Elle a ajouté des nouveaux arguments pour répondre au problème de la genèse de ces dépôts. A partir de là, il devient curieux à travers ce travail, de soulever pour la première fois de manière exclusive un second problème : la relation minéralisations/structures géologiques dans la région de Debbagh.

Contrairement aux massifs néritiques centraux et occidentaux, aucune étude d'ordre structural et sédimentologique n'a été effectuée au sein de la région de Debbagh depuis celle de Vila (1980). Aucune étude géophysique n'a été signalée dans le secteur d'étude.

L'absence ou le manque d'informations géologique, géophysique et structurale nous a poussé d'élaborer cette étude pluridisciplinaire lithostratigraphiques, pétrographique, géochimiques, minéralogiques et structurale en appliquant pour la première fois les méthodes géophysiques

et la télédétection, afin de ressortir les relations entre les différentes formations minéralisantes et encaissantes d'une part et entre les minéralisations et les structures géologiques existantes d'autre part.

Le présent travail s'inscrit dans un axe de cartographie moderne en utilisant des méthodes géophysiques inverses : Magnétométrie et la Déconvolution d'Euler. Le but étant de contribuer une caractérisation structurale, par l'identification des anomalies magnétiques et la délimitation des corps géologiques et des structures lineamentaires ainsi que l'estimation de leurs profondeurs, permettant d'individualiser et de croiser des informations géologiques et structurales à partir d'une étude comparative de la carte géologique et les cartes magnétiques. Un objectif visé est d'apporter de nouveaux éléments à la carte géologique établie par Vila en 1980 en mettant en relation les données recueillies sur le terrain et le levé magnétique utilisé, donc la compréhension de l'architecture géologique de la zone de Debbagh dans son ensemble et pourquoi pas de porter une attention particulière à certains phénomènes dans des secteurs potentiels pour l'exploration minière afin d'identifier des axes d'exploration.

Le bon choix des paramètres de ces inversions permettant d'avoir des bons résultats, et d'avoir une idée sur la distribution des propriétés physiques du sous-sol qui sont généralement proches de la réalité et qui sont assez importants dans l'exploration minière.

Donc à part la mise en œuvre des anomalies magnétique, la géophysique appliquée permet de valider les données géologiques et structurales disponibles. De déterminer les géométries et les extensions des principales structures géologiques.

Une seconde cartographie moderne caractérise ce travail, en utilisant les nouvelles techniques utilisées dans le Nord, notamment l'imagerie satellitale et la cartographie sous SIG afin de contribuer une reconnaissance géologique dans le Constantinois oriental par l'évaluation de l'apport de la télédétection (Landsat7 ETM+) dans la discrimination lithologique et linéamentaire aux échelles 1/200.000^{ème} et 50.000^{ème} dans la région de Debbagh, en comparant les résultats de cette méthode inverse avec les travaux de terrain antérieures.

La principale qualité et originalité de ce travail est de mettre en évidence le premier modèle 2D de cette région, d'où la nécessité de l'intégration de tous types des données disponibles. La réponse aux problématiques minières et structurales a été mises en évidence pour la première fois dans la région de Debbagh ; un apport très intéressant dans le Constantinois oriental

1. OBJECTIFS DE L'ETUDE

Les objectifs assignés à cette étude sont résumés par les deux points accentueurs suivants :

- Contribution à une meilleure connaissance géologique de la série néritique Constantinoise et de massif de Debbagh (Secteur d'étude);
- Définition de l'impact de la lithologie et des structures géologiques sur les types des minéralisations existantes dans le Nord du Constantinois, à travers l'étude du cas concret de Djebel Debbagh qui représente le massif le plus important dans la partie orientale vu sa superficie. L'intégration et le développement des divers outils géologiques, géochimiques, minéralogiques et géophysiques manier à mieux comprendre l'architecture et l'origine de différentes unités géologiques au sein de Debbagh.

2. ORGANISATION DU MANUSCRIT

Ce document est divisé en trois parties. *La première partie* concerne le scénario géologique et paléogéographique. Elle s'est organisée comme suit :

- Le chapitre 1: Présentation des grands éléments structuraux de l'Algérie nord orientale, ainsi que son évolution structurale et géodynamique. Ceci succède par une synthèse géologique de la Série Néritique Constantinoise;
- Le chapitre 2 : Présentation du cadre géologique du massif de Debbagh (Zone d'étude) en présentant sa lithostratigraphie et sa tectonique.

La deuxième partie est consacrée à la caractérisation géologique. Elle est organisée de la façon suivante :

- Chapitre 1 : Présentation de matériel et des méthodes analytiques utilisées pour la caractérisation géologique fondamentale des minéralisations kaoliniques et ferrugineuses ainsi que leurs encaissant carbonaté ; pétrographie, minéralogie et géochimie.
- Chapitre 2 : Etude détaillée de l'encaissant carbonaté, depuis la description macroscopique des facies jusqu'à la reconstitution du milieu de dépôt
- Chapitre 3 : Caractérisation géologique des minéralisations kaoliniques et ferrugineuses à travers les différents résultats d'analyses en présentant l'essentiel des discussions et interprétations correspondantes.

La troisième partie est un panorama de techniques de cartographie utilisées dont l'objectif est la caractérisation de la zone d'étude de point de vue structural. Elle est subdivisée en trois chapitres comme suit :

- Chapitre 1 : Caractérisation structurale et cartographie géophysique par la méthode magnétométrique ainsi que la méthode de la Déconvolution d'Euler qui se basent sur le traitement, le filtrage numérique des données aéromagnétiques, l'établissement et l'interprétation des cartes magnétiques. pour la délimitation des formations géologiques et structurales ;
- Chapitre 2 : Caractérisation structurale par imagerie satellitaire (Téledétection), afin de donner une discrimination lithologique et pour identifier les directions des accidents tectoniques
- Chapitre 3 : Apport de système d'information géographique (S.I.G) pour l'étude de la région de Debbagh ;

Puis c'est une présentation des réponses aux problématiques minières et structurales

Et en fin c'est la présentation des principales conclusions.

PREMIERE PARTIE :

**CONTEXTE GEOLOGIQUE ET
PALEOGEOGRAPHIQUE**

PREMIER CHAPITRE :

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

CHAPITRE 1: CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

L'Algérie du Nord ou la chaîne des Maghrébides représente un segment de la chaîne alpine d'où s'individualisent deux ensembles morpho-structuraux génétiquement différents : la chaîne littorale et l'avant pays, qui sont séparés par une vaste plateforme à sédimentation essentiellement néritique regroupant à la fois l'organisation constantinoise d'où Djebel Debbagh (zone d'étude) fait partie et l'organisation sud sétifienne.

La complexité d'ordre structural caractérisant la région de l'Algérie nord oriental, et plus précisément celle du Constantinois ainsi que son intérêt économique minier nécessite une amélioration des connaissances sur la géologie structurale de la région. Ce qui a poussé plusieurs auteurs d'effectuer des études pluridisciplinaires : lithostratigraphiques, structurales et minéralogiques sur les massifs néritiques constantinois notant parmi les plus importants celui de Debbagh.

1. LES GRANDS ELEMENTS STRUCTURAUX DU NORD DE L'ALGERIE

La chaîne alpine d'Afrique du Nord ou la chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 Km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien (Fig. 1).

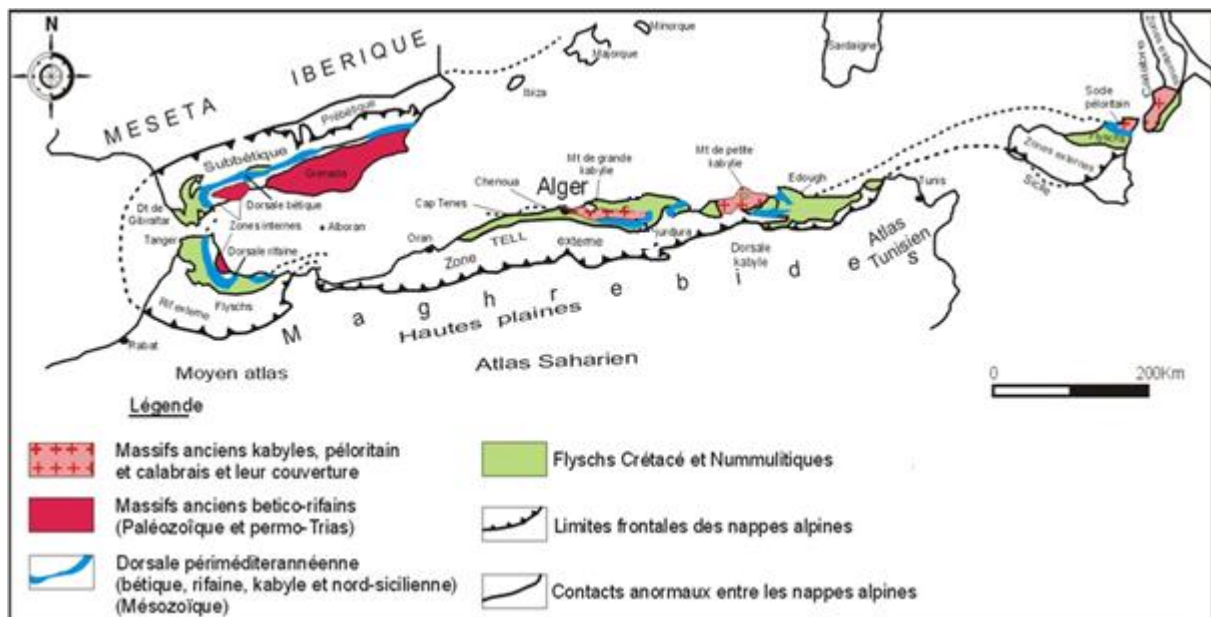


Figure 1: L'orogène alpin péri-méditerranéen (d'après Durand-Delga, 1969)

La chaîne des Maghrébides résulte probablement de la convergence et de la collision d'un élément de la marge sud européenne avec la marge nord-africaine d'un bassin téthysien maghrébin qui faisait communiquer la Téthys ligure avec l'Atlantique central. (Tapponnier, 1976 ; Trumpy, 1983 (in Rebahi, 2008; Wildi, 1983; Dercourt et al ., 1985).

Classiquement dans le Nord de l'Algérie plusieurs domaines paléogéographiques sont distingués : le domaine interne, domaine des flyschs et le domaine externe (Fig.2) ; dont ces trois unités tectono-stratigraphiques forment l'organisation allochtone; la chaîne littorale de la chaîne alpine. Tandis que l'avant pays englobe successivement d'Ouest en Est les unités suivantes: L'unité néritique du Sud sétifien, l'unité néritique constantinoise, les écailles des Sellaoua et l'avant pays autochtone (Wildi, 1983).

1.1 LA CHAÎNE LITTORALE

1.1.1. LE DOMAINE INTERNE

En Algérie, il s'agit du socle kabyle (Raoult, 1974) et de la dorsale calcaire (Glangeaud, 1932 ; Durand Delga, 1969 et Boullin et al., 1986). Un socle métamorphique panafricain et hercynien; et des terrains cambriens à carbonifères modérément métamorphisés (Sonet, 1969) et leur couverture mésozoïque et tertiaire formant la dorsale calcaire. Ces zones internes sont surtout développées à l'Est d'Alger où elles constituent les massifs de Grande et Petite Kabylie. A l'Ouest, le massif du Chenoua et le Cap Ténès qui sont des témoins, réduits aux unités de la dorsale calcaire. Les zones internes chevauchent le domaine des flyschs et le domaine tellien. En petite Kabylie, les chevauchements sont très plats et des formations mésozoïques et tertiaires métamorphisées, appartenant aux unités telliennes et aux flyschs, apparaissent en fenêtre sous le socle kabyle à plusieurs dizaines de kilomètres en arrière du front de chevauchement.

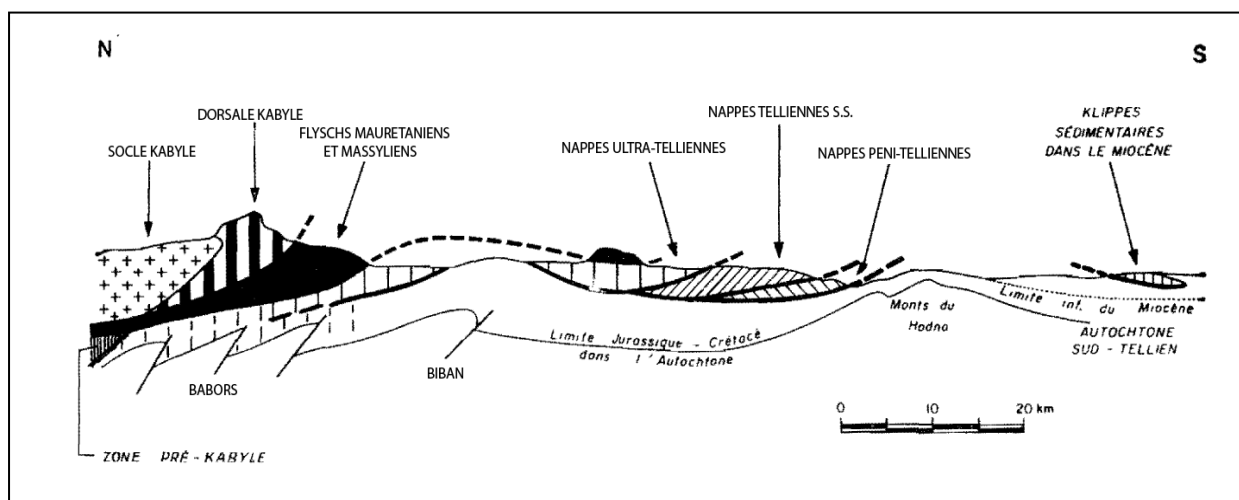


Figure 2: Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes (d'après Durand-Delga, 1969)

1.1.2. LE DOMAINE DES FLYSCHS

Ce sont des terrains allochtones d'âge Crétacé à Paléogène (Raoult, 1972). Dans ce domaine, vu la complexité structurale de la zone des flyschs ainsi que la pauvreté de celle-ci en fossiles, ils ont été pendant longtemps mal connus, on distingue :

1.2.1. Flyschs Mauritiens

Ce sont des flyschs de type « Guerrouch » (Tithonique- Crétacé inférieur) au Nord (Gélard, 1969), sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaireux et gréseux. La série débute par des radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

1.2.2. Flyschs Massyliens

Ce sont des flyschs argilo-quartzitiques d'âge Crétacé inférieur avec des phanites du Cénomaniens suivi par une alternance d'argiles et de micro-brèches du Crétacé supérieur (Raoult, 1969).

1.2.3. Flyschs Numidiens

Ils forment une entité à part. il occupe une position structurale allochtone, la plus haute de l'édifice alpin Ce sont gréseux pélitiques d'âge qui va de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur (Lahondère et al., 1979). Avant la fin du Burdigalien, ces derniers ont subi un décollement et charriage à vergence nord (Bouillin, 1977 et Vila, 1980).

1.1.3. LE DOMAINE TELLIEN EXTERNE

Il s'agit de séries très épaisses à dominante marneuse issue du sillon Tellien, lui-même est subdivisé en trois grandes unités (Guiraud, 1973., Vila, 1980., Obert, 1981., Wildi, 1983., Aissaoui, 1984, Bureau, 1984., Bureau, 1986), et qui sont du Nord vers le Sud (Fig.3):

- ✓ Les unités ultra-telliennes, dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs ;
- ✓ Les unités telliennes sensu-stricto, avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les enchevêtrements de faciès néritiques restent modérés du Crétacé supérieur à l'Eocène ;
- ✓ Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites, à faciès néritique prépondérant du Crétacé supérieur à l'Eocène.

Ces dernières séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avant-pays méridionaux, les unités sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise.

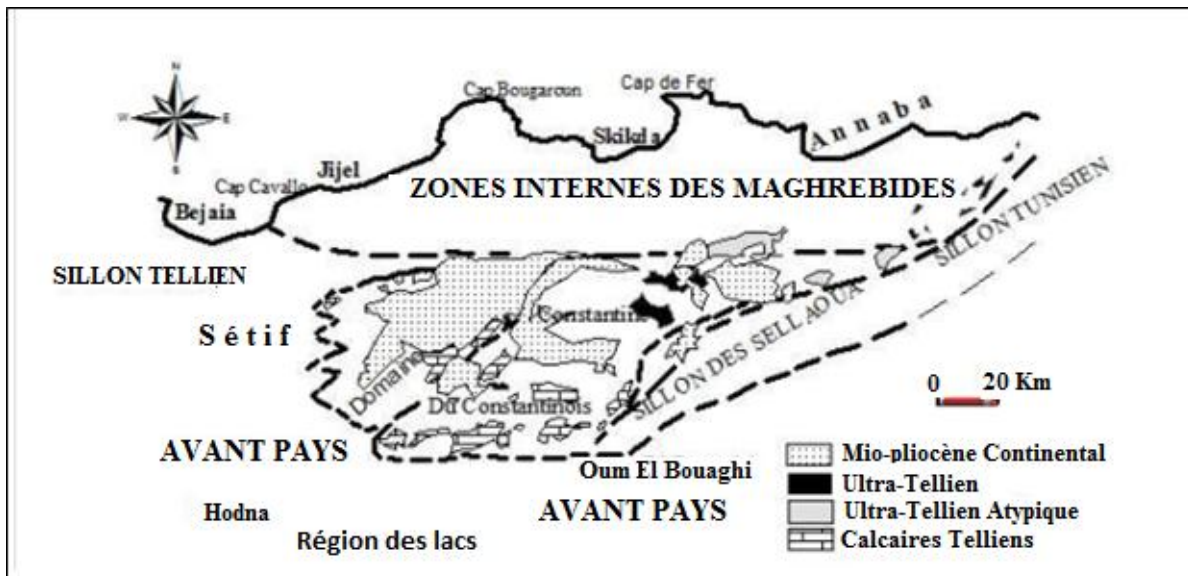


Figure 3. Carte schématique illustrant la répartition des différents domaines paléogéographiques (avec détail le domaine externe) (Lahondère, 1977).

1.2. LES SERIES DE L'AVANT PAYS

La chaîne des Maghrébides est bordée, au Sud, par des séries de l'avant-pays de nature et de comportement tectonique variables. Elles se représentent successivement d'Ouest en Est par les unités et domaines suivants (Wildi, 1983) :

- ✓ Les unités sud sétifiennes;
- ✓ L'unité néritique constantinoise;
- ✓ Les écailles des sellaoua;
- ✓ L'avant pays autochtone.

1.2.1. Les unités sud sétifiennes

Ces unités considérées par (Savornin, 1920) comme « bati pré-saharien », elles ont été décrites par Vila (1980) sous l'appellation « ensemble allochtone sud-sétifien ». Les séries sétifiennes présentent uniformément un caractère de plate-forme subsidente, seule leur partie méridionale décèle des variations significatives qui annoncent l'autochtone Hodnéen plus méridional à l'Ouest (Djebel Tafourer). Elles se situent au Sud et à l'Ouest de la nappe néritique Constantinoise, est considéré comme autochtone depuis les travaux de Savornin (1920) et Glaçon (1963)

1.2.2. L'unité néritique constantinoise

Elles représentent l'essentiel des massifs calcaires qui constituent la série néritique Constantinoise des massifs isolés, de tailles variables, et sont caractérisées par d'épaisses formations carbonatées plus au moins karstiques du Mésozoïque à caractère de plate-forme

subsidente. La série des massifs calcaires méridionaux ne dépasse pas le Turonien et se termine par un contact anormal. Aucune formation d'âge éocène n'est liée stratigraphiquement à la série néritique Constantinoise (Vila, 1980).

Cette unité est considérée comme autochtone Durand Delga (1969), pour Vila (1980), elle est allochtone et chevauche les écailles de Sellaoua et les unités sud-sétifiennes. L'autochtonie de ces unités est reprise par Chadi (1991 et Coiffait (1992).

1.2.3. Les unités des Sellaoua

Ces unités ont fait l'objet d'une étude détaillée par David (1956) et Voute (1967). Elles sont issues d'un sillon allongé du Sud-ouest au Nord-est. Elles affleurent au Sud-est des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites, l'Oligocène est signalé par Vila (1980) et Coiffait (1992).

L'écaillage de ces séries est attribué à des raccourcissements considérables ayant provoqué des chevauchements de grandes ampleurs.

1.2.4. L'avant pays autochtone

L'ensemble est représenté par les Monts du Hodna, les Monts de Batna et les massifs des Aurès. Il se distingue par des séries Mésozoïques épaisses. La sédimentation y est restée homogène à faciès de plate-forme subsidente envahie par une sédimentation gréseuse qui débute au Berriasien et se termine à l'Albien (Guiraud, 1973 et Vila, 1980).

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE DU CONSTANTINOIS

Sur près de 160 km d'Ouest en Est et sur 80 km du Nord au Sud. La néotectonique a dispersé les affleurements des séries néritiques constantinoises en massifs isolés par des dépressions périphériques. Ce domaine qui appartient au domaine tellien a fait l'objet de nombreuses études: (Daresté De La Chavane, 1910., Blayac, 1912., Deleau, 1938., Durand-Delga, 1969., Vila, 1969., Vila, 1980., Lahondère, 1983., Lahondère et Magne., 1983. Ce vaste domaine est caractérisé par des dépôts triasiques, jurassiques et crétacés.

Les massifs du néritique constantinois se subdivisent en trois groupes qui sont respectivement du Nord au Sud (Fig 4) :

- ✓ Un groupe nord oriental autour de Guelma ;
- ✓ Un groupe central autour de Constantine ;
- ✓ Un groupe méridional autour d'Ain M'lila.

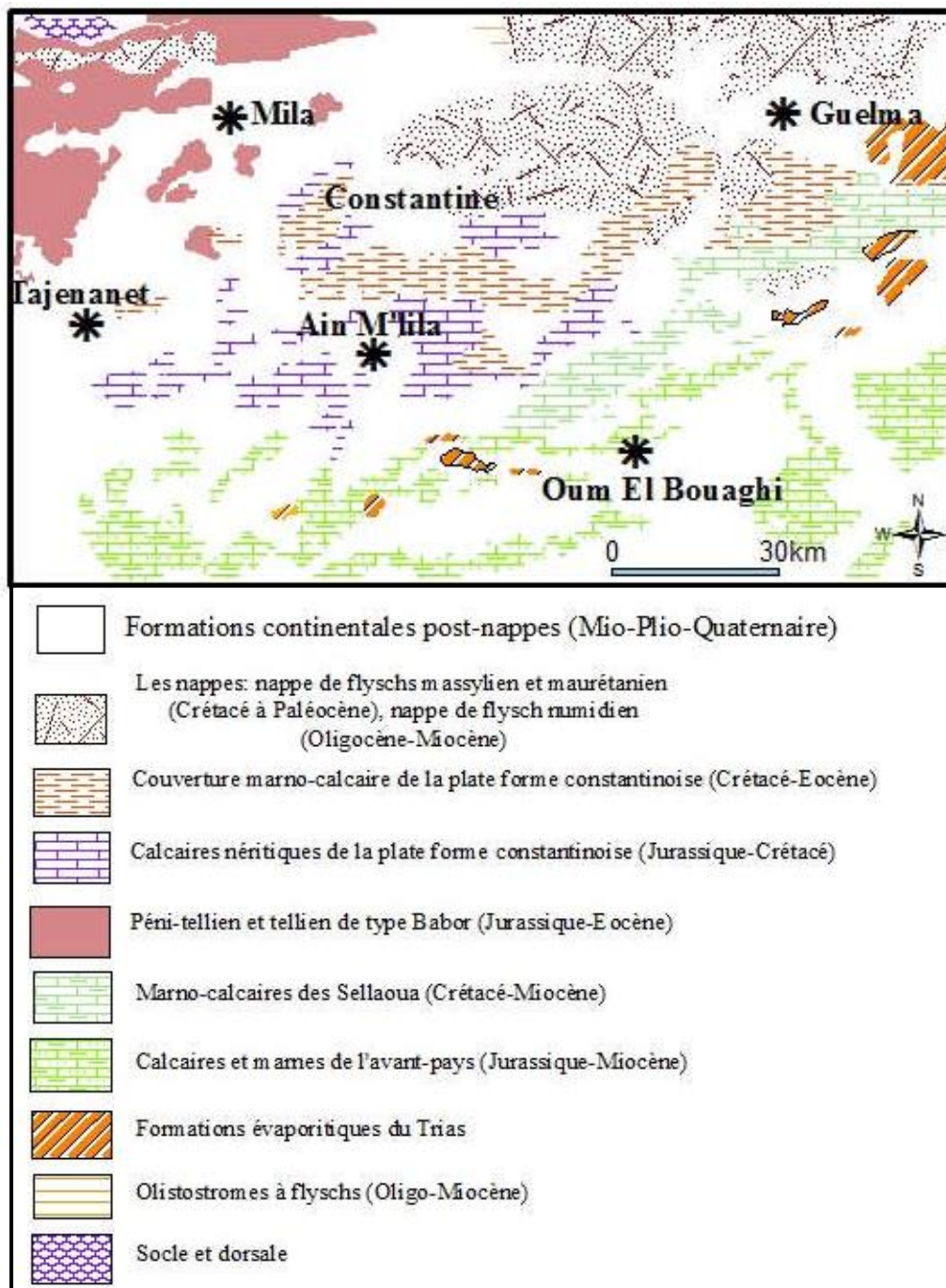


Figure 4: Carte géologique de la disposition de la formation post-nappe du Constantinois (Vila, 1980 in Atmania, 2010), modifiée.

Le néritique Constantinois constitue l'essentiel des reliefs calcaires, dont les affleurements les plus importants des trois groupes sont; au Nord: les Djebels Debbagh, Grar, Taya ... ; au Centre: Oum Settas, le rocher de Constantine, le Chettaba, les Djebels Zouaoui, Frikitia, Felten et Grouz...et au Sud: les monts de Aïn M'lila avec les Djebels Fortas, Guérioun, Ouled Sellam, Téioualt et Timetlass (Fig 5).

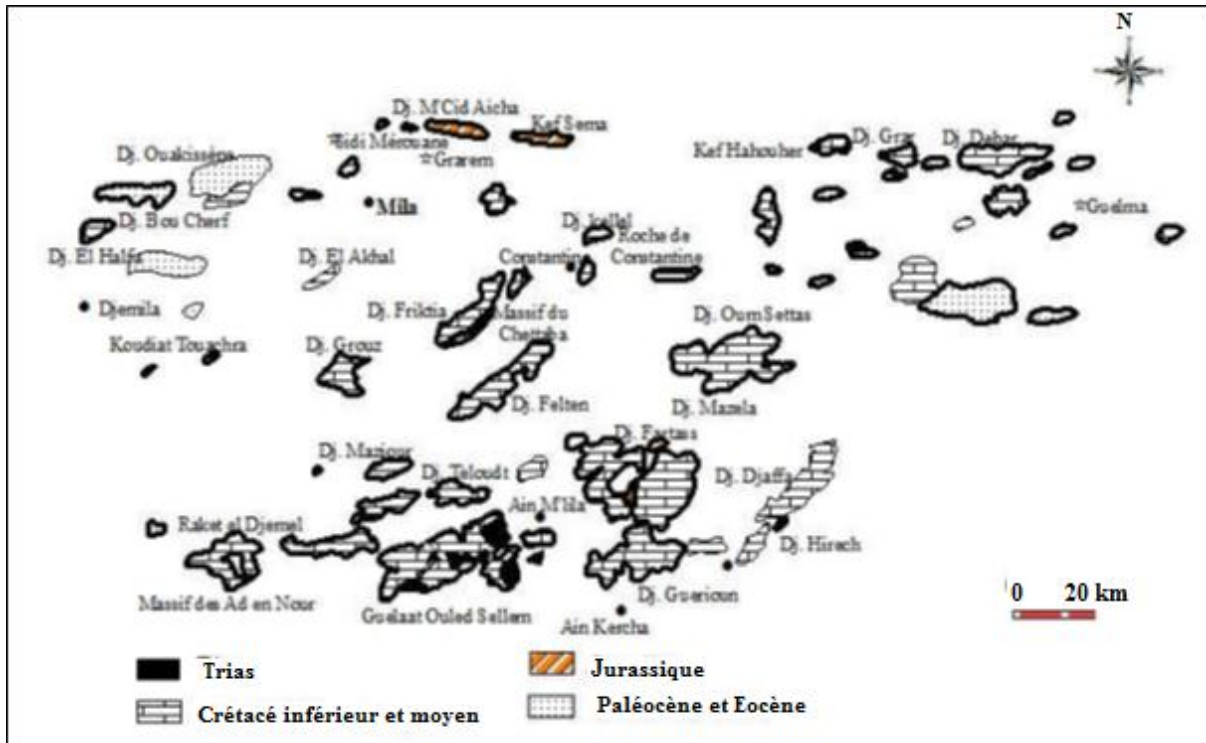


Figure 5: Principaux affleurements des séries néritiques Constantinoises (d'après Vila, 1980)

2.1. LITHOSTRATIGRAPHIE DU CONSTANTINOIS

Les grands traits stratigraphiques de la série néritique constantinoise (Fig. 6) sont actuellement bien connus. Il s'agit essentiellement de formations de calcaires jurassique-crétacés et une couverture marno-calcaireuse d'âge Sénonien supérieur à Eocène avec la présence des lacunes de sédimentation (Aris, 1994).

2.1.1 TRIAS

Dans la partie orientale du constantinois; les formations les plus anciennes appartiennent du Trias. Elles se rencontrent à la station de Nador ainsi qu'à l'Est de Djebel Debbagh (Durand Delga, 1969 et Vila, 1980). Cette série débute par des couches grésopélitiques rouges légèrement métamorphiques du Trias inférieur et moyen, des niveaux argilo-gypseux et des calcaires vermiculés attribués au Rhétien par analogie à un faciès rencontré aux Aurès (Vila, 1980).

Les affleurements sont généralement peu étendus, À l'échelle du Constantinois, dont les plus importantes sont observées dans la partie centrale suivant la direction du fossé de Ain Smara (Sud de Constantine) et coincées plus au Sud (la région de Ouled Rahmoune) dans les unités allochtones à matériels éocènes (Vila, 1980), le plus important affleurement correspond à la terminaison orientale du chaînon de Chettaba à l'Ouest immédiat de Constantine. Ce

chaînon est d'ailleurs bordé au Sud par une lame triasique qui se suit d'Ain Goulia à Ain el Aleg. La présence du Trias est enregistée dans plusieurs massifs parmi lesquels on peut citer :

- ✓ Le massif du Kheneg où le Trias est visible le long de certaines fractures ;
- ✓ Le flanc sud du Chettaba sous forme de lames (il est exotique) ou sous forme de pointement à l'extrémité nord-oriental de ce massif, il est donc diapirique;
- ✓ Le massif de l'Oum Settas et le Djebel Felten, il se présente soit sous forme de lames à la base des unités allochtones, soit le long des fractures;
- ✓ Les environs d'Ouled Rahmoune où le plus souvent le Trias se rencontre sous forme de lames à la base des unités charriées.

2.1.2. JURASSIQUE

Dans le Constantinois, les formations d'âge Jurassique sont représentées par des dolomies noires largement cristallines bien observées au Djebel Debbagh et au Kef Hahouner (Raoult, 1974), (groupe nord oriental), il est représenté par des formations dolomitiques noires et azoïques dont l'épaisseur varie de 20 à 100m.

Il affleure en bordure des massifs du Djebel Kheneg (Nord-Ouest de Constantine), sur la bordure septentrionale du Djebel Kerkara (la terminaison Est) et sur la terminaison périclinale ouest du massif du Chettaba (Djebel Frikitia), du Djebel Akhal, au Nord de Constantine et dans les massifs d'Ain M'lila; au Teioualt (groupe méridional).

Il s'agit en général des formations dolomitiques et de calcaires à silex, dont la puissance peut dépasser 600m. Ces formations sont localement associées à des calcaires massifs oolithiques et parfois à des marnes Le sommet de la série est riche en *Calpionella alpina*, *Clypeina jurassica*, *Thaumatorella parvavesiculifera*, *conicosperillina* et d'autre formes qui caractérisent le Jurassique supérieur (Aris, 1994). On les rencontre à Djebel Frikitia à l'Ouest de Constantine le Jurassique supérieur est dolomitique ainsi qu'au Nord vers le Djebel Kheneg la dolomitisation se développe avec une épaisseur de 300 à 350 mètres surmontés par des calcaires du Jurassique supérieur et Néocomien (Vila, 1980).

Le Jurassique se présente au Djebel Timetlass (Nord-ouest d'Ain M'lila) par une série de calcaires massifs à intercalations de biomicrites, des marnes vertes et rouges et des calcaires à débris de coquilles ; cet ensemble est daté du Lias (Aris, 1994).

2.1.3. CRETACE

Le Crétacé occupe la plus grande partie des affleurements de la région de Guelma, L'épaisseur totale de cet étage atteint 1000 m en moyenne (Raoult et Fourcade., 1973).

Le passage Jurassique-Crétacé défini dans la partie orientale de Djebel Debbagh, est souligné par un repère à Coprolites (*Fraveina salvenis* et *Fraveina prusensis*) à la base des alternances calcaro-dolomitiques du Néocomien (Vila, 1980).

Les terrains crétacés affleurant dans la région de Constantine correspondent le plus souvent à des calcaires néritiques déposés sur une ancienne plate-forme appelée Môle néritique Constantinois qui est aujourd'hui morcelé du fait de la tectonique en différents massifs isolés : le Rocher de Constantine, le Massif de Chettaba à l'Ouest et Djebel Oum Settas au Sud-est forment les affleurements les plus importants dans les environs de Constantine.

2.1.3.1. NEOCOMIEN

En allant vers la limite nord orientale du Constantinois, le Néocomien est essentiellement dolomitique avec des passées calcaires ; il affleure à Kef Hahouner (Raoult, 1974) où il a livré des charophytes et des textularidés. la série peut dépasser 500 m et elle atteint 100m à Djebel Debbagh.

Dans le constantinois central un approfondissement du milieu a provoqué le développement d'une série de marnes , de calcaires argileux et de marno-calcaires contenant des niveaux de marnes jaunes à Ammonites La série se termine par des calcaires massifs à silex ; elle s'observe également dans les massifs du Djebel Kheneg (200m) et le massif du Chettaba.

Le faciès est observé aussi dans les massifs méridionaux, il ne dépasse pas 300m d'épaisseur à Djebel Teioualt (Chadi, 1991).

2.1.3.2. BARREMIEN

Dans la partie orientale du Constantinois ; il est constitué par des dolomies de base surmontées par des calcaires massifs identifiés au Kef Hahouner (Raoult, 1974), au Djebel Grar et au Djebel Taya (Vila, 1980) grâce aux associations à *orbitolinopsis capnensis*, *néotrocholina fibrugensis*, des *cunéolines* et *palorbitolina lenticularis*. Il est très bien développé, sa puissance peut atteindre les 500m. Au Djebel Debbagh, le Barrémien fait corps avec le Néocomien à l'Est, tandis qu'à l'Ouest, il fait à peu près 200m d'épaisseur et sa limite inférieure est marquée par l'apparition de *néotrocholines* et *dasycladacées* (Vila, 1980).

Dans la région de Constantine, Il est visible au niveau des massifs du Chettaba, de Felten, de l'Oum Settas et du Djebel Kheneg .Il correspond à une épaisse série de calcaires massifs clairs avec des intercalations de marnes grises. Les calcaires contiennent une riche microfaune à *litiolidés*, *textularidés*. *choffatella decipiens* (Arris, 1994).

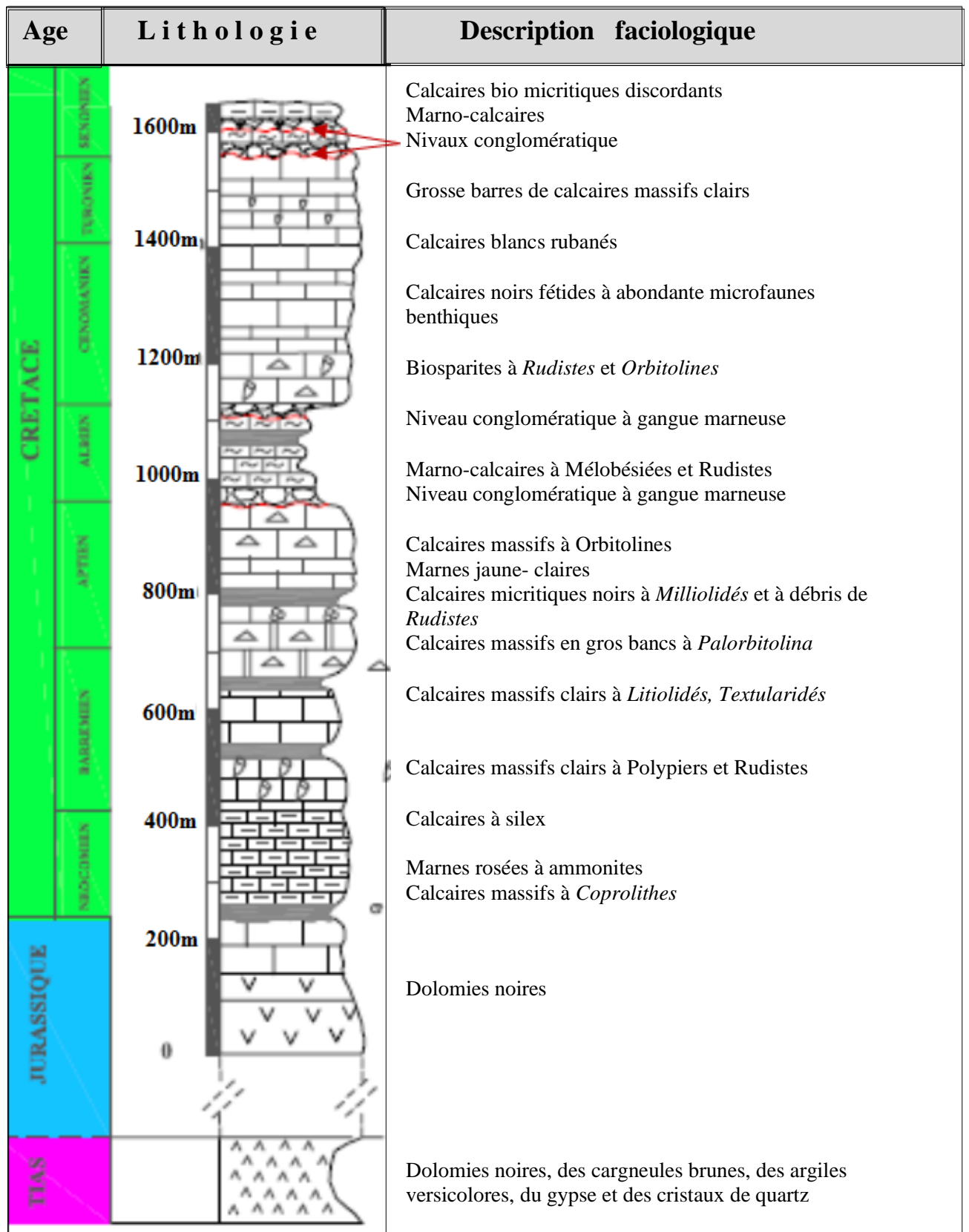


Figure 6: Colonne lithostratigraphique du néritique constantinois (in Laaziz, 2009 ; modifié)

Dans les Monts de Ain M'lila le Barrémien supérieur est représenté par une épaisse série de calcaire à algues et de marnes gréseuses à dictyoconus arabicus et palorbitolina lenticularis (Chadi, 1991) par contre au niveau de Djebel Akral, au Nord-Ouest, le Barrémien est marno-calcaire.

2.1.3.3. APTIEN

La série paraît constante sur tout le Constantinois avec des intervalles condensés par endroit. Elle affleure largement au Djebel Debbagh, et peut atteindre 100m d'épaisseur (Vila, 1980). Elle comprend à sa base des calcaires micritiques, puis des calcaires massifs qui ont livré des orbitolines (pracorbitolina), un niveau à Charophytes, des salpingoporelles et des cunéolines (cunéolina scarcellai, debarina hahonnerensis et sunéolina glaurentis-camposauri) des miliolites ainsi que des ovalvéolines (ovalveolina reicheli).

Dans les monts d'Ain M'lila, la base de la série est constituée de marnes gréseuses et de dolomies (Bär, 1957). L'Aptien se termine par une surface d'érosion régionale (Aris, 1994): L'Aptien inférieur reste régressif, alors que l'Aptien supérieur marque une légère incursion marine transgressive à son début et régressive à sa fin, marquée dans la série stratigraphique par l'apparition de faciès péri-récifaux, des dissolutions engendrant des bird eyes et une surface durcie d'extension régionale (Chadi, 1991) ; observée aussi dans les monts de Constantine au Djebel Mazela près de l'Oum Settas (Sud-est de Constantine) où l'Aptien supérieur montre des passées décimétriques de marnes jaune clair parfois à grains centimétriques de pyrites (Aris, 1994).

2.1.3.4. ALBIEN

L'Albien supérieur a été défini dans le constantinois oriental au sein de Djebel Grar, Kef Hahouner (Raoult, 1974) et Djebel Taya où il fait corps avec le Vraconien. Son épaisseur varie de 100 à 200m et correspond à des calcaires à silex et des biosparites à agardiellopsis crétacéa et hedbergella washitensis.

Dans la partie centrale, l'ensemble de la série ne dépasse jamais la centaine de mètres. Un épisode érosif la réduit parfois à une dizaine de mètres et peut disparaître comme c'est le cas au nord du Djebel Oum Settas (Vila, 1980) où il correspond à des marnes, marno-calcaires glauconieux et légèrement phosphatés. Les calcaires glauconieux livrent d'abondantes melobesidés, Rudistes, Echinides et hedbergella.sp. Dans le massif du Djebel friktia au Sud-ouest de Chettaba, l'Albien est représenté par une série, épaisse de 40 à 50 mètres, constituée de marnes et de calcaires noduleux à ammonites, mélobisiées et des hedbergelles de types

washitensis, avec une association à foraminifères benthiques (dorothia sp, conorotalites gr...etc.) et à ostracodes (Vila, 1980).

Vers la terminaison méridionale du Constantinois, la plupart des massifs néritiques montre un Albien qui a constitué le colmatage d'un paléo-karst (Chadi, 1991). L'Albien est représenté par une séquence binaire de marnes et calcaires microconglomératiques et se termine par une surface durcie.

2.1.3.5. CENOMANIEN

Le Cénomaniens inférieur : affleure à l'Est de Djebel Debbagh, au Grar et à El Kalaa (Vila, 1980). C'est une formation Calcaire qui a livré des associations à orbitolines (rotalipora Sp., orbitolina conica) et des mélobésiées (neoiraqia Sp.) ; son épaisseur est d'environ 100m.

Le Cénomaniens supérieur est représenté par des calcaires à rudistes (caprina schiosinsis) et à grandes cunéolines et n'affleure qu'au Djebel Debbagh oriental (Vila, 1980), son épaisseur dépasse 100m. Ailleurs, il est absent ou fait corps avec le Sénonien Inférieur.

Dans les monts de Constantine, le Cénomaniens est représenté par d'épaisses séries de calcaires blancs massifs associés à des barres bio-détritiques à rudistes (Van de Fliert, 1955 et Raven, 1957), des niveaux de biomicrites à *Miliolidés* (Guiraud, 1990). Ces séries sont visibles au massif du Kheneg, au Djebel Grouz, au Djebel Felten, au Rocher de Constantine, au Djebel Kellal et à l'Oum Settas. Cependant dans le massif du Chettaba, la série est à faciès pélagique, elle est représentée par des marnes et des marno-calcaires, ce qui peut être expliqué par une subsidence différentielle de la plate forme constantinoise.

Dans les massifs méridionaux le Cénomaniens inférieur est à faciès néritique, conglomératique et discordant sur l'Aptien. Au Cénomaniens moyen-supérieur, on observe un changement radical de la sédimentation où les calcaires néritiques albo-aptien succèdent les marnes pélagiques (Chadi, 1991). Ce bouleversement paléogéographique au sein de la plate forme constantinoise a été interprété dans la région de Guelma par un affaissement du môle néritique constantinois (Lahondère et Magné, 1983).

2.1.3.6. TURONIEN

Cette formation n'affleure qu'au Kef Hahouner, dans le Nord du constantinois, elle est représenté par des formations calcaires disposées en bancs minces à débris d'oursins, d'inocérames et des mélobésiées (Raoult, 1974).

Le Turonien montre une lithologie comparable à celle du Cénomaniens dans le Rocher de Constantine, les massifs de l'Oum Settas et du Djebel Felten. Il comprend des calcaires rubanés, incluant de grosses barres de calcaires massifs clairs à rudistes (Radiolarites,

Hippurite) (Vila, 1980) à rares et minces intercalations des calcaires sombres. Le Turonien change et devient essentiellement représenté par des calcaires à silex au Nord de Djebel Kerkara (Lahondère, 1983). Par contre au Djebel Grouz, Djebel Kheneg et au Chettabah, le Turonien est représenté par des calcaires à silex de quelques mètres d'épaisseur (Lahondère, 1983. In Arris, 1994). Ces niveaux débutent localement par des assises conglomératiques remaniant les calcaires du Cénomaniens et qui sont visibles sur le massif du Kheneg et au Djebel Kerkara.

2.1.3.7. SENONIEN

A. Le Sénonien inférieur

Dans les massifs d'Ain M'lila et dans la région de Guelma, le Sénonien inférieur à faciès pélagique repose directement sur le Cénomaniens supérieur (Djebel Guerion, Kef Hahouner).

Il est essentiellement marno-calcaire avec des séries discordantes et conglomératiques à la base. Il s'observe dans les massifs du Chettaba, du Grouz, du l'Akhral et du Kheneg. On note l'absence du Sénonien inférieur sur certains massifs (Oum Settas –Mazela).

B. Le Sénonien supérieur

Au Nord et au Nord-ouest de l'Oum Settas, dans le rocher de Constantine et plus au Nord-est dans les massifs de Guelma, le Sénonien supérieur est représenté par une série condensée de calcaires biomicritiques dans lesquels s'intercalent des marnes parfois épaisses.

Dans les massifs méridionaux (Djebel Guerion) le Sénonien supérieur est marno-calcaire et épais (500m d'épaisseur), faciès nettement épais (450m d'épaisseur). On note qu'il y a une lacune stratigraphique régionale du Sénonien inférieur, le Sénonien supérieur peut reposer en discordance sur plusieurs termes inférieurs d'âge différent allant de l'Aptien au Turonien.

2.1.3.8. PALEOGENE

A. Paléocène

Il est représenté par des marnes noires à passées brunâtres à globigerina daubergensis, globigerina triloculinoïdes et globorotalia pseudobulloïdes, (Lahondère et Magné., 1983), rencontrés au-dessus des niveaux marneux du Maestrichtien inférieur et des biomicrites du Maestrichtien supérieur au massif de Mechtat Bou Zitoune et à Kalaa Bou Diar (Constantinois oriental). L'épaisseur de cette formation peut atteindre 20 à 25m.

Le Paléocène est représenté par des formations marneuses faisant suite aux séries du Maestrichtien. Les affleurements les plus septentrionaux des zones externes décrites par Vila

(1977) au Nord-ouest de Constantine et reprises par Coiffait (1992), comportent une centaine de mètres de marnes noires contenant des niveaux de boules jaunes carbonatées mal individualisées. Ces marnes ont livrées une microfaune homogène de globigérine triloculoides, globotruncalia pseudobulloides, G.compressa et anomalia acuta du Paléocène inférieur et des globorotalia velascoensis et globigerina pseudomenardii associées à de nombreux *Globigérines* assez petites du Paléocène supérieur (Coiffait, 1992). Le sommet de la série est souligné par des calcaires à concrétions phosphatées et des marnes à *Globigerinides* dans lesquelles se fait le passage Paléocène terminal-Yprésien.

B. Eocène

Au Djebel Debbagh, l'Eocène est représenté par des calcaires noirs de l'Eocène inférieur (Lahondère et Magne., 1983). Ces formations reposent sur les marnes paléocènes. Les marnes et pélites à concrétions calcaires jaunes de l'Eocène moyen feraient suite stratigraphiquement à la formation inférieure mais dans certains cas ils pourraient reposer directement par un contact anormal sur le Paléocène. Il s'agit ici d'un terme ne dépassant pas 25m d'épaisseur.

Aux environs de Constantine, l'Eocène est représenté par une série épaisse à dominance calcaire. Cette série débute par des marno-calcaires, des calcaires bitumineux à rognons et lits de silex noirs, puis des calcaires phosphatés. Ces niveaux permettent d'observer en lames minces de nombreux *Globigérines* associées à des *Globorotalia* du groupe G. aragonensis attribués à l'Yprésien. Par dessus, cet ensemble, vient une puissante série de marnes grises à gris noir contenant de nombreux bloc bien individualisés de calcaires de taille allant du centimètre au mètre. Ces marnes ont livré une riche microfaune avec : hautkenina cf. alabamensis, globigerina mexicana, G. cf. yeguaensis, globorotalia topilensis, G. cocaensis...etc. du Lutétien (Coiffait, 1992).

.2.1.3.9. NEOGENE

Aux environs de Constantine les formations du Néogène sont regroupées en trois ensembles : le Numidien dont la base a été daté de l'Oligocène supérieur; le Miocène marin et le Mio-Pliocène continental.

A. Miocène marin (Le Numidien)

Il s'agit d'une puissante série sédimentaire marine, transgressive, formée de grés, de calcaires gréseux à pectinides et de marnes. Elle débute le plus souvent par des formations détritiques, parfois grossiers, ravinantes et discordantes sur des terrains créacés à Eocène Aris (1994). Ces séries livrent une microfaune significative à *Globigerina*. Pa chyderme,

Globorotatilina mayeri, *Globoquadrina dehiscens* (Vila, 1977). C'est à l'Est immédiat de Constantine, au niveau de Djebel el Ouahch, qu'on rencontre l'affleurement le plus important du Numidien, qui se prolonge de façon presque continue au delà de Guelma.

B. Miocène continental

Il est caractérisé par l'abondance d'éléments grossièrement détritiques. Il s'agit de dépôts lacustres avec des conglomérats bruns constitués de blocs de grés numidien bien roulés noyés dans une matrice limoneuse de teinte rouge. Vers le sommet on trouve des sables fauves et des marnes argileuses grises à intercalation de calcaires concrétionnés, pisolithiques et oolithiques brunâtres et calcaires caverneux blancs.

C. Pliocène

Il est représenté par une alternance de marnes souvent rouges et de calcaires lacustre blanchâtre rosé ou gris-beige. Vers le sommet ces calcaires sont plus grumeleux et plus crayeux. Ces faciès sont assez variés, et se localisent dans la région de Constantine, d'El Aria et du Khroub, Des gastéropodes pliocènes ont été récoltés (Van de Fliert, 1955) et Vila , 1977). Il s'agit de *Helix numidica*, *Lunnea jobae*, *Lunnea thomasi*.

2.1.4. QUATERNAIRE

Le quaternaire est représenté d'après Benabbes et al, 2001 par :

- Des éboulis, des alluvions et des formations de pente. Les éboulis sont surtout développés en bordure des massifs numidiens et des massifs calcaires comme le Djebel Oum Settas.
- Les alluvions récentes des Oueds correspondent à des limons, des graviers et des galets roulés. Les alluvions anciennes des Oueds se composent de galets, de limons et de graviers, parfois encroûtés provenant d'anciennes terrasses. Les alluvions anciennes des plateaux sont composées d'éléments roulés, limons et graviers. Elles sont souvent cimentées par une croûte calcaire. Les formations de pente correspondent à des glaciais polygéniques qui forment des surfaces très faiblement inclinées près des plaines.
- Les croûtes calcaires du Villafranchien sont directement disposées sur des calcaires et des conglomérats.
- Les tufs calcaires (tufs du Mansourah) correspondent à des zones de sources chaudes, présentant un aspect concrétionné plus ou moins vacuolaire.

2.2. EVOLUTION STRUCTURALE DU DISPOSITIF CONSTANTINOIS

La période préectogénique de la chaîne alpine de l'Algérie a commencé dès le Trias, mais elle s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs, dont le contenu est largement charrié au dessus des zones externes qui enregistrent des déformations influencées par l'héritage structural anté-Tertiaire (Kazitani, 1986 et Aris, 1994) (Fig.7).

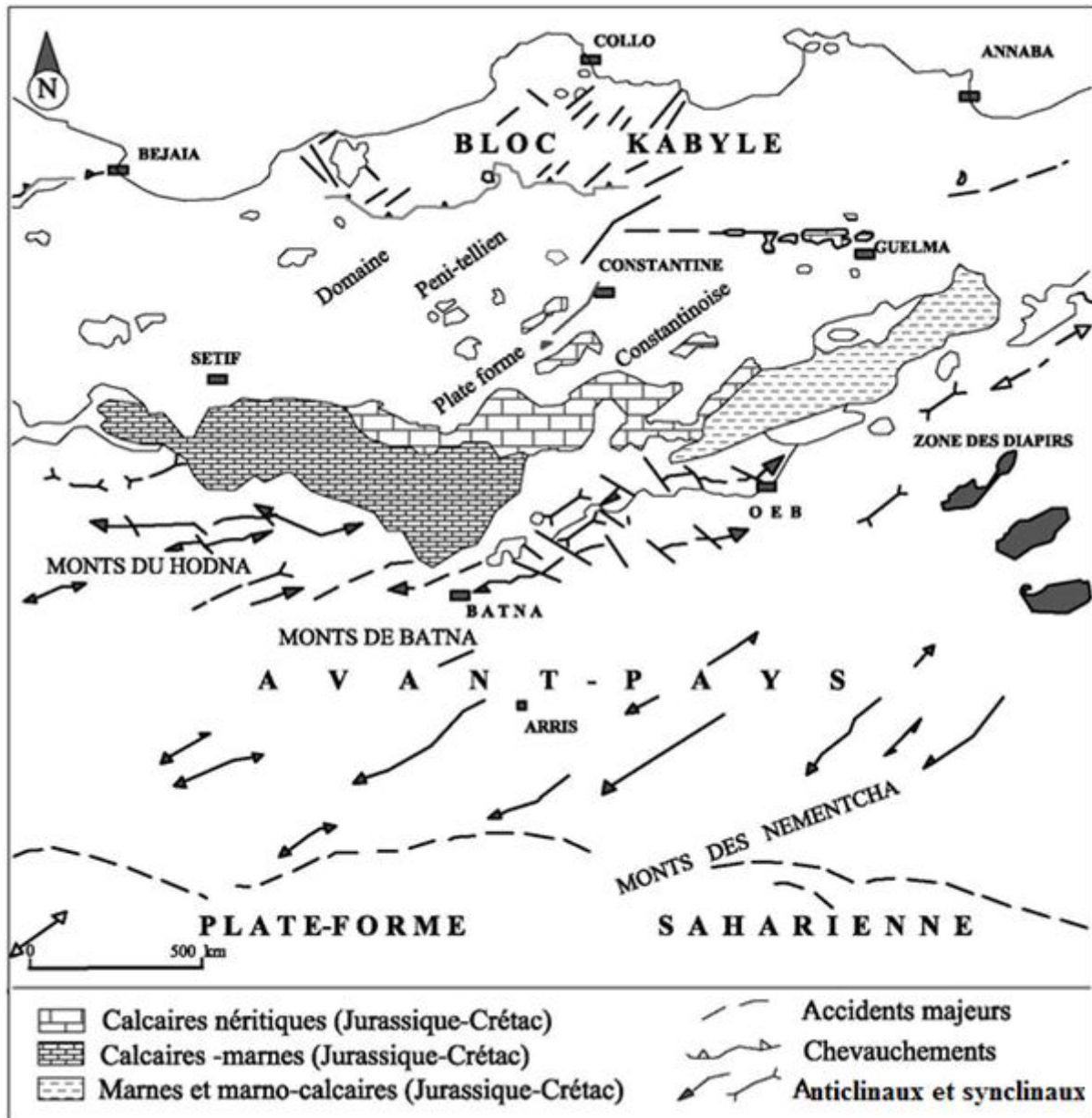


Figure 7: Positionnement structural de la plateforme néritique constantinoise par rapport aux zones externes de la chaîne alpine d'Algérie nord oriental (d'après (Kazitani, 1986 et Aris, 1994).

La structuration du bassin maghrébin est héritée d'une structuration ancienne (Guiraud, 1973), il s'agit d'un accident qui est une ancienne fracture profonde majeure

connue actuellement sous le nom de flexure « sud atlasique », qui délimite la plate forme saharienne stable des domaines de l'avant pays de la chaîne des Maghrébides (Guiraud, 1973 ; Bureau, 1984 et Bureau, 1986).

Le dispositif structural constantinois est le résultat de la superposition de trois phases tectoniques qui se sont succédées du Crétacé supérieur jusqu'au Pliocène et même jusqu'à l'actuel, avec des manières et d'intensités diverses. Ces phases tectoniques caractérisent l'orogène alpin de l'Algérie du Nord : la phase atlasique, la phase alpine et la phase tectonique post-nappe.

Au cours de Tertiaire, à l'Eocène- Oligocène: l'absence de formations d'âge Eocène supérieur et Oligocène dans la région d'étude est interprétée (Vila et Leikine., 1976 in Boukrouh, 2006) par l'effet de **la phase Atlasique** qui est très vraisemblablement responsable de l'émersion du domaine néritique septentrional et du développement d'une surface d'érosion sur laquelle viendront reposer ces nappes au Miocène moyen. Elle a aussi abouti à des plis (affectant la région des Sellaoua et celle des lacs).

Au cours de Miocène, **la phase Alpine** est responsable des grands chevauchements, notamment les mouvements tangentiels qui ont engendré le recouvrement du domaine néritique par les différentes nappes de charriage, y compris la nappe numidienne au Burdigalien moyen à supérieur.

La phase Austrasienne: elle a abouti à la structuration en horst des massifs calcaires des bordures du bassin constantinois et à l'écaillage de la nappe numidienne (Vila, 1980)

Au Miocène supérieur: la phase tectonique a commencée au Tortonien, qui a provoqué des écaillages dans la région des Sellaoua et des chevauchements modérés de certains massifs néritiques. Par la suite, une érosion généralisée de la région du bassin de Constantine avec une sédimentation plus au Nord en méditerranée, ou plus au Sud dans des cuvettes où le Messénien continental a pu être daté, cette phase tectonique est compressive dans toute l'Algérie nord orientale (raccourcissement N-S) (Bouillin, 1977., Bouillin, 1979 et Vila, 1980).

Une vigoureuse néotectonique est responsable de la surrection des massifs néritiques, Celle-ci s'effectue par des failles inverses limitant des blocs surélevés (Vila, 1977). Ainsi, ces blocs rigides vont percer les nappes à dominance marneuse que l'érosion va dégager, Elle a induit le comblement des bassins mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants.

A l'échelle du Constantinois, les structures attribuées à cette tectonique évoquent une tectonique polyphasée. En effet, deux phases successives de distension et de compression ont affecté les formations tortoniennes, entraînant ainsi un resserrement des structures préexistantes, et la formation de plis qui s'alignent en gros sur la direction atlasique. Parmi ces plis on note ceux de Djebel Ouahch, du massif du Chettaba et du Djebel Djaffa.

Par ailleurs, des failles inverses parfois décrochantes ou chevauchantes ainsi que des déformations cassantes de direction Est-Ouest et Nord-ouest, Sud-est, tel l'accident de M'cid Aïcha-Debbagh (N110°E) d'une centaine de kilomètres, peut être observé. Le long de cet accident, des chevauchements Nord-Sud post-miocènes sont localement signalés (Guellal et al., 1973).

2.3. PALEOGEOGRAPHIE DU DOMAINE NERITIQUE

Les études lithostratigraphiques faites sur les massifs constantinois ont permis de dégager les grandes lignes de la paléogéographie de ces derniers.

Au Trias, la marge nord africaine a reçu une sédimentation, essentiellement évaporitique, ces formations ont joué un rôle très important dans la structuration de la plate forme constantinoise.

Au Jurassique, la transgression marine se fera depuis les parties occidentales. La surrection générale fini-Jurassique sera relativement masquée dans la partie septentrionale du néritique constantinois. La sédimentation carbonatée continue dans ces milieux très peu profonds mais avec des taux de sédimentation élevés ce qui permet de compenser la subsidence active.

L'évolution de la plate forme néritique Constantinoise au cours du Crétacé est marquée par un changement brusque de faciès (Chadi, 2004).

Au Crétacé inférieur, on note les plus fortes variations d'épaisseur du Néocomien à l'Aptien, l'évolution est monotone, les dépôts se font en milieu peu profond et de haute énergie, peu favorable à la sédimentation argileuse. L'Aptien est caractérisé par une tectonique de cisaillement sénestre avec répercussion dans la partie médiane de la plaque africaine, cette tectonique est le résultat du rapprochement entre les plaques Africaine et Européenne (Cornacchia et al., 1983). Selon Marmi (in Boukrouh, 2006), cette phase a conduit à l'apparition de plusieurs lacunes dans les séries sédimentaires au niveau de l'Aptien et parfois l'Albien.

Au cours de l'Albien, une variation d'épaisseur observée dans les formations albiennes, qui est le résultat d'une instabilité antérieure à synchrone aux dépôts de l'Albien (Aris, 1994).

Il en est de même pendant la période allant de l'Albien au Turonien où la sédimentation est exclusivement carbonatée et sans aucun apport détritique quartzeux. Cette disposition peut être expliquée par la présence de la plate forme sud sétifienne à l'Ouest et celle du sillon de Sellaoua au Sud (Vila, 1974).

Au cours de Crétacé supérieur, les phénomènes d'approfondissement sont accentués et la sédimentation carbonatée caractéristique de ce domaine a été influencé par une sédimentation à faciès pélagique. Durant cette phase le domaine Constantinois a connu une instabilité quasi-permanente dans la plus importante correspondait au Cénomaniens inférieur.

Cette instabilité se trouve marqué par le changement radical de sédimentation qui de néritique devient pélagique d'où les marnes succèdent au calcaire de plate forme (Coiffait, 1992); cette phase cénomaniens a été suivie par un évènement au Santonien ou à la limite Santonien-Campanienne (in Boukrouh, 2006) et un autre au Maastrichtien qui correspondait à l'enfoncement des derniers massifs du néritique constantinois.

La stabilité tectonique semble être rompue dès le Sénonien supérieur et l'enfoncement rapide du domaine néritique sera généralisé à l'ensemble de la région durant le Crétacé supérieur (Lahondère et Magne., 1983).

Il est donc vraisemblable que le domaine néritique septentrional soit émergé définitivement à l'Eocène supérieur. Cette émergence est marquée par une intense karstification qui a donné naissance à l'accumulation des produits kaolinitiques (Vila, 1980 ; Toubal, 1984).

-

DEUXIEME CHAPITRE :

GEOLOGIE DU MASSIF DE DEBBAGH

CHAPITRE 2 : LA GEOLOGIE DU MASSIF DE DEBBAGH

INTRODUCTION

La région de Debbagh où Djebel Debbagh fait partie se localise dans la terminaison septentrionale du constantinois oriental dont ses coordonnées géographiques sont: $7^{\circ}13'20''$, $7^{\circ}20'00''$ et $36^{\circ}29'79''$ N, $36^{\circ}33'29''$ N

Le Gisement de Djebel Debbagh s'étale sur une superficie de 391 hectares. Il se trouve à 17 Km de la ville Hammam Debbagh, chef lieu de daïra. A 35Km au Nord-ouest de la ville de Guelma (Fig.8).



Figure.8. Situation géographique de l'aire d'étude.

Le massif de Debbagh qui s'appartient à la série des édifices de l'Atlas tellien (Durand Delga, 1969), s'étend sur la feuille de Hammam Meskhoutine (N°53) sur plus de 10Km de Nord- est au Sud- ouest et a une largeur maximale de 03km (Fig.9), Ce massif est situé à 35 Km du Nord-ouest de la ville de Guelma. Au Nord, il est entouré de Djebel Bou Asloudj et de la dépression de Roknia, au Sud par le bassin de Hammam Debbagh et les vallonnements de Mechtat La Baïda, et à l'Ouest, par le plateau de Roknia et des collines du Fedjoudj et du Bou Zitoun à l'Est.

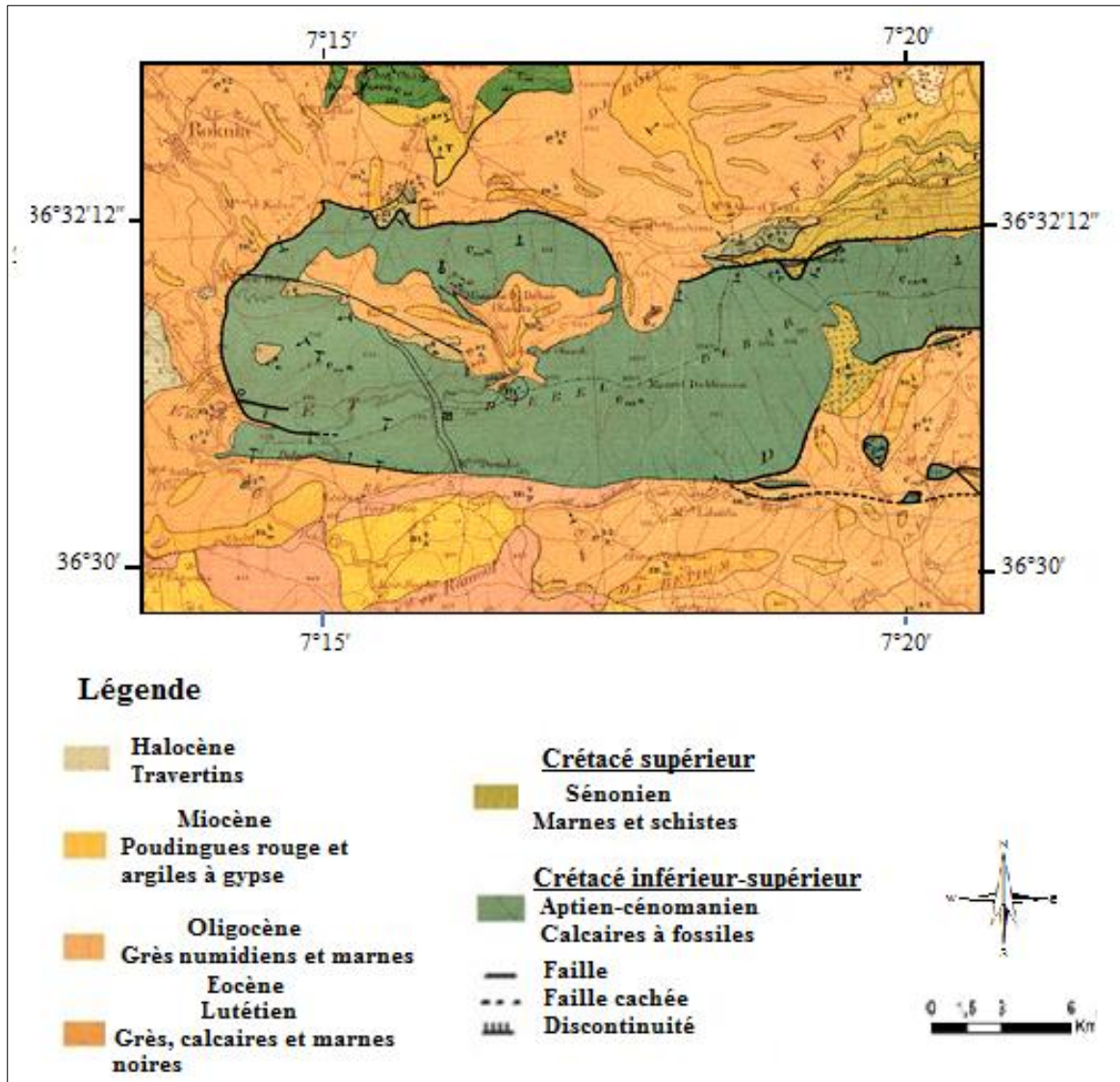


Figure 9: Extrait de la carte géologique de la région de Debbagh (Deleau, 1938).

Selon les deux géologues (Durand Delga, 1969 ; Vila et Magne., 1969 et Vila, 1970) Djebel Debbagh constitué d'un empilement d'unités charriées sur les formations autochtones de l'Aptien-Cénomaniens.

1. LITHOSTRATIGRAPHIE

Les formations de Djebel Debbagh se représentent sous forme d'un anticlinal constitué exclusivement par des dépôts mésozoïques du Jurassique et du Crétacé. Du point de vue structural, il montre un empilement de nappes de charriage (Vila, 1969) comprenant de bas en haut :

1.1. LES FORMATIONS NERITIQUES AUTOCHTONES

La série carbonatée de Djebel Debbagh épaisse d'environ 700m peut être subdivisée en plusieurs formations allant du Jurassique au Sénonien et présentant des caractéristiques assez typiques. Cette unité est composée des formations suivantes: (Fig.10) :

Age		Lithologie	Epaisseur	Description lithologique
C R É T A C É	S U P É R I E U R	Sénonien	200m	Niveaux de marnes à calcaire micritique, calcaire stratocroissants clairs puis rougâtres à lentilles conglomératiques et débris d'échinodermes poursuivis par de petits bancs décamétrique de calcaire noir à silex.
		Cénomanién. inf Vraconien	250-300m	Calcaires massifs surmontés par des calcaires à Orbitolines et Rudistes.
		Apti.	<100m	Bancs métriques de calcaire à algues vertes et foraminifères (Mésorbitolines et Ovalvéolines)
		Barrémien	200m	Calcaires fins ou finement graveleux à Cuniolines et rares passés dolomitiques à sa base.
		Néocom.	100m	Un niveau de calcaires à Coprolites marquant le passage Jurassique supérieur-Crétacé inférieur surmonté par une alternance de dolomie massive ferrugineuse qui passe vers le sommet à une alternance de dolomie et de calcite
JURASSIQUE			>100m	Dolomie sombre azoïque, vacuolaire ou bréchique à ciment ferrugineux qui passe vers le sommet à une alternance de dolomie et de calcaire.

Figure 10: Colonne lithostratigraphique de la série néritique de Djebel Debbagh (Vila, 1980).

1.1.1- JURASSIQUE

C'est la formation la plus ancienne connue à Djebel Debbagh (Vila, 1969). Son épaisseur est estimée à 100m environ. Il s'agit de bancs massifs de dolomies sombres, parfois rougeâtres, vacuolaires ou bréchiques blanchâtres à ciment ferrugineux qui, vers le sommet, passent à une alternance de dolomies et de calcaires.

1.1.2- CRETACE

A. Crétacé inférieur

➤ NEOCOMIEN

a. Berriasien, (n¹, épaisseur supérieur à 160 m)

Cet étage est représenté par des dolomies avec des intercalations de calcaires grisâtres et gris-jaunes, en bancs médiocres ou fins à texture micro-grenue et hypidiomorphe-grenue, constituées essentiellement de dolomite avec de rares minéraux argileux. Les calcaires compacts sont vert-gris en haut, vert foncés en bas et en gros bancs à textures collomorpho-granulitique, caractérisés par l'abondance de calcite.

b. Valanginien (n², épaisseur : 108 m)

Il est composé de calcaires gris détritiques et micro-détritiques à texture collamorpho-granulitique, ils sont formés par des débris de calcaires et de dolomies bien roulés ainsi que la calcite micro-granulitique contenant des fossiles.

Les halloysites sont déposées sur l'ancienne surface d'érosion de cette formation.

➤ BARREMIEN

La formation des calcaires massifs dont l'épaisseur est d'environ 200m, affleure dans la partie méridionale de Djebel Debbagh. C'est un ensemble de calcaires fins ou finement graveleux, avec la présence de *Cunéoline sp* et de *Cunéoline scarsellai* de Castro indiquent un âge Barrémien.

➤ APTIEN

Les dépôts Aptiens sont divisés en deux parties :

La partie inférieure (n^{5b}, épaisseur : 120 m)

Cette partie est composée de calcaires gris-clairs, microdétritiques et grossièrement litée.

Elle est Constituée par des débris fins et des filonnets de calcite, avec la présence des foraminifères. Les halloysites se sont déposées dans les caves.

Les dépôts du Crétacé inférieur cités au dessus sont recouverts en discordance par les dépôts du Crétacé supérieur, ces derniers sont surtout représentés par le Sénonien.

La partie supérieure (n^{5a}, épaisseur : 96 m)

Elle est constituée par des calcaires à foraminifères, gris, gris-foncés parfois bréchoides. Les halloysites se sont déposées dans les anciennes caves karstiques et sur l'ancienne surface d'érosion formée sur cette formation.

B. Crétacé supérieur

➤ **CENOMANIEN INFÉRIEUR-VRACONIEN**

Il est constitué par des calcaires massifs à orbitolines et à rudistes, cette formation est épaisse d'environ 100 à 200 mètres. Les faciès dominants sont caractéristiques d'un milieu externe ouvert avec une tendance à la bioconstruction et une stratocroissance qui traduisent une nette transgression.

➤ **CENOMANIEN SUPÉRIEUR**

Il est représenté par des calcaires à rudistes (*Caprina schiosinsis*) et à grandes Cunéolines et n'affleure qu'au djebel Debbagh oriental (Vila, 1980), son épaisseur dépasse 100m. Ailleurs, il est absent ou fait corps avec le Sénonien Inférieur.

➤ **TURONIEN**

Cette formation n'affleure qu'au Kef Hahouner, elle est représentée par des formations calcaires disposées en bancs minces à débris d'Oursins, d'inocérames et des mélobésiée (Raoult, 1974).

➤ **-SENONIEN (c⁴, épaisseur : 137 m)**

Dans cet étage les marnes argileuses encaissant de calcaires siliceux micro-détritiques prédominants, sont constitués essentiellement de calcite et de kaolinite les débris proviennent des calcaires roulés en grains fins.

1.2. LES UNITES ALLOCHTONES :

Les formations de la série autochtone du Djebel Debbagh sont surmontées par quatre unités allochtones (Vila et Magne., 1969), particulièrement nettes à l'Est de ce chaînon montagneux. Ces unités se succèdent sans se superposer simultanément comme suit :

A. LA NAPPE NUMIDIENNE (OLIGOCENE)

➤ **LES ARGILES SOUS-NUMIDIENNES (g^{1a} épaisseur : 97 m)**

Cette unité allochtone est la plus répandue dans la région étudiée, elle est représentée par les argiles à brèches qui s'observent à sa base, et brèches intercalées de débris d'halloysites blanches et grises, et des argiles gris-verdâtres à intercalation de grès finement lités ou lenticulaires, la partie supérieure de cette assise inférieure comporte des schistes brun-grises, argiles et schistes contenant des petites lentilles de kaolin.

➤ **LA BARRE GRESEUSE NUMIDIENNE (g^{1b})**

L'assise supérieure qui représente cette unité est composée de grès quartzeux à petits et moyens grains, ensuite par des gros grains avec galets fins en gros bancs, ils sont constitués surtout par le quartz.

Les calcaires de l'Aptien forment la plus grande extension dans le versant nord du massif de Djebel Debbagh et portent des traces de lessivage intense, ce qui est témoigné par la présence de cavités remplies des matières détritiques et argileuses. Ces calcaires et surtout ceux du l'Albo-cénomaniens sont considérés comme encaissant de la plupart des poches karstiques.

Les gîtes de roches kaolinisées ont deux modes de dépôts, les uns reposent dans les entonnoirs karstiques qui se développent au sein des calcaires karstiques, en donnant une karstification primaire, les autres forment des gîtes stratifiés dans les terrains calcaro-argileux numidiens des gîtes stratiformes lenticulaires de type sédimentaire donnant une karstification secondaire.

Les gîtes karstiques sont largement développés et sont de forme ; ronde, ovale et irrégulière. En surface leurs dimensions varient de quelques centaines de m² à 2000-3000 m². L'extension verticale des karsts est de 60 à 200 m.

B. LA NAPPE DE FLYSCHS TITHONIQUES – CRETACE INFERIEUR

Elle comporte une couverture de terrains sénoniens très différents de ceux de l'unité du flysch à microbrèches.

C. LA NAPPE DU FLYSCHS SENONIEN A MICROBRECHES

Elle est étroitement associée à la précédente (Vila et Magne., 1969), sous forme d'un mince liseré à la périphérie des grès numidiens dans la plupart des fois.

D. LA NAPPE TELLIENNE

Elle regroupe ;

- Toutes les formations marneuses et marno-calcaires du Barrémien qui ne sont pas en contact avec les calcaires de la série autochtone, sauf dans des minuscules affleurements au bore Ouest du Djebel Debbagh (Vila et Magne, 1969) ;
- La série marneuse éocène et crétacée qui enveloppe à l'Est les calcaires massifs de Djebel Debbagh ;

2. TECTONIQUE

2.1 LES DEFORMATIONS SOUPLES

La série néritique de Djebel Debbagh réagit souplement avant de subir les grands accidents cassants, Et donc toutes les différences observées dans de pendage à grande et à petite échelle. Ce massif qui forme un vaste dôme anticlinal à grand rayon de courbure dont l'axe est de direction Est-ouest, les pendages du flanc Nord varient de 10 à 25° tandis que les couches du flanc Sud ont des pendages de 15 à 30°.

2.2 LA TECTONIQUE CASSANTE

Elle est beaucoup plus vigoureuse, par conséquent, toutes les formations autochtones sont affectées par des accidents ce qui compartimente le massif. Qui a conduit à un certain nombre de blocs formant, et ainsi des horsts et des grabens. Ces accidents s'organisent en plusieurs familles suivent leur direction :

- Des accidents transversaux, de direction NO-SE, décalent la structure anticlinale au niveau de Mechtat Brahima vers le Sud. Ces mêmes accidents recoupent une génération de failles plus anciennes de direction E-O ;
- Des accidents N-S recoupent aussi les accidents E-O et affectent les grès de la nappe numidienne
- Au Sud de Mechtat Brahima, des accidents N75° qui recoupent les accidents NO-SE ;
- Enfin, un grand accident post- miocène Raoult (1974), de direction E-O, limite le massif du Djebel Debbagh au Sud et met en contact la série néritique avec les formations du bassin mio-pliocène de Hammam Debbagh. Cette grande faille est visible depuis le Kef Hahouner. Et qui aligne le Hahouner, Grar, Taya et Debbagh

3. EVENEMENTS GEOLOGIQUES MAJEURS DE DJABEL DEBBAGH

Les données stratigraphiques et tectoniques du Djebel Debbagh peuvent nous renseigner sur les évènements géologiques majeurs enrejustrés au cours de l'évolution structurale de ce dernier, et qui sont les suivants:

- ✓ Du Jurassique au Cénomanién, ce segment est caractérisé par une certaine stabilité ;
- ✓ La transgression du Sénonien sur le Cénomanién et l'Aptien ;
- ✓ Des lacunes du Cénomanién supérieur et du Turonien qui représentent un indice de mouvement tectonique précoce ;
- ✓ Un approfondissement du domaine néritique constantinois de la région de Guelma à la fin du Sénonien et Lutétien (Lahondere et al., 1983) ;

- ✓ L'émersion du Djebel Debbagh à la fin du Lutétien est suivie d'une érosion intense, et d'une karstification des calcaires Cénomaniens et Aptiens, favorisée la présence de certains facteurs : les fractures, la lithologie et le climat ;
- ✓ Les poches ainsi formées seront comblées par un matériel détritique riche en illite puis fossilisée par la nappe numidienne. La présence de brèches de friction à éléments de grès numidiens au sommet des produits de remplissage attestent que le colmatage des cavités karstiques s'est produit avant le charriage de la nappe numidienne.

En résumé sur le plan structural :

Le massif de Djebel Debbagh est le prolongement oriental des chaînons septentrionaux néritiques Constantinois. Au Nord, il est bordé par le chevauchement des nappes des flyschs et des nappes ultra-telliennes. Au Sud, il est limité par un grand accident de direction Est- ouest qui aligne le Hahouner, Grar, Taya et Debbagh. Cette structure est la résultante des mouvements de Miocène supérieur responsable de l'orographie actuelle. C'est à cette époque que l'on peut situer les plis à grand rayon de courbure et les vastes failles qui mettent en relief la série néritique septentrionale (Durand Delga, 1969 et Vila, 1977).

D'après l'analyse rapide de la tectonique de Djebel Debbagh , aucune relation n'est visible entre les failles, qui sont les « Drains » habituels dans la circulation des solutions hydrothermales et les minéralisations en dehors des poches, ce qui permet d'exclure une origine hydrothermale.

4. TRAVAUX ANTERIEURS

4.1- LES TRAVAUX GEOLOGIQUES

Le massif de Djebel Debbagh a fait l'objet de nombreuses études géologiques. Les premiers renseignements sur la géologie du chantier de Djebel Debbagh ont été obtenus au cours des travaux de recherche de faible envergure, synthétisés en 1881 dans la notice explicative de la première carte géologique du département de Constantine à l'échelle 1/80000.

Plus tard, plusieurs recherches se sont attachées à l'étude de la région de Guelma, y compris Djebel Debbagh : (De La Chavanne, 1910; Blayac, 1912; Deleau, 1938; Vila, 1969-1980 et Lahondère et Magne., 1983).

Pour les deux premiers auteurs, les formations marneuses constituaient la couverture plus ou moins tectonisée des calcaires néritiques, considérés donc comme plus anciens.

Seul Deleau a dressé la carte au 1/50.000 de la région de Hammam Debbagh (Ex : Hammam Meskhoutine) sur laquelle apparaît presque la totalité de l'axe Hahouner - Debbagh. Dans sa thèse figurent des coupes détaillées au 1/50.000, son apport est considérable; il montre clairement que les séries de l'axe Hahouner-Debbagh appartiennent au même domaine paléogéographique que le célèbre rocher de Constantine. Par contre, il ne reconnaît pas l'allochtonie des autres formations caractérisées par leurs séries marno-calcaires à ammonites pyriteuses et microfaunes pélagiques.

Une révision cartographique de Vila et Magné (1969) jointe à de nombreuses études de microfaune, a permis de constater que les séries marno-calcaires citées ci-dessus sont des nappes appartenant à l'unité tellienne. Il étudie en détail les nappes qui recouvrent la moitié orientale du Djebel Debbagh.

Dans sa thèse en 1980, Vila donne une carte complète de Djebel Debbagh au 1/30.000 avec des coupes lithostratigraphiques relatives aux chaînons oriental et occidental de ce massif.

Un fait nouveau serait apporté par les travaux de Lahondère et Magne (1983), en établissant l'existence d'une sédimentation bathyale au Paléocène et à l'Eocène inférieur et moyen en couverture du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma.

4. 2- LES TRAVAUX GITOLOGIQUES

Le gisement de kaolin de Djebel Debbagh a été découvert au début du XX^{ème} siècle grâce au géologue français Denoubourg qui prospecta la région de Guelma à la recherche d'antimoine, arsenic, fer, plomb, zinc et c'est d'une manière accidentelle qu'il recouvra le kaolin.

L'exploitation de kaolin démarra dès 1928 par une ferme Française dénommée société des mines de Djebel Debbagh. Le kaolin était exploité dans la partie centrale et Sud-Est du chantier et l'extraction se faisait par galeries, puits profonds, carrières et tranchées. L'exploitation a connu des arrêts brefs mais réguliers pendant les saisons pluvieuses et deux arrêts importants : le premier entre 1943 et 1946, le second après le déclenchement de la guerre de libération. Donc cette ancienne exploitation 1914-1955 a été faite pour trois produits, kaolins de première qualité (pour la porcelaine), de deuxième qualité (pour des articles de faïences) et de troisième qualité (pour les réfractaires).

L'exploitation de kaolin blanc par les chinois pour l'industrie de la céramique monte au premier millénaire (Grin, 1968)

Ce n'est qu'en 1965 que le BRMA a entrepris des travaux de levé topographique et géologique au 1/50000, 1/5000 et 1/1000. En 1971, la SONAREM reprend l'exploitation du kaolin de Djebel Debbagh sur la base des résultats de la mission chinoise qui a mis en évidence et décrit 62 cavités karstiques. Les travaux de prospection ont été révisés et complétés par l'EREM de 1978 à 1981 ce qui a permis de découvrir 12 nouvelles poches karstiques.

Les travaux de bornage sur le gisement de Djebel Debbagh effectués par la société de kaolin de l'Algérie (SOALKA) en 2008 montrent que 20 cavités karstiques sont hors délimitation, la plupart d'entre elles sont situées au Sud et au Sud-Ouest de Djebel Debbagh.

D'autres travaux à caractère universitaire se sont intéressés aux différentes formes de minéralisations de Djebel Debbagh, parmi ces travaux on peut mentionner les travaux de Toubal (1984) consacrés à l'étude des minéralisations antimoinifères de la région de Hammam Debbagh oriental ; les travaux de Talbi (1987) réalisés pour l'étude de la minéralisation kaolinique notamment la détermination des mécanismes de leur mise en place. Plus récemment, les travaux de Assassi (2006) effectués sur le gisement de Kaolin de Djebel Debbagh et qui ont conduit à la détermination de la nature des minéralisations kaoliniques ainsi que l'identification des conditions de leurs mise en place par l'utilisation des isotopes stables et les inclusions fluides. Les travaux de Boudchicha (2010) consacrés à l'étude de la cristallisation et les propriétés mécaniques et diélectriques de céramiques préparées à partir de kaolin-dolomite de Djebel Debbagh. Une partie de la thèse de Doctorat de Bouzidi (2012) est consacré à l'étude de l'influence des impuretés des kaolins sur les propriétés des produits de cuisson dans la région de Debbagh ainsi que l'étude réalisée par Rabehi en 2013 pour l'évaluation des propriétés réfractaires et cimentaires du kaolin de Djebel Debbagh

5. LES PRINCIPALES HYPOTHESES GENETIQUES

Très peu de travaux ont été consacrés au gisement de Djebel Debbagh. Cependant, il sera utile de rappeler ici brièvement les différentes théories proposées par les géologues qui ont étudié les minéralisations à mur karstique de Djebel Debbagh, qui sont de l'ordre de trois :

5. 1. L'HYPOTHESE HYDROTHERMALE

La SONAREM (1968, 1978 et 1981) explique que la mise en place du minerai se fait suite à la montée le long des fissures, des eaux hydrothermales chargées en CO₂, SO₂, et As

provenant d'un gîte de pyrite, dont l'altération expliquerait la présence constante aux épontes d'une masse ferrugineuse au-dessus des kaolin

Les géologues russes, partisans de cette hypothèse, ont déduit d'après leurs observations que la présence des fissures est due à des accidents tectoniques, et la circulation des eaux hydrothermales dans ces dernières aurait provoqué le développement des cavités, qui se seraient remplies de kaolin dont leur contenu initial serait transformé par ces eaux. La paragenèse des kaolins avec l'alunite, les sulfures, des combinaisons arsenicales ne font qu'étayer cette hypothèse.

Les argiles du Numidien sus-jacent et les calcaires du Crétacé ont pu être les roches-mères ayant servi à la formation des halloysites et des minéraux associés au cours de processus d'altération hydrothermale. La présence de reliques non décomposées d'argiles verdâtre-grises analogues aux argiles du Numidien inférieur dans l'assise des halloysites est un indice d'hydrothermalisme. L'hypothèse hydrothermale explique aussi en partie que d'importantes quantités d'acides aient pu être libérées au cours de ce processus, et la présence de ces quantités de limonites du type transportées (Bourezg, 1989).

5. 2. L'HYPOTHESE SEDIMENTAIRE

Elle est proposée par les géologues chinois (Rapport SONAREM. 1965-1967) qui admettent que les cavités karstiques se sont développées grâce à un climat antérieur subtropical et aux réseaux de fractures préexistantes. Les cavités ainsi formées ont continué à s'agrandir grâce au rabaissement du niveau de la mer, suite au relèvement de la région lors de l'orogénèse alpine. Les conditions climatiques et les ruissellements ont permis de croire que la destruction des formations marno-calcaires couvrant les calcaires micro-détritiques était la principale opération à la formation de l'halloysite. Les eaux chargées d'oxydes de CO₂ et d'acides organiques ont dissout les carbonates, laissant sur place l'argile et l'oxyde d'aluminium ainsi qu'une petite partie des grains de quartz. Les caves continuent à s'approfondir, ce qui modifie l'horizontalité des couches de kaolin. Le manganèse provenant des marnes et des calcaires serait adsorbé sur les parois des cavités par des éléments organiques. Au cours de la sédimentation des halloysites, la composition minéralogique est passée par trois étapes donnant successivement des hydro-aluminates à composés argileux et halloysites, puis des halloysites à manganèse et enfin des halloysites blanches. La kaolinite est apparue après la diagenèse par déshydratation partielle d'halloysite. L'alunite en nodules serait due à la transformation anaérobie de la matière organique en sulfate.

5. 3. L'HYPOTHESE PEDOGENETIQUE

D'après Toubal (1984) , Talbi (1987) et Assassi (2006) l'explication hydrothermaliste du gisement étudié semble être dépourvue de tout fondement scientifique ; elle ne serait basée que sur des observations géologiques, pétrographiques et géochimiques. Pour eux, les faits nouveaux montrent clairement qu'il s'agit d'une minéralisation encaissée dans les anciennes dolines et poches karstiques développées dans les calcaires albo-cénomaniens et/ou aptiens et qu'en dehors de ces sites privilégiés, on n'observe aucune minéralisation.

D'autre part, l'étude pétrographique du minerai indique que le contenu actuel des poches karstiques exploitées dérive d'un matériel argileux essentiellement illitique. C'est ce matériel qui s'est transformé *in situ*, dans les cavités karstiques vers des formations de plus en plus pauvres en alcalins et en silice et riches en alumine de fer. Le mécanisme de cette évolution et la transformation intra-karstique est connu depuis longtemps, et évoqué par de nombreux auteurs, notamment (Bardossy, 1982; Maksimovic, 1976 et Maric, 1964 in Assassi 2006).

Parmi les formations lithologiques immédiates connues dans le segment occidental de Djebel Debbagh, trois ensembles lithologiques doivent être pris en considération (Talbi, 1987).

- les calcaires aptiens et albo-cénomaniens du mur ;
- la formation marno-calcaire d'âge sénonien ;
- les niveaux argileux des formations de la nappe numidienne.

La pauvreté des calcaires du mur en Al_2O_3 et en SiO_2 et l'affinité géochimique entre le gisement de kaolin étudié et la formation sénonienne, permettent d'écarter l'hypothèse selon laquelle les calcaires du mur seraient à l'origine de cette minéralisation. Quant aux niveaux argileux des formations de la nappe numidienne, cette possibilité doit être également écartée pour des raisons structurales d'une part. D'autre part, l'étude géochimique des éléments en traces montrent un lien évident mais si non exclusif entre la minéralisation à mur karstique et la formation sénonienne (Talbi, 1987).

La brèche de friction qui se retrouve systématiquement à la base des unités allochtones s'est mise en place après le comblement des cavités karstiques. Donc, seule la formation marno-calcaire du sommet doit être retenue comme roche mère susceptible de donner le matériel initial du minerai actuel. Cette conclusion s'accorde parfaitement avec les résultats de nombreux travaux (Miholovic, 1956; Denizot, 1961-1962; Luvic, 1964 in Assassi 2006; Jurcovic et al, 1964; Corner, 1974; Tercinier, 1978 et Bardossy, 1982).

Assassi (2006) a étudié pour la première fois les isotopes stables (C et O) des carbonates aptiens et albo-cénomaniens mesurés par les inclusions fluides et qui varient de 50 à 130°C. Les isotopes stables (H et O) sont utilisés pour estimer la température de précipitation de la métahalloysite qui est de l'ordre de 25°C, cette température est inférieure des fluides hydrothermaux dans les carbonates et dans les sources thermales, considérés précédemment comme responsables de la précipitation de la métahalloysite, formée ou transformée dans le karst à partir des argiles détritiques sénoniennes riche en illite par l'altération supergène.

DEUXIEME PARTIE :

**CARACTERISATION GEOLOGIQUE
DES FORMATIONS CARBONATEES
ET DES MINERALISATIONS**

PREMIER CHAPITRE :

ECHANTILLONAGE, MATERIEL ET METHODES

MISES EN ŒUVRE

CHAPITRE1: ECHANTILLONNAGE, MATERIEL ET METHODES MISES EN OEUVRE

Les minéralisations à mur karstique de Debbagh ainsi que leurs encaissants ont fait l'objet d'une étude utilisant des méthodes classiques : La pétrographie, la minéralogie et la géochimie.

La présente étude est portée sur les formations carbonatées de type calcaires aptiens et albo-cenomaniens qui représentent l'encaissant des minéralisations kaoliniques et des faux chapeaux de fer.

Bien que le présent travail traite en partie des résultats obtenus sur l'étude des minéralisations existantes au sein du Djebel Debbagh, l'essentiel de cette thèse réside dans l'étude des formations kaoliniques qui sont en phase d'exploitation. Il paraît donc utile de déterminer les minéraux argileux constituant le kaolin de Debbagh.

Les faux chapeaux de fer représentent aussi un matériel assez important dans ce travail, car ils sont mal étudiés.

Les roches des remplissages karstiques, des affleurements et de leurs encaissants ont fait l'objet d'une étude utilisant les méthodes classiques de pétrographie, minéralogie et géochimie. Toutefois, un certain nombre de techniques spécifiques permettant l'identification et la caractérisation de l'ensemble de ces roches : argileuses, ferrifères et carbonatées.

1. ECHANTILLONNAGE ET PREPARATION DES ECHANTILLONS

Ce travail de thèse s'appuie sur des études de terrain et la collecte de plus de 200 échantillons réalisées au sein des trois parties de Debbagh.

Le mode d'exploitation des minéralisations karstiques qui se faisait par galerie, nous a exigé d'effectuer des observations sur terrain suivant les recoupes accessibles. Plusieurs échantillons ont été prélevés à l'intérieur des galeries et à l'affleurement afin de caractériser les formations carbonatées ainsi que les différents types de minéralisations de point de vue pétrographique, géochimique et minéralogique. Pour cette raison un certain nombre de techniques analytiques ont été intervenues afin de montrer l'échelle et les résultats obtenus.

Deux campagnes ont été effectuées pour le prélèvement des échantillons qui font l'objet de l'étude minéralogique : dans deux sites différents : la première au sein de M'zaret Debbouz (Karst 46) dans deux niveaux : le premier c'est à 950m et le deuxième c'est à 54m plus haut. L'analyse de DRX sur la roche totale a été faite au niveau de laboratoire de

physique des solides (Université Mentouri-Constantine). La deuxième campagne a été réalisée au niveau de la partie centrale (Mine de kaolin), méridionale et dans le karst 46 dont les points de prélèvements sont différents par rapports aux premiers. Les analyses de DRX sur la roche totale (argile et chapeaux de fer) et en fraction argileuse ont été faites au sein de laboratoire de l'Unité de Recherche Argiles et Paléoclimats (Université de Liège, Belgique). Quelques analyses des DRX sur la roche totale ont été effectuées au sein de laboratoire de géotechnique (Université de Biskra).

Les carbonates prélevés, sont préparés sous forme de sucre, pour la mesure de la susceptibilité magnétique massique, puis ces mêmes échantillons sont orientés pour la confection des lames minces qui seront examinées par le microscope optique polarisant par la suite, afin de ressortir la relation existante entre la variation de la susceptibilité magnétique et les types des minéraux qui constituent les roches calcaires étudiées. Une étude de cathodoluminescence a été réalisée seulement sur les lames présentant des fractures afin d'avoir une idée sur la fracturation et la cimentation pour le ciment calcitique et dolomitique.

Pour la présente thèse, uniquement quelques lames à ciment calcitique ont fait l'objet d'étude par cette technique.

Pour le reste des analyses : géochimique et minéralogique, l'ensemble des roches carbonatées, argileuses et ferrifères, sont réduites en poudre à partir d'un broyage fin.

2. METHODES ANALYTIQUES

2.1. OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES

Plusieurs lames minces ont été confectionnées à partir des échantillons des carbonates prélevés dans différents points du massif de Debbagh au sein de centre de recherche et de développement (CRD, Boumerdès et CRD Hassi Messaoud) ainsi qu'au laboratoire de pétrologie sédimentaire (Université de Liège, Belgique). La microscopie optique, en utilisant le microscope optique polarisant a eu comme objectif la description des textures et des microstructures des échantillons des formations carbonatées qui forment l'encaissant des minéralisations étudiées l'identification des différents microfaciès existants ainsi que la reconstitution de modèle sédimentaire y compris les différents milieux de dépôts

Les trois coupes lithologiques synthétiques ont été établies à l'aide du logiciel Corel Draw 15

2.2. SUCCEPTIBILITE MAGNETIQUE MASSIQUE

La susceptibilité magnétique ; technique de la minéralogie magnétique est considérée en géologie comme un indicateur de l'évolution pétrologique et structurale des roches; C'est

la mesure de la réponse d'un matériel à un champ magnétique appliqué (Dunlop, 1995). Elle est peu sensible à la variation de la taille des grains (Heider *et al.*, 1996) : elle peut donc être utilisée pour estimer la concentration en grains magnétiques dans les sédiments (Liu *et al.*, 2004).

La susceptibilité magnétique κ est un marqueur pour le magnétisme, comme c'est le cas de la densité pour la gravimétrie. Elle peut être mesurée in situ par des appareils employés sur des affleurements ou bien directement sur des échantillons (comme notre cas). Elle est définie comme étant le coefficient de proportionnalité à laquelle un corps réagit un champ inducteur H . La susceptibilité magnétique permet de caractériser la composition des roches.

Au sein de laboratoire de pétrologie sédimentaire (Université de Liège, Belgique), la mesure de la susceptibilité magnétique massique a été faite à l'aide d'un magnétomètre classique (Fig.11) comme suit : Le morceau de roche pesé, se met dans un porte-échantillon est introduit dans l'unité de placement de l'échantillon ou « pick-up unit ». Un champ magnétique donné lui est appliqué. Le signal mesuré par l'unité de mesure correspond donc au champ induit par l'échantillon et par le porte échantillon.

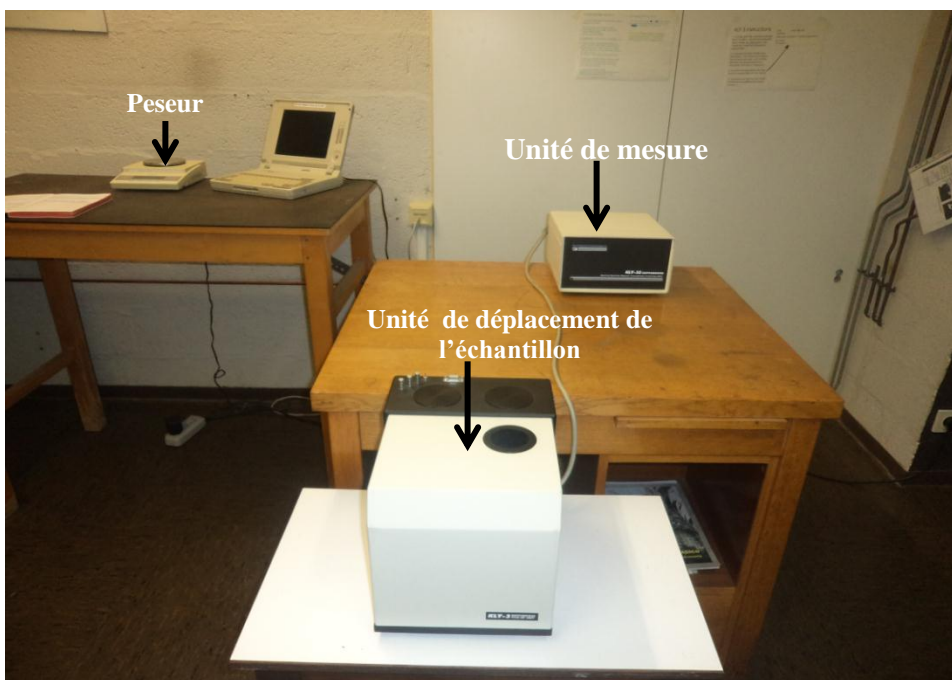


Figure 11. Susceptomètre KLY-3 Kappabridge

Pour obtenir la valeur de la susceptibilité magnétique de l'échantillon, il faut ainsi soustraire la valeur de susceptibilité magnétique du porte-échantillon à vide de la valeur totale. La mesure s'effectue trois fois sur chaque échantillon et, en fin la valeur moyenne obtenue pour l'échantillon sera divisée par sa masse.

Dans les roches sédimentaires, La variation de la susceptibilité magnétique massique (SM) refléterait donc la variation du rapport biogénique sur lithogénique (Robinson, 1993), d'où l'existence des minéraux non magnétisables (diamagnétique). modérément magnétisables (paramagnétique) et fortement magnétisables (ferromagnétiques).

2. 3. DIFFRACTION AUX RAYONS X

La minéralogie totale des matériaux y compris les argiles ont été déterminées par diffraction des rayons X sur les échantillons des roches prélevés afin d'identifier les espèces minérales (ou composés chimiques) qui les constituent, ainsi que l'identification des phases cristallisées, donc la minéralogie des produits éventuellement à en analyser le degré de cristallinité (Delineau, 1994)

Cette technique est applicable pour l'ensemble des échantillons prélevés (les formations carbonatées, argileuses et ferrifères).

Pour les formations argileuses, deux méthodes d'investigation minéralogique qualitative et quantitative par diffraction des rayons X des matériaux et des minéraux argileux ont été appliquées : la minéralogie totale par l'analyse d'une poudre totale sèche et désorientée et la minéralogie de la fraction argileuse (inférieure à deux microns) extraite du matériau et préparée sous forme d'agrégat orienté.

La minéralogie totale fournit les éléments d'une qualification de tous les minéraux présents (quartz, feldspaths, oxydes et hydroxydes de fer, carbonates, ainsi que de la fraction totale regroupant minéraux argileux et les phyllosilicates), sans possibilité sous cette forme de différencier minéralogiquement les minéraux argileux.

Le traitement à la formamide [HCONH_2] (Churchman *et al.*, 1984 ; Brouard, 1992) a été utilisé pour distinguer l'halloysite de la kaolinite. Ce traitement est appliqué sur des préparations non orientées. L'échantillon, modérément broyé, est mélangé à quelques gouttes de formamide. L'intercalation de formamide entre les feuillets d'halloysite provoque le déplacement caractéristique de la raie 001 de 7 Å à 10 Å.

La technique de la diffraction aux rayons X sur des roches totales réalisée sur poudres désorientées des échantillons prélevés des différentes formations est la suivante :

Le séchage des échantillons d'1g environ à 40°C à l'étuve, qui ont été broyés manuellement jusqu'à une taille inférieure à 100µm en utilisant un mortier en agate, la poudre sera placée dans le porte échantillon à l'envers sur une lame de verre dépolie nettoyée, le remplissage du porte-échantillon à l'aide d'une spatule avec la compaction régulière et le délicatement de la poudre afin de limiter toute orientation préférentielle des minéraux, Le

posage du disque de plexiglas en vérifiant qu'il s'adapte parfaitement (même niveau) au porte échantillon, fixation de support arrière noir, et indication du numéro de l'échantillon au crayon sur le support en plexiglas et en fin la passage des échantillons au diffractomètre..

Quant à la minéralogie des argiles, la fraction argileuse inférieure à 2 microns classiquement analysée n'est pas représentative de toute la gamme de minéraux argileux présents dans le matériau global ceci tant au point de vue qualitatif que quantitatif.

La minéralogie des argiles a été déterminée sur la fraction inférieure à 2 μm (Jhons et Roberson, 1960 in El yakoubi 2013 ; Stoll et al., 1964 et Holtzapffel, 1985), elle nécessite la séparation de la phase minérale argileuse. Les particules inférieures à 2 μm (sous forme de pâtes ou de gouttes) obtenues après sédimentation de 50 minutes (Loi de Stokes). Les agrégats orientés ont été réalisés sur une lame de verre par séchage 2 μm (Moore et Reynolds, 1989) en suite, ces échantillons ont été soumis à la DRX

Dans le cas de la présence de carbonates :

- Décarbonation de l'échantillon en ajoutant HCl dilué (0.1 N) (Holtzapffel, 1985): Travailler sous hotte et sous légère agitation magnétique (l'ajout un barreau aimanté);
- Vérification du pH de la solution avec papier pH et l'ajout des petites quantités d'acides s'il est nécessaire;
- Une fois la solution devient acide, attendre et vérifier à nouveau que la réaction soit complète;
- Retrait du barreau aimanté ajouté de l'eau déminéralisée de l'erenmeyer de la plaque d'agitation magnétique, et l'attente de la décantation de la solution;
- Après le vidage du surnageant clair, le Centrifuge se fait au moins deux fois afin de rincer correctement l'échantillon avec l'utilisation de l'eau déminéralisée

Dans le cas de la présence de sulfates :

- Remplissage de l'erenmeyer d'eau chaude (le gypse est soluble dans l'eau à partir de 60°C) ;
- Vidage de surnageant transparent, après la décantation ;
- Le rinçage au moins trois fois et le centrifuger au moins deux fois pour rincer correctement l'échantillon en utilisant de l'eau déminéralisée

La diffraction en fraction argileuse fournit cependant une bonne estimation à la fois qualitative et semi-quantitative des divers composants argileux, qu'il s'agisse de minéraux simples et/ou interstratifiés présents grâce à l'application de trois tests diagnostiques classiques (Collectif, 1978): après séchage à l'air libre; état naturel ou normal (N), ou

saturation à l'Éthylène Glycol pendant 24 heures (EG) et enfin après chauffage (500°C) pendant 4 heures (500), d'où l'obtention des diagrammes suivants :

➤ **Diagramme « Normal »**

Un diagramme de diffraction des R.X. est enregistré à partir de la lame séchée à l'air. C'est le diagramme de référence auquel on se reporte pour juger des déplacements provoqués par les autres traitements.

➤ **Diagramme d'Éthylène glycol**

Les lames sont placées une nuit dans un dessiccateur où vient se former une atmosphère d'éthylène-glycol. Ce traitement a pour effet de faire « gonfler » les smectites et, dans certains cas, la vermiculite. Les équidistances obtenues sont spécifiques si l'on connaît la nature du cation inter foliaire. On peut facilement enduire la lame par un film extrêmement mince de glycérine et éliminer l'excès s'il y en a.

➤ **Diagramme de Chauffé**

Le chauffage à 500°C pendant une heure permet de déduire la kaolinite en respectant les chlorites.

Techniques d'analyse

Les spectres sont réalisés soit sur poudre, soit sur lame orientée dans le cas particulier de l'analyse de phases minérales argileuses ($\phi < 2\mu\text{m}$). Dans le premier cas, la réflexion permet d'accéder, en l'absence de toute orientation préférentielle, à toutes les raies (hkl). Dans le second cas, la poudre est compactée sur une surface plane, les plaquettes des minéraux argileux se déposent parallèlement à cette surface (perpendiculaire à l'axe structural c). Ainsi, un diffractogramme effectué sur une lame orientée ne montrera que les raies (00l) correspondants aux plans structuraux perpendiculaires à l'axe.

L'analyse de la minéralogie totale des échantillons de la première campagne a été effectuée sur un diffractomètre à poudre *Siemens D500* à anticathode de nickel ($\lambda K\alpha = 1,5406 \text{ \AA}$), couplé à un micro-ordinateur qui permet un pilotage automatique de la rotation du goniomètre ainsi que l'acquisition et le traitement des données. La puissance utilisée est de 30KV et l'intensité est de 20mA.

La diffraction des rayons X des échantillons de la deuxième campagne du sédiment total et la composition de la fraction argileuse a été réalisée à l'aide d'un appareil de type *D8-Advance Bruker* (Fig.12) équipé d'un tube à rayons X avec anticathode de Cu. L'identification des minéraux a été faite à l'aide des logiciels Xpert HighScore.



Figure 12. Diffractomètre D8- Advance Bruker

2. 4. LA FLUORESCENCE AUX RAYONS X

Cette approche géochimique qui s'est effectuée au niveau du laboratoire de physique de l'usine de cimenterie de Hedjar Es Soud; a pour but le dosage des éléments majeurs. L'analyse se déroule comme suit :

Cinq (05) grammes de poudre d'échantillon et 2ml de liant sont dilués à l'acétone dans un mortier en agate. Cette préparation est soumise au séchage à l'air chaud jusqu'à devenir une poudre homogène. Celle-ci est comprimée à 5Kbar dans un moule approprié lui donnant la forme d'une pastille. L'appareil d'analyse est un spectromètre de fluorescence X qui a permis la détermination des composés suivants : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , SO_3 , P_2O_5 , TiO_2 .

2.5. LA CATHODOLUMINESCENCE

La cathodoluminescence est créée par une irradiation électronique (Amieux, 1982, Machel 2000). Elle peut être définie comme la luminescence des centres de recombinaisons électroniques existant dans les cristaux lorsqu'elle est produite par un faisceau d'électrons accélérés par une tension de 5 kv à 30 kv.

La cathodoluminescence est une émission de photons induite par un bombardement électronique. Les sites à l'origine de ces émissions (appelés centres luminogènes) peuvent être de nature très variable. Il peut s'agir de l'excitation de certains éléments traces présents dans le cristal de calcite tels que les éléments de transition dont la couche 3d est partiellement remplie (Mn^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} ...) ou les terres rares aux propriétés électroniques si particulières. Certains d'entre eux sont considérés comme des activateurs de cathodoluminescence (le

manganèse, le cuivre, les terres rares...), et d'autres comme des inhibiteurs (l'ion Fe^{2+} dans des concentrations supérieures à 1000 ppm par exemple) . Cette approche permet de mettre en évidence les hétérogénéités du réseau cristallin dans de nombreux géomatériaux (carbonates, silicates,...). Parmi ses principales applications la possibilité de différencier certaines espèces minérales au sein d'une roche, d'observer les générations successives de la croissance d'un minéral, ses zonations, ses sites de fracturation, la localisation des éléments traces etc... L'observation en cathodoluminescence est à considérer comme un complément de l'observation en microscopie optique puisque l'image en cathodoluminescence est souvent très différente de celle obtenue en lumière naturelle ou en lumière polarisée analysée. La couleur observée est un indicateur géochimique des milieux de précipitation

Les couleurs fréquemment trouvées ensemble dans un même ciment ou sédiment sont dues à Mn^{2+} présent sous différentes conditions chimiques d'un milieu de précipitation (activateur).

Les associations dues au manganèse sont constituées des couleurs CL jaune, jaune orange, orange, rouge orange. Pour une valence moyenne de Mn inférieure à 2, la couleur émise est jaune et pour une valence moyenne supérieure à 2, la couleur devient orange à rouge.

Cette approche pétrographique s'est effectuée au niveau du laboratoire de pétrologie sédimentaire (Université de Liège, Belgique)

2.6. CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE

Le traitement des données structurales antérieures et des données géophysiques (aéromagnétiques) de la région de Debbagh ont été traitées à l'aide du logiciel Oasis Montaj

Le filtrage numérique de ces données par le logiciel et l'opérateur aboutit à la distinction de familles de failles ainsi que les différents contacts géologiques au sein de la région d'étude. Les cartes ont été établies par l'intervention des logiciels : Arc Gis et Surfer

Le traitement des image satellitaires, et les traitements effectués à l'aide de logiciel ENVI a permis de distinguer les directions des accidents tectoniques dont les cartes lithostructurales ont été établies à l'aide de Surfer.

Une base de données a été créée. Elle comporte les données lithologiques et linéamentaires dont l'objectif de la mise à jour de la carte géologique de la région de Debbagh par le logiciel Map info.

DEUXIEME CHAPITRE :

CARACTERISATION GEOLOGIQUE DES FORMATIONS CARBONATEES

CHAPITRE 2: CARACTERISATION GEOLOGIQUE DES FORMATIONS CARBONATEES : PETROGRAPHIQUE, GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE

INTRODUCTION

La formation carbonatée du massif de Debbagh, est l'une des plus importantes de la partie orientale de la série néritique Constantinoise.

Le massif de Debbagh est faillé et fracturé, il correspond à un anticlinal d'axe Est-Ouest, dont les minéralisations sont représentées essentiellement par le kaolin et les faux chapeaux de fer, qui se disposent généralement sous forme d'un dôme d'oxydes de fer et qui occupe le centre des cavités karstiques, ces concentrations sont associées à des carbonates de zinc ($ZnCO_3$) et de plomb arsenicaux et à de l'arséniate de zinc. L'encaissant carbonaté est représenté par des calcaires aptiens et albo-cénomaniens. Les températures de ces séries carbonatées déterminées à partir des isotopes stables d'oxygène et du carbone (O et C) des formations carbonatées et mesurées par les inclusions fluides varient 50 et 130 °C (Assassi, 2006).

Contrairement aux parties centrale et occidentale du Constantinois, très peu études sédimentologiques ont été effectuées sur les formations carbonatées autochtones de Debbagh. Le présent chapitre a porté sur l'étude de ces formations carbonatées qui encaissent les minéralisations kaoliniques afin de contribuer une meilleure reconnaissance de différents types de calcaires aptiens et albo-cénomaniens dans le secteur d'étude depuis la description macroscopique jusqu'à la reconstitution du milieu de dépôt. Des coupes ont été établies dans les trois parties du massif de Debbagh. Ces coupes ont fait l'objet d'une étude lithostratigraphique, géochimique, pétrographique et minéralogique. Ces observations ont aussi pour but de détecter la présence de minéraux paramagnétiques ou ferromagnétiques vu l'importance de ce type de phases dans les études magnétiques ; un moyen pour ressortir les relations entre l'encaissant carbonaté et les minéralisations kaoliniques et ferrugineuses.

1. PRESENTATION DE L'ENCAISSANT CARBONATE

La série carbonatée aptienne et albo cénomanienne au sein du massif de Debbagh est très épaisse et discontinue, elle représente l'encaissant des minéralisations karstiques, qui est constitué essentiellement des calcaires massifs à algues de l'Aptien et des calcaires à

orbitolines et à rudistes de l'Albo - Cénomaniens. Pour le présent travail, l'étude est limitée aux formations carbonatées qui se localisent juste à côté des minéralisations (Dans les karsts et à l'affleurement). Ces carbonates ne dépassent pas quelques dizaine de mètre.

Les calcaires à algues d'âge Aptien affleurent au niveau de plateau d'Ain El Ouahch, autour de M'zaret Debbouze, Mechtat Bou Helassa, et au Nord-est de la Mine de kaolin (Partie centrale) (Fig.13). Ils se présentent en bancs métriques, l'épaisseur totale de cette formation peut atteindre une centaine de mètres. Ces calcaires ont livré des algues vertes (*Pianella dinarica*), des débris d'échinodermes, des spicules, des polypiers, des pellets et péloïdes ainsi que des foraminifères (orbitolines et cunéolines, *Debarina hahonnerensis*, *Ovalvéolina rechili* de Castro) (Raoult et Fourcade, 1973).



Figure 13: Vue d'ensemble de la partie centrale et méridionale du massif de Debbagh

Sur cette formation aptienne reposent en concordance les calcaires massifs de l'Albo-Cénomaniens, qui sont représentés par des calcaires à orbitolines et à rudistes qui affleurent au Nord de la ligne de crête septentrionale, à l'Ouest de M'zaret Debbouze et au niveau de la Mine de kaolin.

Ces carbonates des parties extrêmes présentent des micrites primaires et des sparites en porosité secondaire. Les précipitations de ces carbonates sont liées soit à un maximum diagénétique, soit à la néotectonique ou bien à la circulation des fluides hydrothermaux (Assassi, 2006).

2. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les faciès et les microfaciès sont décrits sur base d'observations macroscopiques sur le terrain et microscopiques des échantillons prélevés dans les séries carbonatées des trois coupes au sein du massif de Debbagh.

La description des faciès et des microfaciès est basée sur la classification utilisée par le groupe ELF Aquitaine (1975) sur base de Folk (1959) et Dunham (1962) La distinction des roches carbonatées selon Folk est faite à partir des proportions d'allochèmes et d'orthochèmes alors que la classification de Dunham tient compte à la fois de l'agencement des grains (jointifs ou non jointifs) et de la présence d'une matrice boueuse ou d'un ciment.

Pour la présente étude, la description lithologique des formations carbonatées est faite de bas en haut pour la coupe de la partie orientale, centrale et occidentale, sensiblement orientées perpendiculairement à la direction générale des couches, avec un échantillonnage plus ou moins systématique dans trois secteurs du massif de Debbagh :

- ❖ A l'extrémité Est au niveau de M'zaret Debbouze, plus particulièrement à proximité du karst 46 dont les coordonnées géographiques sont : (7°17'19.00"E, 36°31'18.00"N);
- ❖ Dans la partie centrale: Zone de la Mine de kaolin (7°16'2.33"E, 36°31'54.35"N);
- ❖ Au niveau de la zone méridionale: Mechetat Bou Helassa (7°15'35.86"E, 36°32'58.19"N).

Formation carbonatée de M'zaret Debbouze

Sur le terrain, les calcaires massifs qui se localisent dans la partie orientale (M'zaret Debbouze) (Fig.14), montrent du bas en haut la succession lithologique suivante:



Figure 14: Vue générale de M'zaret Debbouze

- Des calcaires micritiques, plus ou moins grossiers, gris foncé onduleux, parfois fracturés, avec des filons de calcite, ils peuvent atteindre 3m d'épaisseur.
- Des calcaires initialement durs, lités de couleur gris claire à la bordure du karst à quelques formes de foraminifères benthiques, avec des faces de dissolution arrondies sur 4m d'épaisseur, (Fig.15),

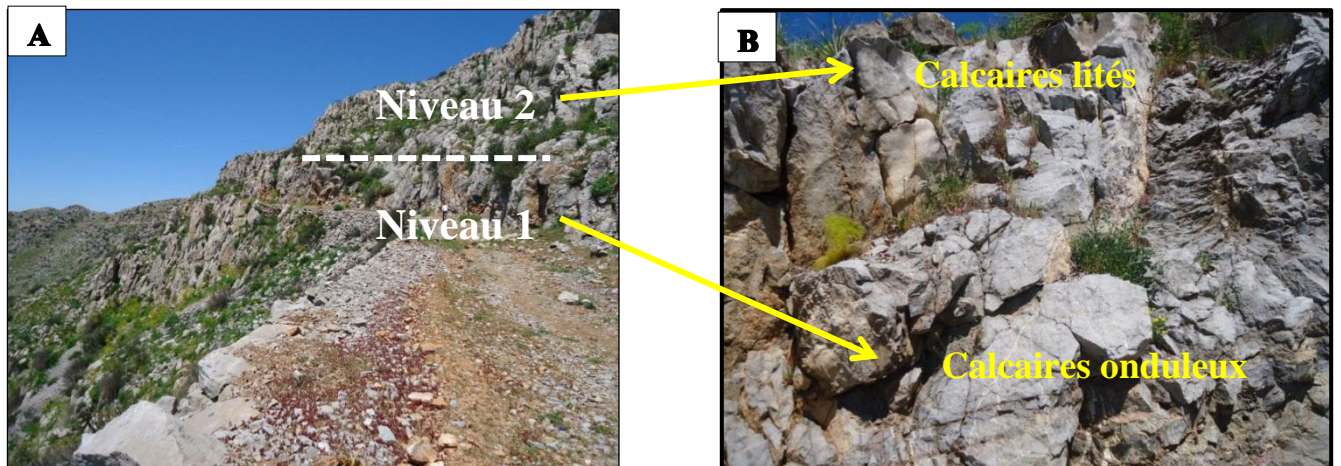


Figure15: Calcaires aptiens durs aux bordures du karst 46 (Partie orientale) : A; Les deux premiers niveaux de 1 coupe et B; Zoom des deux niveaux.

- Pour un niveau plus élevé, près de la surface, les calcaires sont gris clairs et pulvérulents dans les zones où ils sont recouverts par des argiles de décalcification brunes rougeâtres, des argiles bréchifiées ou par des argiles noires. Avec une épaisseur de 3 mètres environ (Fig.16).

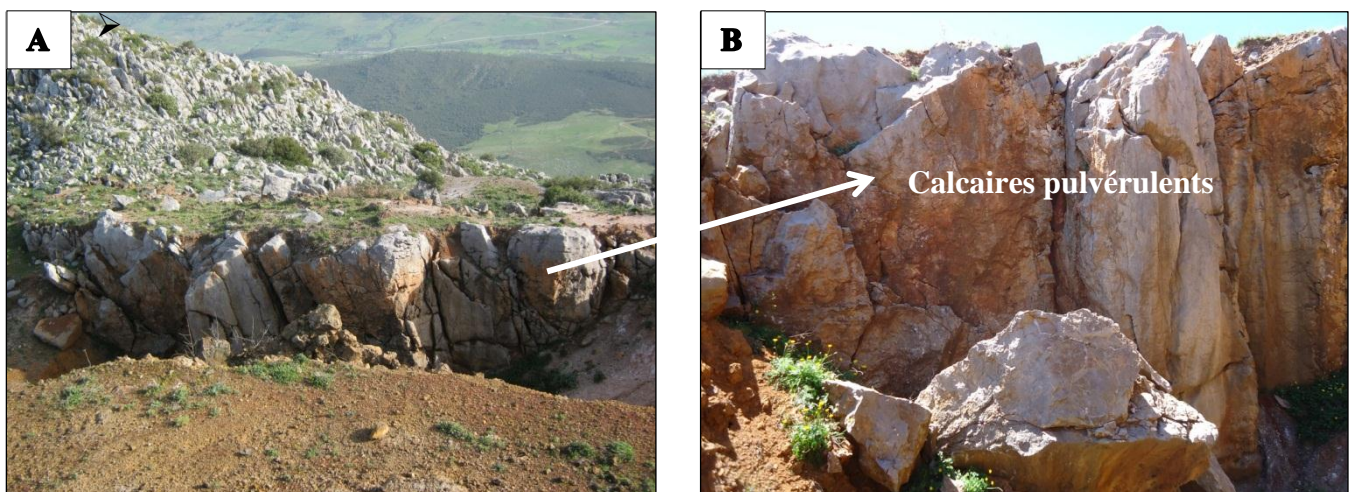


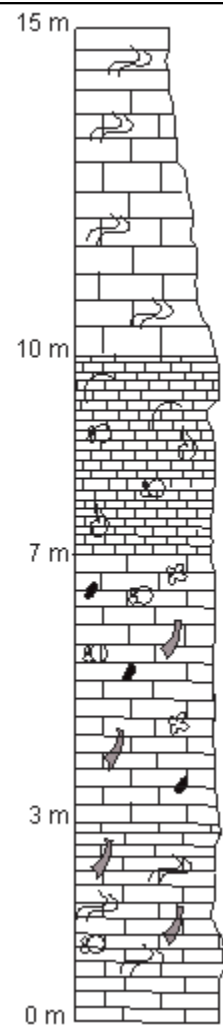
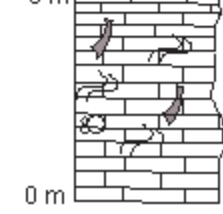
Figure 16: Calcaires pulvérulents recouverts par les argiles brunes : A; Vue globale du troisième niveau et B; Vue détaillée des calcaires pulvérulents.

- Dans la partie sommitale du karst, au voisinage des minéralisations kaoliniques et ferrugineuse, ce sont des calcaires massifs stratifiés, de couleur gris claire à beige avec des endroits bréchifiés, d'où la présence des fractures renfermant dans la plupart des cas des argiles ferrugineuses ou des oxydes. Ces calcaires peuvent atteindre 4 mètres d'épaisseur (Fig.17)



Figure 17: Calcaires massifs avec des endroits bréchifiés.

La coupe lithologique des formations carbonatées de M'zaret Debbouze est représentée par la Figure 18

AGE	LITHOLOGIE	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE
ALBO - CENOMANIEN		<p>Calcaires massifs stratifiés, de couleur gris claire à beige fracturés et bréchifiés à lamellibranches, traversés par des filons de calcite</p>
		<p>Calcaires pulvérulents à ostracodes, orbitolines et alvéoles, échinodermes et brachiopodes.</p>
APTIEN		<p>Calcaires initialement durs, lités, gris clairs, avec quelques formes de foraminifères benthiques (orbitolines), pellets, rudistes et algues vertes.</p>
		<p>Calcaires micritiques, plus au moins grossiers, gris foncé à lamellibranches, rudistes, et foraminifères benthiques (mesoorbitolina), parfois fracturés et traversés par des filons de calcite</p>

Légende :









	Lamellibranches		Echinodermes		Foraminifères Benthiques		Rudistes
	Ostracodes		Brachiopodes		Algue		Pellets

Figure 18: Coupe lithologique des formations carbonatées de M'zaret Debbouze

Formation carbonatée de la Zone de la Mine

Au niveau de la partie centrale (Zone de la Mine) on a pu signaler latéralement la succession lithologique suivante :

- Dans la zone de la Mine, les calcaires sont durs, lités de couleur gris foncé avec des zones bréchifiées, traversés par des veines de calcite et remplis par des argiles brunes ou des oxydes de fer, et peuvent dépasser les quatre mètres (4m) d'épaisseur (Fig.19).

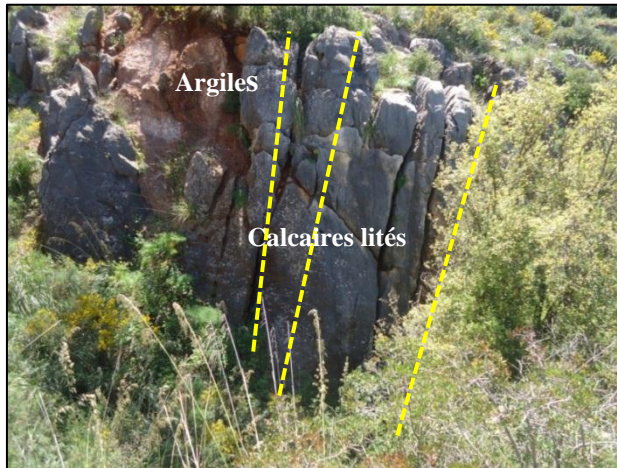


Figure 19: Calcaires massifs au niveau de la Mine de kaolin

- Calcaires micritiques stratifiés, de couleur gris foncé, avec des intercalations de zones d'argiles friables dont l'épaisseur peut atteindre 3m
- Un banc de calcaires fins durs, gris clair de moins d'un mètre (1m) au sommet qui coiffe une mince couche d'argile rouge.
- Calcaires compacts plus au moins grossiers, de couleur gris à gris foncé de 3m d'épaisseur traversés par des filons de calcite millimétriques à centimétriques (Fig.20).



Figure 20: Calcaires albo-cénomaniens à foraminifères traversés par la calcite.

- Calcaires massifs à intercalation d'un banc de dolomie à calcite bien cristallisée de 4m d'épaisseur dont les cristaux rhomboédriques peuvent atteindre les 5cm (Fig.21).



Figure 21: Cristaux de calcite bien cristallisés.

- Calcaires compacts gris clairs de 3m d'épaisseur, parfois dolomitiques, intercalés par une couche de sable.

Sur le terrain les dolomies représentent une formation très ancienne, elle affleure au niveau de la vallée principale et à l'extrémité Sud-est de Djebel Debbagh Elles sont généralement sombres parfois rougeâtres (Figs.22 et 23), vacuolaires ou brèchiques. Ces dernières présentent une couleur blanchâtre et un ciment ferrugineux.

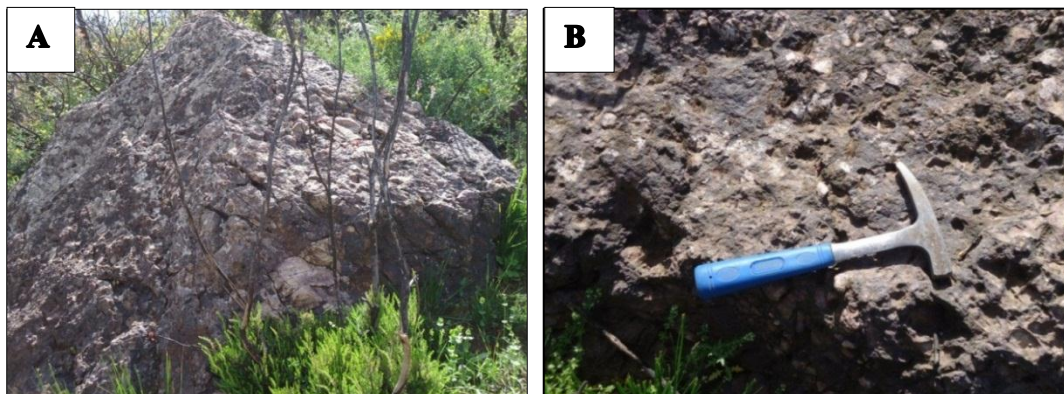


Figure 22: Dolomie avec des calcites bien cristallisées : A ; vue d'ensemble et B; Zoom d'une partie de la photo A



Figure 23: Dolomie grise ferrugineuse.

Les dolomies présentent des alternances avec les calcaires dans la partie méridionale près de Mechtat Douakha et aux environs de M'zaret Debbouze dans la partie orientale. Il s'agit de bancs de calcaires massifs de quelques mètres avec des dolomies massives grises ou légèrement ferrugineuses qui peuvent atteindre deux mètres (2 m) d'épaisseur (Fig.24).

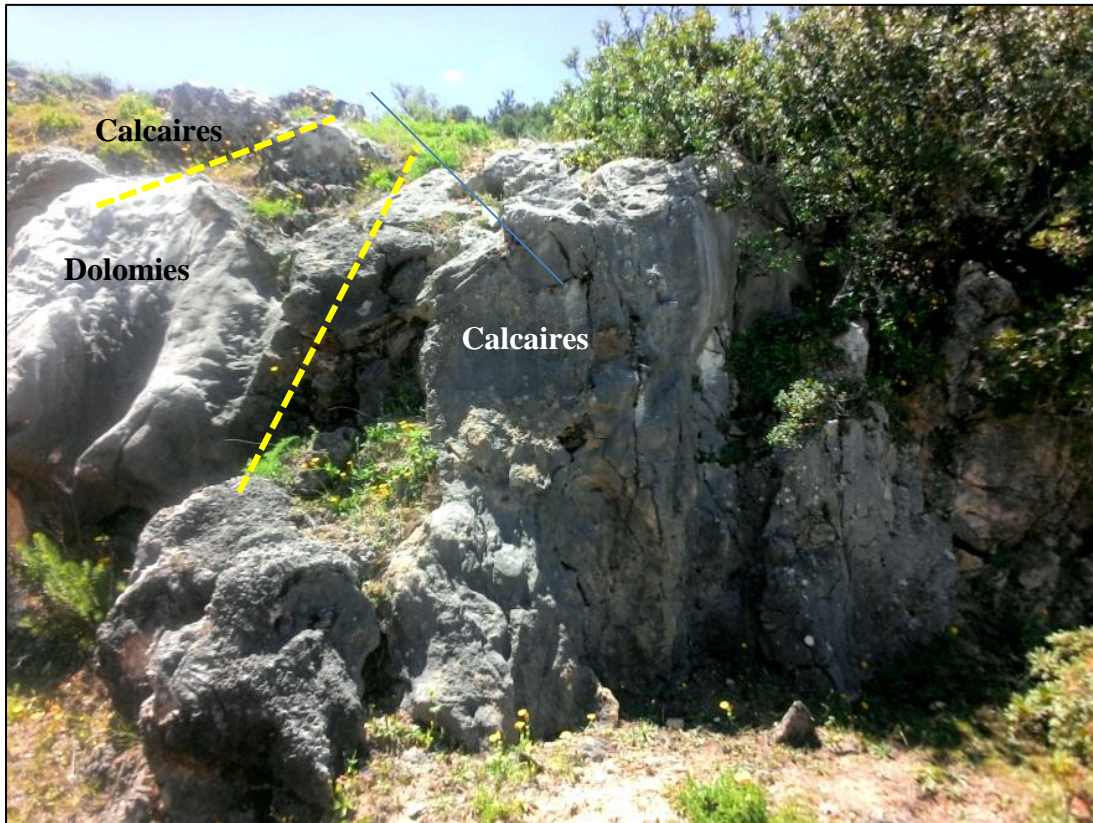
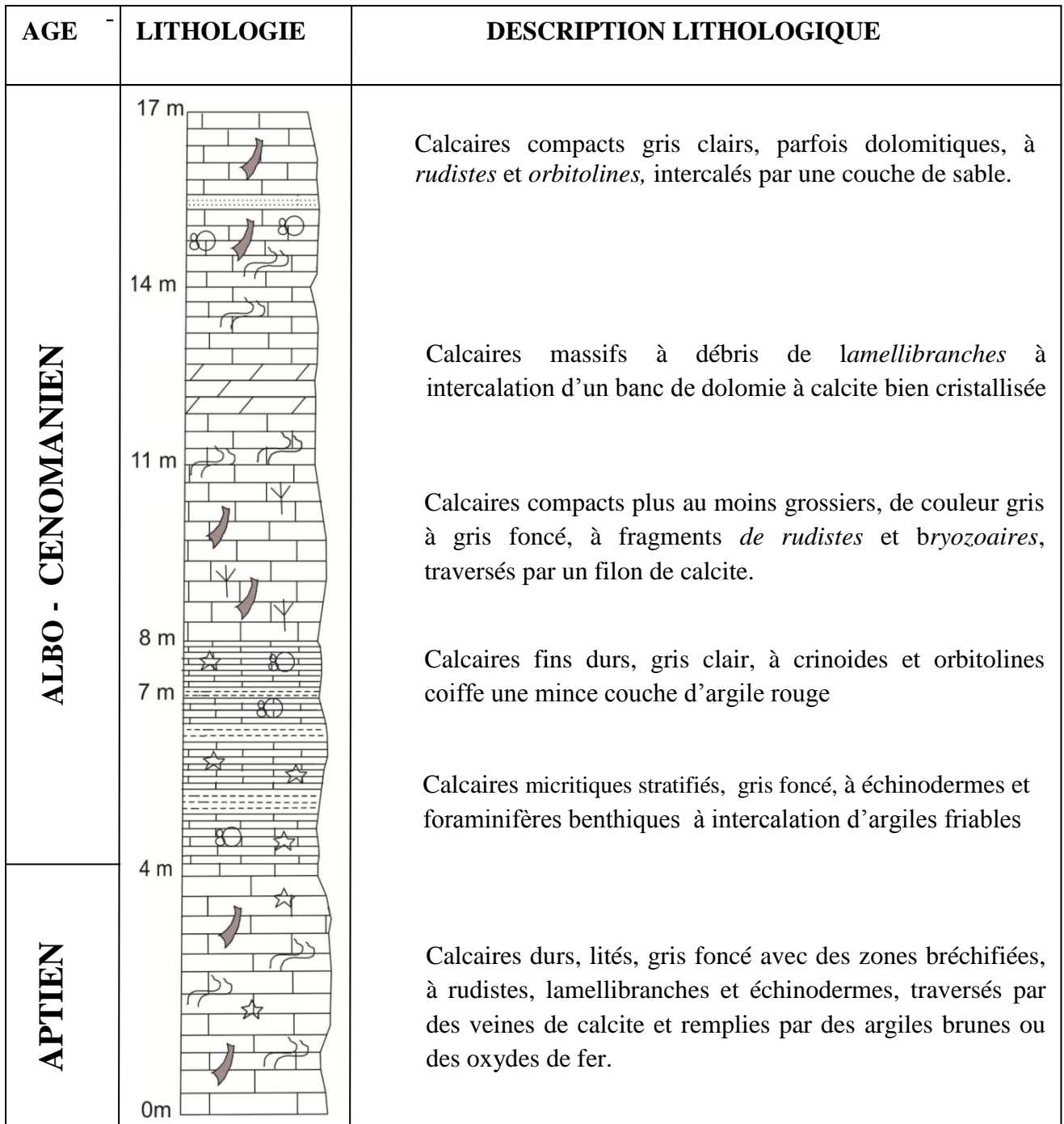


Figure 24: Alternance calcaires – dolomies dans la zone de la Mine

La coupe lithologique des formations carbonatées de la zone de la Mine est illustrée par la Figure 25.



Légende :






	Lamellibranches		Echinodermes		Foraminifères Benthiques
	Rudistes		Bryozoaires		

Figure 25: Coupe lithologique des formations carbonatées de la zone de la Mine.

Formation carbonatée de Mechtat Bou Helassa

Dans la partie méridionale (Mechtat Bou Helassa), les calcaires présentent la succession lithologique suivante :

- Calcaires compacts, stratifiés et fracturés, parfois dolomitiques, de couleur gris à gris foncé et bleutés, riches en algues, de 3 à 4 m d'épaisseur (Fig.26).



Figure 26: Calcaires compacts stratifiés.

- Calcaires micritiques stratifiés et parfois rubanés en bancs gris à gris clairs légèrement dolomités (Fig. 27), à quelques formes de foraminifères benthiques, dont l'épaisseur varie de 2 à 3m.
- Calcaires très fins, très clairs (gris clair à gris blanc), avec formes de foraminifères benthiques, ils atteignent les 4 mètres d'épaisseur.

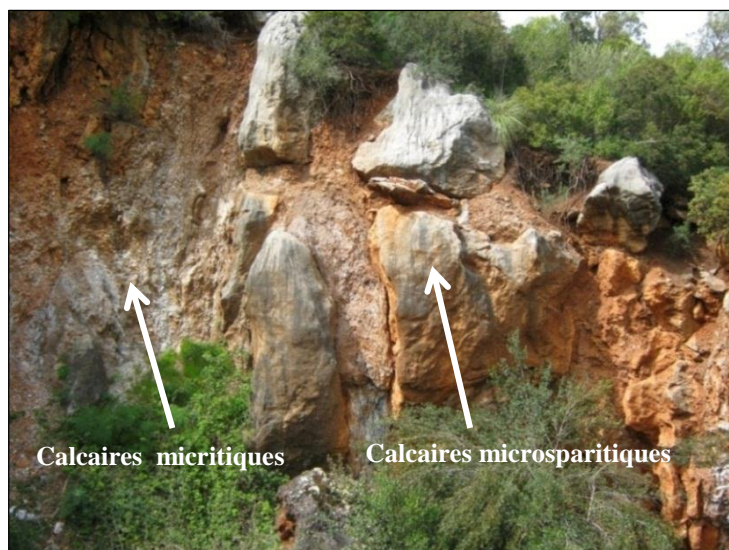


Figure27: Alternance de calcaires microsparitiques et calcaire micritiques.

- Calcaires compacts, durs, stratifiés, gris clairs à gris foncés, traversés par des filons de calcite et intercalés par des calcaires à argiles ferrugineuses de 5m d'épaisseur (Fig.28).

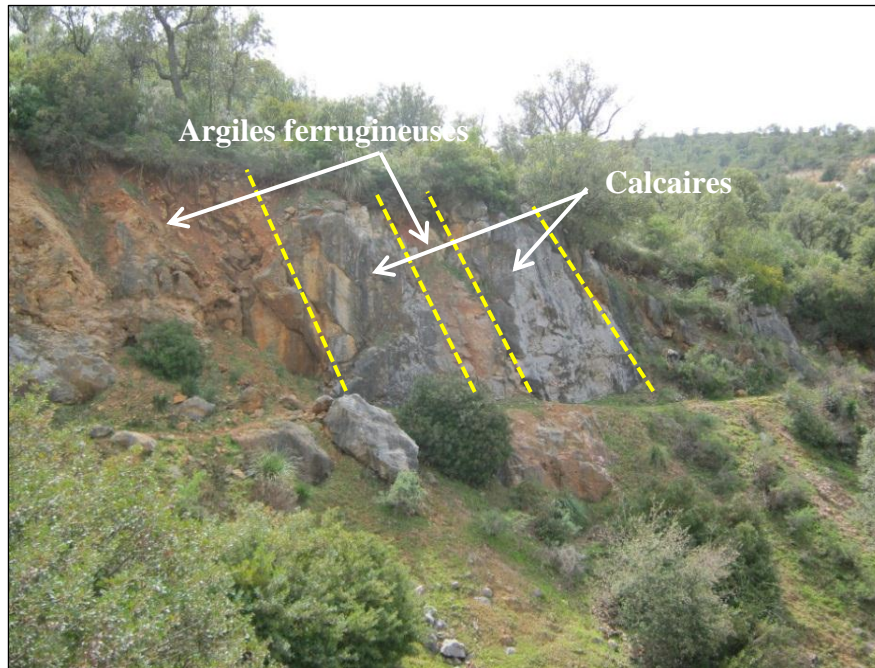


Figure 28: Alternance calcaires- argiles ferrugineuses.

La coupe lithologique des formations carbonatées de Mechtet Bou Helassa est représentée par la (Fig. 29)

AGE	LITHOLOGIE	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE
ALBO - CENOMANIEN		<p>Calcaires compacts, durs, stratifiés, gris clairs à gris foncés, à rudistes, lamellibranches et échinodermes, traversés par des filons de calcite et intercalés par des calcaires à argiles ferrugineuses</p>
		<p>Calcaires très fins, très clairs (gris clair à gris blanc), à péloïdes, à échinodermes et des foraminifères benthiques (orbitolines et fusulines)</p>
APTIEN		<p>Calcaires compacts, stratifiés et fracturés, parfois dolomitiques, de couleur gris à gris foncés et bleutés, riches en algues, lamellibranches et échinodermes, avec des niveaux à pellets.</p>

Légende :

	Lamellibranches		Echinodermes		Foraminifères Benthiques
	Rudistes		Bryozoaires		Algues
					Pellets

Figure 29: Coupe lithologique des formations carbonatées de Mechtet Bou Helassa

3. DESCRIPTION DES MICROFACIES ET RECONSTITUTION DES MILIEUX DE DEPOT

Les microfaciès qui ont été décrits font l'objet d'une étude faciologique minutieuse afin de mieux reconstituer les différents milieux de dépôt. Au total 99 lames minces (31 de

M'zaret Debbouze, 35 de la Mine de Kaolin et 33 de Mechtet Bou Helassa) ont été confectionnées puis analysées au microscope polarisant. La texture des calcaires au sein du massif de Debbagh le long des trois coupes étudiées (M'zaret Debbouze, Mine de kaolin et Mechtet Bou Helassa) s'organise en wackestone, packstone et grainstone.

Les calcaires étudiés sont constitués essentiellement de calcite traversée par des veines sparitiques de diverses directions. Ceci peut s'expliquer par la présence de porosité secondaire ou des fractures ouvertes liées aux différentes phases diagénétiques ou tectoniques.

Les microfaciès sont classés du plus distal au plus proximal, dont la classification texturale utilisée pour les caractériser est issue de Dunham (1970). Cinq microfaciès ont été identifiés comme suit:

3.1. Microfaciès MF1 : Wackestones à rudistes et lamellibranches

Ce microfaciès (Fig.30) présente une texture de wackestone. La matrice est micritique. Le classement est modéré, les éléments figurés représentent plus de 50% du volume total, et se présentent en différentes tailles (infra- millimétriques à millimétriques). Les corpuscules sont généralement des débris de rudistes, de lamellibranches et des crinoïdes. L'état de conservation des corpuscules est mauvais, la plupart étant fortement brisés.

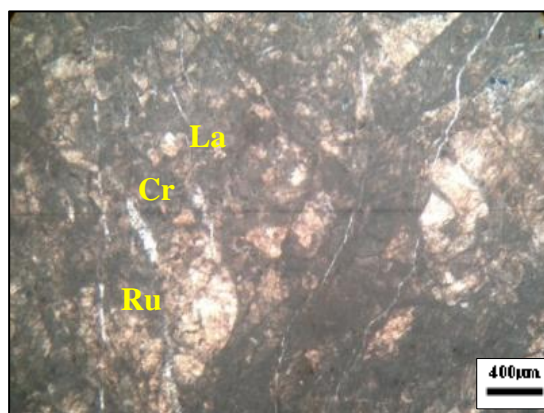


Figure 30: Microfaciès MF1: Wackestones à rudiste (Ru), lamellibranches (La) et crinoïdes (Cr).

Interprétation

La texture wackestone souligne le caractère faiblement agité et la matrice micritique indique un milieu calme (Gall, 1976). L'état de conservation des bioclastes indique une agitation relativement forte. La présence de rudistes permet de classer ce microfaciès dans la zone de rampe médiane dans la zone d'action des vagues tempérées.

3.2. Microfaciès MF2 : Packstones à grainstones à bryozoaires et crinoïdes (Planche I)

La texture est packstone à grainstone, le classement est modéré (70% de volume total), la matrice est micritique à microsparitique, les bioclastes sont généralement des bryozoaires

relativement peu conservés, des crinoïdes, des débris de rudistes, de lamellibranches, des plaques d'échinodermes et des niveaux à péloïdes, leurs tailles sont moins de 2mm. Le ciment est calcitique granulaire, parfois syntaxial autour des crinoïdes. La majorité des bioclastes sont micritisés et présentent des encroutements.

Interprétation

La texture packstone à grainstone indique une énergie moyenne à relativement forte. L'état de conservation des bioclastes indique une agitation relativement forte. Ce microfaciès se dispose entre la zone d'action des vagues tempérées et la zone d'action des vagues de beau temps.

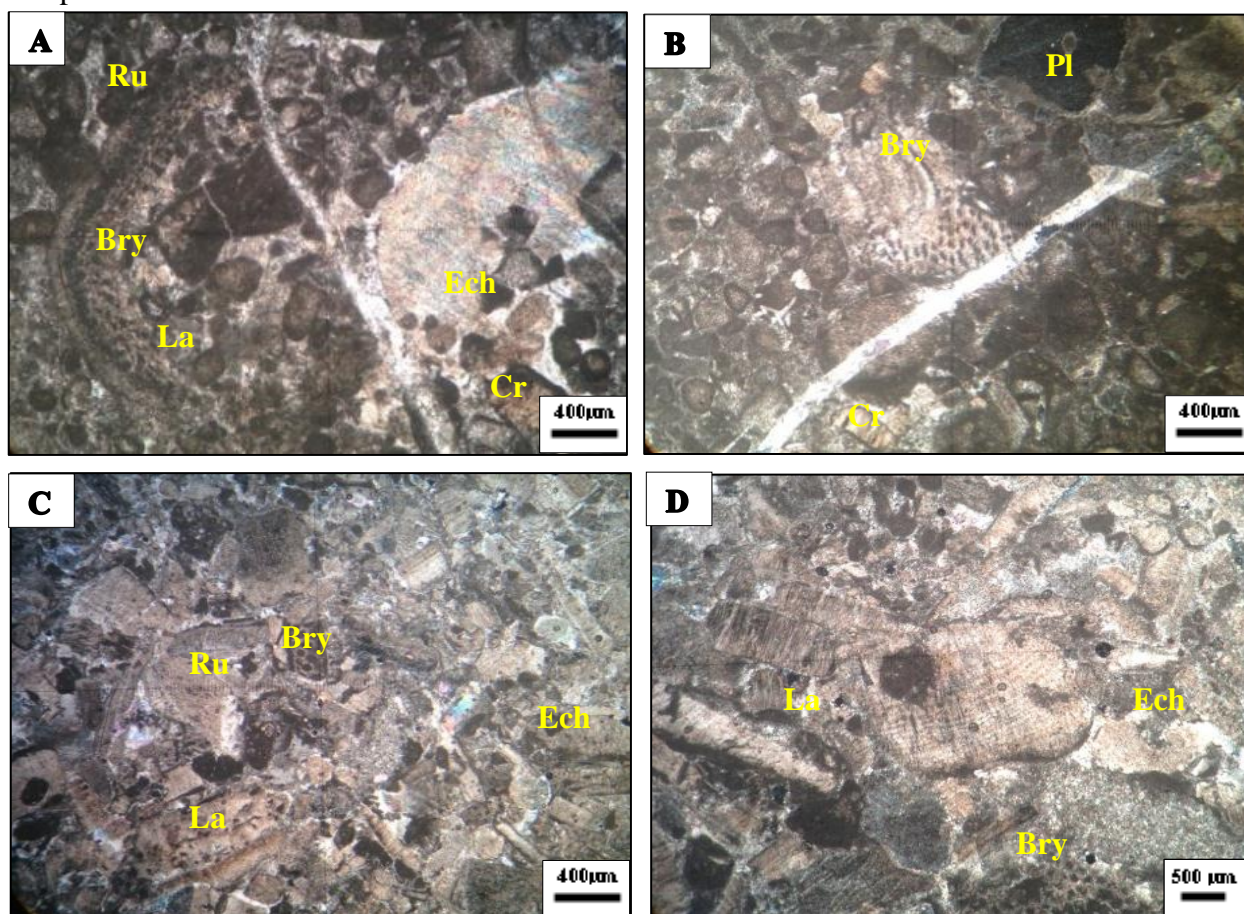


Planche I. Microfaciès MF2 : Packstones à grainstones à bryozoaires et crinoïdes. **A.** grainstone à bryozoaires (Bry), crinoïdes (Cr), lamellibranches (La) et rudistes (Ru); **B.** Packstone à grainstone à bryozoaires (Bry), crinoïdes (Cr) et péloïdes (Pl); **C.** Packstone à bryozoaires (Bry), rudistes, lamellibranches (La) et échinodermes (Ech); **D.** Packstone à grainstone à bryozoaires (Bry), échinodermes (Ech) et lamellibranches (La).

3.3. Microfaciès MF3 : Packstones à grainstones à crinoïdes (Planche II)

La texture est un packstone à grainstone, le classement est bon, les corpuscules occupent presque le volume total de la roche et se correspondent généralement à des plaques

d'échinodermes, des lamellibranches, des rudistes, de rares bryozoaires et quelques formes de foraminifères benthiques (discocyclines, alvéolines et fusulines).

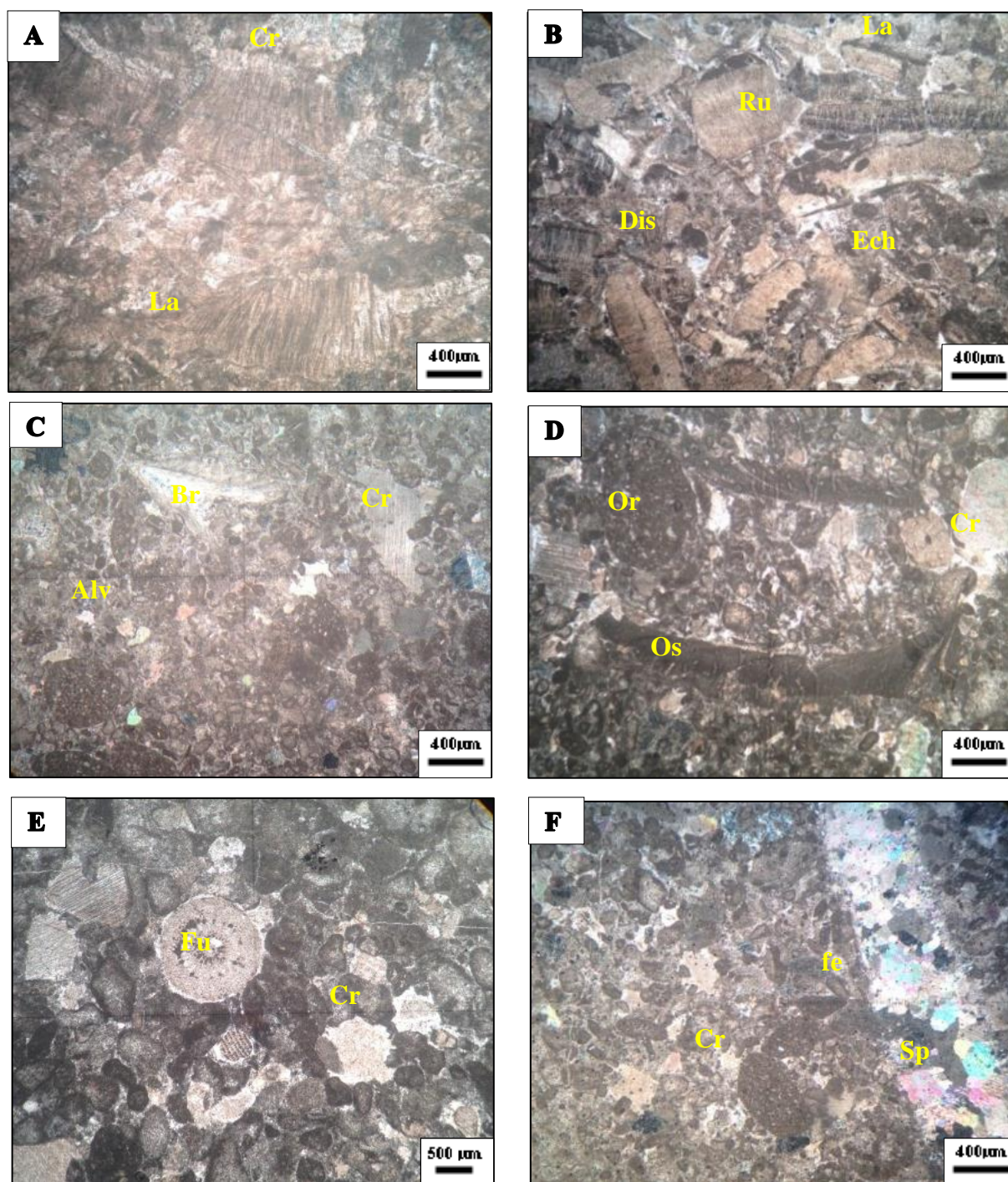


Planche II. Microfaciès MF3 : Packstones à grainstones à crinoïdes. **A.** crinoïdes(Cr), lamellibranches (La) ; **B.** Packstone à grainstone à échinodermes (Ech) et lamellibranches (La), rudistes (Ru) et discocyclines (Dis) ; **C.** Packstone à grainstone à crinoïdes (Cr), brachiopodes (Br) et alvéolines (Alv) ; **D.** Packstone à grainstone à crinoïdes (Cr), ostracodes et orbitolines (Or) ; **E.** Packstone à grainstone à crinoïdes (Cr) et fusulines (Fu) **F.** Packstone à grainstone à crinoïdes(Cr), orbitolines (Or) fenestrae (Fe) et: sparite (Sp).

Les bioclastes modérément classés et brisés, avec une taille qui se diffère entre 0,5mm et 3mm. La matrice peut être localement presque absente, les organismes étant si nombreux qu'ils sont en contact, il s'agit d'une micrite qui peut également être recristallisée en microsparite. Le ciment est syntaxial autour des crinoïdes. Ce microfaciès peut présenter une légère lamination.

Interprétation

Comme pour le microfaciès précédent, la texture essentiellement à packstone à grainstone indique une agitation modérée à forte. La matrice fine de ce microfaciès indique un milieu épisodiquement calme alors que l'état de conservation des corpuscules est un caractère d'un milieu relativement agité.

Le caractère grainstone à débris grossiers semble indiquer une sédimentation en environnement relativement agité ou sur une pente. La présence d'organismes issus d'un milieu ouvert (crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires entre autres), implique une position distale (Da Silva, 2000).

Les corpuscules de ce microfaciès témoignent d'un milieu ouvert. Le classement bon ainsi que la mauvaise conservation des corpuscules indiquent un environnement relativement agité. Comme pour le microfaciès précédent, celui-ci se dispose entre la zone d'action des vagues tempérées et la zone d'action des vagues de beau temps (Préat and Kasimi 1995).

3.4. Microfaciès MF4 : Packstones à grainstones à orbitolines et rudistes (Planche III)

La texture est un packstone à grainstone, un classement modéré, les bioclastes sont brisés à bien conservés avec une taille varie entre 0.4 à 1mm. Les foraminifères sont représentés par des mésorbitolines et orbitolines concavas, les bioclastes secondaires sont représentés par des carapaces d'ostracodes, des débris de rudistes, de lamellibranches et des crinoïdes. La texture est microsparitique, avec un ciment calcitique granulaire et parfois syntaxial autour des crinoïdes. Le classement est bon dans l'ensemble.

Interprétation

L'absence de bioturbation indiquerait un sédiment hostile à la vie benthique, La texture essentiellement grainstone souligne le caractère fortement agité. Ce microfaciès se localise dans la zone d'action des vagues de beau temps.

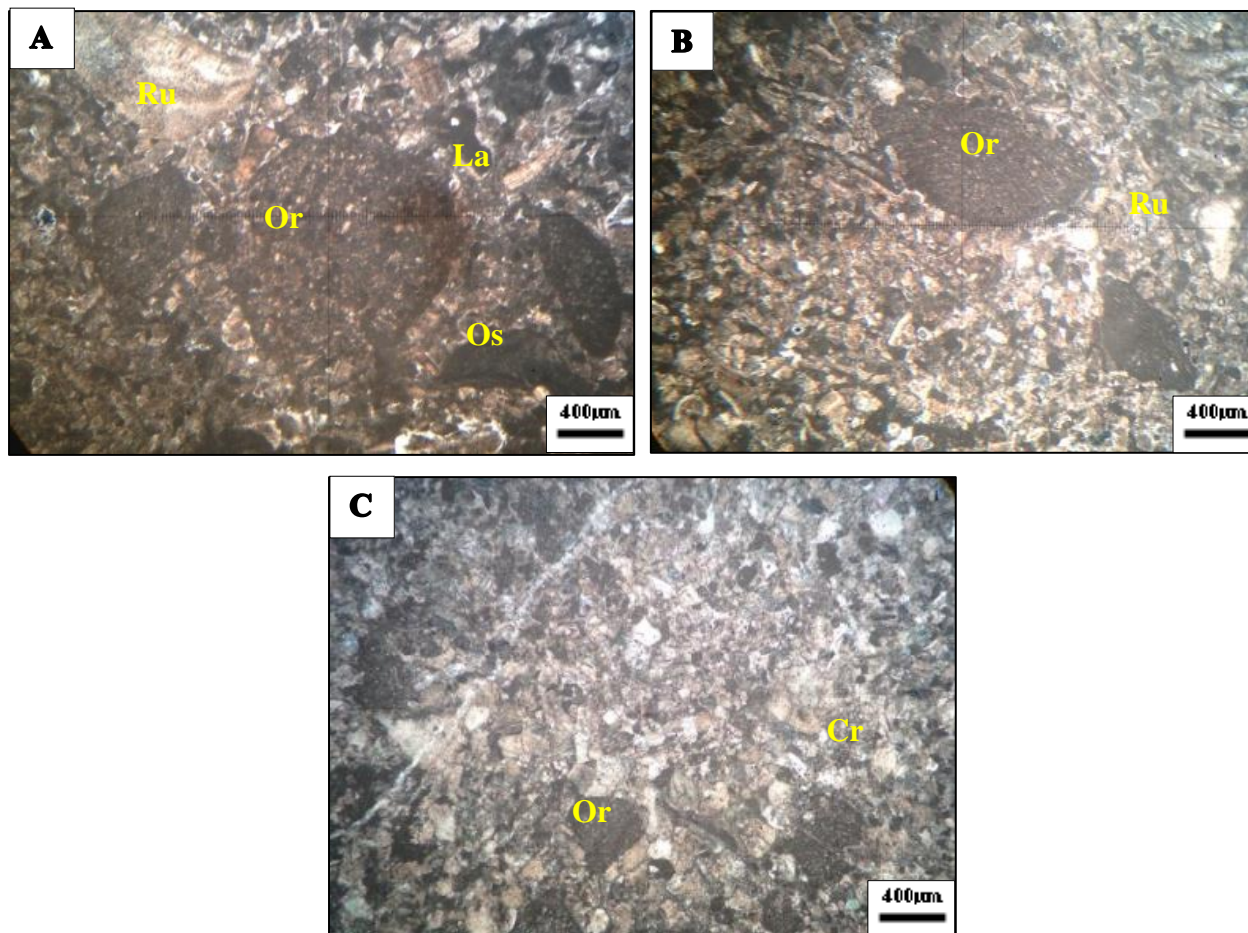


Planche III. Microfaciès MF4 : Packstone à grainstone à orbitolines. **A.** Packstone à orbitolines (Or), rudistes (Ru), lamellibranches (La) et ostracodes (Os); **B.** Packstone à grainstone à orbitolines (Or), rudistes (Ru); **C.** Packstone à grainstone à orbitolines (Or) et crinoïdes(Cr).

3.5. Microfaciès MF5 : Packstones à grainstones à péloïdes (Planche IV)

La texture est packstone à grainstone avec une taille diverse (0.5 à 1mm), des éléments figurés et un bon classement des corpuscules qui varie de 50% à 80% du volume total et qui se représentent généralement par des péloïdes présentent une bordure régulière ou diffuse avec un diamètre de 0.04 à 0.2mm. Les corpuscules qui accompagnent ces péloïdes sont des débris d'échinodermes, de lamellibranches, des foraminifères benthiques (orbitolines et alvéolines) et rarement des algues vertes. Des intraclastes de micrites carbonatée avec une forme angulaire sont localement observés. Ce microfaciès présente à la fois une matrice micritique et un ciment sparitique à microsparitique,

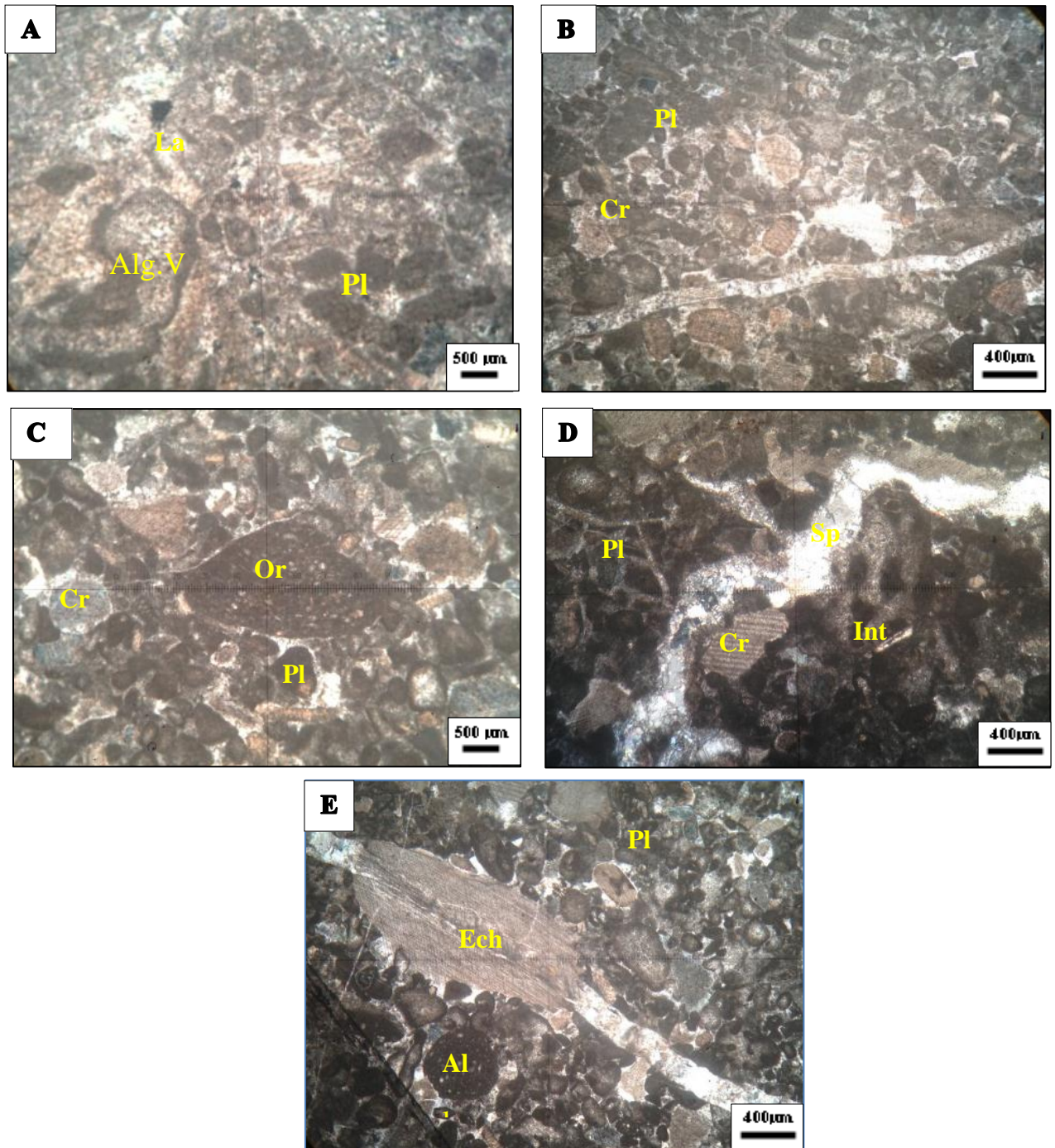


Planche IV : Microfaciès MF5 : Packstones à grainstone à péloïdes. **A.** Packstone à grainstones à péloïdes (Pl), algues vertes (Alg. V) et lamellibranches (La), brachiopodes (Br) et alvéolines (Alv) ; **B.** Packstone à grainstone à péloïdes (Pl) et crinoïdes (Cr), ostracodes et orbitolines (Or) ; **C.** Packstone à grainstone à péloïdes (Pl), crinoïdes (Cr) et orbitolines (Or). **D.** Packstone à grainstone à intraclastes (Int), crinoïdes (Cr) et sparite (Sp); **E.** Grainstone à pellets (Pe), échinodermes (ech) et alvéolines (Al).

Interprétation

Les péloïdes présentent une bordure qui peut être régulière ou diffuse. Leur formation pourrait être liée à une origine fécale (Flügel, 1982), origine algale directe (Wolf, 1965;

Friedman et al., 1973 et Purser, 1980), micritisation intense des bioclastes (Bathurst, 1966) et Peterhänsel, 2003a) ou des intraclastes (Tucker & Wright, 1990). La texture grainstone indique un milieu agité (Gall, 1976). Elle est parfois liée à des bioturbations. La présence des péloïdes et des fragments d'échinodermes, de lamellibranches roulés, témoignent d'un enfouissement très lent et d'une évolution assez longue, sous l'action de l'agitation du milieu (in Yahiaoui; 1990).

La présence locale de sédiments assez fins (packstones) serait due à une agitation parfois plus faible et les péloïdes qui sont bien triés indiquent une agitation élevée. La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond (Lacas et al, 1976). La présence des algues indiquent un milieu peu profond.

Ce microfaciès se serait mis en place dans la rampe interne, au-dessus de la zone d'agitation des vagues de beau temps tout près de la zone intertidale. (Wright and Burchette 1996).

4. MODELE SEDIMENTOLOGIQUE

L'analyse faciologique de la série apto-cénomaniennne de la série carbonatée de Djebel Debbagh a permis de proposer un modèle sédimentologique d'une rampe carbonatée à faible pente (Fig.31) prouvée par :

- la similarité des faciès sur les bords du massif, qui permet de suggérer la présence des mêmes mécanismes sédimentaires;
- l'absence de grandes variations latérales de faciès le long du massif, donc l'inexistence d'une claire zonation sédimentaire;
- L'absence de microfaciès indicateurs d'une plate-forme à barrière ainsi que l'absence des lagons et des récifs.

Le long des trois coupes étudiées, cinq (05) microfaciès ont été individualisés et classés par ordre de bathymétrie décroissante (du plus distal au plus proximal). Deux environnements de dépôts majeurs ont été reconnus au sein de massif de Debbagh en basant sur les positions relatives par rapport à la base de la zone d'actions des vagues de beau temps et de celles des vagues de tempêtes, même si les profondeurs d'eau de ces limites peuvent varier en fonction des conditions hydrodynamiques ou climatiques locales (Read 1985, Burchette et Wright, 1992) :

1. Milieux intermédiaires situés entre la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes et la limite d'action des vagues de beau temps (rampe médiane) ;

2. Milieux internes situés au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (rampe interne).

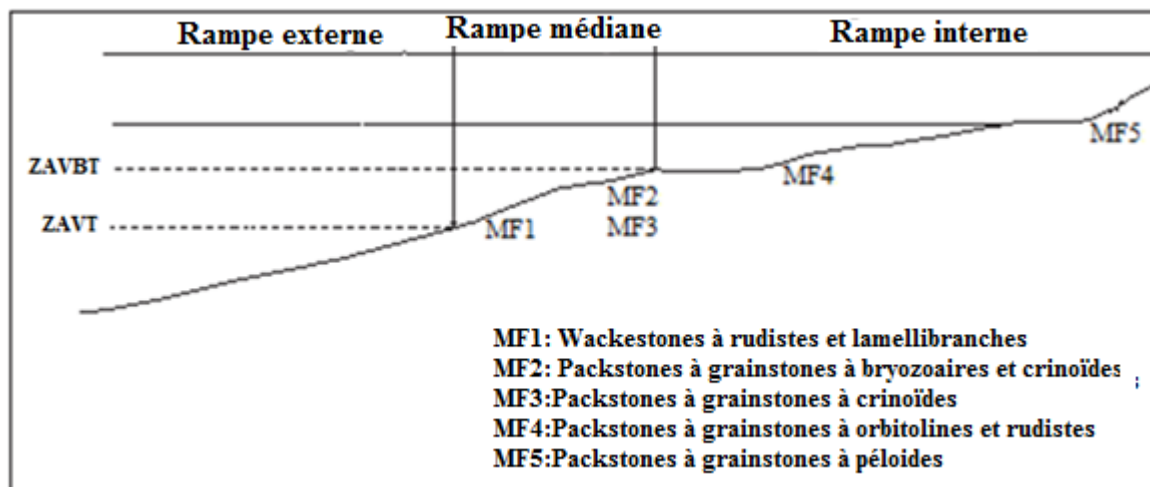


Figure 31: Modèle paléo-environnemental de la rampe carbonatée du massif de Debbagh (ZAVT: Zone d'action des vagues de tempêtes. ZAVBT: Zone d'action des vagues de beau temps)

Le modèle sédimentologique des microfaciès du massif de Debbagh, depuis le plus distaux jusqu'aux plus proximaux présente deux associations majeures qui sont :

- Association des microfaciès de rampe médiane (MF1- MF3): cet environnement est caractérisé par une énergie modérée à forte; il contient des wackestones à rudistes et lamellibranches (MF1), packstones à grainstones à bryozoaires et crinoïdes (MF2) et des packstones-grainstones à crinoïdes (MF3). Le premier microfaciès est situé autour de zone d'actions des vagues de tempêtes (ZAVT), il correspond à l'environnement le plus distal et les deux derniers sont situés au-dessus, entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps (ZAVBT) et la base de la zone d'actions des vagues de tempêtes (ZAVT). Cette association de microfaciès contient généralement les fossiles complets et brisés de milieu marin ouvert, représentant par des bryozoaires, des crinoïdes, des ostracodes et des brachiopodes.
- Association des microfaciès de rampe interne (MF4 et MF5) qui est caractérisée par une texture de packstone à grainstone, et domine par des orbitolines, des rudistes et des péloïdes. Le premier type de microfaciès est exposé aux vagues de beau temps et le dernier s'est situés au-dessus. Cette association se caractérise par l'abondance des grains squelettiques avec un classement modéré à bon et une texture à packstone-grainstone dominée par des péloïdes, des algues, des rudistes, et plusieurs formes de foraminifères benthiques, surtout les orbitolines.

5. ANALYSES CHIMIQUES DES FORMATIONS CARBONATEES

Des analyses chimiques en éléments majeurs des formations carbonatées (Tab. 1) ont été effectuées au sein de laboratoire de physique de la cimenterie de Hedjar Essoud sur des échantillons prélevés dans la zone d'étude.

Tableau 1: Analyses chimiques en éléments majeurs de calcaires de Debbagh

N° d'échantillon	CaO (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Cl (%)	SO ₃ (%)	PAF (%)
1	56.09	0.07	0.11	0.72	0.47	0.07	0.020	0.000	0.02	43.92
2	58.52	0.06	0.01	1.97	0.60	0.01	0.00	0.018	0.00	42.00
3	55.40	0.03	0.02	0.07	0.44	0.01	0.01	0.001	0.01	43.85
4	55.01	0.017	0.04	0.012	0.68	0.03	0.006	0.00	0.02	43.68
5	56.00	0.06	0.06	0.016	0.14	0.08	0.004	0.013	0.00	43.87
6	55.53	0.04	0.02	0.10	0.24	0.01	0.01	0.002	0.001	43.88
7	55.76	0.02	0.07	0.09	0.85	0.05	0.02	0.005	0.003	43.89
8	55.56	0.02	0.02	0.06	0.18	0.01	0.00	0.003	0.001	43.81
9	55.37	0.01	0.03	0.06	0.40	0.01	0.01	0.04	0.001	43.80
10	55.70	1.01	0.33	1.08	0.35	0.05	0.004	0.00	0.00	43.74
11	55.31	0.17	0.14	0.30	0.33	0.05	0.04	0.00	0.03	42.73
12	53.30	0.15	0.13	0.36	0.40	0.02	0.03	0.01	0.02	43.86
13	55.40	0.06	0.09	0.13	0.27	0.04	0.01	0.00	0.01	43.83
14	55.62	0.02	0.04	0.06	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	43.84
15	55.27	0.03	0.05	0.15	0.44	0.04	0.01	0.005	0.02	43.87
16	48.50	0.30	0.58	3.32	4.00	0.06	0.04	0.00	0.01	44.65
17	52.22	0.14	0.18	0.23	2.80	0.03	0.013	0.001	0.03	44.19
18	55.19	0.15	0.07	0.34	0.40	0.01	0.01	0.00	0.002	43.64
19	55.40	0.15	0.02	0.05	0.24	0.01	0.01	0.001	0.002	43.68
20	55.32	0.15	0.06	0.12	0.29	0.01	0.02	0.001	0.004	43.85
21	55.26	0.03	0.05	0.06	0.45	0.00	0.01	0.00	0.002	43.85
22	54.80	0.03	0.06	0.12	0.82	0.01	0.004	0.002	0.01	43.88
23	55.67	0.02	0.03	0.05	0.13	0.00	0.01	0.00	0.001	43.88
24	55.34	0.04	0.05	0.07	0.37	0.01	0.00	0.007	0.02	43.91
25	55.61	0.03	0.04	0.08	0.14	0.00	0.01	0.003	0.001	43.90
26	55.18	0.03	0.07	0.11	0.48	0.01	0.01	0.007	0.01	43.90

Interprétation des résultats

Les résultats des analyses chimiques montrent une régularité des composants chimiques en éléments majeurs des calcaires de Debbagh: fortes teneur pour le CaO et faibles teneurs pour le reste des composants SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃. Le pourcentage élevé de CaO explique la cohésion et l'hétérogénéité de ces calcaires. Pour les autres composants, les valeurs de MgO est dû probablement à l'interaction entre les calcaires et les dolomies en contact.

6. MINERALOGIE MAGNETIQUE: SUCCEPTIBILITE MAGNETIQUE MASSIQUE

La mesure de la susceptibilité magnétique se renseigne sur la distribution relative des minéraux magnétiques et leur lien avec les processus responsables de l'altération hydrothermale et la minéralisation. L'analyse des mesures de la susceptibilité magnétique en prospection minière constitue un outil supplémentaire dans la démarche géologique. Son utilisation engendrerait des gains en termes d'efficacité de la campagne de prospection

Les résultats des mesures de la susceptibilité magnétique massique des échantillons des roches carbonatées (calcaires) sont mentionnés dans le Tableau. 2

Tableau 2. Susceptibilité magnétique massique des formations carbonatées.

N°	Masse	mesure 1	mesure	mesure	Susceptibilité	Susceptibilité
1	44,64	-15,01	-15,1	-15,11	-15,0733333	-3,38E-09
2	36,06	-9,264	-9,336	-9,498	-9,366	-2,60E-09
3	39,14	-12,18	-11,68	-10,93	-11,5966667	-2,96E-09
4	38,62	-12,25	-11,65	-12,2	-12,0333333	-3,12E-09
5	43,84	-11,3	-11,15	-11,48	-11,31	-2,58E-09
6	40,71	-13,66	-14,14	-14,49	-14,0966667	-3,46E-09
7	45,19	-12,47	-11,71	-12,76	-12,3133333	-2,72E-09
8	39,58	-11,53	-11,15	-11,39	-11,3566667	-2,87E-09
9	38,05	-12,07	-12,18	-11,95	-12,0666667	-3,17E-09
10	27,6	-8,003	-7,826	-7,313	-7,714	-2,79E-09
11	40,85	-5,798	-5,856	-5,973	-5,87566667	-1,44E-09
12	33,59	-4,472	-3,966	-4,151	-4,19633333	-1,19E-09
13	35,39	-10,82	-11,45	-12,21	-11,4933333	-2,53E-09
14	45,38	-13,2	-13,35	-11,58	-12,71	-3,32E-09
15	38,28	-9,438	-10,33	-9,625	-9,79766667	-2,56E-09
16	38,68	-14,38	-13,88	-14,04	-13,9133333	-3,15E-09
17	46,54	-13,99	-13,59	-14,16	-12,8	-3,16E-09
18	44,2	-12,55	-12,97	-12,88	-12,8	-3,28E-09
19	37,14	-12,54	-13,35	-13,1	-12,9966667	-3,50E-09
20	32,02	-0,3907	-0,3998	-0,5746	-0,45503333	-1,42E-10
21	40,47	-15,1	-15,27	-14,89	-15,0866667	-3,73E-09
22	39,01	-7,518	-7,39	-7,411	-7,43966667	-1,91E-09
23	34,57	-9,129	-8,533	-8,378	-8,6801	-2,51E-09
24	35,67	-282,9	-983,2	-632,7	-632,933	-1,77E-07
25	23,59	-6,588	-6,34	-6,046	-6,32467	-2,68E-09
26	31,83	-0,8907	-0,8381	-0,9849	-0,90457	-2,84E-10

Interprétation des résultats

Les valeurs de la susceptibilité magnétique massique mesurée sur l'ensemble des échantillons carbonatés (calcaires) sont faibles et négatives. Cela est dû aux mouvements des électrons sur leurs orbitales. En plus ces échantillons contiennent des minéraux diamagnétiques qui sont la calcite pure en plus de l'existence du quartz.

7. MINÉRALOGIE PAR DIFFRACTOMÉTRIE AUX RAYONS X

L'analyse par diffractométrie aux rayons X qui a été effectuée sur la formation carbonatée (calcaires), a permis d'identifier les minéraux suivants : La calcite avec un pourcentage de 71%, avec une raie caractéristique de $3,02 \text{ \AA}$ et le quartz avec un pourcentage de 29% dont les raies les plus caractéristiques sont $2,27 \text{ \AA}$, $2,47 \text{ \AA}$ et $2,83 \text{ \AA}$ (Fig.32).

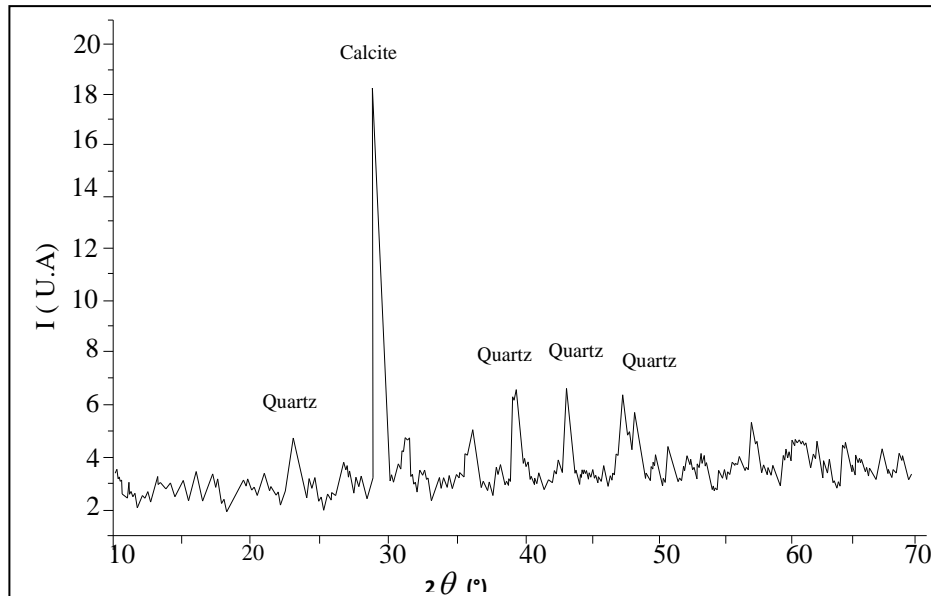


Figure32: Diagramme de diffractométrie aux rayons X de calcaire de la partie orientale

Pour la partie centrale, seule la calcite est identifiée sur le diffractogramme de l'échantillon de calcaire analysé (Fig.33).

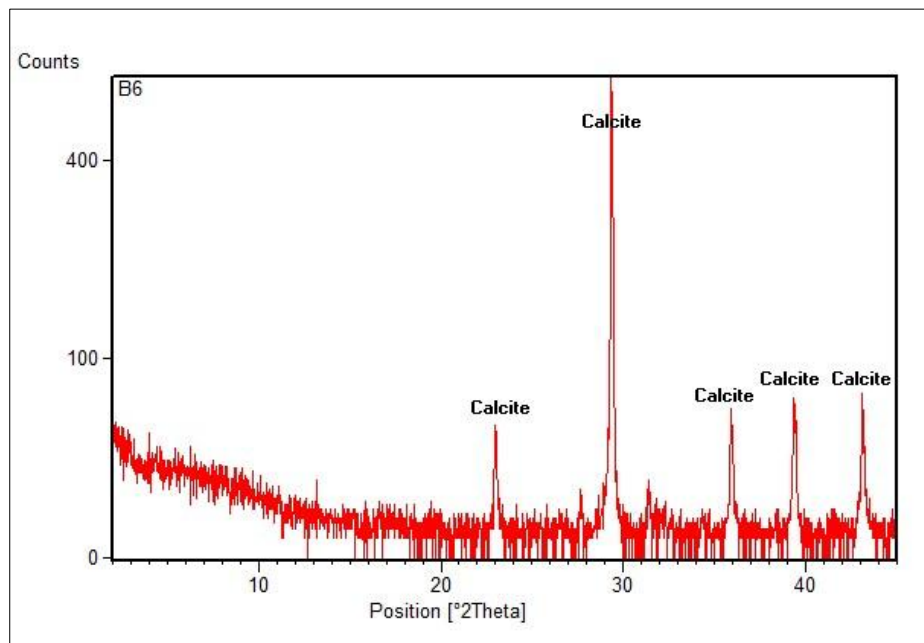


Figure33: Diagramme de diffractométrie aux rayons X de calcaire de la partie centrale

8. PETROGRAPHIE SOUS CATHODOLUMINESCENCE

La pétrographie sous cathodoluminescence a permis de donner une idée sur la fracturation et la cimentation pour le ciment calcitique et dolomitique. Aucun ciment dolomitique n'a été identifié sur les lames non couvertes analysées par cette approche.

L'imagerie en cathodoluminescence (CL) se focalise sur l'étude des ciments et plus particulièrement sur les zonations de ces ciments.

Ce travail s'intéresse à présenter exclusivement et pour la première fois cette approche en identifiant les ciments des formations carbonatées afin de renforcer les observations faites au microscope optique.

Seulement six échantillons sur les 99 échantillons analysés montrent un ciment calcitique dans les carbonates de Debbagh. Il est présent sous forme de cristaux xénomorphes de différentes tailles remplissant les pores de la roche. Ce ciment corrode les ciments syntaxiaux autour des crinoïdes.

Les phases de cimentation qui sont définies pour les faciès étudiés représentent des ciments calcitiques, dont les types de luminescence adoptés sont les suivants (Planches V et VI):

- Non luminescent : teinte noire, n'émettant aucune luminescence visible ;
- Sombre : teinte peu élevée : brun à brun foncé ;
- Clair : teinte élevée, généralement brun à brun orangé ;
- Brillant ou fort : teinte vive, variant entre le jaune et le jaune orangé.

Les couleurs sous la cathodoluminescence de la calcite varient, de jaune, jaune orangé, orange, rouge orangé, ceci est essentiellement dû à la présence de Mn^{2+} (Füchtbauer et Richter, 1988 ; Marshall, 1988 ; Pagel et al., 2000).

Les teintes jaunes caractérisent les cristaux de calcite (Richter et al., 2003), précipités en milieu réducteur. Plus le milieu devient oxydant, plus les couleurs deviennent rouges.

Les associations dues à la présence de Mn^{2+} et d'un inhibiteur (Fe^{3+}) se composent des couleurs (CL): jaune, marron jaune, marron et noir.

Les variations de couleur et d'intensité peuvent être provoquées par une inhibition plus ou moins forte due à Fe^{3+} . En effet Fe^{2+} atteint des concentrations supérieures à 1.5% (pourcentage moléculaire) de certaines calcites.

La non-luminescence est expliquée par la présence de Fe^{2+} dans le réseau cristallin de ces carbonates. En effet, le Fe^{2+} agit comme inhibiteur du signal de cathodoluminescence (Marshall, 1988).

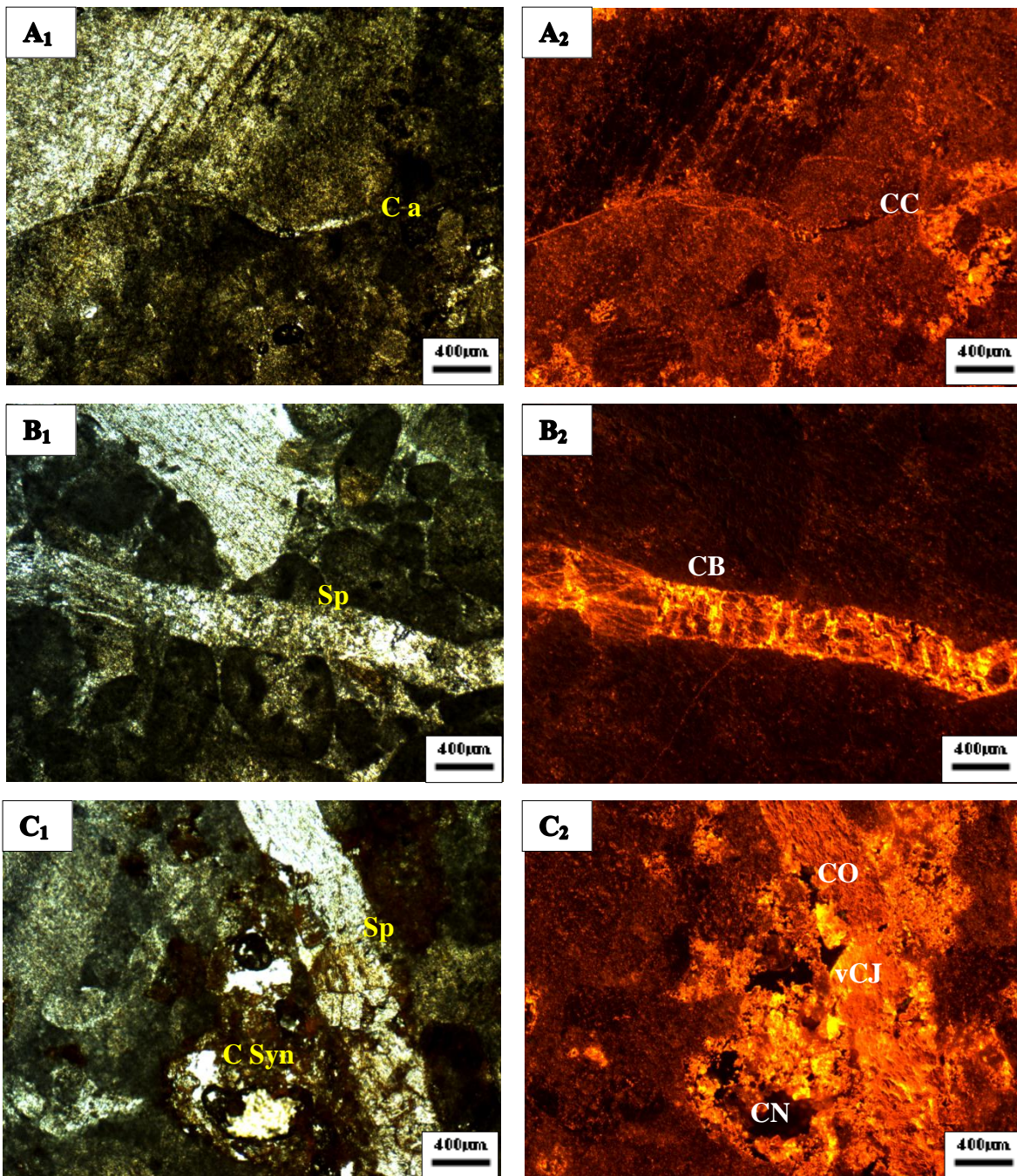


Planche V. Ciments calcitiques déterminés par lumière naturelle et par la cathodoluminescence dont la couleur est due à la présence de Mn^{2+} : **A₁** : Calcite altérée (Ca), **A₂** : Ciment claire, **B₁** : Sparite (Sp), **B₂** : Ciment brillant, **C₁** : Ciment syntaxial (Csyn), Sparite (sp), **C₂** : Ciment calcitique à couleur jaune (CJ), orange (CO) et noir (CN)

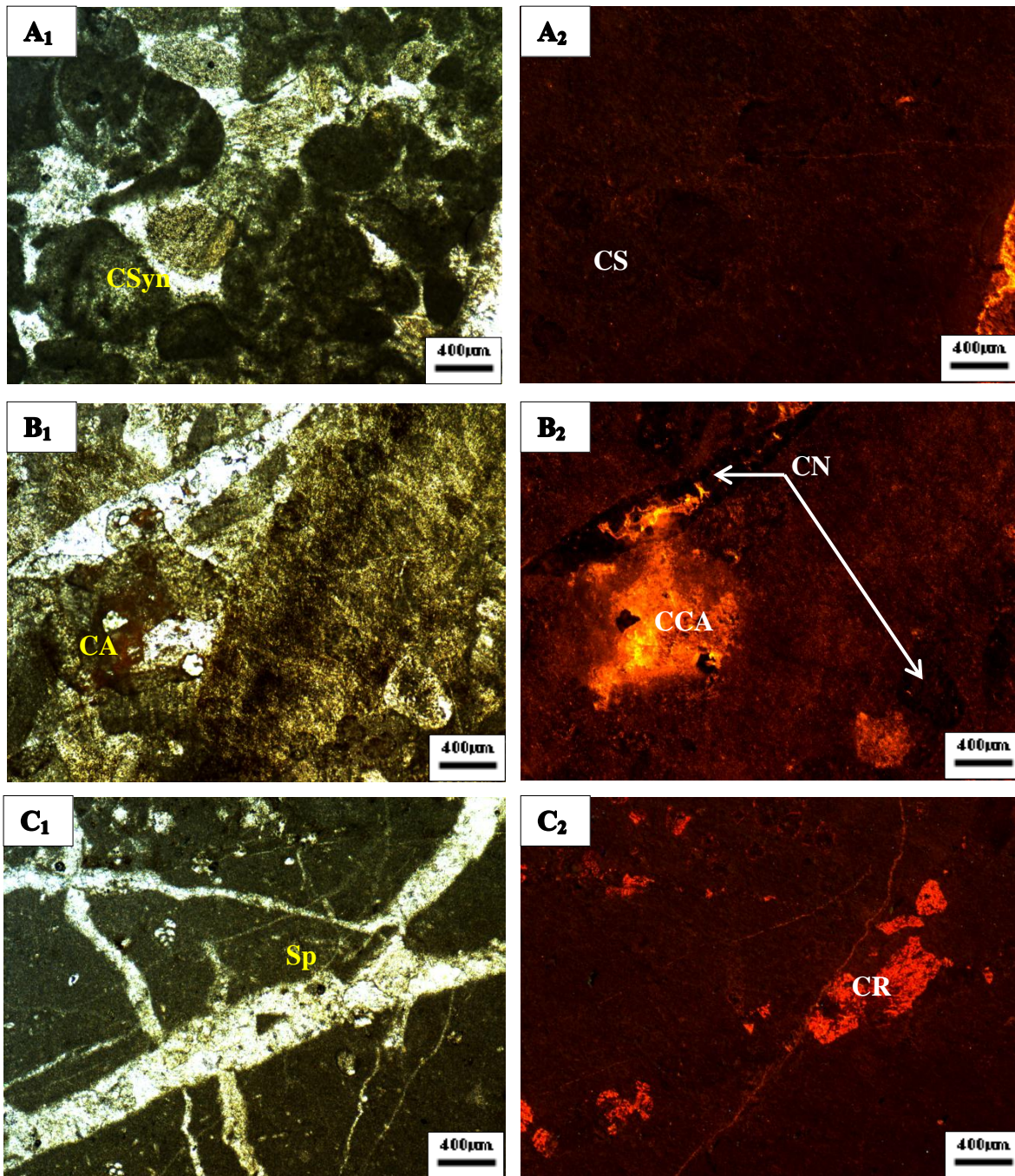


Planche VI. Ciments calcitiques déterminés par lumière naturelle et par la cathodoluminescence dont la couleur est due à la présence de Fe^{2+} : **A₁** : Ciment syntaxial (C syn), **A₂** : Ciment sombre, **B₁** : Calcite altérée (Ca), **B₂** : Ciment calcitique altéré (CCA), ciment noir, **C₁** : Sparite (Sp), **C₂** : Ciment calcitique à couleur rouge (CR)

La calcite fibreuse présente une luminescence irrégulière, très terne à noire, elle constitue la première phase de cimentation.

La calcite granulaire (sparite granulaire) représente le ciment le plus abondant, que ce soit au sein des cavités ou des fractures. Les cristaux de sparite sont généralement translucides et se présentent sous forme de cristaux de différentes tailles et morphologies, ils peuvent correspondre à une porosité secondaire et / ou aux ruptures ouvertes liées aux différentes étapes diagénétiques et / ou tectonique.

Beaucoup de données en cathodoluminescence sont restées inexploitées à la fois pour les ciments calcitiques et dolomitiques, afin d'avoir une idée plus précise sur les différents environnements dans lesquels ont précipité les ciments

Le ciment calcitique identifié par la cathodoluminescence vérifié des résultats de la pétrographie et de l'analyse par diffraction des rayons X.

Assassi (2006) a montré que les isotopes stables des carbonates suggèrent que la micrite est primaire et la sparite est secondaire dans les parties extrêmes alors qu'au niveau de la zone de la Mine de kaolin les fentes de dissiccation et les veines obliques ont été observés parmi les micrites, ceci traduit des niveaux d'émersion et une tectonique cassante associée à une circulation des fluides évolués (diagenèse) et / ou météoriques. Donc les calcaires aptiens et cénomaniens ont précipité dans l'eau de la mer à une température comprise entre 50 et 70°C, pendant la diagenèse, suivie d'une température maximale de l'ordre de 130°C liée à la néotectonique et au mélange de fluide d'eau de la mer et des précipitations.

CONCLUSION

Le District de Debbagh, est représenté par des métallotectes liés à la paléogéographie et la lithologie représentée surtout par des carbonates, du Jurassique moyen au Tertiaire et à la tectonique alpine.

L'analyse faciologique de la série carbonatée apto-cénomaniennne de Djebel Debbagh, encaissant des minéralisations kaoliniques à travers les trois coupes étudiées a montré que les calcaires sont constitués en grande partie de calcite (micrite et de sparite), la dolomite est enrejustrée par endroits au sein de la partie centrale (Mine de kaolin). Cette analyse a permis de proposer un modèle sédimentologique d'une rampe carbonatée à faible pente ; cinq (05) microfaciès ont été individualisés (du plus distal au plus proximal) et regroupés en deux

associations de faciès. Deux environnements de dépôts majeurs ont été reconnus: rampe médiane et rampe interne.

Tenant compte des résultats des différentes techniques utilisées pour déterminer le porteur de la susceptibilité magnétiques (minéraux paramagnétiques et ferromagnétiques) dans les carbonates étudiés, on peut conclure que l'absence de tout porteur de la susceptibilité magnétique s'explique par la pureté des calcaires formants ces carbonates contenant un minéral diamagnétique (calcite).

Donc en plus des résultats de la minéralogie magnétique, ceux des analyses chimiques, et de DRX prouvent la pureté des calcaires de Debbagh qui se compose par de la calcite et du quartz, une chose qui a été confirmée de nouveau par la pétrographie sous cathodoluminescence qui signale la présence de ciment calcitique et aucun ciment dolomitique n'est présent au sein des faciès carbonatés étudiés.

Les températures de ces séries carbonatées déterminées à partir des isotopes stables d'oxygène et du carbone (O et C) des formations carbonatées et mesurées par les inclusions fluides varient 50°C et 130 °C. Ces valeurs sont compatibles avec l'évolution diagénétique d'où la présence d'un mélange des fluides météoriques-hydrothermaux.

TROISIEME CHAPITRE :

CARACTERISATION GEOLOGIQUE DES MINERALISATIONS KARSTIQUES

CHAPITRE 3 : CARACTERISATION GEOLOGIQUE DES MINERALISATIONS KARSTIQUES

INTRODUCTION

Des minéralisations se développent à l'interface des calcaires encaissants aptiens et albo-cénomaniens, sont de deux types : des croûtes ferrugineuses et des argiles kaolinitiques. Ces deux types de minéralisations dessinent des géométries plus ou moins complexes. Les argiles kaolinitiques se sont déposées dans les anciennes cavités karstiques et sur l'ancienne surface d'érosion formée sur cette formation. Des données et des arguments contradictoires ont été discutés le mode de la mise en place de ces dépôts qui se localisent dans une région dont les sources hydrothermale se caractérisent par des températures de l'ordre de 70 et 100 °C (des eaux hyperthermales). La reconstitution des températures des fluides, assurant des précipitations du minéral de kaolin apporte un plus pour la genèse de ces dépôts.

Ces minéralisations s'associent à des métellotectes liés à la paléogéographie et la lithologie du Jurassique moyen au Tertiaire, qui est généralement carbonatée et à la tectonique alpine.

Comme pour le gîte d'antimoine de la région de Hammam N'bails, une relation étroite existe entre les failles où les fluides minéralisateurs ont circulés (Deleau et al, 1953).

L'intérêt économique de gisement de kaolin ainsi que les fortes teneurs en fer des chapeaux de fer de Debbagh qui sont mal étudiés, nous ont poussés d'élaborer une étude utilisant les méthodes classiques de minéralogie et géochimie afin de caractériser les roches des remplissages karstiques et des affleurements et de ressortir les relations existantes entre les différents types de minéralisations en les comparant avec les résultats des travaux antérieurs dans le secteur d'étude.

1. ETUDE DES MINERALISATIONS KAOLINIQUES

1.1. MORPHOLOGIE DES CORPS MINERALISES

Le massif de Debbagh se constitue d'un vaste dôme allongé approximativement Est-Ouest sur près de 10km, et présente une largeur de 3km.

La zone d'étude se caractérise par un phénomène karstique bien développé. Les calcaires portent souvent des caves de diverses formes: tubes, cuvettes et fossés. Ces dernières se trouvent dans la zone accidentée avec une largeur de 3 à 10 m et une longueur de 30 à 100 m,

elles ne présentent pas pour le moment un intérêt industriel à cause de la mauvaise qualité kaolin, alors que celles sous forme de cuvettes sont largement reperdues avec une pente de paroi douce et une couche de kaolin qui n'est pas puissante. La forme en tube présente le type du kaolin le plus intéressant avec une largeur de 16 à 43 m et une longueur de 22 à 50 m, et une profondeur de 5m à plus de 102 m.

La répartition des poches karstiques dans les trois zones étudiées du massif de Debbagh : orientale, centrale et méridionale est assez régulière du point de vue morphologique.

Dans *la partie orientale* du massif de Debbagh, se localisent 44 poches karstiques dont la plupart sont exploitées et épuisées. Elles se trouvent à la cote 577m à 1050m, coïncident avec la ligne de contact des argiles numidiennes grises et vertes avec les calcaires aptiens. Elles sont totalement ou partiellement masquées par les grès numidiens Ces poches karstiques sont généralement coniques, tabulaires ou en cloche renversée. En surface elles peuvent atteindre plusieurs mètres de hauteur.

Au sein de secteur de Ain El Ouahch et M'Zaret Debbouze, toujours dans le versant nord de Debbagh, 26 poches karstiques sont réparties sur une zone de 3km de longueur et de 500m de largeur, orientées Est-Ouest, elles présentent dans leurs parties sommitales des surfaces d'érosion formées par des concrétions ferrugineuses et des arséniates (Scorodite surtout), elles peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres en hauteur.

Le karst 46, le plus important karst du massif oriental contient la moitié des réserves totales (Figs.34 et 35).



Figure 34: Le karst 46 (La partie orientale)



Figure 35: La partie superficielle du karst dans la partie orientale.

Dans *la partie centrale (la Mine de kaolin)*, les poches karstiques sont réparties sur une zone de 4km de longueur et 1,5km de largeur, orientées ENE-OSO. En surface elles présentent des formes circulaires ou elliptiques avec des profondeurs qui peuvent dépasser les 100m avec des diverses dimensions.

Les poches karstiques dans la zone de la mine sont creusées dans les calcaires albo-cénomaniens, avec des dimensions importantes (Fig.36).



Figure 36: Cave tabulaire dans la zone de la mine de kaolin : A gauche l'entrée de la cave ; A droite l'intérieur de la cave

Par contre au Sud du plateau de la Mine, des poches karstiques sont encaissées dans des calcaires aptiens, de taille réduite et sans intérêt économique (Fig.37)



Figure 37: Cavité karstique de taille réduite au sein de la Mine de kaolin

Dans *la partie méridionale*, près de Mechtet Bou Helassa, les poches karstiques présentent généralement des formes semblables à celles de la partie orientale, ce sont des énormes entonnoirs avec des profondeurs assez importantes. En surface, elles présentent des formes subcirculaires et orientées Est-Ouest (Fig.38)



Figure 38: Forme aciculaire de la poche karstique 49 (partie méridionale).

La majorité des poches sont actuellement masquées par les grès numidiens; au niveau de la zone de la Mine et au celle de Mechtet Bou Helassa (Fig.39), tandis que les cave de Ain El Ouahch et M'Zaret Debbouze (partie orientale) sont perçant en surface.

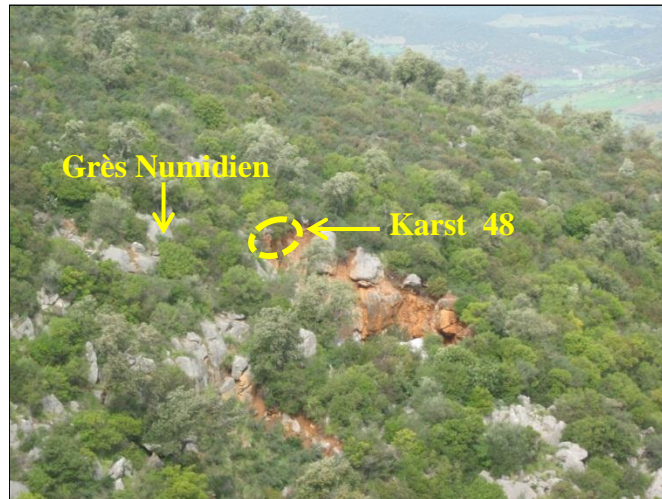


Figure 39: Le grès numidien surmonte le remplissage karstique.

.Toutes les caves sont formées principalement dans les calcaires microdétritiques et les calcaires à foraminifères et se répartissent dans la partie de la zone accidentée, où sont fréquentes les failles austriennes, surtout dans le croisement des failles d'orientation: Est-ouest et Nord- ouest, Sud- est.

I. 2. FORMATION DES POCHEs KARSTIQUES

Les poches karstiques de la région de Debbagh sont formées grâce aux agents internes et externes s'exerçant sur le corps géologique.

Les calcaires micro-détritiques composés d'après le rapport chinois (1968) de CaO (55,59 %), MgO (1,25 %) et CO₂ (43,41 %), sont facilement dissolubles, la forte couverture végétale et l'abondance d'humidité et de la pluie qui caractérisent le climat subtropical, ont créé les conditions favorables à l'activité d'eau. Ce sont des facteurs fondamentaux du développement de la morphologie karstique de la région. Les fissures environnant les caves ont créé de faibles zones favorables à l'érosion, l'altération ainsi qu'à l'activité d'eau.

L'existence des stalactites sur la paroi confirme que l'érosion de la cave est actuellement en cours.

1.3. DESCRIPTION DES MINERALISATIONS ET LEURS RELATIONS AVEC L'ENCAISSANT CARBONATE

Les caves de différentes formes au sein du massif de Debbagh ont des sédiments presque identiques, mais de diverses épaisseurs, les caves sous forme de tube renferment de bas en haut : Halloysite de toutes catégories, kaolins bréchiqes, chapeaux de fer, argiles, limons et sables.

La minéralisation est liée à deux niveaux de facies lithologiques qui se reposent en concordance:

- Calcaires massifs à algues de l'Aptien, où se concentre la principale minéralisation du gisement de Debbagh ;
- Calcaires à orbitolines et à rudistes de l'Albo - Cénomaniens.

Ces carbonates se présentent généralement par des micrites primaires et des sparites en porosité secondaire (Assassi, 2006).

1.3.1. LA PARTIE ORIENTALE

La partie orientale se représente essentiellement par le karst 46 (Fig.40). qui se trouve à 1050m de hauteur, avec une forme tubulaire dont sa surface est presque circulaire qui se rétrécit vers le bas.

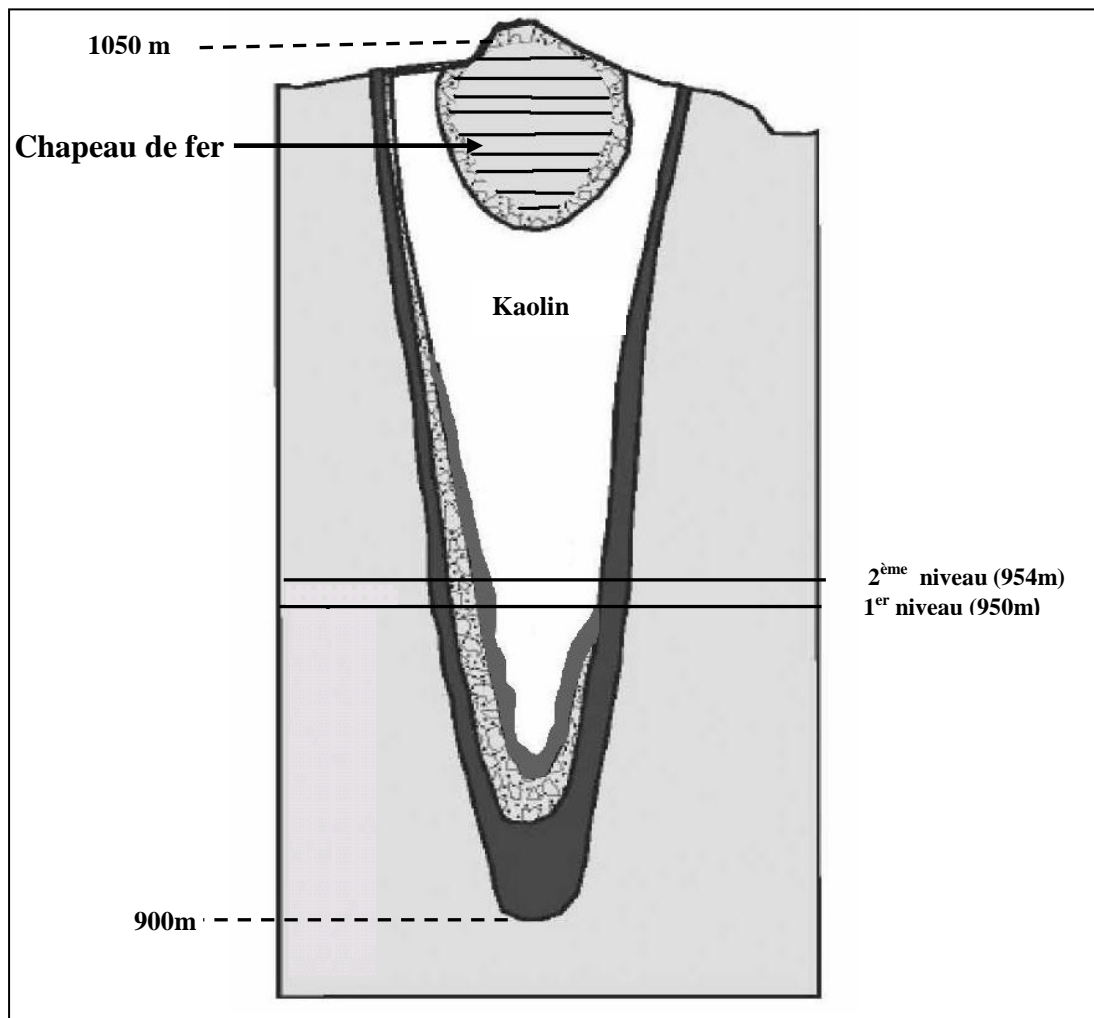


Figure 40: Coupe schématique du karst 46 (SONAREM, 1978; modifiée)

La mise en exploitation ne se réalisera qu'après la construction d'une route de 3km environ qui se relie la mine avec la partie est de M'zaret Debbouze, à proximité des montagnes calcaires.

La coupe du karst n°46 a une forme d'entonnoir, il est constitué d'argile, brèches, roches du « chapeau de fer » et du kaolin.

Dans la partie superficielle du karst, un contact net et direct est signalé entre les minéralisations et leurs encaissant carbonaté qui se représente la succession lithologique suivante :

- Les chapeaux de fer dont les scorodites sont plus abondants que les limonites (Fig.41)
La structure peut être, caverneuse, oolithique, noduleuse et croûteuse ainsi que terreuse; ce minéral caractéristique par sa couleur verdâtre au sein des limonites dans la partie sommitale des chapeaux de fer observés sur le terrain associé parfois à la goethite,

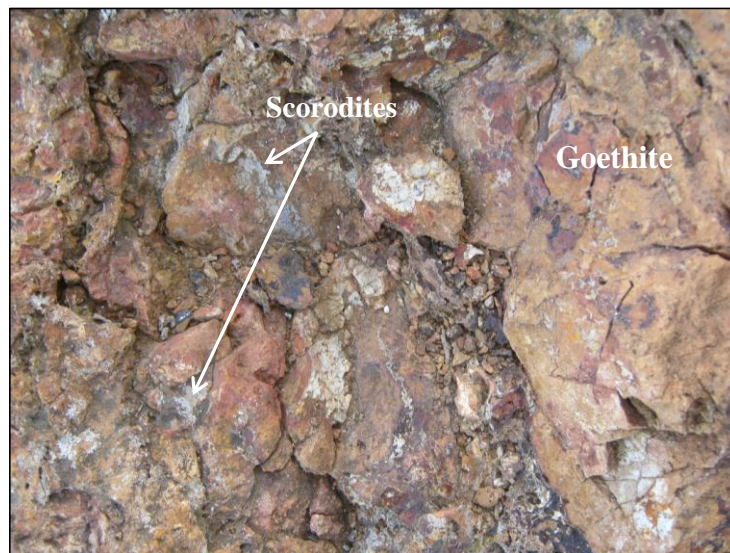


Figure 41: La présence de scorodites dans les chapeaux de fer de la partie orientale.

- Des brèches de grès quartzeux sous forme de blocs cimentées par du matériel argileux et des limonites (Fig.42).
- Des kaolins bréchifiés à halloysite, limonite et nodules d'alunite ;
- Des sables, limons et silts gris ou bruns rougeâtres cimentés par des argiles ;
- Des calcaires pulvérulents qui sont recouverts soit par une argile de décalcification brun rougeâtre à laquelle succède une argile bréchifiée , soit par une argile noire à Mn dont l'épaisseur est variable ;

- Les calcaires initialement durs à la bordure du karst avec des surfaces de dissolution arrondies.

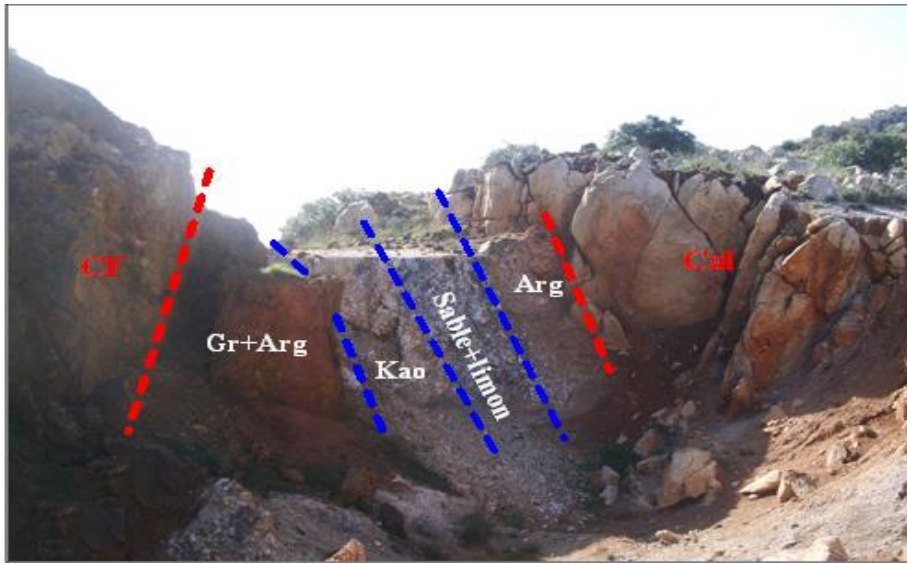


Figure 42: Zone de transition entre les minéralisations kaoliniques, ferrifères et les formations carbonatée (CF : Chapeaux de fer ; Gr+ Arg : Grès et argiles, Kao : Kaolin ; Arg : Argiles et Cal :Calcaires).

Dans la partie supérieure de la coupe A.A' se trouvent les argiles plastiques, bariolées avec des nodules de grès quartzeux plus bas, des brèches, de grès quartzeux cimentées par la matière argileuse et les chapeaux de fer qui sont représentées par des grès quartzeux fortement limonitisés et des grès argileux. La minéralisation dans les fissures est intense en hématite, pyrite et chalcopryrite. Ces roches se développent dans la partie centrale du karst.

Les roches des chapeaux de fer reposent immédiatement sur les kaolins blancs, détritiques et filoniens. (Fig.43).

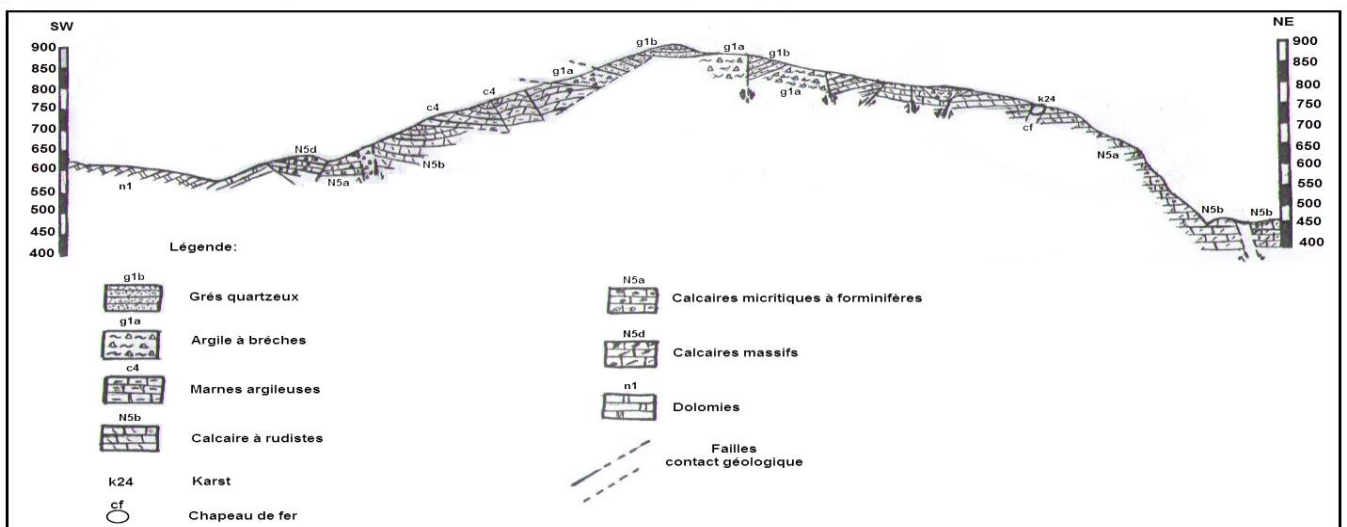


Figure 43: Coupe géologique AÀ Echelle 1/10000 (SONAREM 1979 ; modifié).

1.3.2. LA PARTIE CENTRALE

D'après le rapport chinois (1968), le remplissage des poches karstique est semblable à celui du karst 46 et représenté essentiellement par la succession des formations suivantes :

- Minerai d'halloysites à hydro-aluminites (l'hydro-aluminite présente 20%) avec une épaisseur de 0,5m
- Calcitites à halloysite (roches secondaires, le résultat de la calcination de couleur gris, noire et jaune-brune de quelques dizaines de centimètres à deux au trois mètres.
- Minerai d'halloysite (de trois catégories; veiné, détritique et blanc).
- Kaolin bréchique (rare, violet et jaunâtre) avec une épaisseur de 0,01 à 0,1m.
- Chapeau de fer (brun-noir, noir, brunâtre avec la présence des minéraux de limonites 50%, hydrogeothites, hématites et les minéraux argileux) avec une épaisseur de 1.5 à 30 m ;
- Argile à fragments anguleux (verte et verte grisâtre) dont l'épaisseur est de 1 à 20 cm et peut atteindre une épaisseur maximale de 23 cm.
- Limons et sables (sédiments récents, d'argiles jauno-brunes et des sables fins intercalés de kaolin) d'une épaisseur de 20 - 30 cm et l'épaisseur maximale est plus de 5 m (Fig).

Les travaux de terrain au sein de la partie centrale, ont montré à l'affleurement la présence de successions suivantes (Figs.44 et 45):

- Argile rouge friable, orienté 150N et un pendage de 20° ; avec une épaisseur de 3m environ ;
- Calcaires pulvérulents, avec la présence des argiles de décalcification ; qui dépassent 2 m d'épaisseur;
- Argile bréchique surmontée par des calcaires gris, de 40 cm d'épaisseur ;
- Calcaires massifs gris à gris foncés parfois dolomitiques de 2m d'épaisseur ;
- Calcaires gris, blancs grossiers avec intercalation des argiles rougeâtres ;
- Calcaires massifs détritiques fins, qui atteignent 4m d'épaisseur, avec la présence d'un banc de calcite bien cristallisée;
- Calcaires durs avec des filons de la calcite, à passage des dolomies légèrement ferrugineuses;
- Alternance de Kaolin blanc de structure massive avec intercalation des argiles ferrugineuses et des chapeaux de fer dont les limonites sont très remarquables à l'œil nu



Figure 44: Faciès à l'affleurement de la partie centrale

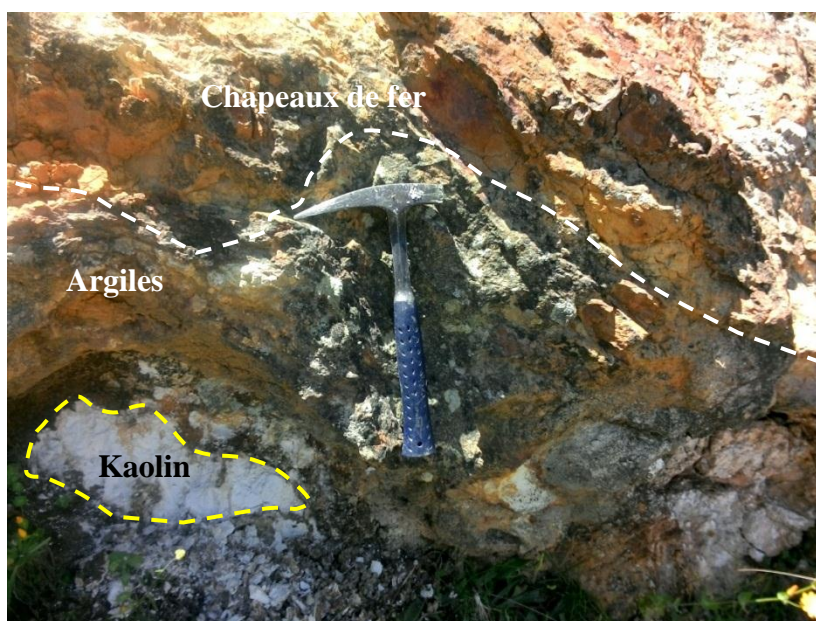


Figure 45: Alternance de Kaolin blanc et des chapeaux de fer.

Dans la partie centrale, parfois les dolomies remplacent les calcaires, en formant l'éncaissant des chapeaux de fer et de kaolins

1.3.3. LA PARTIE MERIDIONALE

Les poches karstiques de la partie méridionale, contiennent des calcaires, des argiles cimentées par des limonites, Les chapeaux de fer de cette zone sont également associés aux poches karstiques. Ils coiffent généralement le remplissage kaolinique et moins souvent -- rencontrés à l'intérieur du karst.

Dans la partie sommitale du karst, un contact net est signalé entre les masses ferrugineuses, les argiles à éléments de brèches, les argiles à manganèse bleu-noirâtres avec les formations carbonatées qui se représentent par des calcaires pulvérulents ainsi que des calcaires durs.

1.4. MINERALOGIE DES FORMATIONS KAOLINIQUES

1.4.1. ECHANTILLONAGE ET DESCRIPTION DE FACIES

Le prélèvement des échantillons a été effectué le long des coupes horizontales sur deux niveaux qui sont déjà étudié par Assassi (2006), afin de réaliser une étude minéralogique des différents types d'argiles présents au sein du karst 46 (Fig.46).

Premier niveau (950m)

Log A : Au contact de l'encaissant calcaire massif vert foncés, vert- gris de 70 cm, se trouve de calcaires gris avec un niveau d'argile grisâtre de 30cm,

Log B : Le même niveau est caractérisé par la présence des niveaux argileux grisâtres friables, qui forment au contact de calcaire massif vert- gris de 10cm, une bande de 20cm d'épaisseur, les 20cm suivants se forment par des argiles qui deviennent beaucoup plus noires, par endroit les argiles deviennent plus claires, dont les bandes parallèles à la paroi de l'encaissant correspondent à des lentilles de kaolin qui ont été soutirées par l'évolution du karst après le colmatage, puis sur une épaisseur de 40cm, un mélange des argiles blanche, grises avec des argiles plastique bleu-beiges.

Log C : L'extrémité du premier niveau est caractérisée par la présence des argiles blanches à texture massive à un liseré d'1 cm d'argile grisâtre

Deuxième niveau (954m)

Log D : Vers le plus haut, ce niveau renferme des argiles sont de couleur blanche et de texture massive, forment des lentilles de 50cm environ,

Log E : Ce niveau débute par des argiles blanches de 50cm d'épaisseur, sur la bande de 10cm suivante le niveau argileux devient plus noir, cela est dû à la présence de manganèse, ces argiles sont surmenées par une couche de concrétions ferrugineuses de 30cm d'épaisseur, formée essentiellement par de goethite et d'hématite.

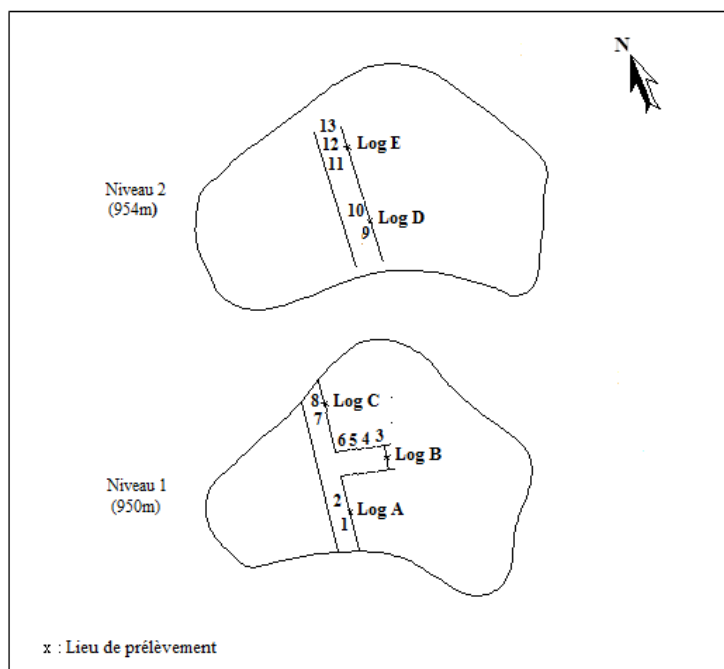


Figure 46: Coupes horizontales au premier et deuxième niveau

Les observations de terrain ont permis de distinguer les grandes variations de faciès et éventuellement de limiter les contours des gisements dont les éléments lithologiques enregistrés au sein des deux niveaux de prélèvement des échantillons sont en plus des calcaires massifs, qui forment l'encaissant des minéralisations (Fig.47), des **argiles blanches** qui présentent une extension verticale et horizontale très importante, avec parfois un liséré d'1 cm d'argile grisâtre, ces argiles se localisent au fond du 1^{er} niveau et à l'entrée de la galerie suivant la direction SE-NO et au fond du 2^{ème} niveau, elle deviennent plus friables mélangées à des argiles grises friables. L'argile blanche présente la première catégorie de kaolin. Des **argiles plastiques kaolinisées**, qui se présentent sous différentes couleurs : bleu, rose et beige avec une extension peu importante vers le Nord- Ouest., des **argiles friables**, de couleur grise. Elles se trouvent uniquement au 1^{er} niveau : en entrant, vers le Nord- ouest ainsi qu'au fond de la galerie Ces argiles forment en contact de l'encaissant et de son tapissage calcaire pulvérulent et béchique. Les argiles plastiques kaolinisées et les argiles friables représentent la deuxième catégorie de kaolin et **les argiles noires** qui deviennent de plus en plus brunes à cause de la présence du manganèse et qui occupent uniquement au fond du 2^{ème} niveau forment le type de kaolin de troisième catégorie.

Et enfin, ce sont les chapeaux de fer qui présentent des couleurs rouge et brune. Ils s'enfoncent dans le kaolin, et occupent la partie sommitale de la cavité.

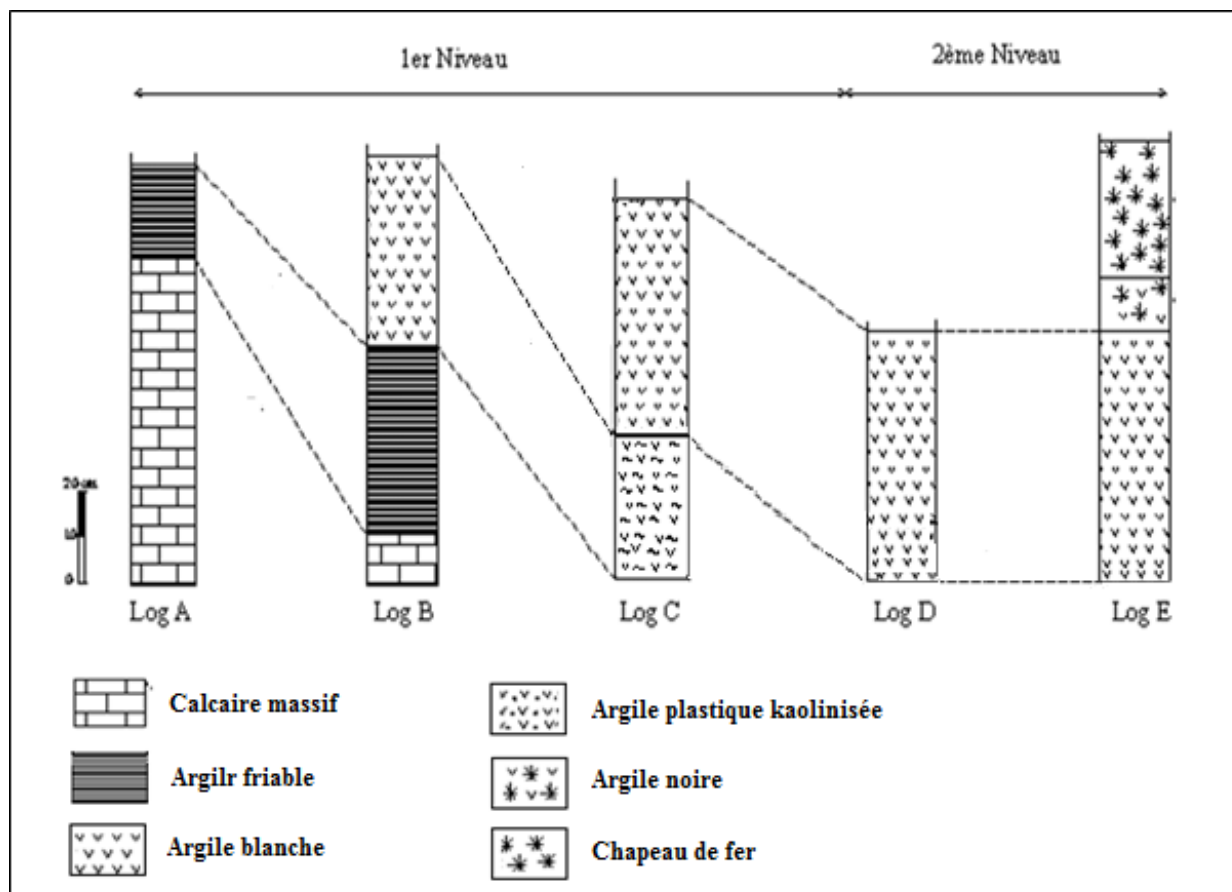


Figure 47: Evolution verticale et latérale des dépôts du karst 46.

1.4.2. RESULTATS DES ANALYSES MINERALOGIQUES

Des analyses de diffractométrie aux rayons X sur poudre et sur lames orientées ont été appliquées sur les différents types des argiles afin de déterminer la composition minéralogique de chaque catégorie de minerai kaolinique

A. MINERALOGIE TOTALE

Les résultats des analyses de la minéralogie totale des échantillons prélevés dans le karst 46 pour la première campagne à travers chaque type des formations argileuses qui forment les trois catégories de kaolin sont représentées sous forme de diffractogrammes (Figs. 48 à 52)

L'analyse des spectres, en comparant ces raies avec celles d'échantillons étalons (Fichiers ASTM) a permis d'identifier les minéraux d'exploitation du karst qui se représentent essentiellement par l'halloysite et/ou kaolinite et l'illite

Les diffractogrammes sur poudre désorientée indiquent également la présence d'autres minéraux non argileux tels que l'alunite, la calcite et le quartz, qui sont enregistrés sur l'ensemble des diffractogrammes

Les phases suivantes y ont été révélées :

- De la kaolinite et /ou halloysite, caractérisée par les pics correspondant à $d(001) = 7,26 \text{ \AA}$ et $d(002) = 3,60 \text{ \AA}$ avec différents pourcentages ; l'halloysite varie de 40.56% pour l'argile blanche à 10.38%. pour l'argile friable, la kaolinite présente un pourcentage de 66.70% pour l'argile blanche et un minimum de 9.98% pour l'argile friable;
- Une phase de l'Illite, dont la raie caractéristique $d(004) = 4,87 \text{ \AA}$. en une faible proportion 2.60% pour l'argile blanche et 3.35% pour l'argile friable;
- Une phase sulfatée représentée par l'alunite caractérisée par un pic à $2\theta = 21,35^\circ$ correspondant à $d(001) = 4,37 \text{ \AA}$. Ce minéral peut atteindre 40.29% ;
- Une phase de quartz, caractérisée par le pic le plus abondant correspondant $d(101) = 3,35 \text{ \AA}$; avec un pourcentage assez considérable (22.58%) pour l'argile blanche.

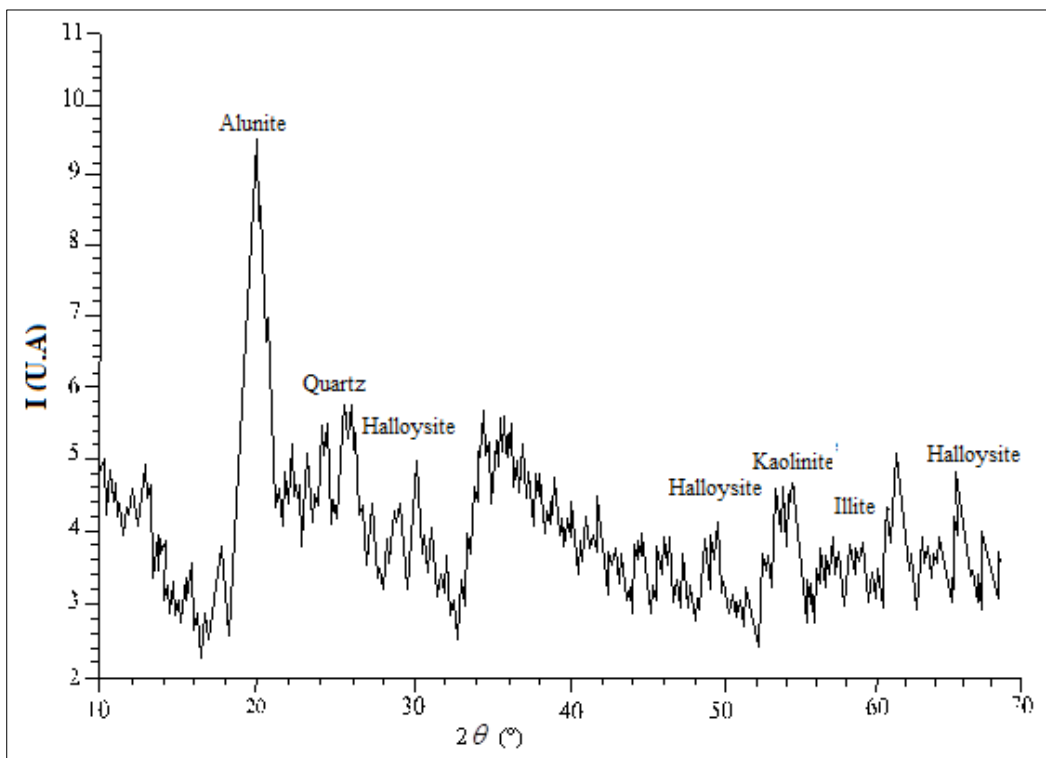


Figure 48: Diagrammes de diffractométrie aux rayons X d'argile blanche du 1er niveau (Ech 7)

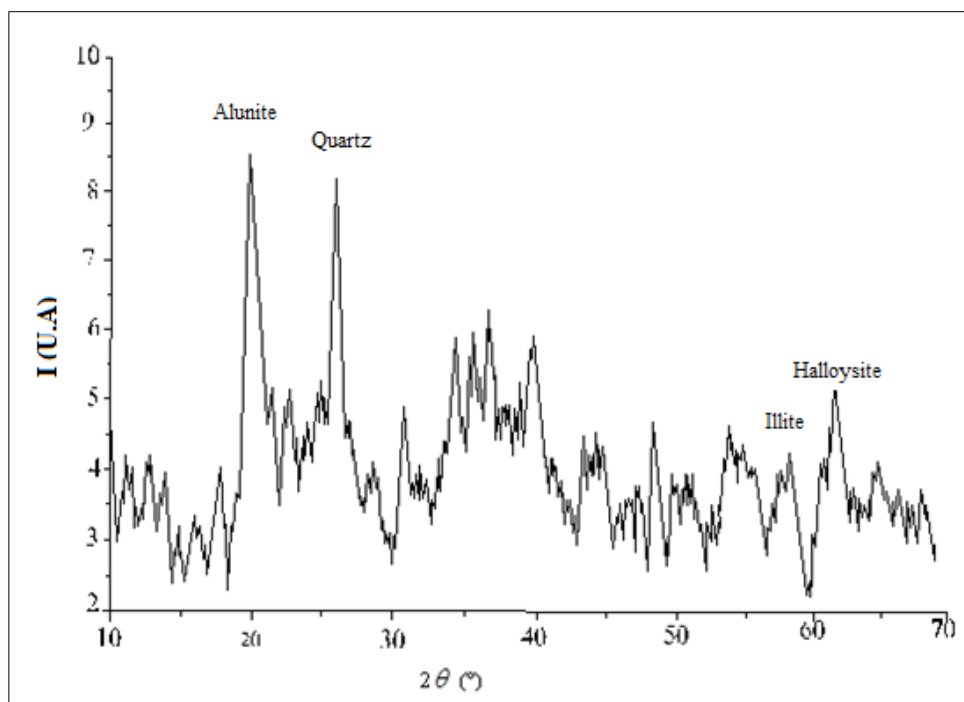


Figure 49: Diagrammes de diffractométrie aux rayons X d'argile blanche du 1er niveau (Ech 7)

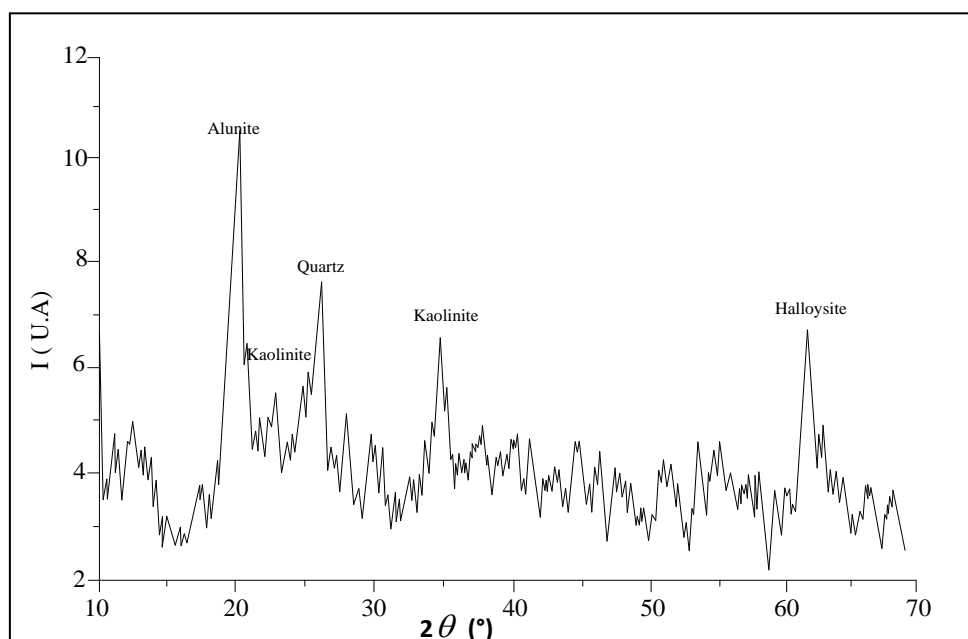


Figure 50: Diagramme de diffractométrie aux rayons X d'argile plastique (Ech 5)

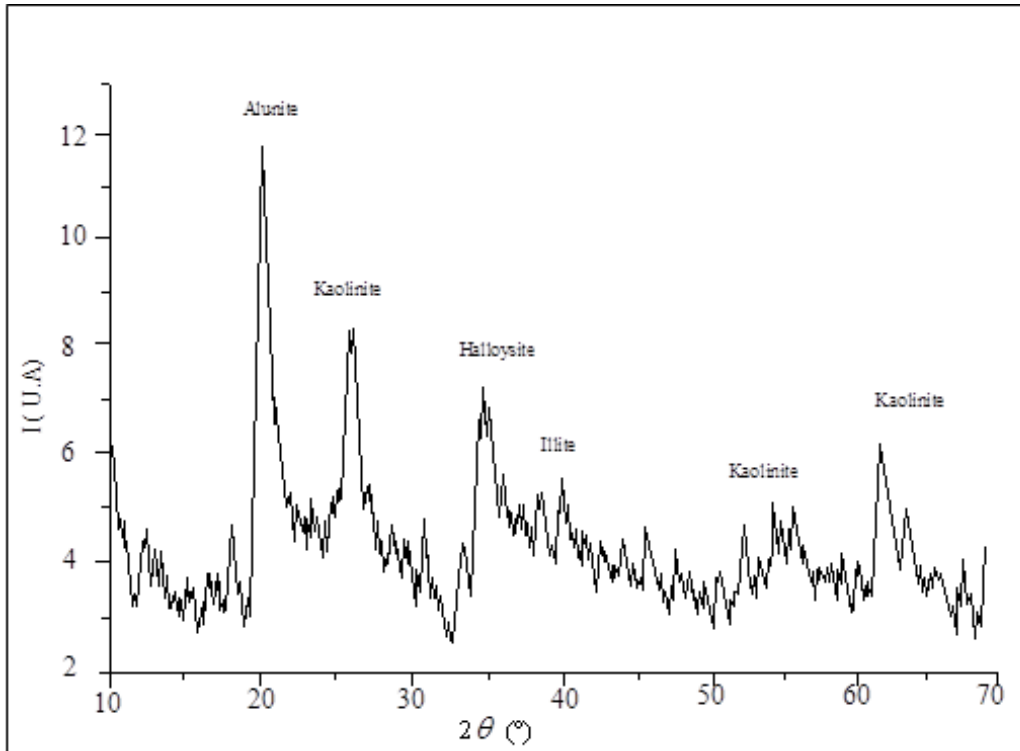


Figure 51: Diagramme de diffractométrie aux rayons X d'argile friable (Ech 2)

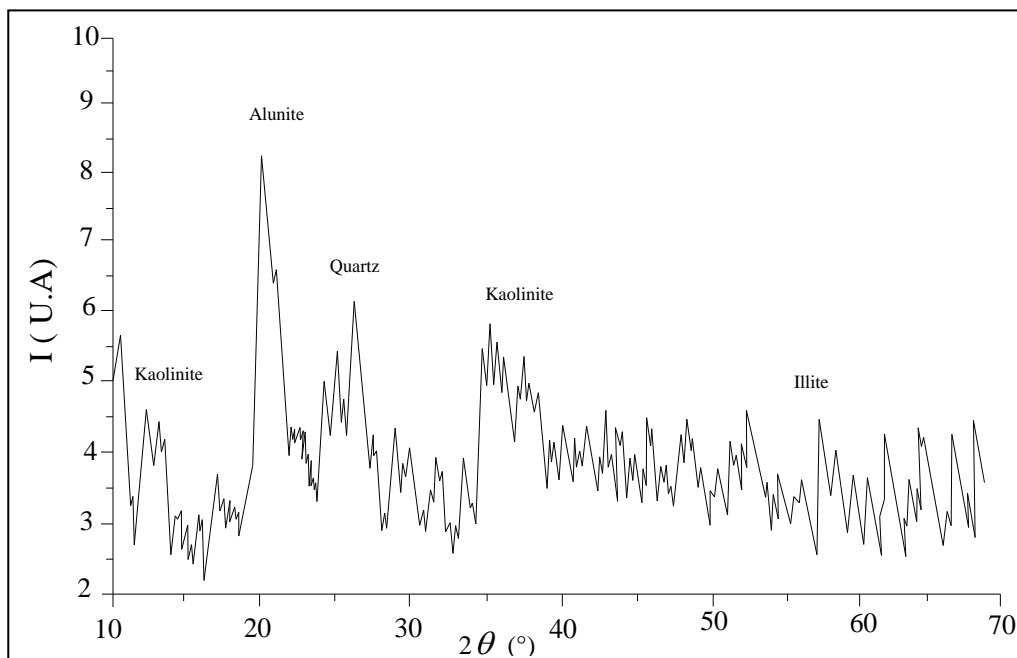


Figure 52: Diagramme de diffractométrie aux rayons X d'argile noire (Ech 12)

Pour la minéralogie totale des échantillons de formations argileuses de la 2^{ème} campagne prélevés dans différents points des trois parties de Debbagh, l'analyse a montré pratiquement l'existence des mêmes minéraux identifiés sur les diffractogrammes de la partie orientale de la

première campagne, et qui se représentent essentiellement par la kaolinite, l'halloysite et l'illite ainsi que l'alunite (Figs53 à 55).

Le traitement des échantillons par le Formamide n'a pas abouti une augmentation de la couche intercalaire à 10 Å. Donc le pic de 7Å peut correspondre à la kaolinite et /ou à la métahalloysite occupant principalement le centre des karsts.

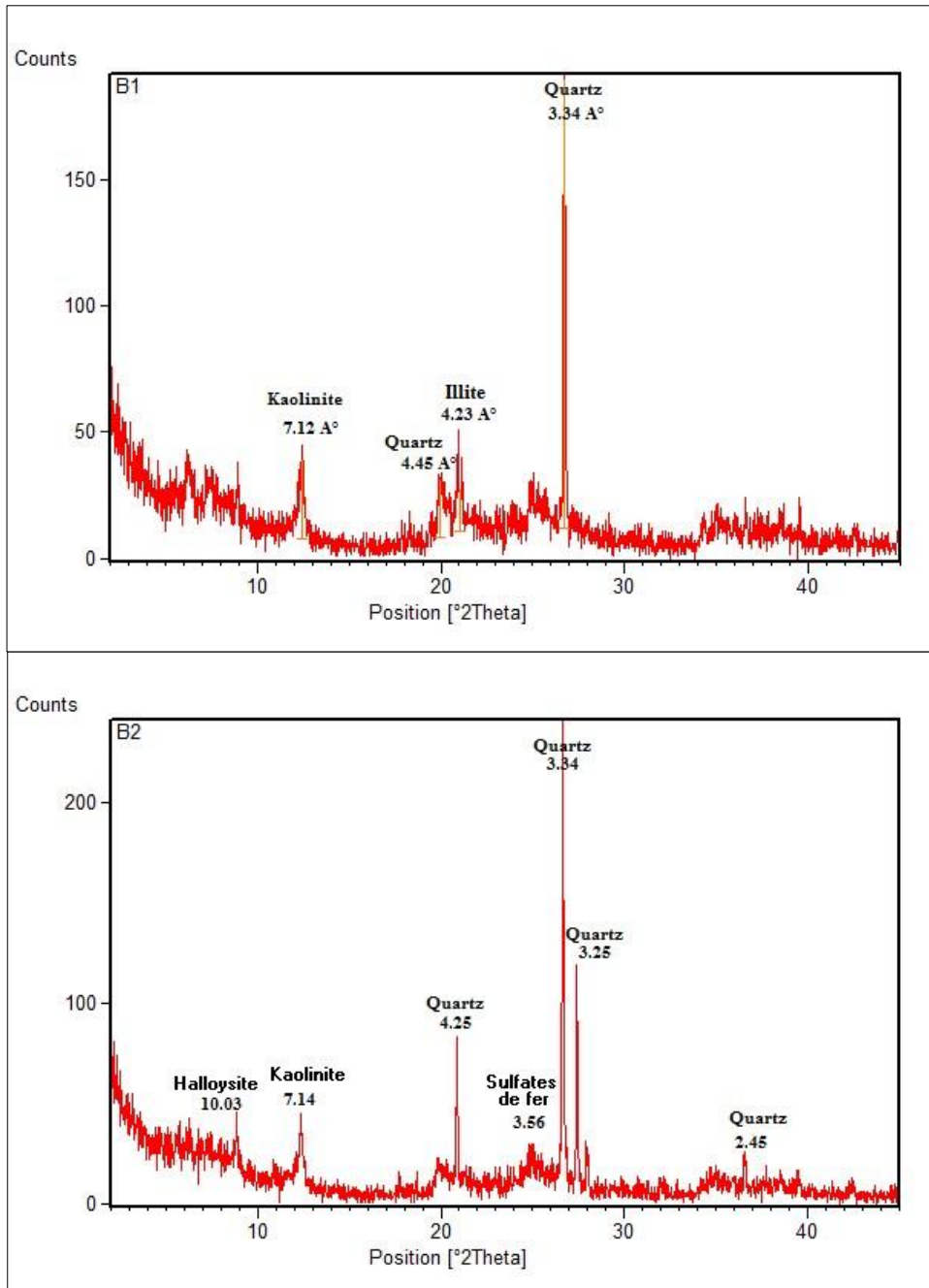


Figure 53: Diffractogramme aux rayons X de la roche totale de kaolin de la partie orientale

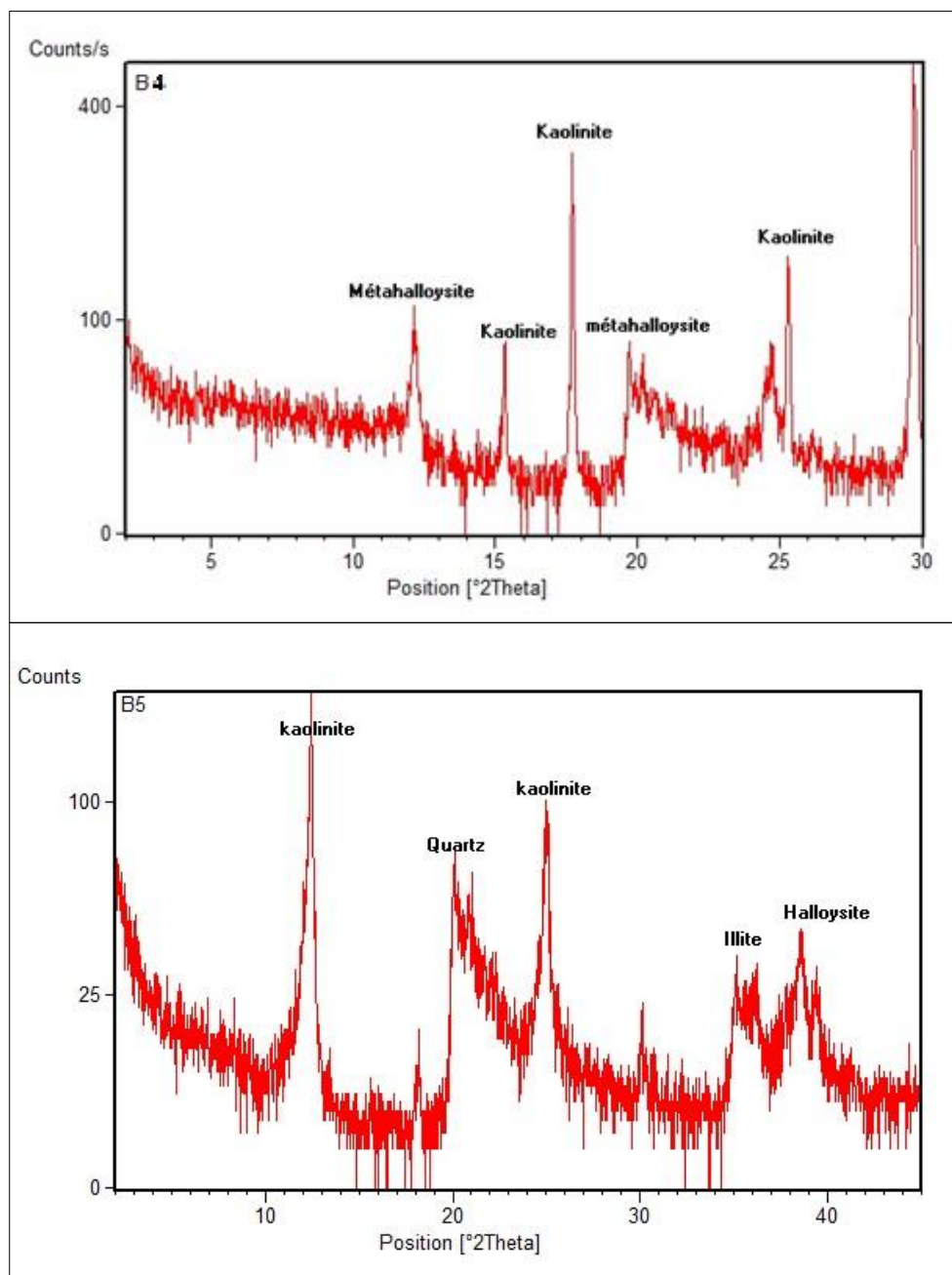


Figure 54: Diffractogramme aux rayons X de la roche totale de kaolin de la partie centrale

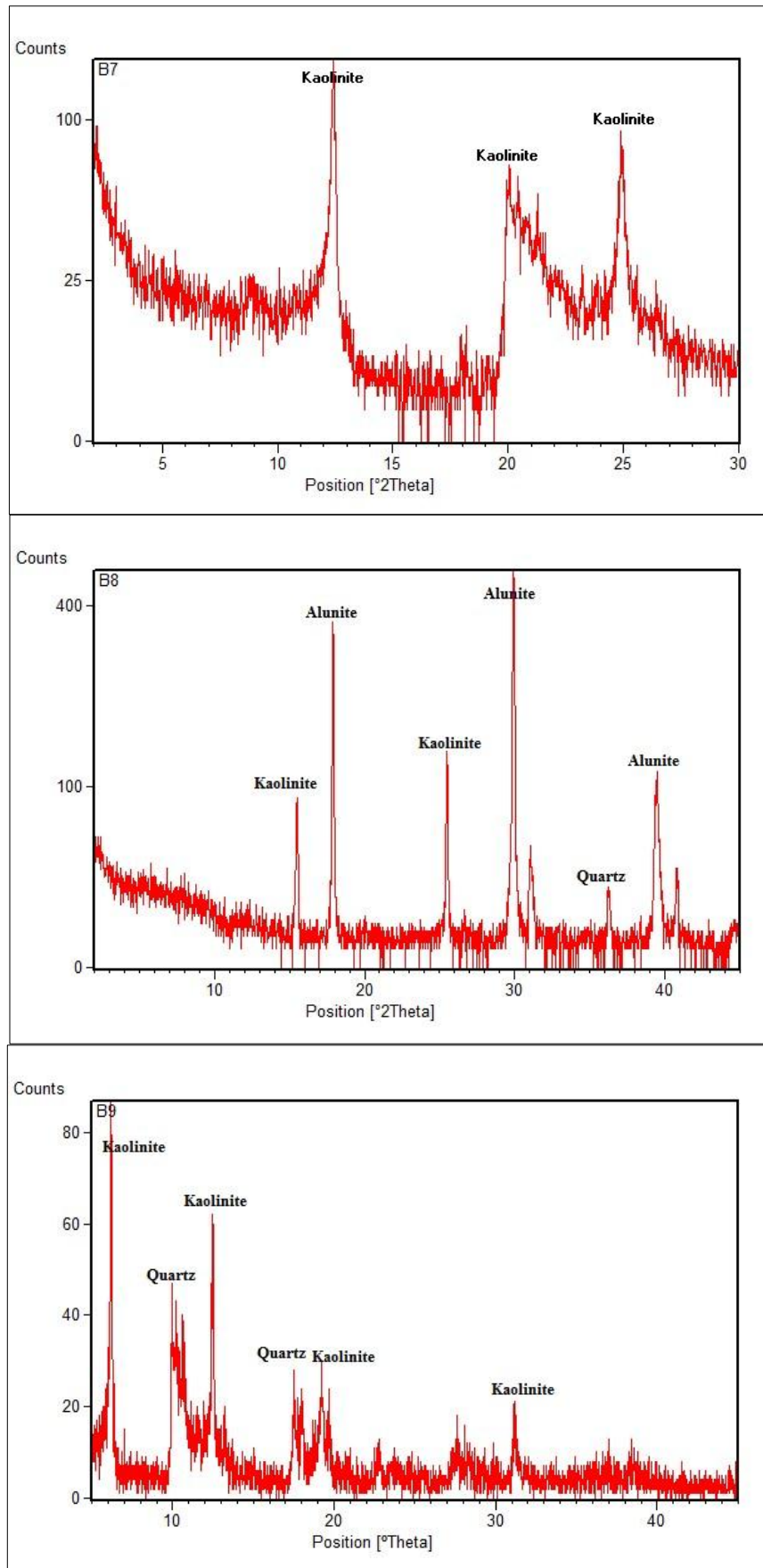


Figure 55: Diffractogramme aux rayons X de la roche totale de kaolin de la partie occidentale

Les résultats de l'étude minéralogique effectuée sur des échantillons de trois catégories de kaolin de Debbagh (Minéralogie totale) pour les deux compagnes ont permis de mettre en évidence la présence d'assemblage minéralogique suivant: couple kaolinite/ halloysite, illite ainsi que le quartz et l'alunite.

Kaolinite et halloysite: ce sont les deux minéraux argileux les plus abondants au niveau du massif de Debbagh, ils sont identifiés sur l'ensemble des diffractogrammes, car ils réparties dans toute la masse argileuse le couple halloysite/kaolinite s'est formé in situ, dans les poches karstiques à la réorganisation de la silice et l'alumine à partir d'un minéral argileux détritique hérité (Illite ; en perdant son contenu en K_2O), qui avait été transporté dans les cavités préalablement formées.

L'étude de Renac et al (2009) montre que la transformation kaolinite- halloysite s'est faite à basse température, par des apports d'eaux météoriques riches en embruns. Il s'agit donc d'un kaolin secondaire altéré.

Illite : ce minéral s'est identifié sur plusieurs diffractogrammes, L'illite qui est l'un des minéraux détritiques de kaolin de Debbagh, et qui se présente comme un minéral hérité, montre sur le plan horizontal une zonalité concentrique parallèle à la paroi du karst, elle occupe les périphériques, puis elle laisse la place au couple halloysite / kaolinite qui domine dans la partie centrale du karst.

Quartz : Le couple halloysite- kaolinite peut par désilicification former la gibbsite, et l'excès de la silice donnerait du quartz

Alunite : c'est le minéral sulfaté le plus dominant dans les karsts, surtout au sommet du karst 46. Il est secondaire, se forme dans des milieux basiques. Il est rencontré dans les niveaux argileux de certaines bauxites, peut être le résultat de l'altération de la kaolinite (King 1953), en présence d'excès de K_2O ; résulte de la destruction de l'illite, en présence de SO_4 provenant de l'oxydation de la pyrite se combinent à l'alumine et forment par conséquent l'alunite

Le minerai de kaolin provient de l'altération des argiles d'origine détritique. La tectonique n'a pas modifiée d'une façon significative la forme originale de ces dépôts dans le secteur d'étude.

B. Minéralogie de la fraction argileuse

L'étude minéralogique par diffraction des rayons X des lames orientées du matériau argileux de Debbagh (Figs.56 et 57) montre que ce matériau est principalement composé de la kaolinite par l'apparition des pics à 7.1\AA , 7.15\AA et à 3.5\AA , 3.57\AA sur les diffractogrammes

normal et glycolé dont le traitement à l'éthylène-glycol n'a pas d'effet, pour disparaître de l'échantillon ayant subi un chauffage pendant quatre heures.

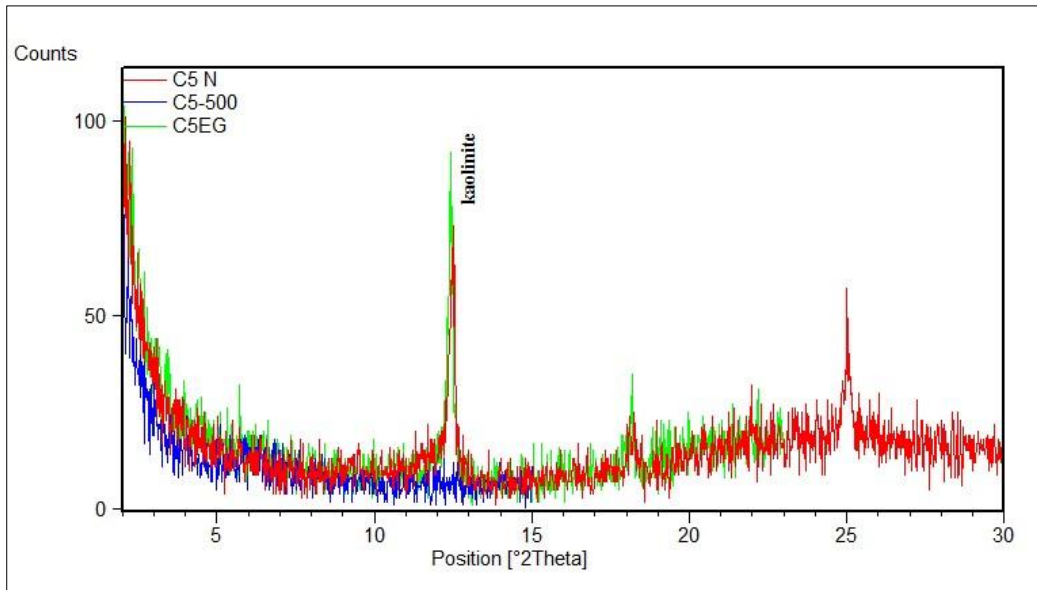


Figure 56 : Diffractogramme aux rayons X de la fraction argileuse de la partie centrale

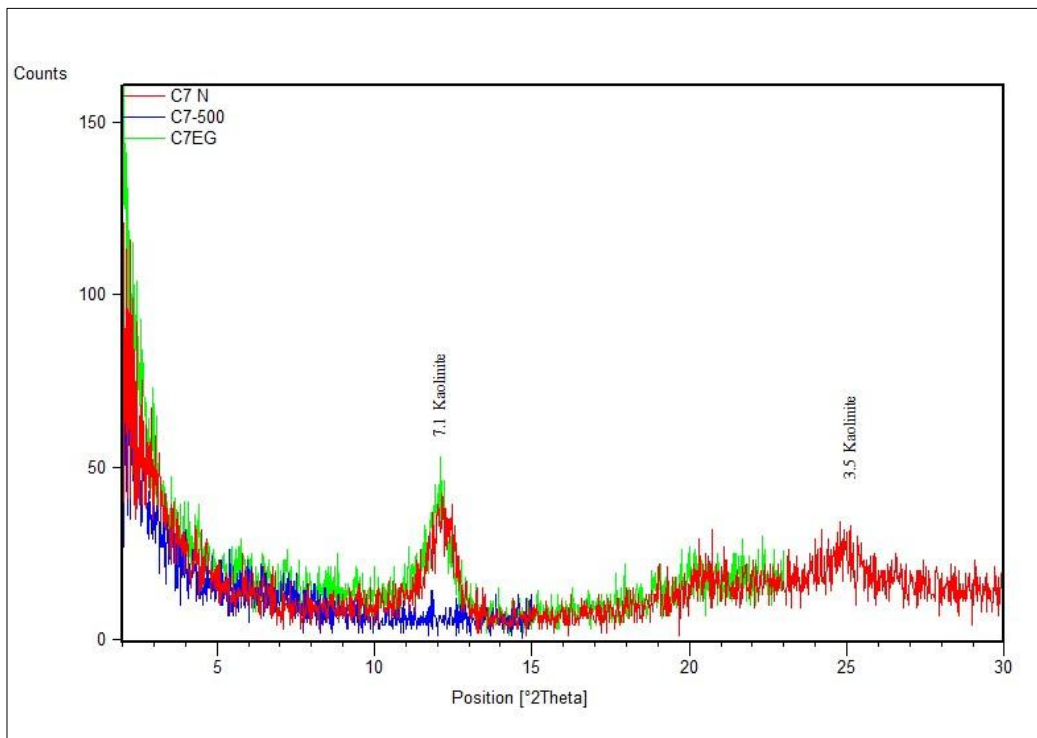


Figure 57 : Diffractogramme aux rayons X de la fraction argileuse de la partie occidentale

La diffraction des Rayons X de l'argile modifiée après calcination à 500 °C, elle montre la disparition des pics caractéristiques de la kaolinite, ceci est expliquée par la libération des hydroxyles de celle-ci après chauffage à 500 °C.

Aucun minéral argileux gonflant n'est identifié pour l'ensemble des échantillons, ce- ci s'explique par l'absence de décalage des pics caractéristiques (aucune variation de la position des réflexions n'est observée) le long de diagrammes d'éthylène glycol aux rayons X de la fraction argileuse de kaolin de Debbagh.

A titre comparatif; les résultats de la minéralogie par diffractométrie aux rayons X des formations kaoliniques de Debbagh obtenus par le présent travail et ceux présentés par Assassi (2006) sont semblables; la formation argileuse est formée par plusieurs minéraux argileux détritiques et représentée surtout par la kaolinite et /ou la métahalloysite (pic de 7Å) : les résultats de la fraction argileuse (Deuxième campagne) montrent que le minéral argileux dominant est la kaolinite, tandis que les spectres d'infrarouge réalisés par Assassi (2006), montrent des bandes caractéristiques de la métahalloysite qui peut être formée par la transformation des matériels détritiques tel que l'illite ou la kaolinite par altération supergène et qui s'est précipité avec un fluide météorique avec des températures d'équilibre comprises entre 35 et 75°C tandis que les bandes caractéristiques d'une kaolinite désordonnée correspondent aux échantillons provenant à l'extérieur du karst tel que les marnes sénoniennes et les argiles numidiennes. Donc pour les deux cas le couple kaolinite /halloysite est présent dans le kaolin de Debbagh. La smectite qui est détecté par Assassi (2006) dans le karst 46 avec une teneur de 30%, n'est pas signalé sur aucun diffractogramme pour le présent travail

1.5. ANALYSES GEOCHIMIQUES

De point de vue géochimique les kaolins de Debbagh se répartissent en trois catégories selon les appellations suivantes (SONAREM, 1965-1967):

- Catégorie1 : halloysite blanche très riche en minéral. de la 1^{ème} catégorie (DD₁)
- Catégorie2 : halloysite détritique dans laquelle on rencontre les différentes catégories du minéral (DD₂).
- Catégorie3 : halloysite veinée très riche en minéral de la 3^{ème} catégorie. (DD₃).

La composition chimique d'une kaolinite pure de formule $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ou $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ exprimée en pourcentage massique d'oxyde correspondant à : $\text{SiO}_2 = 46,55\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 39,49\%$; $\text{H}_2\text{O} = 13,96\%$ et $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 = 1,17\%$.

Des éprouvettes de trois catégories ont été analysées au niveau de l'usine de Hedjar Soud, et les résultats de la fluorescence X sont mentionnés dans le Tableau.3

Tableau 3. Composition chimique des échantillons de kaolin selon les catégories de M'zaret Debbouze (Beguiret et Assassi, 2012)

Catégories	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	SO ₃
<i>Kaolin DD 1</i>	45.05	37.23	0.02	0.00	0.31	0.31	0.030	0.090	0.018	0.07
	47.48	34.25	0.00	0.00	0.48	0.13	0.00	0.063	0.028	0.20
<i>Kaolin DD 2</i>	45.91	36.29	0.04	0,02	0.35	0.13	0.000	0.10	0.00	0.52
	43.55	20.31	0.00	0,01	0.53	0.16	0.00	0.050	0.01	0.40
<i>Kaolin DD3</i>	46.31	34.51	0.04	0,03	0.43	0.14	0.00	0.080	2.30	0.74
	47.48	34.25	0.00	0.00	0.48	0.13	0.00	0.063	1.28	0.20

Ces résultats montrent des kaolins riches en silice et alumine (éléments majeurs) ainsi de faibles teneurs impuretés comme par exemple le fer (éléments mineurs). Les trois argiles ont une teneur proches en SiO₂ et Al₂O₃ Le rapport SiO₂/Al₂O₃ (% massique) se rapproche pour les trois variétés de kaolin de Debbagh se rapproche à la valeur théorique d'une kaolinite pure. Ce rapport est certainement dû à la présence de quartz.

La qualité du kaolin varie beaucoup au sein de la zone d'étude, il existe un kaolin pur avec une concentration d'impuretés d'oxydes métalliques inférieurs à 1% en poids et parfois des concentrations inférieures à 0.5% en poids.

Ce type de kaolin a une apparence très blanche. Les tailles des grains sont inférieures à 2µm. Cette grande dispersion des grains lui donne un grand pouvoir de liaison à froid. Il est considéré comme un produit de qualité.

Il est capital de noter la présence des kaolins de puretés inégales, avec des concentrations d'impuretés de 2 à 5% selon la catégorie. La troisième catégorie, qui peut renfermer jusqu'à 5% d'impuretés, perd totalement l'aspect d'un kaolin: elle est d'apparence noirâtre et les grains sont gros et friables; la principale impureté qui donne cette couleur noirâtre est le dioxyde de manganèse (MnO)

Les teneurs très faibles de K₂O peuvent provenir des restes des illites altérées. Dans tous les cas la forme de la chute de teneur en K₂O est une évidence de la dissolution de l'illite et la recristallisation de la kaolinite (ou de la gibbsite ; formée par les colloïdes libérés qui sont riche en aluminium) dans les sols altérés ou dans les dépôts transportés.

Donc le kaolin de Debbagh est riche en première catégorie qui est la plus demandée vue sa pureté, sa blancheur et les différents usages possibles en céramique de faïence en industrie métallurgique et en papeterie.

2. ETUDE DES MINERALISATIONS FERRIGINEUSES

Contrairement aux nombreuses études qui se sont intéressées à l'étude des minéralisations d'argiles kaoliniques de la région Debbagh, les chapeaux de fer sont mal étudiés, quelques compagnes de prospection ont été effectuées par l'Entreprise Nationale de Recherche et d'Exploitation Minière SONAREM (1965-1967) et l'Entreprise de Recherche Minière E.R.E.M (1978-1981). Ces chapeaux de fer sont considérés comme stériles et sans intérêt économique. Ce sont des formations indicatrices des minéralisations kaolinitiques.

Le pourcentage de fer qui dépasse 30%, a poussé l'entreprise des non ferreux (ENOF) de commencer des études de prospection des chapeaux de fer dans la région de Debbagh.

Les chapeaux de fer coiffent les formations argileuse, et présentent des diverses formes et dimensions: des tailles importantes au niveau des extrémités orientale et méridionale et des taille réduite dans la partie centrale.

Vu ses dimensions, le chapeau de fer de la cave 46, représente le plus important dôme d'oxydes de fer dans toute la région de Debbagh. (Fig.58) Il est enraciné dans le remplissage kaolinitique en occupant le centre de la cavité Karstique avec une section ovale et s'est enfoncé dans les argiles kaolinitiques jusqu'à 20 m de profondeur.

Les limonites constituant ce chapeau de fer sont représentées par des limonites en croûtes nodulaires (LCN), coagulées (LCG) et des limonites en croûtes plates (LCP). La formation de telles structures est provoquée par le dépôt des oxydes de fer suite à un transport en solution d'un composé ferrifère sur des distances assez importantes (Blanchard, 1968).



Figure 58: Chapeau de fer au niveau de M'zaret Debbouze

Dans la zone de la Mine de kaolin, les chapeaux de fer, s'étalent sur le long des karsts de petite taille (Fig.59)

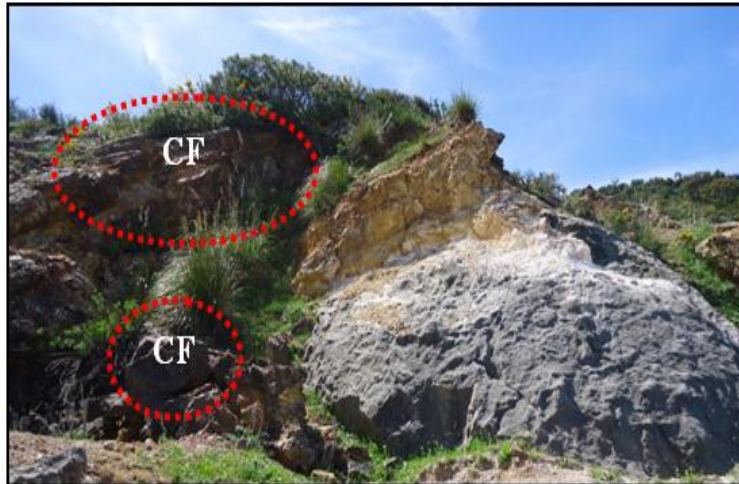


Figure 59: Les chapeaux de fer (CF) au sein des karsts de petite taille

Dans la partie centrale, les chapeaux de fer affleurent dans les formations carbonatées (Fig.60) ainsi que les formations d'argiles kaoliniques (Fig.61)

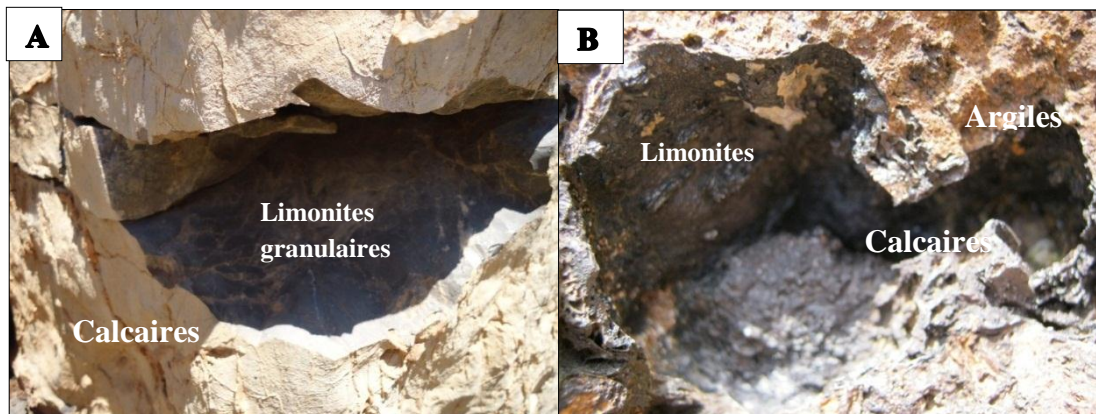


Figure 60: Minéralisation ferrugineuse de la partie centrale dans les carbonatées (A) et les calcaires fracturés (B),

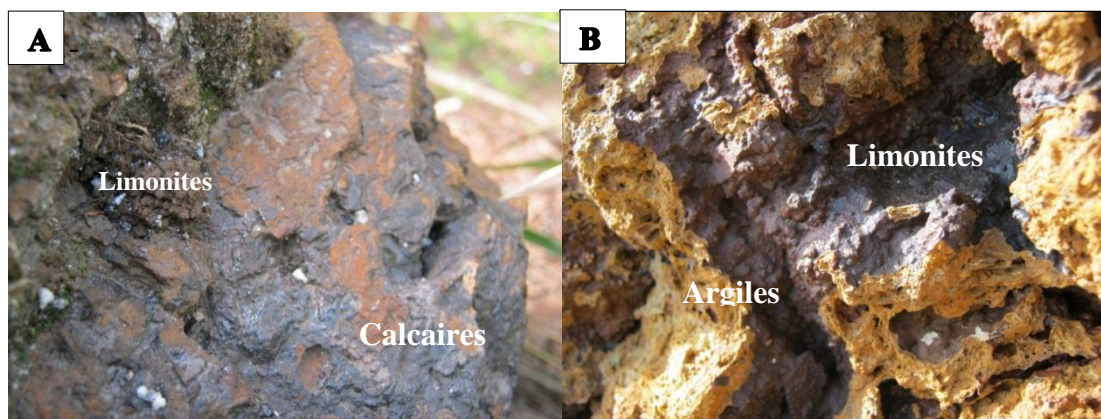


Figure 61: Affleurement des chapeaux de fer dans les formations carbonatés (A) et argileuses (B)

La partie occidentale, est caractéristique par la présence des chapeaux de fer de tailles importantes, semblables à celles de la partie orientale (Fig.62), elles coiffent les karsts, et s'enfoncent parfois dans le remplissage kaolinique.

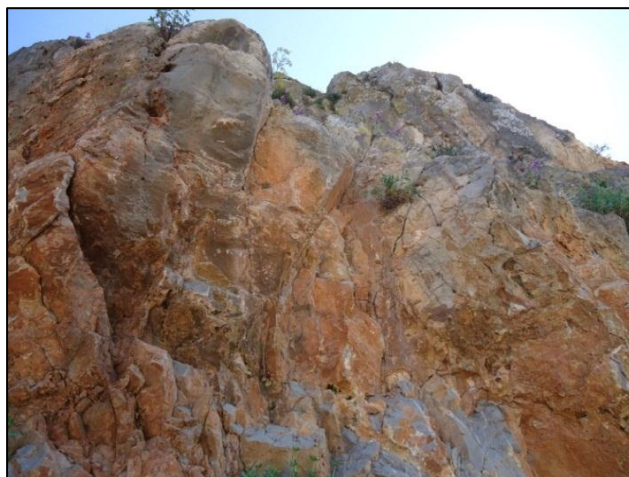


Figure 62: Chapeaux de fer au niveau de Mechtat Bou Helassa.

2.1. CARACTERISATION MINERALOGIQUE

2.1.1. Susceptibilité magnétique

Les résultats des mesures de la susceptibilité magnétique massique des échantillons des chapeaux de fer à travers les différents types de limonites mentionnés dans le Tableau 4

Tableau 4. Susceptibilité magnétique massique des chapeaux de fer du Massif de Debbagh

N° d'échantillon	Masse (gr)	mesure 1 (E-06)	mesure 2 (E-06)	mesure 3 (E-06)	Susceptibilité moyenne	Susceptibilité massique (m ³ /kg)
1	27,36	0,7029	0,5551	0,8088	0,688933	2,52E-10
2	23,3	0,4777	0,4919	0,4912	0,486933	2,09E-10
3	29,01	0,4586	0,4469	0,3749	0,4268	1,47E-10
4	24,29	3,217	3,42	2,94	3,192333	1,31E-09
5	27,84	7,344	7,691	7,791	7,608667	2,73E-09
6	21,35	7,595	7,788	7,27	7,551	3,54E-09
7	49,48	87,17	86,73	86,79	86,89667	1,76E-08
8	21,41	7,997	6,989	8,009	7,665	3,58E-09
9	28,24	8,292	7,214	7,878	7,794667	2,76E-09
10	17,07	1,659	1,428	1,981	1,689333	9,90E-10
11	19,4	1,544	1,54	1,308	1,464	7,55E-10
12	22,9	0,5212	0,614	0,655	0,596733	2,61E-10
13	29,29	6,749	7,642	7,582	7,324333	2,50E-09
14	4,19	81,51	82	81,51	81,67333	1,95E-07
15	13	458,2	461,1	461,2	460,1667	3,54E-07
16	34,02	0,4442	0,2306	0,3971	0,3573	1,05E-10
17	5,27	106,9	106,7	107	106,85	1,00E-08

Les valeurs de la susceptibilité magnétique massique des chapeaux de fer sont positives et élevées. Le magnétisme dans ce cas est dû à une aimantation spontanée.

Ces résultats montrent que ces roches possèdent des propriétés magnétiques, vu la présence des minéraux ferromagnétiques représentés essentiellement par les oxydes de Fer : Hématite et goethite.

Les résultats de la susceptibilité magnétique sont compatibles avec ceux obtenus par l'analyse de DRX.

2.1.2. Diffractométrie aux rayons X (DRX)

Les résultats des analyses de diffractométrie de rayons X des chapeaux de fer de la première et la deuxième campagne ont permis de déduire la présence d'une paragenèse simple représentée par les minéraux suivants (Figs.63 à 65): la goethite, l'hématite, jarosite ainsi que minéraux résiduels (kaolinite, calcite, quartz, smectite, barytine, scorodite et gibbsite)

- **La goethite** : elle constitue les différents types des limonites, elle est largement répandue dans les parties extrêmes de la région de Debbagh, elle est identifiée sur les diffractogramme, avec ses différentes réflexions : 4,42 Å et 2,57 Å avec un pourcentage de 40.26%.

La forte proportion de la goethite dans les limonites du chapeau de fer a donné une idée sur le chimisme du milieu de formation et de dépôt des oxydes ferriques qui semble très acides (Stahl et al. 1993) ;

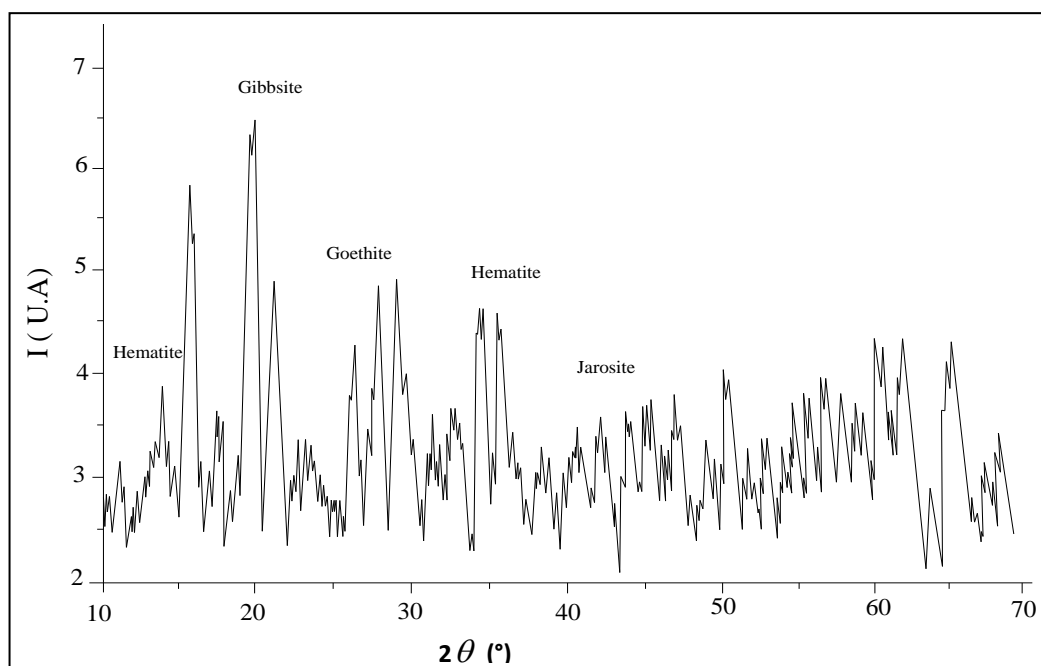


Figure 63: Diffractogramme de diffractométrie aux rayons X de chapeau de fer

- **L'hématite** : elle est caractérisée par une réflexion de l'ordre de 1,55 Å. Ce minéral qui est moins exprimée que la goethite (23.50%), prédomine dans la partie centrale, il occupe les parties inférieures du chapeau de fer et associe aux formations argileuses en formant le remplissage des pores de la goethite. Il est associé aussi aux formations carbonatées; l'hématite nécessite un milieu génétique relativement peu acide (Wilhelm et La Ville-Timsit, 1982) ;

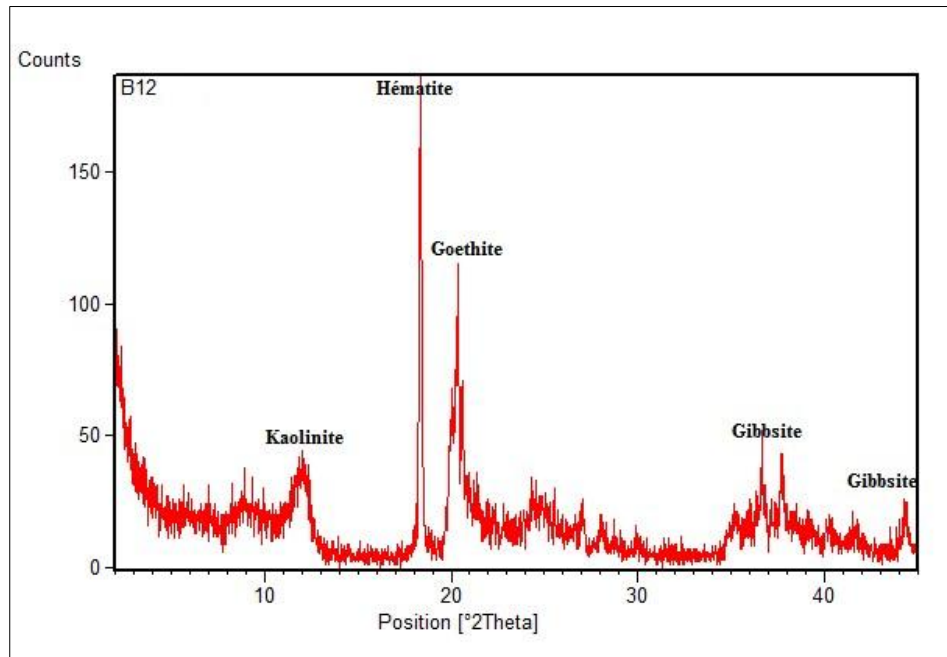


Figure 64: Diffractogramme de diffractométrie aux rayons X de chapeau de fer de la partie occidentale

- **La jarosite** : elle a été identifiée sur un seul diffractogramme de type 5,07Å, Son absence sur la quasi- totalité des diffractogrammes peut s'explique probablement par sa transformation en oxyde de fer dans la partie superficielle du chapeau de fer. la jarosite nécessite un milieu de précipitation très acide ainsi qu'une forte concentration des solutions en sulfates de fer (Kenneth, 1982), ce qui explique la liaison entre la jarosite et les minéralisations pyriteuses ;
- **La scorodite** : minéral secondaire résultant de l'altération des sulfures et lié à la présence de l'arsenic. ce minéral est identifié dont la raie caractéristique est de l'ordre de 4.50 Å ;
- **La gibbsite** : $Al(OH)_3$ est identifiée sur les diffractogramme dont la raie principale est 4,42 Å, ce minéral est responsable des teneurs élevées en aluminium, elle est formée par la désilicification de couple (kaolinite/ halloysite) ;

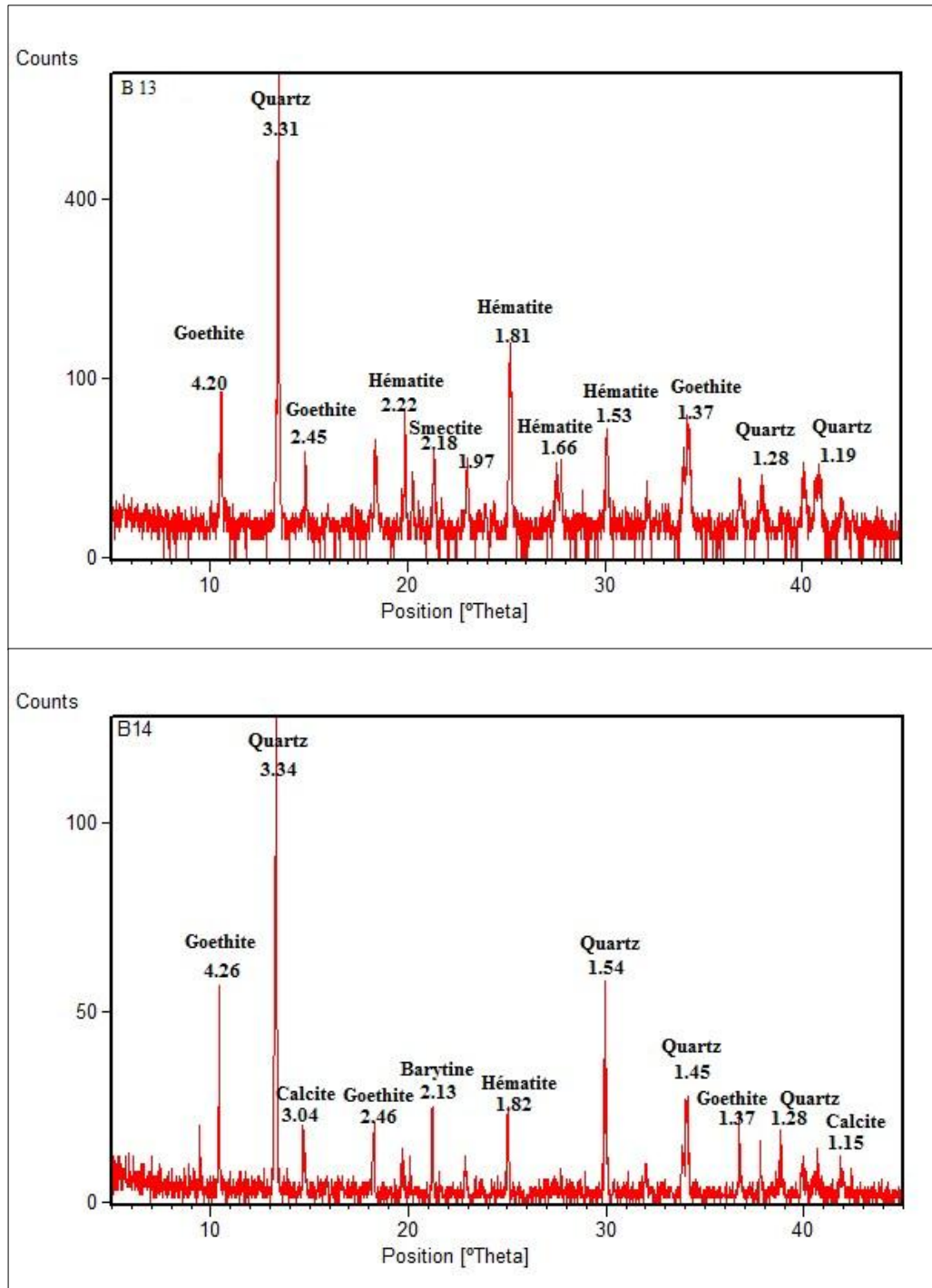


Figure 65: Diffractogramme de diffractométrie aux rayons X de chapeau de fer de la partie centrale

- **La Barytine** : ce minéral a été identifié uniquement sur un seul diffractogramme avec une raie caractéristique de 2,13 Å ;
- **La Smectite** : comme pour la barytine, la smectite a été identifiée sur un seul diffractogramme, il provient des roches argileuse pourtant il n'est pas identifié sur aucun échantillon argileux. il est caractéristique par une raie de l'ordre de 2,18 Å ;

- **Calcite** : ce minéral qui provient des roches encaissantes, se forme dans le kaolin par dissolution des éléments calcaires de la brèche des parois de l'encaissant, les solutions riche en Ca^{2+} se précipitent au sein du minerai en donnant de la calcite.

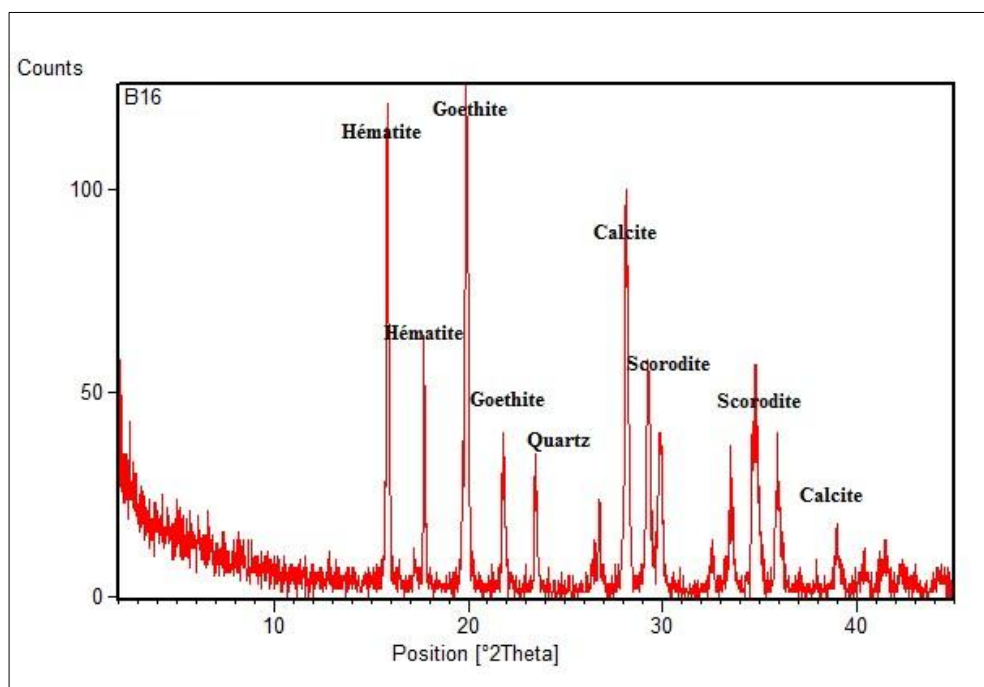


Figure 66: Diffractogramme de diffractométrie aux rayons X de chapeau de fer de la partie orientale

2. 2. ANALYSES GEOCHIMIQUES

Des échantillons de chapeaux de fer ont été analysés au niveau de l'usine de Hedjar Soud, et les résultats de la fluorescence X sont mentionnés dans le Tableau 2

Tableau 5. Composition chimique des échantillons de chapeaux de fer du massif de Debbagh

Partie	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	As ₂ O ₃
Partie orientale	3,50	1,81	57,22	0,12	10,70	0,09	0,04	0,05	0,00	23,49
	1,71	1,43	45,23	0,21	9,28	0,17	0,09	0,00	0,00	25,12
	1,80	1,37	53,90	0,57	8,56	0,05	0,03	0,22	0,00	20,03
	2,19	4,30	43,48	0,55	10,41	0,12	0,00	0,21	0,00	20,06
	1,97	1,64	55,30	0,19	12,72	0,06	0,04	0,09	0,00	20,75
Partie centrale	43,55	1,99	24,31	2,53	0,60	0,40	0,05	0,00	0,01	3,40
	43,59	1,45	23,25	2,80	0,35	0,11	0,05	0,00	0,00	2,32
	18,04	2,68	38,91	4,32	1,99	0,64	0,11	0,01	0,01	4,52
	17,05	2,28	40,08	0,35	0,58	0,29	0,09	0,01	0,00	2,28
	14,47	2,66	34,05	5,16	1,37	0,96	0,13	0,01	0,01	5,51
Partie occidentale	5,02	10,96	44,49	5,64	2,36	2,01	0,10	0,04	0,07	18,73
	1,82	11,94	41,50	5,96	2,52	1,14	0,40	0,05	0,06	17,83
	4,52	10,75	42,83	1,94	2,56	1,15	0,40	0,04	0,05	14,16
	2,92	10,94	42,26	3,98	2,74	1,34	0,31	0,04	0,07	18,03
	6,05	9,49	43,61	1,51	2,52	1,38	0,21	0,03	0,06	9,96

Les résultats des analyses chimiques en éléments majeurs des échantillons prélevés dans les trois parties de Debbagh comparés avec ceux obtenus par les travaux de Ouddah (2009), ont permis de déduire que :

- Les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 sont relativement faibles, leur présence peut être attribuée à la présence des minéraux argileux formant le remplissage des pores de limonite dans la partie orientale et occidentale. Les chapeaux de fer de la partie centrale présentent des teneurs assez élevées en SiO_2 et relativement basses en Fe_2O_3 .
- D'autre part, les teneurs en Fe_2O_3 sont corrélées négativement avec les teneurs en SiO_2 du fait que la présence de la silice contrarie la fixation du fer ;
- Les teneurs en P_2O_5 sont relativement élevées malgré qu'aucun minéral de phosphate n'ait été détecté sur les diffractogrammes des rayons X, ces concentrations peuvent être dues à la présence d'un composé colloïdal phosphaté.
- Les teneurs en As_2O_3 sont élevées dans les parties extrêmes et faibles au sein de la mine de Debbagh, ce qui explique le changement du degré d'acidité lors du dépôt des oxydes de fer dans cette partie. Ceci s'explique par la présence de l'arsenic au milieu acide,
- Le reste des éléments présentent des faibles teneurs, ceci est dû à la présence des fragments de l'encaissant ou des minéraux résiduels et / ou secondaires.

Les principaux éléments caractéristiques de ces ferruginisations secondaires présentés par Ouddah (2008), sont par ordre d'importance quantitative : Fe, As, P, Mn, et Zn. En même temps les teneurs en Al et Ti, sont relativement basses. Ces résultats suggèrent une minéralisation polymétallique dans un milieu où le fer a migré intensément.

3. GENESE DES MINERALISATIONS

Les trois hypothèses génétiques sont émises pour expliquer l'origine des minéralisations kaoliniques de Debbagh :

- Les argiles kaoliniques sont d'origine hydrothermale ;
- les argiles formées par l'action des eaux hydrothermales sur des produits détritiques exogènes ;
- Les argiles kaoliniques sont d'origine pédogénétiques.

A la lumière des résultats obtenus par la présente étude, comparés aux travaux antérieurs effectués sur le site de Debbagh, l'origine de la mise en place des minéralisations peut se discuter comme suit :

La minéralisation kaolinique à mur karstique du Djebel Debbagh dépend d'un métallotecte principal représenté par des calcaires aptiens et albo-cénomaniens caractéristiques d'une sédimentation de rampe carbonatée. Les carbonates présentent de la micrite primaire et une sparite secondaire dont ses précipitations sont liées à un maximum diagénétique, soit à la néotectonique soit à la circulation des fluides hydrothermaux. Donc les calcaires aptiens et albo-cénomaniens ont précipité dans l'eau de la mer à une température comprise entre 50 et 70°C, pendant la diagenèse, suivie d'une température maximale de l'ordre de 130° C liée à la néotectonique et au mélange de fluide d'eau de la mer météorique..

La paléomorphologie de Debbagh résulte de l'émersion définitive post lutétienne qui entraîne de développement de dolines et de poches karstiques tabulaires (jusqu'à 140m de profondeur) qui constitueront des réceptacles aux minéralisations d'argiles exploitables.

La minéralisation kaolinique repose directement sur les calcaires aptiens et albo-cénomaniens karstifiés et aucune minéralisation n'a été observée en dehors des poches karstiques. La minéralisation provient d'une transformation in situ d'un matériel illitique.

Les résultats des travaux de Toubal (1984) et Talbi (1987) ont permis à attribuer au kaolin une origine qui provient principalement d'une évolution « in situ » de la formation sénonienne. Ils expliquent que la formation de l'halloysite et /ou la kaolinite est due à la réorganisation de la silice et l'alumine. Le couple halloysite- kaolinite peut par désilicification former la gibbsite. Ainsi l'excès de K₂O en présence de SO₄ provenant de l'oxydation de la pyrite se combinent à l'alumine et forment par conséquent l'alunite.

La plupart des karsts contiennent de la kaolinite et d'illite qui occupe les périphéries des karsts et qui est largement répondu dans les marnes sénoniennes. La métahalloysite qui occupe le centre des karsts peut être formée par la transformation du matériel détritique tel que l'illite ou la kaolinite par altération supergène et qui s'est précipité avec un fluide météorique avec des températures d'équilibre comprises entre 35 et 75°C.

L'étude géochimique de la formation sénonienne et des calcaires du mur et la comparaison avec le minerai montre l'existence d'un « parallélisme » entre les argiles exploitables et les marnes sénoniennes.

Toutes les transformations existantes : illite en kaolinite et kaolinite en gibbsite, ainsi que la précipitation de la goethite et l'alunite peuvent confirmer la présence d'une altération

continentale accentuée, Ainsi l'application de ces considérations aux minéralisations étudiées permet d'exclure une origine hydrothermale des kaolins du Djebel Debbagh ce qui permis de dire que la genèse est pédogénitique

Les résultats des isotopes stables des métahalloysites indiquent qu'elles sont en équilibre à des températures comprises entre 25°C et 40°C (Assassi, 2006). Ces valeurs sont supérieures aux températures de l'altération supergène dans un domaine littoral, elle caractérise une métahalloysite précipitée dans des conditions évaporitiques. Ces températures est inférieures à celles d'hydrothermalisme alpin ou celles des sources thermales actuelles (-75°C). donc aucune relation n'est identifiée entre la néotectonique et le remplissage kaolinique exploitable

Les chapeaux de fer : En plus des remplissages contiennent des argiles d'origine héritée à de faible pourcentage en illite, notons aussi la présence d'autres minéraux épigénétiques tels que l'alunite, la gibbsite, le quartz, la calcite, la scorodite et la goethite, hématite caractérisant la minéralisation ferrugineuse dont les limonites des parties extrêmes contiennent de la goethite plus que l'hématite (en fonction de pH du milieu, qui est acide pour la goethite et moins acide pour l'hématite), en plus les chapeaux de fer de la partie centrale sont de taille réduite ceci s'explique par la présence de formations gréseuses qui bloquent la fixation des oxydes de fer (Glemser, 1959 et Blanchard, 1986), contrairement aux chapeaux de fer des parties orientale et occidentale dont l'encaissant carbonaté très réactif permettant le dépôt des quantités plus appréciables d'oxyde de fer.

Bourezg en 1989 a proposé une altération hydrothermale à haute température liée au lessivage des éléments majeurs contenus dans les eaux thermale de la région de Debbagh.

Les argiles détritiques transformées partiellement pour former des chapeaux de fer, une grande partie reste inchangée, du fait que les majeures parties des argiles numidiennes et des marnes sénoniennes contiennent de la kaolinite bien cristallisée.

Les textures exotiques des limonites indiquent que le dépôt des oxydes de fer s'est effectué en dehors de l'emplacement initial des formations ferrifères primaires

L'absence de minéraux primaires et les textures exotiques des limonites excluent toute confusion de ces chapeaux de fer avec les formations ferrugineuses primaires, néanmoins, leurs conditions de mise en place et les différences qui ont pu être mises en évidence indiquent que le dépôt de ces chapeaux de fer s'est effectué par des solutions météoriques descendantes (Assassi, 2006).

CONCLUSION

Globalement la minéralisation se présente sous deux formes : kaolinique et ferrugineuse. L'encaissant immédiat d'origine carbonaté est représenté par des calcaires aptiens et albo-cénomaniens.

Les résultats de l'étude minéralogique par diffractométrie aux rayons X effectuée sur des échantillons de trois catégories de kaolin de Debbagh ont permis de noter à partir Minéralogie totale la présence de paragenèse suivante : couple kaolinite/ halloysite, illite ainsi que le quartz et l'alunite. La fraction argileuse a permis de mettre en évidence la présence des préciser les minéraux argileux existants qui sont : la kaolinite et la métahalloysite.

Les résultats de l'étude minéralogique par diffractométrie aux rayons X ainsi que la minéralogie magnétique (susceptibilité magnétique massique) ont montré que les oxydes qui forment la totalité des chapeaux de fer sont représentés surtout par la goethite, l'hématite et la scorodite. En plus de ces minéraux ferrifères, la jarosite, la gibbsite ; la calcite et le quartz ont été identifiés sur quelques diffractogrammes analysés.

Les analyses chimiques des trois catégories de kaolin à partir des échantillons prélevés de trois parties de Debbagh, ont données des résultats semblables, dont le minerai de qualité est riche en silice et alumine et présente de faibles teneurs en impuretés

Contrairement aux chapeaux de fer de la partie centrale, Les teneurs en Fe_2O_3 ainsi qu'en As_2O_3 sont élevées dans les parties extrêmes. Fe_2O_3 sont corrélées négativement avec les teneurs en SiO_2 du fait que la présence de la silice contrarie la fixation du fer

Les principaux éléments caractéristiques de la formation ferrugineuse, sont par ordre d'importance quantitative : Fe, As, P, Mn, et Zn. En même temps les teneurs en Al et Ti, sont relativement basses. Ces résultats suggèrent une minéralisation polymétallique dans un milieu où le fer a migré intensément.

Les kaolins du Djebel Debbagh sont d'une origine pédogénitique et le dépôt des chapeaux de fer s'est effectué par des solutions per descencum.

TROISIEME PARTIE :

CARACTERISATION STRUCTURALE

PREMIER CHAPITRE :

**CARACTERISATION STRUCTURALE PAR LA
METHODE MAGNETOMETRIQUE**

CHAPITRE I : CARACTERISATION STRUCTURALE PAR LA METHODE MAGNETOMETRIQUE

INTRODUCTION

Des études récentes ont discuté de nouveau la genèse du minerai de kaolin par la reconstitution des températures des fluides responsables de ses précipitations. Ceci nous a poussé de soulever le problème minéralisations-structures géologiques.

Le magnétisme d'exploration est orienté vers la recherche minière, l'environnement et la géologie structurale et plus particulièrement l'aéromagnétisme comme outil à la cartographie géologique.

Le présent travail est le premier à cibler une cartographie géophysique au sein de la région de Debbagh (secteur plus grand que celui de Djebel Debbagh), dont l'élargissement de la zone d'étude semble très utile pour répondre à la problématique d'architecture géologique et structurale de ce secteur qui présente un intérêt économique et minier apprécié. Aucune donnée géophysique n'a été enregistree dans les archives de services de Mines pour la région de Debbagh. Un levé magnétique aéroporté a fait l'objet de cette étude. Pour répondre à cette problématique, des données géoscientifiques géoréférencées ont été rassemblées afin de contribuer une bonne connaissance qui permettra de contraindre au mieux les inversions géophysiques qui devront permettre une meilleure compréhension globale de la région de Debbagh, qui reste historiquement la partie du Constantinois la moins étudiée malgré l'exploitation de gisement de kaolin qui a duré plusieurs décennies et qui est toujours en cours. La présence des chapeaux de fer dans la partie orientale de la région de Debbagh au niveau des trois parties de Djebel Debbagh rend l'utilisation des méthodes magnétiques très pertinentes.

La géophysique n'est pas consacrée uniquement pour la détection des gisements en exploration minérale, mais aussi pour comprendre la genèse de différentes formations géologiques.

L'objectif crucial de cette étude est de comparer la géologie de surface avec la géophysique pour des validations aussi bien lithologiques que structurales, en délimitant les corps et les structures géologiques ainsi que l'estimation de leurs profondeurs. Une détermination des anomalies magnétiques semble très utile pour l'exploration minière ainsi que pour la compréhension de l'architecture géologique globale de la région de Debbagh et

d'apporter de nouveaux éléments structuraux à la carte géologique actuelle d'où la possibilité d'interpréter qualitativement et quantitativement les données géophysiques traitées.

L'application de cette inversion permet de suivre la distribution des corps et des structures qui respectent les données de terrain. Ces résultats géophysiques devraient apporter des informations supplémentaires sur la région étudiée

Les résultats de cette première étude géophysique au sein de Debbagh seront utiles pour des futurs travaux dans cette zone d'étude.

1. APERÇU DE LA METHODE MAGNETOMETRIQUE

L'étude du magnétisme terrestre peut être considérée comme la plus ancienne méthode géophysique. Il est admis que la terre se comporte comme un grand aimant quelque peu irrégulier. Sir William Gilbert (1544-1603) a fait les premières recherches scientifiques sur le magnétisme terrestre et a montré que le champ magnétique est équivalent à celui d'un aimant permanent placé grossièrement suivant une direction nord-sud, située au voisinage de l'axe de rotation de la terre. Mais ce n'est qu'en 1843 que Von Wrede a fait le premier usage des variations du champ pour localiser des gisements de minerais magnétiques. La représentation moderne des données aéromagnétiques repose sur les cartes composites sur lesquelles sont superposées l'image couleur qui reflète la distribution spatiale des anomalies. Cette technique d'imagerie permet ainsi d'obtenir une interprétation qualitative visuelle à la fois lithologique et structurale

1.1. LE CHAMP GEOMAGNETIQUE

Le champ magnétique terrestre ou géomagnétique est un phénomène complexe, variable en direction et en intensité dans l'espace et dans le temps. Il résulte de deux processus ayant pour siège l'intérieur de la terre (champ interne) et l'extérieur de cette dernière (champ externe) (Le Mouél, 1969) :

➤ Le champ magnétique interne qui est la superposition de deux champs magnétiques; le premier, champ principal (régulier) ayant pour siège la surface du noyau externe et dont les longueurs d'onde sont typiquement de l'ordre de quelques milliers de Km. Ce champ représente en moyenne, 99% du champ observé à la surface du globe. et le deuxième, champ d'anomalies crustales qui résulte de l'aimantation des matériaux dans la croûte terrestre et le manteau supérieur ;

➤ Le champ externe qui est produit par des courants électriques circulant dans l'ionosphère et dans la magnétosphère. ces divers champs sont caractérisés par une amplitude, une géométrie et une variation temporelle différente.

1.2. ELEMENTS DU CHAMP GEOMAGNETIQUE

Le champ magnétique terrestre est une grandeur vectorielle, $\vec{\beta}$ caractérisée par une direction et une intensité. Il est représenté dans un repère de coordonnées sphériques (Fig. 67) ou cartésiennes (Fig.68) (Le Mouél, 1969).

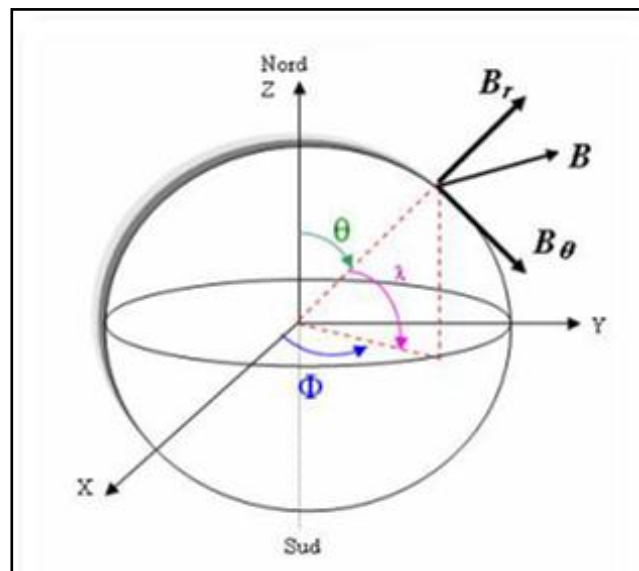


Figure 67: les éléments du champ géomagnétique dans le système de coordonnées sphériques (Le Mouél, 1969).

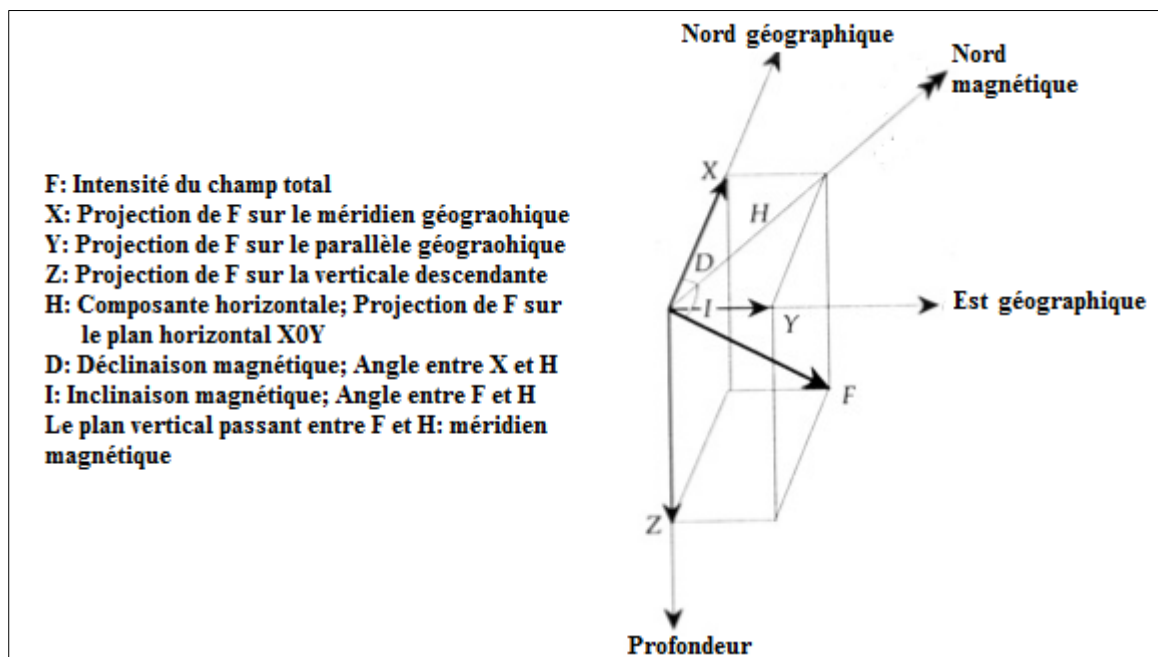


Figure 68: Les composantes du champ magnétique terrestre (d'après Telford et al, 1998)

1.3. LE CHAMP GEOMAGNETIQUE DE REFERENCE MONDIAL (IGRF)

La représentation mathématique du champ géomagnétique a été adoptée selon un protocole d'accord international sous l'égide de l'association internationale de géomagnétisme et d'aéronomie (*IAGA*) branche de l'union internationale de géodésie et de géophysique (*IUGG*). Ces modèles connus sous le nom *IGRF* (*International Geomagnetic Reference Field*) sont des modèles de référence mondiaux calculés tous les cinq ans (Fig.69).

Ces *IGRF* sont établis à partir de différents modèles proposés par diverses équipes. Ils sont construits à partir de données disponibles à une certaine époque puis prolongés par un modèle de variation séculaire à l'époque du modèle de référence. Du fait qu'il est impossible de prédire exactement les variations dans le temps du champ magnétique, des écarts ont été notés entre le vrai champ géomagnétique et le modèle *IGRF* prolongé à cette époque. À long terme, il est possible de corriger et d'améliorer les anciens *IGRF* grâce à l'afflux de données notamment satellitaires en les remplaçant par des modèles définitifs *DGRF* (*Definitive Geomagnetic Reference Field*), qu'on compte une douzaine actuellement. Cependant les modèles *IGRF* n'ont pas la prétention de décrire avec une précision satisfaisante le champ principal à partir duquel on mesure les anomalies. En montrant les divergences des anciens modèles avec des modèles plus récents, Mouge en 1990 a remarqué qu'il est difficile de rassembler des données de levés construits sur la base de ces modèles.

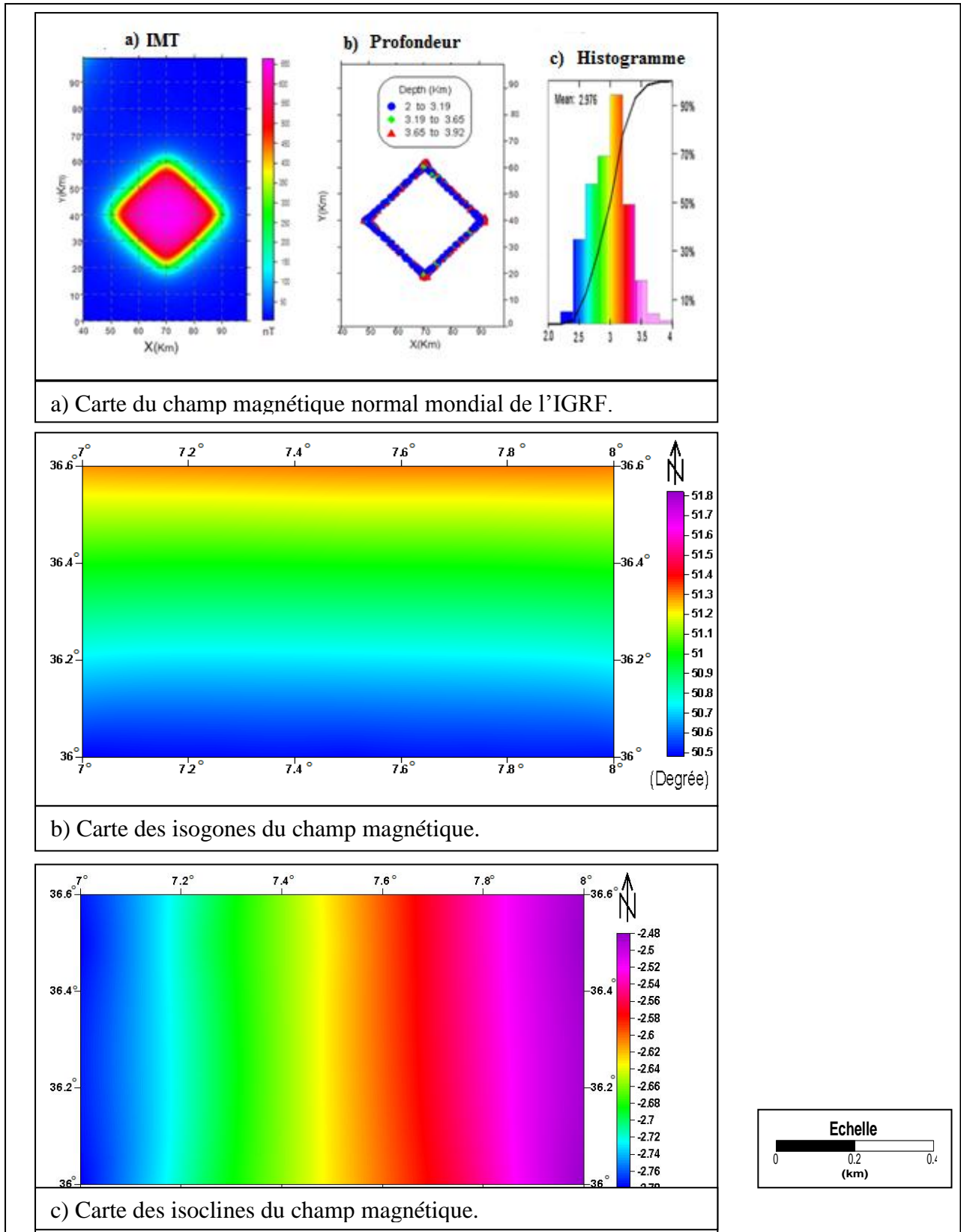


Figure 69: Cartes des éléments du champ géomagnétique de Djebel Debbagh de la région de Guelma à l'époque de 1975: (Les valeurs moyennes des éléments du champ sont: $F=42900\text{nT}$, $I=-51^\circ$ et $D=-2,6^\circ$)

2. DESCRIPTION DES DONNEES AEROMAGNETIQUES

Les données aéromagnétiques qui ont été exploitées pour la réalisation de cette étude sont sous forme de cartes isolignes du champ magnétique total. Ces cartes font partie des résultats d'un levé aérogéophysique couvrant tout le territoire algérien, réalisé par la Compagnie Américaine Aéroservice, entre les années 1969-1974 dans le but de donner des informations sur la géologie régionale du pays et les possibilités minières et pétrolières, et qui a été effectué en deux étapes :

1. La première étape (1969) se concentre dans la partie centrale du pays ainsi que la région de Reggane et avait pour but la cartographie aéromagnétique du socle. Elle représente 20% du territoire national. Ce levé a été réalisé à une altitude barométrique constante dont les lignes de vol ont une direction Est-Ouest sur la zone survolée et NE-SO dans la partie Sud. L'espacement entre les lignes de vol est de 5 Km, et celui entre les points de mesures 50 m ;
2. Le deuxième levé réalisé entre (1970-1974) a couvert tout le reste du territoire algérien, il avait pour objectif la recherche minière par la localisation des gisements et des minéraux magnétiques ainsi que la cartographie géologique des zones peu ou mal connues et de déceler les structures profondes et semi-profondes contrôlant les minéralisations ainsi que la tectonique. Ce levé a couvert tout le territoire algérien, cette étape a été réalisée avec une altitude constante d'environ 150 m au dessus du sol. Les lignes de vol sont regroupées en blocs plus ou moins perpendiculaires à la direction des principales structures géologiques du socle. L'espacement entre les lignes de vol est variable, entre 0.5 et 2.5km pour les lignes, 50 km pour les traverses et 46 m entre les points de mesure (Aeroservice, 1975).

Les caractéristiques techniques et les résultats de ce levé sont détaillés sur la Figure.70

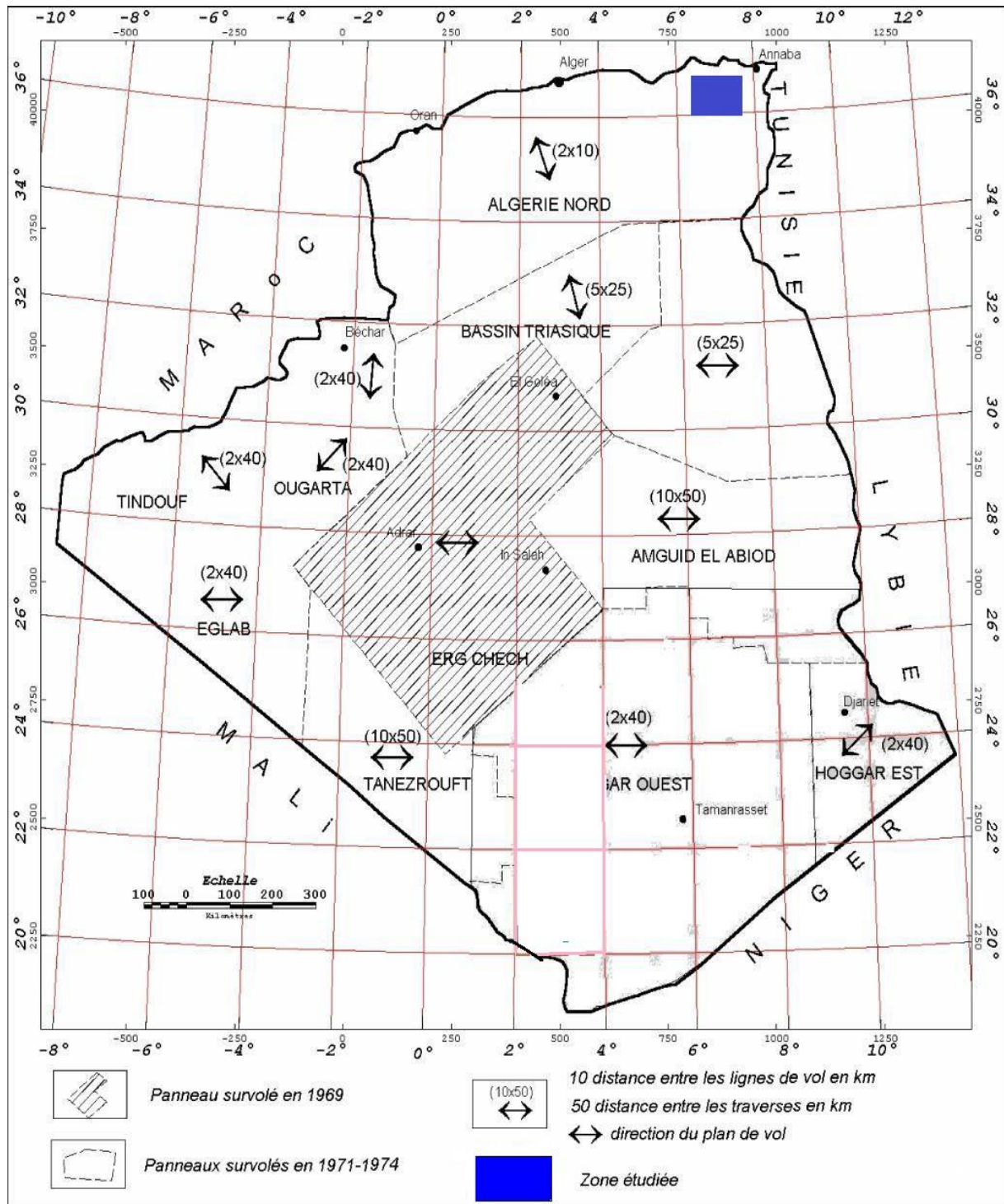


Figure 70: Plan de situation de la région d'étude avec les caractéristiques des panneaux survolés entre 1969 et 1974 (Aeroservice Corporation., 1975)

MATERIEL DU LEVE AEROMAGNETIQUE

- **Avions:** pour la réalisation de levé aéromagnétique, deux types d'avion ont été utilisés : Aero Commander et Douglas DC.

- **Le système de navigation:** La navigation a été effectuée à l'aide du système de navigation Doppler type DRA-12. La distance entre les lignes variait de deux à cinq kilomètres suivant les régions, mais en moyenne elle était de l'ordre de deux kilomètres;
- **Magnétomètres:** deux types de magnétomètres à haute résolution ont été utilisés ; le premier est à pompage optique au Sécium de type *Varian*, ayant une résolution inférieure à 0.02nT, et le second est de type *Flux gate (vanne de flux)* ayant une résolution de 0.5nT;
- **Altimètre:** un altimètre radar a été utilisé par la société aéroservice pour mesurer l'altitude du vol au dessus de la surface du sol avec une précision de 30 pieds, l'altitude moyenne du vol était fixée à 150 m;
- **Boussole magnétique:** Elle sert à indiquer l'orientation de l'avion d'une boussole magnétique du type *Sperry CL2* avec une résolution de $\pm 1^\circ$. Elle est raccordée au système de navigation. permettait de garder la position horizontale de l'avion;
- **La caméra :** Le système de visualisation était assuré par une caméra à film continu de 35 mm pour mieux repérer les lignes de vol, les points d'intersections entre lignes de vol et traverses. Elle possédait un système de numérotage pour dénombrer les marques sur le film à des intervalles de 4.5 km;
- **Les enregistreurs graphiques :** Deux types d'enregistreurs ayant deux et six canaux respectivement ont été employés pour l'affichage graphique des profils magnétiques et spectrométriques;
- **Le système d'acquisition des données:** il est de type lancer, servait à l'enregistrement de toutes les données numériques sur des bandes magnétiques de 1/2".

3. APPLICATION DE LA METHODE MAGNETOMETRIQUE

La représentation moderne des données aéromagnétiques repose sur les cartes composites dans lesquelles sont superposées l'image couleur qui représente la distribution spatiale des anomalies magnétiques et l'image en relief ombré (souvent en gris) qui accentue la signature des structures magnétiques perpendiculaires à la direction de l'ombrage.

3.1. TRAITEMENT DES DONNEES AEROMAGNETIQUES

Dans le but de faciliter l'interprétation des données aéromagnétiques, il est nécessaire d'appliquer certains traitements mathématiques sur les mesures observées ; d'où la nécessité

la connaissance de plusieurs détails qui n'apparaissent qu'en appliquant ces traitements aux données brutes qui ont pour objectif de mieux positionner les anomalies magnétiques, de séparer leurs sources ainsi que la suppression des bruits qui affectent les mesures.

Les données géophysiques brutes qui se présentent sous formes des tableaux Excel, sont traitées à l'aide du logiciel Oasis Montaj de Geosoft. Les logiciels choisis pour l'établissement des cartes magnétiques sont l'Arc Gis et le Surfer.

Les données sont géoréférencées selon le système WGS84 UTM, zone N31

Les différents traitements et le filtrage numérique des données aéromagnétiques enrejustrées dans la zone de Debbagh sont résumés dans l'organigramme suivant (Fig.71)

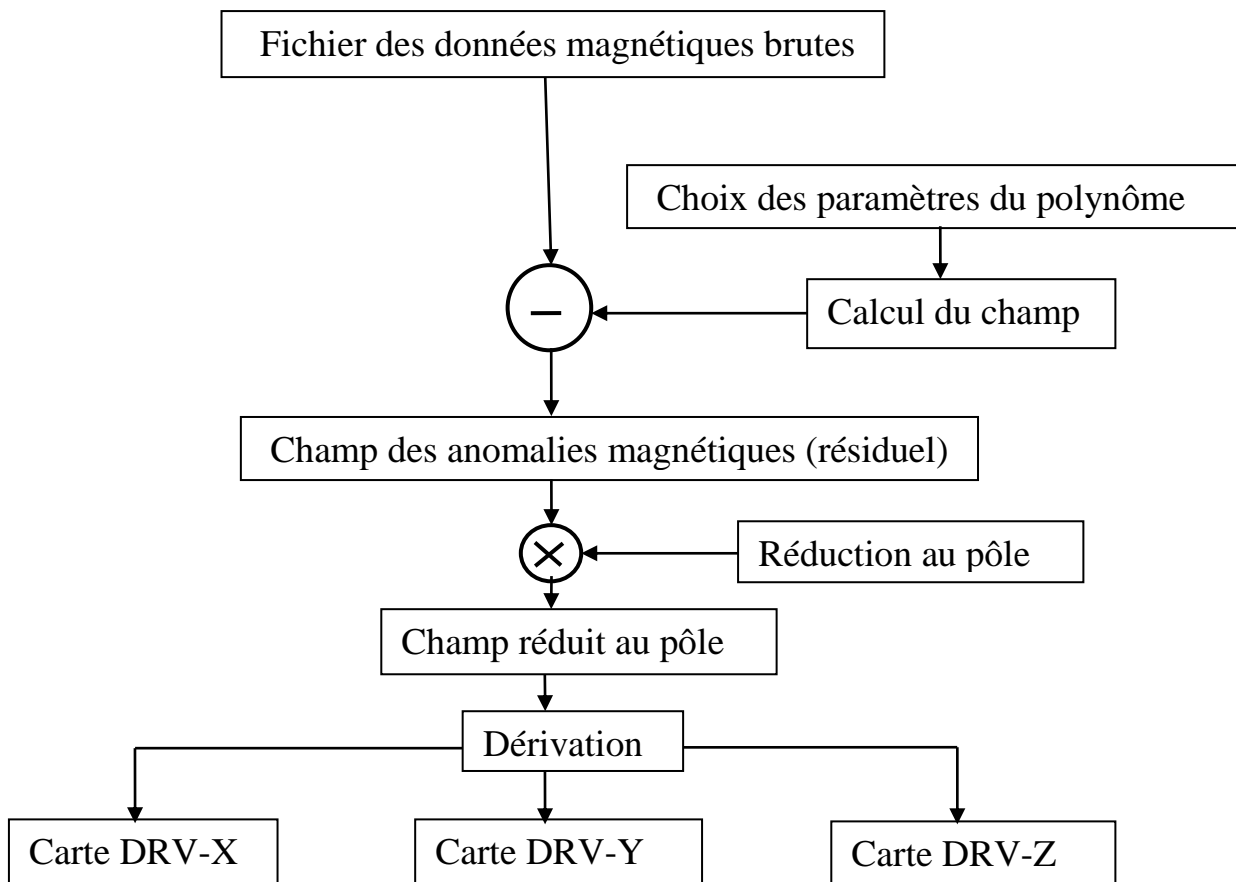


Figure 71: Organigramme du traitement des données aéromagnétiques.

3.1.1. LE CHAMP NORMAL LOCAL

le champ normal local des anomalies (Fig. 72) est représenté par un polynôme de degré donné. Le choix du degré du polynôme de calcul dépend des dimensions de la zone d'étude, Afin d'estimer un niveau de référence adéquat, un pseudo champ régional correspondant au

polynôme $P(X, Y)$ du premier degré a été calculé. L'expression (*) du polynôme prend la forme :

$$P(X, Y) = a X + b Y + c \dots\dots\dots (*)$$

Les coefficients de polynôme du premier degré, calculé à l'aide du logiciel GEOSOFT, sont les suivants :

$$a = 3.407614 \cdot 10^{+04}$$

$$b = 4.817900 \cdot 10^{-02}$$

$$c = - 4.721973 \cdot 10^{-02}$$

L'examen de la carte du champ normal montre une croissance dans la direction (NO-SE). Les lignes du champ normal rectilignes justifient le choix du degré du polynôme

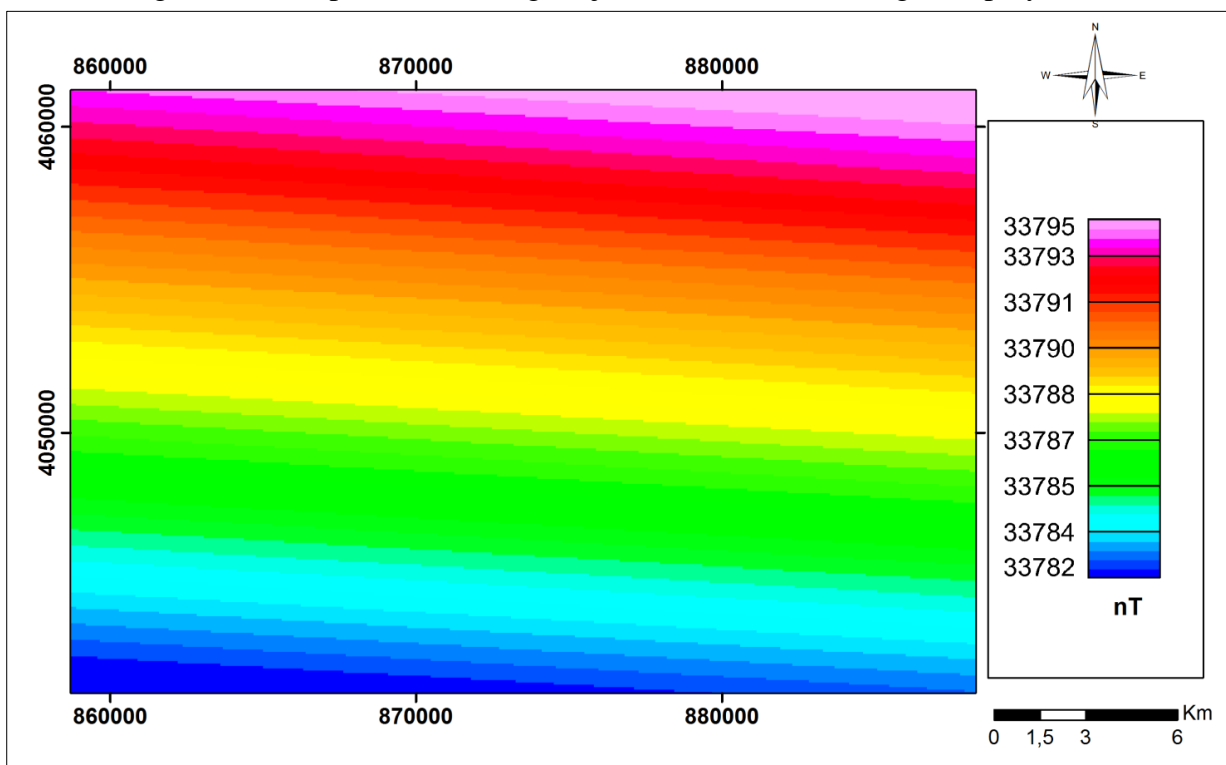


Figure 72: Carte du champ magnétique normal (local) de la région de Debbagh (Guelma).

3.1.2. LE CHAMP D'ANOMALIES MAGNETIQUES

Le champ d'anomalies magnétiques (Fig.74) est obtenu par la soustraction d'une composante régionale (normale) au champ magnétique observé qu'on mesure (Fig.73) à l'aide des magnétomètres à précession nucléaire (à protons) (Mokhtar, 2006), ou à pompage optique ont rendu possible les mesures de l'intensité du champ magnétique total.

La séparation résiduelle représente une étape doit être fait avec soin car une mauvaise estimation de la régionale peut entraîner la naissance d'artéfacts (Williams, 2008).

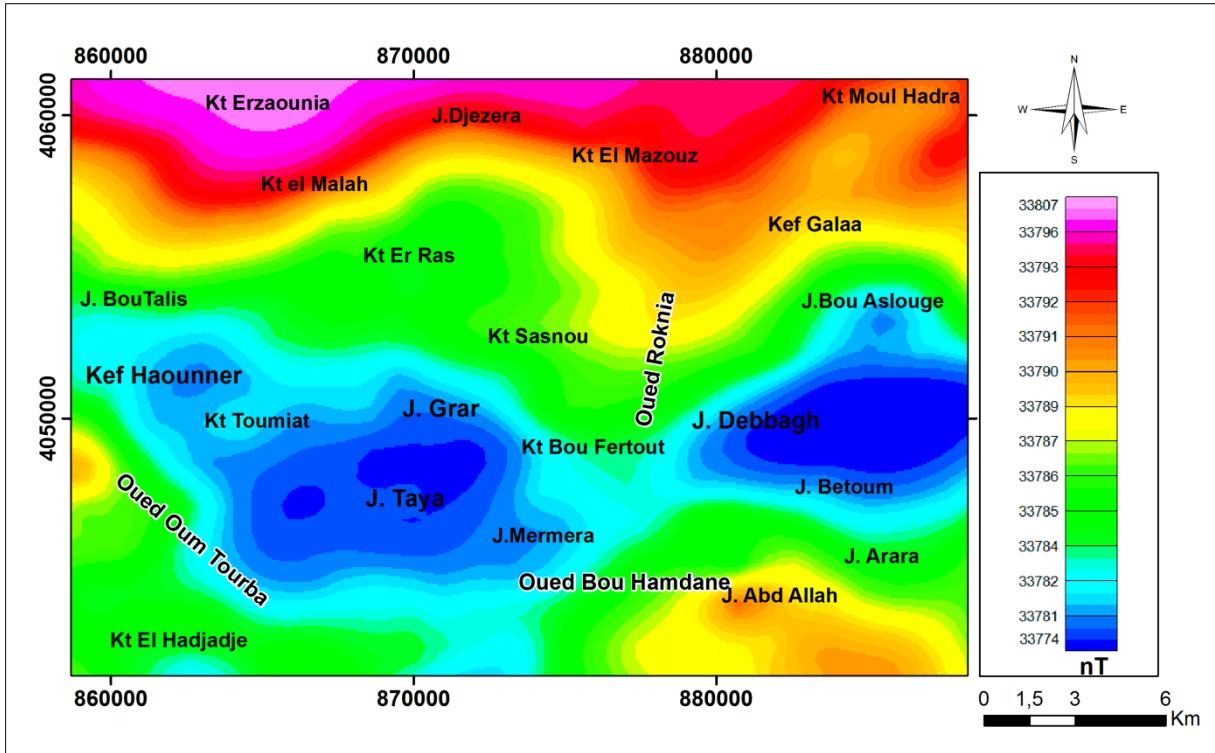


Figure 73: Carte du champ magnétique total (brut) de la région de Debbagh (Guelma)

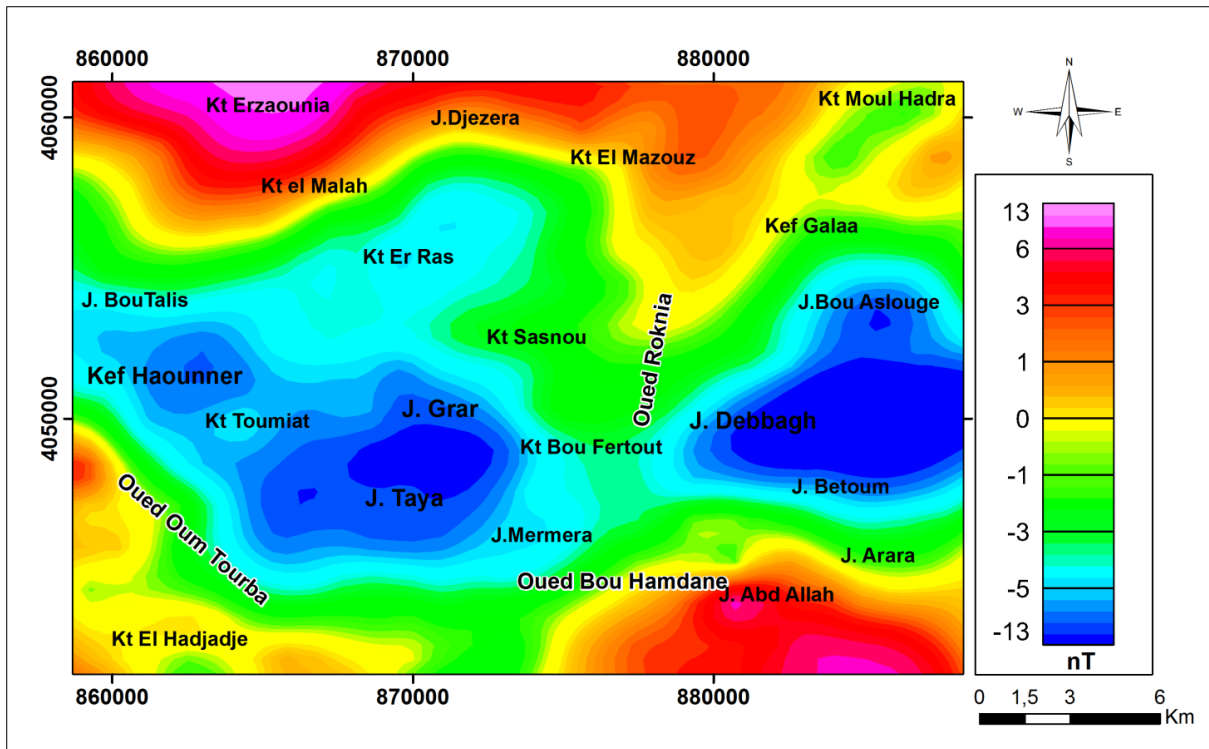


Figure 74; Carte du champ des anomalies magnétiques (résiduelles) de la région de Debbagh (Guelma)

3. 2. FILTRAGE NUMERIQUE DES DONNEES AEROMAGNETIQUES

Le filtrage des données aéromagnétiques brutes est une étape indispensable dans la chaîne de traitement, c'est un procédé mathématique, permettant la transformation du champ magnétique afin de faciliter l'interprétation, car les anomalies brutes qui sont générées par la superposition des effets causés par diverses sources de différentes dimensions et situées à des profondeurs variables, rendent la distinction, l'isolement et l'analyse séparément de ces effets très difficile.

L'application du filtrage numérique des données aéromagnétiques a pour objectif, non seulement de supprimer des bruits éventuels contenus dans les données, mais aussi de réaliser une transformation des cartes des données brutes permettant d'obtenir des cartes appropriées qui faciliterait leur lecture et leur interprétation en mettant en relief les effets des sources auxquelles on s'intéresse. Le type de transformation généralement appliqué est la réduction au pôle, qui permet de repositionner les anomalies observées dans les régions de basses latitudes au-dessus des sources et la séparation en régionale et locale (ou résiduelle) ainsi que les filtres des dérivées. Ces filtres ont été appliqués à la carte d'anomalie magnétique afin de mieux voir les traits structuraux de la région d'étude.

3. 2. 1. LA REDUCTION AU POLE

Contrairement au champ d'attraction gravitationnel, qui est vertical et toujours dirigé vers le bas, le vecteur champ aimantation et le vecteur champ inducteur sont généralement inclinés, causant une asymétrie dans l'allure des anomalies. Cette circonstance n'est pas observée dans la région du pôle magnétique où le champ magnétique est vertical et se comporte comme le champ gravimétrique.

Pour repositionner les anomalies magnétiques à l'aplomb des sources qui les causent, (Baranov, 1957) ainsi que Baranov et Naudy (1964) ont introduit une transformation dite « réduction au pôle » qui consiste à calculer des pseudo-anomalies qui seraient observées dans la région du pôle magnétique (vecteur champ aimantation et vecteur champ inducteur verticaux). La carte des pseudo-anomalies est dite carte réduite au pôle.

Les méthodes modernes du traitement des anomalies magnétiques passent avant la modélisation proprement dite, par une série de traitements numériques. La réduction au pôle est l'opération qui consiste à transformer en un lieu donné toutes les anomalies observées en anomalies réduites au pôle. Autrement dit, ces dernières seraient celles observées dans le cas d'un champ vertical dans la zone d'étude.

3.2. 2. LES DERIVEES

Les filtres de dérivations amplifient l'effet des sources superficielles en atténuant l'effet des celles profondes, focalisent les anomalies et permettent de cerner d'avantage les limites géométriques du corps.

La dérivée horizontale X

Ce filtre permet la mise en évidence des contacts lithologiques de direction Nord-Sud.

La dérivée horizontale Y

Ce filtre est utilisé pour mettre en évidence les contacts lithologiques de direction Est-Ouest

Les dérivées horizontales dans les directions X et Y sont généralement utilisées pour localiser les limites des sources dans le plan horizontal.

La dérivée verticale Z

Ce filtre est utilisé pour amplifier les courtes longueurs d'onde et individualiser les corps. Autrement dit la dérivée verticale est utilisée pour amplifier les anomalies de courtes longueurs d'ondes et focaliser l'effet des sources superficielles.

3. 3. INTERPRETATION DES DONNEES AEROMAGNETIQUES

Une analyse attentive de la carte du champ magnétique total permet de constater que les structures magnétiques sont en bonne corrélation avec la tectonique du Constantinois oriental au sein de la région de Debbagh.

La carte des anomalies résiduelles sont obtenues en faisant la soustraction de la composante régionale de celle du champ total (brut). La carte du champ anomal montre une distribution très variable des anomalies magnétiques, ceci est dû essentiellement à la complexité géologique de la zone d'étude.

Comme dans l'extrême est du pays, les anomalies magnétiques présentent, d'une manière générale, des amplitudes modérées à négatives; le champ magnétique résiduel varie entre un minimum de -13 nT et un maximum de +13 nT. Les anomalies positives assez importantes se localisent au Nord et au Sud de la carte et représentent généralement des formations constituées par des grès et des argiles du Crétacés supérieur et du Quaternaires. La direction principale des anomalies suit approximativement la direction des reliefs dominant qui présente un grand changement dans la zone d'étude qui renferme de diverses minéralisations.

Les anomalies négatives occupent la majeure partie de la carte et se coïncident avec les affleurements du Jurassique et de Crétacé.

La carte réduite au pôle

L'analyse de la carte des anomalies réduites au pôle (Fig.75) , permis de noter que les anomalies dipolaires (positives ou négatives) se transforment en anomalies de pôle unique soit positives soit négatives.

La carte des anomalies réduites pôle de la zone de Debbagh traduit le degré de concentration de minéraux magnétiques. Il présente une distribution très variable d'anomalies magnétiques, principalement en raison de la complexité géologique de la zone d'étude.

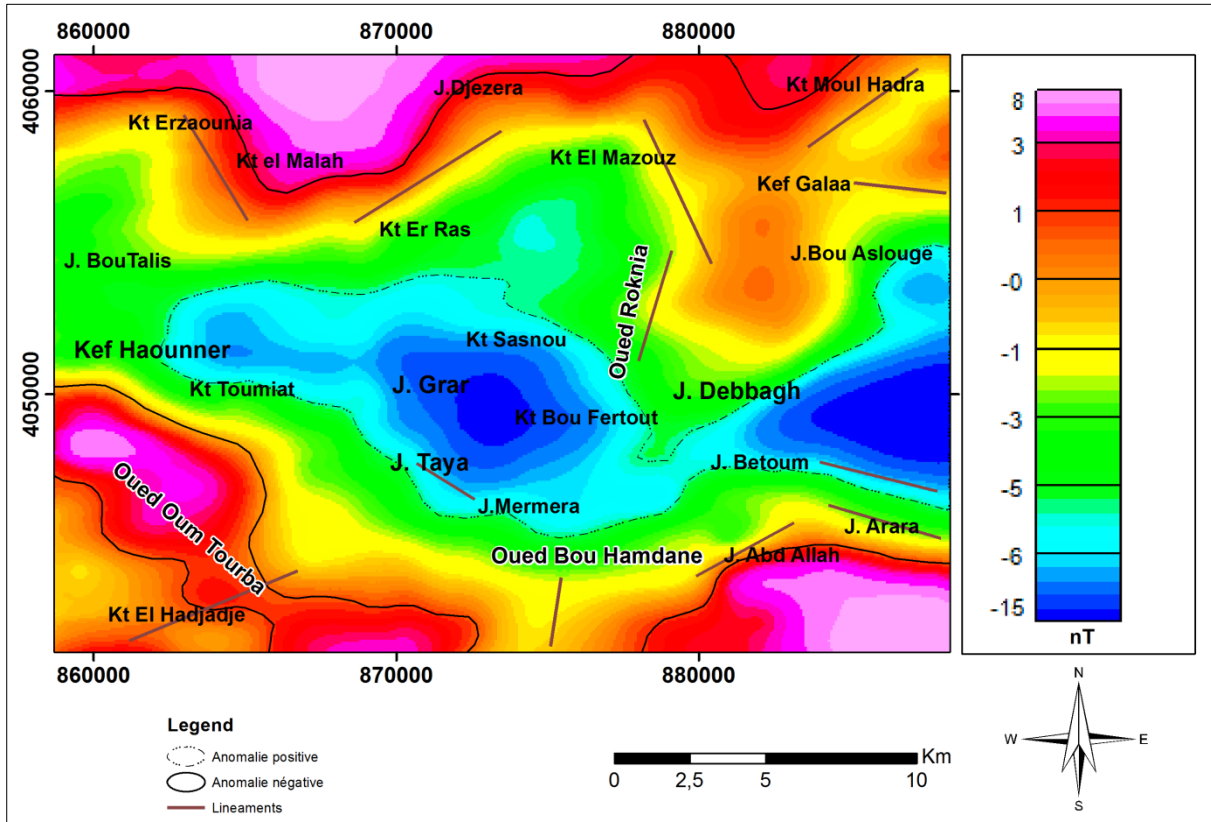


Figure75: Carte du champ des anomalies magnétiques réduites au pôle.

Les anomalies positives observées sont l'effet d'affleurements et du complexe de sous-sol hétérogène. Elles sont généralement orientées E-O et NO-SE.

Dans les trois parties de la zone de Debbagh, les structures magnétiques suivent la direction des structures géologiques. La carte réduite au pôle permet l'identification des différentes structures telles que les failles et les contacts lithologiques. Les différentes failles observées dans toute la région sont régionalement associées aux anomalies positives qui sont déplacées légèrement vers le Nord. La plus importante se prolonge vers le Nord-ouest et coïncide avec les affleurements crétacés (au Nord-ouest de Kt Erzaounia). Dans les parties Sud-est et Sud-ouest des anomalies positives se situent au Sud-est de Djebel Abd Allah et au

Nord et au Nord-ouest de Kt El Hadjedje respectivement. Elles correspondent aux unités sédimentaires miocènes et quaternaires représentées généralement par des grès numidiens et des alluvions.

En effet, la prédominance des structures verticales dans la zone d'étude permis d'expliquer que les anomalies magnétiques sont dues à des corps subverticaux.

Les anomalies négatives occupent la majeure partie de la carte, elles s'étendent d'Ouest à l'Est et correspondent aux Kef Hahounner, Djebel Grar, Djebel Taya et Djebel Debbagh respectivement et coïncident avec les dolomies jurassiques ainsi qu'avec les calcaires et les dolomies du Crétacé qui sont généralement diamagnétiques (signature magnétique faible ou négative).

Pour le cas du massif de Debbagh, l'anomalie négative coïncide avec les affleurements des chapeaux de fer qui coiffent les formations crétacées. Ceci conforme avec les résultats des études géologiques au sein de Debbagh, qui confirme l'origine exotique des textures des limonites, (Ouaddah et Assassi, 2008)

La deuxième anomalie négative délimite la première et coïncide avec des formations d'Eocène supérieur avec des séries marneuses et gréseuse de Djebel Mermera (Sud-est de Djebel Taya), Djebel Bou Aslouge, Djebel Betoum et Djebel Arara (Nord-est et au Sud de Djebel Debbagh respectivement), Kt. Er Ras au Nord de Djebel Grar et Kt.Toumiat entre Kef Hahounner et Djebel Grar.

Les linéaments identifiés représentent des structures magnétiques méridiennes qui se coïncident avec les affleurements des unités sédimentaires (Marnes et grès Numidiens)

Cartes des dérivées d'anomalies aéromagnétiques

L'analyse des trois cartes des dérivées d'anomalies aéromagnétiques (Fig. 76,77 et78), permis de remarquer que la dérivée Y est la plus représentative parce que les contacts lithologiques dans la région de Debbagh suivent généralement la direction est-ouest, elle présente également une différenciation claire dans l'intensité des anomalies magnétiques caractérisant les différents domaines lithologiques et structuraux, notamment le long de la grande faille qui est visible depuis le Kef Hahounner et qui aligne le Hahouner, Grar, Taya et Debbagh. La dérivée X représente des linéaments NE-SO qui recoupent ceux de direction E-O. La dérivée Z montre que la zone d'étude est globalement caractérisée par des courtes longueurs d'onde.

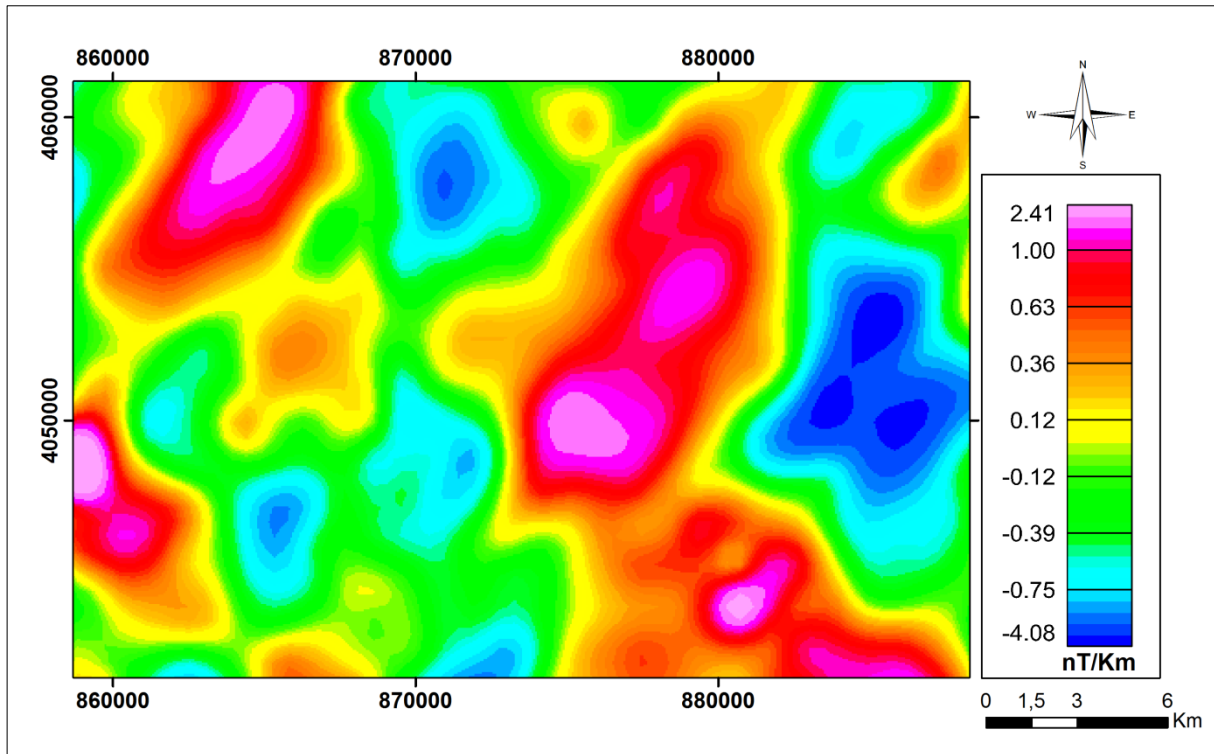


Figure 76: Carte de la dérivée X du champ anomal réduit au pôle.

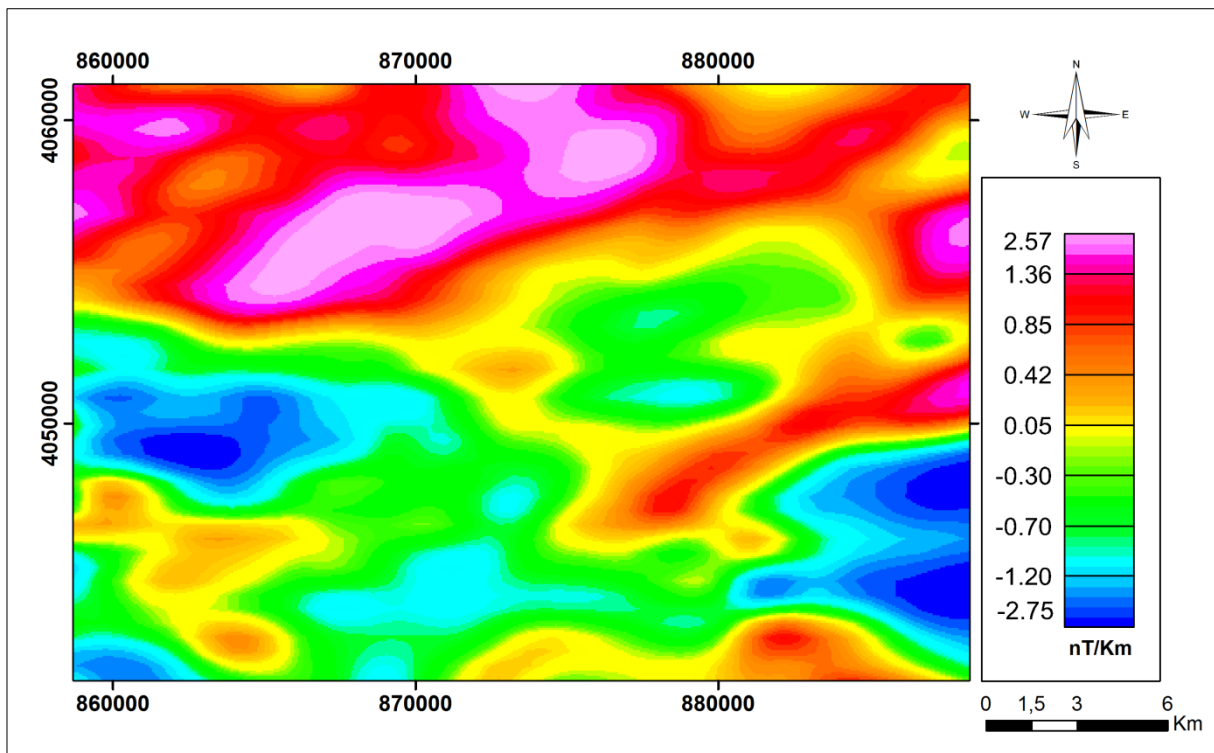


Figure 77: Carte de la dérivée Y du champ anomal réduit au pôle.

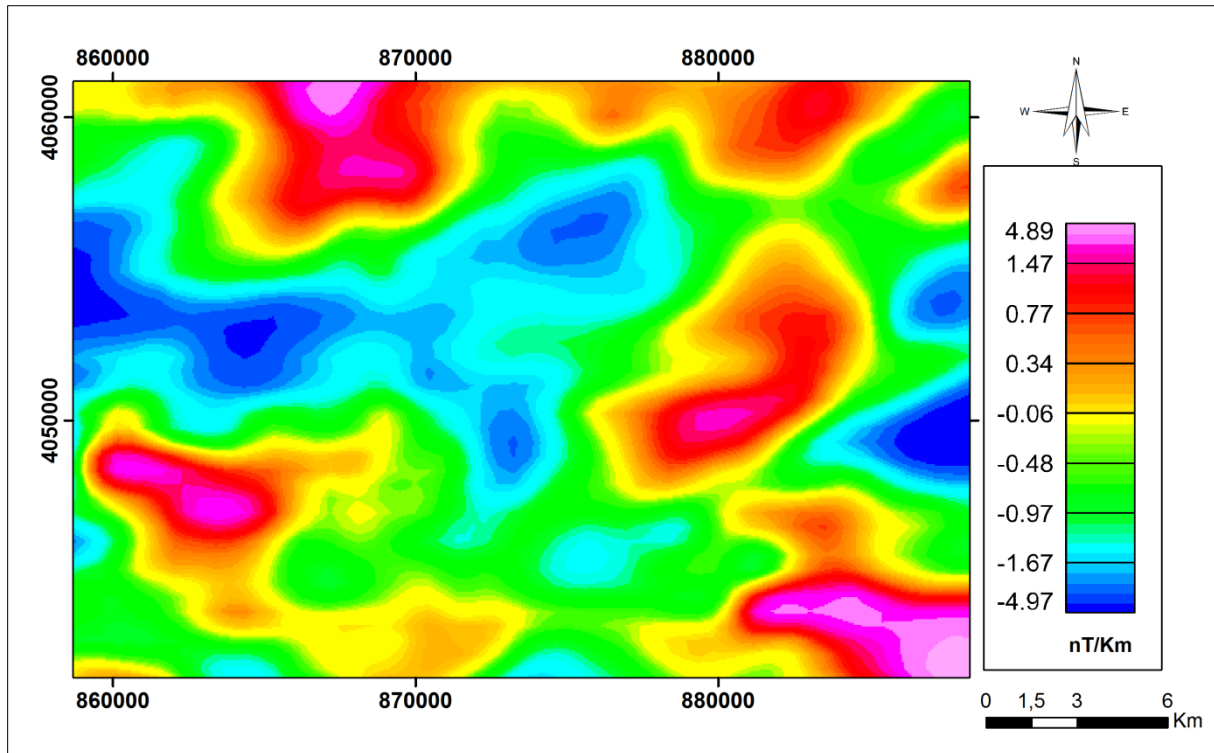


Figure 78: Carte de la dérivée Z du champ anomal réduit au pôle.

3. METHODE DE LA DECONVOLUTION D'EULER

La méthode de la Déconvolution d'Euler, appliquée aux données magnétiques et gravimétriques permet la localisation et la détermination des paramètres de sources magnétiques; délimitant les contacts et l'estimation de la profondeur. Elle est basée sur un processus mathématique représenté par l'équation de l'homogénéité d'Euler (Thompson, 1982), introduite dans la littérature au XVIIème siècle. Smellie en 1956 était le premier qui a appliqué cette équation dans le cas des données magnétiques (Pašteka, 2000). Hood (1965) a pu déterminer par la suite, l'indice structural pour les cas d'un point de pôle magnétique et d'un point de dipôle magnétique. La Déconvolution d'Euler a été développée au cours du temps, son application les données magnétiques et gravimétriques a été étendue à des sources à 3D par (Reid et al., 1990) qui ont introduit le concept de l'indice structural nul et qui, dans leurs conclusions ont préconisé l'application de cette technique pour l'interprétation rapide de grands volumes des données magnétiques.

L'équation d'homogénéité d'Euler peut s'écrire pour données magnétiques (Reid, 1980 et Thompson; 1982) sous la forme :

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$

D'où ; (x_0, y_0, z_0) : les positions de la source magnétique dont le champ total est mesuré aux points (x, y, z) , B : le champ magnétique régional et N : l'indice structural

Pour la résolution d'un système d'équations à quatre inconnues (x_0, y_0, z_0) et B , quatre mesures devraient suffire. Le système d'équations établi peut être résolu par la méthode des moindres carrés.

Les solutions liées à la profondeur (z_0) dont l'erreur dépasse un seuil minimum prédéfini ne seront pas prises en considération. Ce seuil minimum, appelé la tolérance

4.1. PARAMETRES DE LA DECONVOLUTION D'EULER

L'inversion par la méthode d'Euler a été réalisée à l'aide d'un programme de calcul écrit par Galdéano, de l'institut de Physique du Globe (Paris) (*IPGP*), dont les paramètres d'Euler sont les suivants :

4.1.1. L'INDICE STRUCTURAL « SI »

La détermination de l'indice structural semble très utile, car il caractérise le modèle géologique réel. La Déconvolution d'Euler permet en plus de la localisation dans le plan horizontal des contacts, l'estimation de leur profondeur (Keating 1998, Asfirane- Haddadji et Galdeano 2000). Thompson (1982) puis Reid et al., (1990) ont proposé de choisir, au préalable, l'indice structural optimal correspondant à un regroupement des solutions en examinant les solutions obtenues pour différentes valeurs de l'indice structural ; qui représente le degré d'homogénéité (Yaghoobian *et al.*, 1992), physiquement, il caractérise le type de source et le taux de variation du champ en fonction de la distance.. Et géophysiquement, autant que structural (S_i): (Thompson, 1982) L'indice structural « n » dépend de la géométrie de la source et caractérise le taux de variation de l'intensité de l'anomalie avec la distance. Dans le cas des données magnétiques, Thompson (1982), Barongo (1984), (Reid et al., 1990) et (El Dawi et al., 2004) ont montré que l'indice structural calculé sur des modèles synthétiques à géométrie simples prend des valeurs entières allant (de 0 à 3) suivant les structures considérées : (0) pour un contact, (1) pour un dyke ou faille, (2) pour un cylindre et (3) pour une sphère . Les structures géologiques rencontrées dans la nature possèdent une géométrie complexe et par conséquent l'indice structural peut prendre des valeurs réelles (Hood, 1965; Thompson, 1982; Barongo, 1984; Reid et al., 1990; Stavrev, 1997).

Une bonne application de la Déconvolution d'Euler est conditionnée par le meilleur choix de l'indice structural (Reid et al., 1990). Bien que le mauvais choix de l'indice structural conduit à des erreurs lors des estimations des profondeurs de source (Ravart, 1996, Thomas et

al., 1992 ; Barbosa et al., 1999. Nogueira, 2008) et à des solutions dispersées, associées à des anomalies isolées. (Silva et al., 2001).

Reid et al., (1990) ont conclu que de faibles indices structuraux allant de (0 à 1) fournissent les meilleures estimations des profondeurs.

4.1.2. LES DIMENSIONS DE LA FENETRE « W »

Un autre paramètre rentre en jeu pour la détermination des solutions adéquates, c'est le choix de la dimension de la fenêtre (Munis, 2009). Marson et Klingele en 1993 ont remarqué que le choix approprié de la taille de la fenêtre dépend de la longueur d'onde de l'anomalie examinée et du pas de la grille.

La dimension de la fenêtre contrôle les solutions de la déconvolution d'Euler : Tous les points appartenant de la maille sont utilisés pour résoudre l'équation d'Euler. car un pas plus grand que nécessaire conduit à la perte d'une partie de l'information, et un pas plus petit que nécessaire conduit à en rajouter des valeurs qui n'existent pas, en l'occurrence du bruit. Il est à noter que le choix de ce paramètre dépend de la distance moyenne entre les points de mesures et de la manière de leur répartition. (Bournas, 2001). Donc la fenêtre devrait être suffisante pour intégrer l'ensemble des anomalies étant interprété grandes et assez petites pour éviter des effets significatifs provenant de sources adjacentes ou multiples (Bournas et al., 2003).

4.1.3. LA TOLERANCE « Z »

La détermination des paramètres inconnus est obtenue par la méthode des moindres carrés et parmi toutes les solutions possibles, certaines sont entachées d'erreurs, dues à plusieurs facteurs, qu'il faudra rejeter. Pour cela on doit se fixer une tolérance sur la base de laquelle, le critère de sélection est fait, pour les données aéromagnétiques de haute résolution, Thompson (1982) a proposé d'utiliser le critère de sélection des profondeurs exprimé en fonction de la tolérance.

4.2. APPLICATION DE LA METHODE AU MODELE THEORIQUE

La méthode analytique de la Déconvolution d'Euler a été appliquée à un modèle théorique composé de deux sources à géométrie simple Harrouchi (2016) (Fig.79) : la première source est représentée par un prisme rectangulaire (B), ayant une profondeur de 3km et une extension en profondeur assez grande pour être considérée comme infinie, sa susceptibilité magnétique a été prise à 0.010uSI, la valeur de l'aimantation est de l'ordre de 1A/m. Cette source simule les contacts géologiques et les blocs tectoniques qui sont souvent rencontrés dans la zone d'étude. La seconde source est représentée par une faille verticale (A), ayant une profondeur de 5.5km et une très grande épaisseur. Elle admet une susceptibilité

magnétique et aimantation de l'ordre de 0.015uSI et 3A/m respectivement. Cette source simule; les failles, les accidents et les systèmes de failles. Le calcul de la réponse magnétique IMT (Intensité magnétique totale) du modèle théorique, intervenant les valeurs de la déclinaison, de l'inclinaison et du champ magnétique total de l'ordre de 0°, 90° et 37000nT respectivement.

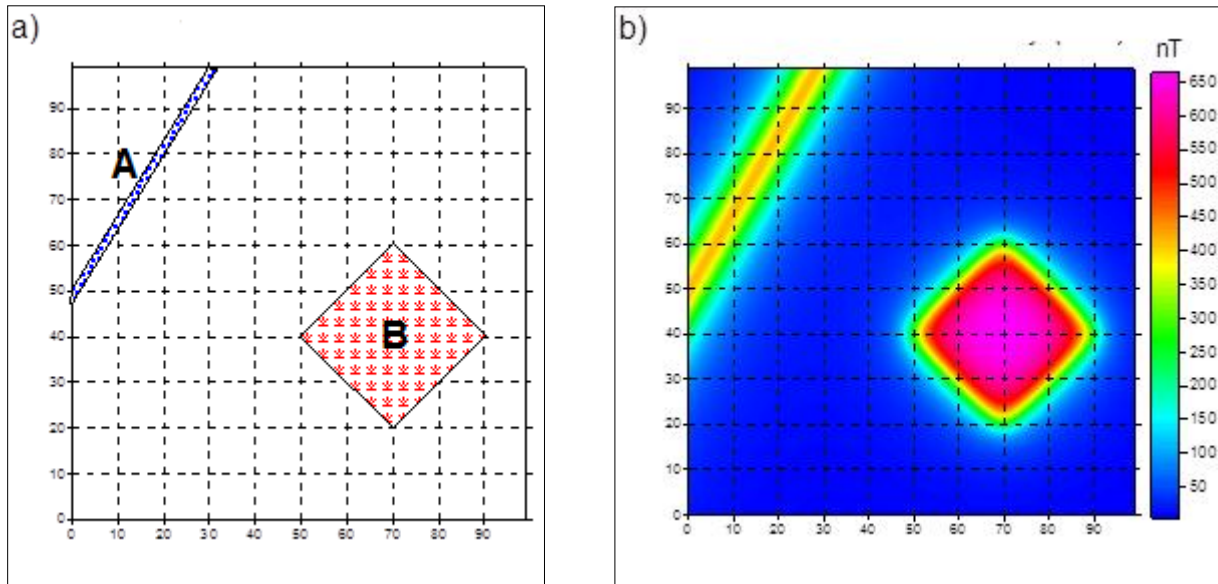


Figure 79: a) Localisation horizontale du modèle synthétique composé par une faille verticale (A) et un prisme rectangulaire (B). b) Réponse magnétique IMT (Intensité magnétique totale).

La méthode de la Déconvolution d'Euler a été appliquée avec les paramètres de calculs suivants: les deux valeurs de l'indice structural (1.25 et 0.25) pour la faille verticale (A) et le prisme rectangulaire(B) respectivement, puisque les valeurs entières de l'indice structural (0 et 1) correspondent à des forme géométriques idéales qui n'existent pas dans la nature Barbosa (1999). Le calcul a été effectué par le choix d'une fenêtre de dimensions $W=11 \times 11$. La tolérance a été fixée à $Z= 15\%$.

Les Figures 80 et 81 représentent les solutions correspondantes aux paramètres d'Euler: Pour le prisme la profondeur moyenne obtenue est de l'ordre de 2.976Km avec un standard de déviation (Sd) de l'ordre de 0.3089Km. Et la profondeur de la faille de l'ordre de 5.479Km, avec un standard de déviation (Sd) de l'ordre de 0.2925 Km.

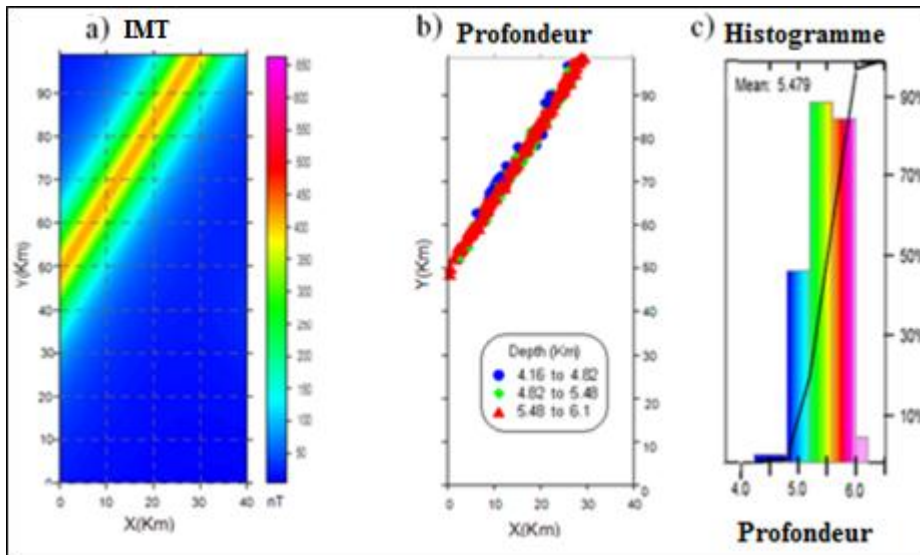


Figure 80: a) Réponse magnétique IMI (Intensité Magnétique Totale) de la faille verticale. b) Solution en faille (SI=1.25, Z= 15% et W=11×11). c) Histogramme des valeurs des solutions en faille (Moy=5.479 km).

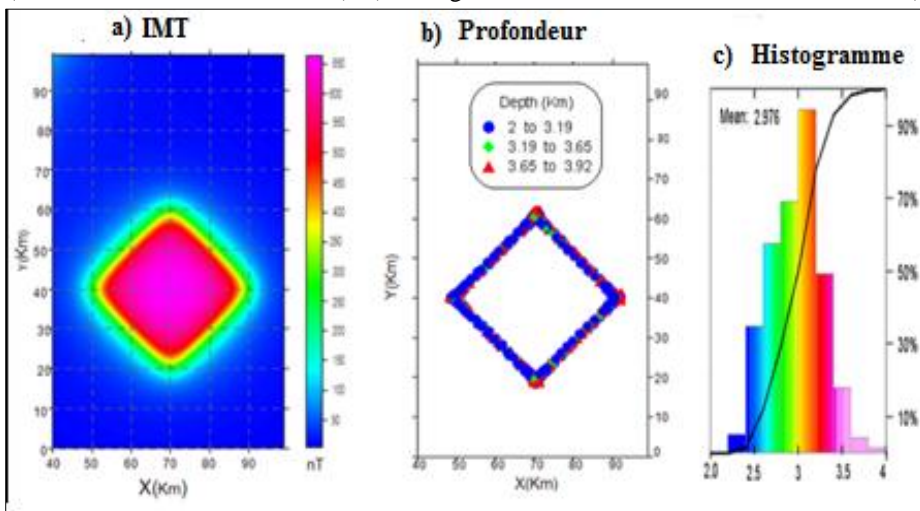


Figure 81: (a) Réponse magnétique TMI (Intensité Magnétique Totale) du prisme rectangulaire, (b) Solution en contact avec les paramètres d'Euler; SI=0.25, Z=15% et W=11×11, (c) Histogramme des valeurs de solutions en contact (Min= 2.144km, Max=3.969km, Moy=2.976km)

L'examen des résultats des solutions fournit des estimations de profondeurs proches de leurs valeurs théoriques proposées et produit un regroupement des solutions meilleures.

5. APPLICATION DE LA METHODE DE LA DECONVOLUTION D'EULER AUX DONNEES REELLES

Cette méthode est sensible au bruit, car elle est basée sur les dérivées de l'anomalie magnétique. Dans le cas présent, nous avons appliqué le filtre de Butterworth caractérisés par les courtes longueurs d'ondes ont été utilisés pour réduire les bruits ou effectuer une séparation en courtes longueurs d'onde et grandes longueurs d'onde

La méthode de la Déconvolution d'Euler a été appliquée aux données aéromagnétiques des anomalies réduite au pôle de la région de Debbagh dans le but de localiser les sources magnétiques et d'estimer leurs profondeurs. La synthèse des résultats déduits de la modélisation des données aéromagnétiques a permis de suivre et de mettre en évidence les accidents majeurs, les contacts tectoniques importants et de délimiter les formations magnétiques de cette région.

La Déconvolution d'Euler a été appliquée aux données aéromagnétiques de la région du Debbagh en utilisant les paramètres optimaux déterminés sur la base de l'étude du modèle théorique e qui sont :

- Indice structural : $SI= 0.25$ pour les contacts et $SI=1.25$ pour les failles
- Dimension de la fenêtre : $W = 11 \times 11$;
- Tolérance : $Z = 15 \%$.

5.1. LOCALISATION DES CONTACTS LITHOLOGIQUES

La Figure 82 représente la carte des solutions d'Euler (contacts) calculées à partir des paramètres précédents, projetées sur la carte géologique. Cette carte montre que les sources magnétiques détectées sont profondes à peu profondes : (de 0.03 km à 1.25km).

Les résultats sont corrélés avec les corps géologiques connus au sein de la zone d'étude. Le groupe de linéaments orienté E-O à NO-SE dans la partie ouest, centrale et est coïncident avec les affleurements de Jurassique et de Crétacé de l'unité de Kef Haouner- Debbagh,

Au Nord et au Sud de la région, les solutions indiquent la présence des structures géologiques profondes représentées par des formations miocènes et quaternaires, qui sont bordées par des contacts peu profonds et montrent une orientation majeure E-O à NE-SO, correspondant généralement à des affleurements d'Eocène et de Miocène (Beguiet et al.,2016)..

Il est donc utile de noter que cette corrélation entre les structures géologiques et les anomalies magnétiques n'est pas tout à fait précise car les anomalies magnétiques sont toujours décalées par rapport aux structures géologiques du fait que les vecteurs champs magnétiques et aimantation ne sont pas toujours orientés à la verticale. Le déplacement des anomalies par rapport aux structures est d'autant plus important que les anomalies soient d'une grande longueur d'onde.

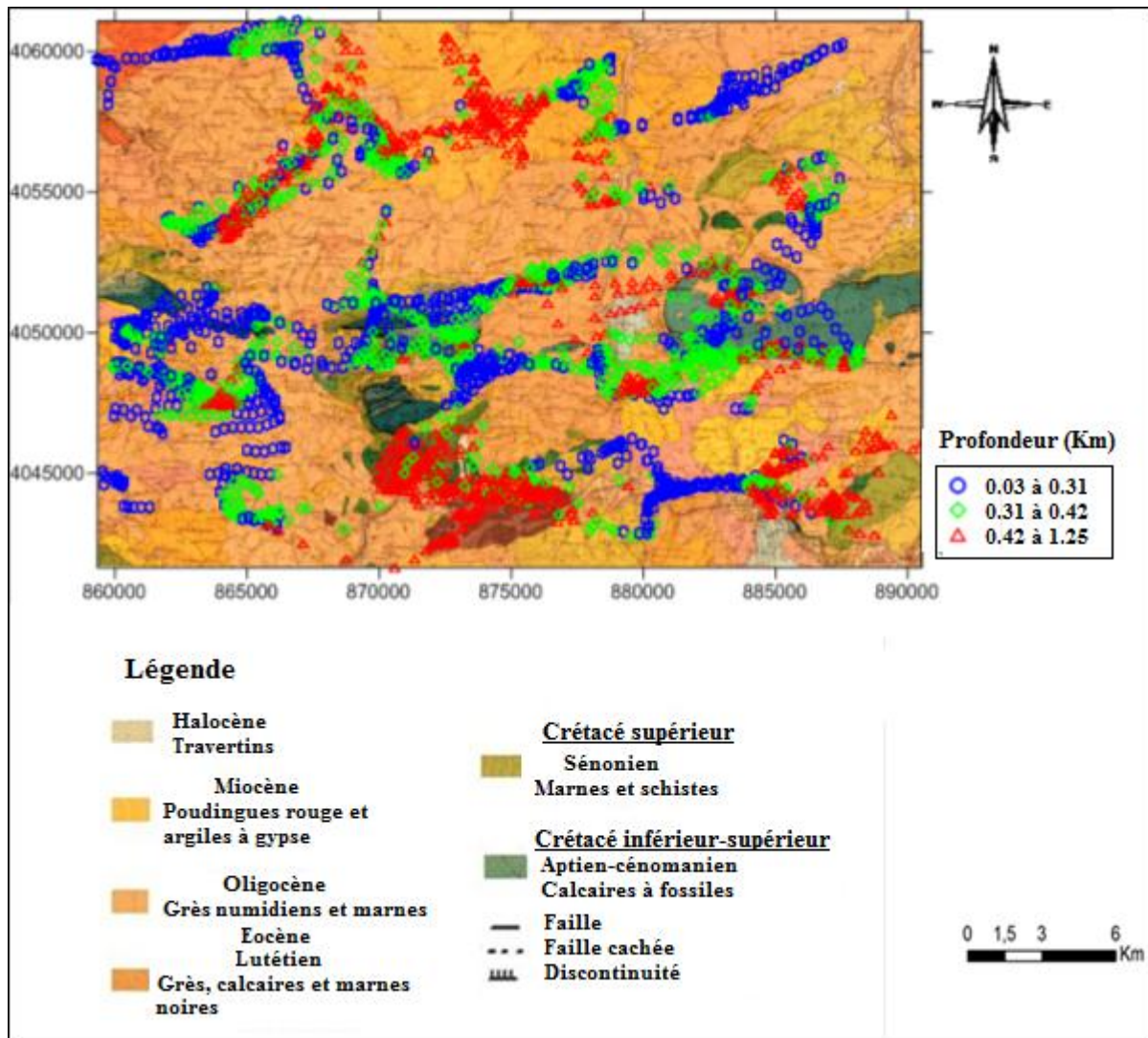


Figure 82: Solutions de la Déconvolution d'Euler (contacts) projetées sur la carte géologique de Djebel Debbagh.

5. 2. LOCALISATION DES FAILLES

La Figure 83 représente la carte des solutions d'Euler (Failles) projetée sur la carte géologique de Djebel Debbagh dans le but de localiser la profondeur et le sens des failles. Elle montre que la partie centrale de la zone Debbagh est caractérisée par des valeurs relativement élevées; les profondeurs calculées varient entre 0,43 km et plus de 6 km.

Les parties nord et sud de région de Debbagh sont caractérisées par l'abondance des structures relativement profondes limitées par des systèmes de failles NE-SO et NNE-SSO. Les plus faibles valeurs de profondeurs sont observées dans les parties est, centrale et ouest de la carte et montre des orientations majeurs E-O et ONO-ESE qui a délimité l'unité de kef Haouner-Debbagh et relié l'importante faille qui a limité ces massifs de l'ouest vers l'Est et corrélé avec les affleurements de Jurassique et du Crétacé. Ceci est expliqué par des extensions

élevées des anomalies caractérisées par des courtes longueurs d'onde et justifié par l'absence de sources magnétiques significatives dans cette partie de la zone d'étude.

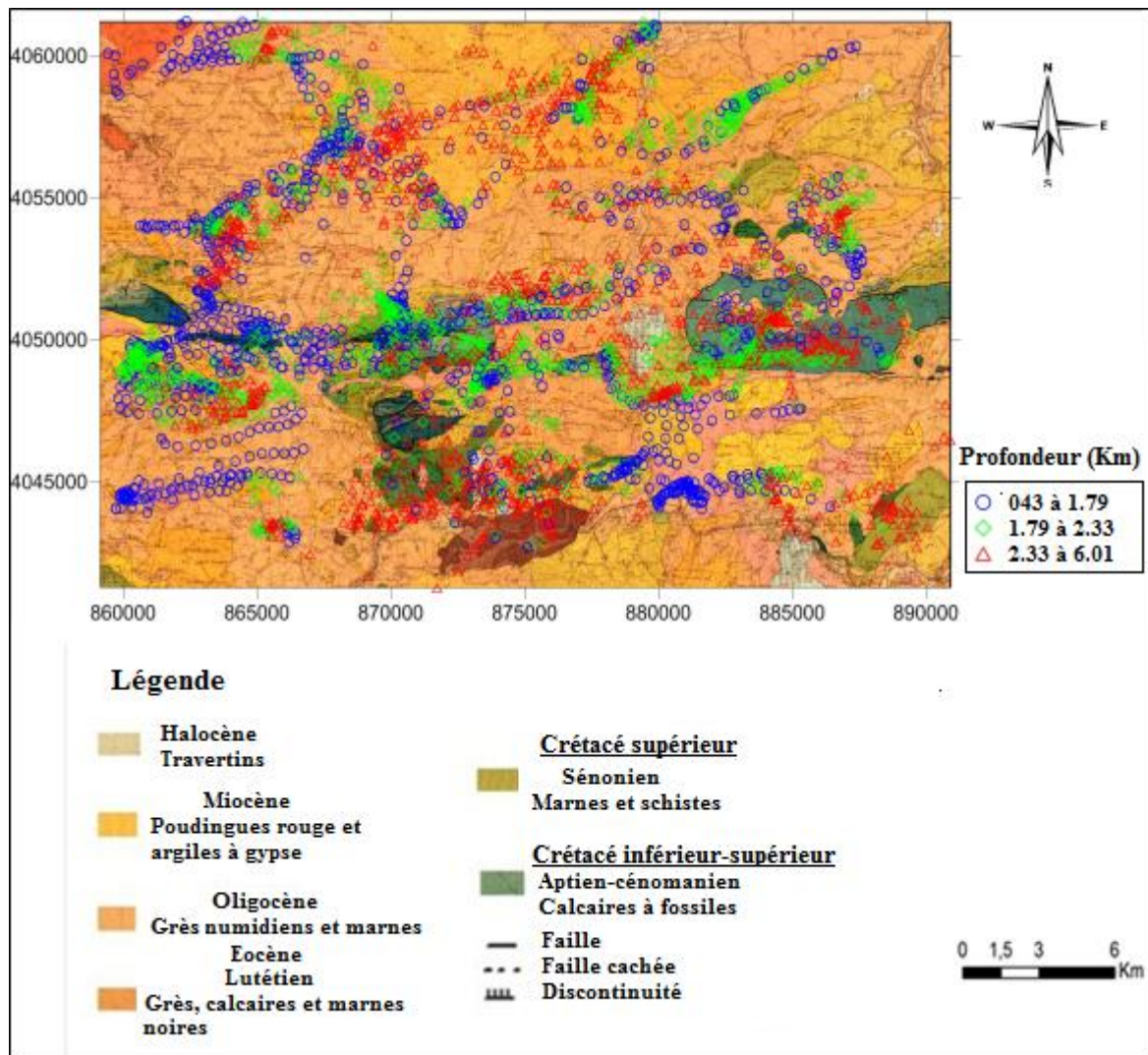


Figure 83: Solution de la Déconvolution d'Euler des failles projetée sur la carte géologique de Djebel Debbagh.

Ces résultats confirment les textures exotiques de limonite qui expliquent que l'établissement des chapeaux de fer n'a pas fait in situ mais plutôt transporté.

Le regroupement des anomalies positives le long des failles et des formations lithologiques s'explique par la présence de fortes sources alimentées qui se trouvent en subsurface. Ces accidents tectoniques sont des pièges pour la concentration polymétallique.

Les accidents Nord-Sud ont également recoupé les accidents est-ouest et affectent les grès de la nappe numidienne.

L'étude comparative de la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle et la carte géologique de la zone d'étude a montré une bonne corrélation, ce qui indique que les

structures magnétiques suivent généralement la direction des structures géologiques. Les accidents sub-verticaux et les systèmes de failles sont positionnés au centre de la zone d'étude. Les sources magnétiques sub-verticales indiquent une bonne coïncidence entre les signatures magnétiques et les chapeaux de fer dans la zone d'étude.

Les résultats des solutions d'Euler sont conformes aux résultats des études structurales dans la zone d'étude.

L'analyse structurale établie à partir de la carte aéromagnétique de la région de Debbagh, comparée avec celle du Nord de l'Algérie, suite aux travaux, géophysiques de Mokhtar (2006), a mis en évidence un certain nombre de structures linéaires de différentes profondeurs, qui se trouvent regroupées dans des ensembles alignés formant des systèmes de failles sur toute la région étudiée appartenant au domaine orogénique maghrébin. Les structures magnétiques sont en bonne corrélation avec la tectonique, dont les failles profondes de direction E-O et NE-SO, représentent les guides structuraux de minéralisations.

CONCLUSION

Les inversions géophysiques, à travers les cartes magnétiques et les cartes de la déconvolution d'Euler ont permis de faire une comparaison des données géophysiques aux données géologiques disponibles dans la région de Debbagh : une bonne corrélation a été enregistrée car généralement les structures magnétiques suivent les structures géologiques.

Donc la géophysique a portée de nouveaux éléments à la carte géologique en mettant en relation les données recueillies sur le terrain et les différentes informations du levé magnétique utilisé.

Ces méthodes magnétiques ont permis d'estimer des profondeurs d'investigations de l'ordre de quelques kilomètres. Donc ces méthodes d'inversions ont vérifié les orientations structurales observées sur le terrain et ont permis la distinction entre les unités minéralisantes et leurs encaissants.

Lorsque la forme de l'anomalie n'est pas compatible avec la forme des unités géologique, il faut de ce fait envisager l'effet d'une structure géologique n'apparaissant pas à la surface comme source de cette anomalie magnétique.

Une certaine superposition est signalée par endroits entre des anomalies magnétiques et les minéralisations, en connaissant la nature de l'encaissant, et l'aimantation des roches rencontrées dans la région. Les minéralisations sont situées à proximité des grandes failles ou là où les anomalies magnétiques sont moyennes à élevées.

L'interprétation qualitative des données magnétiques a permis de constater que les alentours nord et sud de l'unité Kef Hahounner - Debbagh sont fortement magnétiques. Ceci pourrait être une signature pour l'exploration de ces secteurs.

Les méthodes d'inversions magnétiques appliquées aux données réelles de la région de Debbagh, représentent un excellent outil pour les investigations minières de faible et moyenne profondeurs.

DEUXIEME CHAPITRE :

**CARACTERISATION STRUCTURALE PAR LA
TELEDETECTION**

CHAPITRE I: CARACTERISATION STRUCTURALE PAR LA TELEDETECTION

1. ETAT DE L'ART DE LA TELEDETECTION

La télédétection, désigne l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes (Bonn, 1979). Le néologisme « Remote Sensing » fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne.

Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973 et sa définition officielle est la suivante : « Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci ». Cette définition (Journal Officiel du 22 septembre 2000) pourrait inclure des méthodes gravimétriques, magnétiques ou acoustiques, mais pour des raisons historiques.

Une **définition plus précise**, pour les plus opérationnels de la télédétection est la suivante : « La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre (y compris l'atmosphère et les océans), sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information » (D'après le site Web du Centre Canadien de Télédétection: (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca>))

Le développement de la télédétection peut être divisée en deux périodes : avant et après les années 60 (Colwell, 1983). Même si les premiers appareils photographiques ont été expérimentés il y a 2300 ans par Aristote, les moyens étaient plutôt limités. Il faut attendre 1839 pour voir apparaître la photographie, support indispensable de la télédétection. En 1840, le directeur de l'observatoire de Paris propose l'utilisation de la photographie pour le levé topographique, et cela depuis une montgolfière.

Dès la première guerre mondiale et jusqu'à la fin de la seconde, la photographie aérienne devient l'outil militaire indispensable. Ce besoin militaire devient le moteur de la recherche durant toute cette période. La technologie de la télédétection a évolué progressivement vers l'intérêt scientifique après la seconde guerre mondiale. Le début de son

développement a été conduit principalement par des usages militaires. Plus tard, les données de télédétection sont devenues largement utilisées pour des applications civiles

La télédétection moderne est née de la photographie aérienne. Elle est devenue la détection d'objets par l'intermédiaire des ondes électromagnétiques et elle explose véritablement au tournant des années 1970-1980, avec la possibilité de travailler sur les images fournies par les trois premiers satellites Landsat, lancés par la NASA respectivement en 1972, en 1975 et en 1978. Dès la fin des années 1970, les photographies aériennes peuvent être utilisées pour l'étude et la représentation de divers paramètres d'un milieu naturel notamment la carte d'occupation du sol, qui constituent une référence de grande valeur, mais en raison de leur coût élevé, vu le nombre des photographies que demande l'étude de vastes territoires, cette technique n'est pas appropriée pour des études de suivi régulier.

.Dans le domaine de la cartographie géologique, la télédétection représente une technique importante et nécessaire vu les caractéristiques des satellites d'observation de la terre notamment l'acquisition des informations homogènes avec une résolution spatiale et multi-spectrale sur de vastes ententes (Lillesand et Kiefer, 1994), le format numérique des données et leur répétitivité.

La télédétection permet l'acquisition à distance de scènes terrestres, à partir desquelles on peut extraire les objets d'intérêt. Ceci exige non seulement la maîtrise du processus de télédétection, mais aussi l'interaction entre le rayonnement électromagnétique incident et les objets. La portion, réfléchi de ce rayonnement et modifiée par l'atmosphère constitue l'entrée de base des systèmes de télédétection opérant dans les bandes spectrales allant du visible à l'infrarouge.

Des capteurs embarqués sur des plates-formes (vecteurs) satellitaires, aéroportées, ballons ou au sol permettent de mesurer le rayonnement en provenance des surfaces concernées. Ce rayonnement est soit réfléchi directement par ces surfaces soit émis. Les données de télédétection sont le plus souvent en forme d'images

Une image de photographie est toute forme de représentation bidimensionnelle d'une région appelée scène. L'image satellitaire est une matrice, c'est-à-dire une grille divisée en petits morceaux de taille et de forme égale : pixel qui correspond à un ou plusieurs points de la scène, dont chacun est représentée par une valeur numérique, correspond à la quantité d'énergie ou de lumière reçue par le capteur à bord du satellite. La plupart des applications de la télédétection nécessitent la connaissance d'une relation assez précise entre une position dans l'image et une position sur le terrain.

L'objectif est de représenter une portion de l'espace géographique ; l'élément de l'image numérique exprime une grandeur physique, la luminance exprimant l'énergie réfléchie ou émise. L'image ne contient qu'une mesure relative de luminance exprimée en ton de gris (un nombre compris entre 0 et 255). A ce contenu de luminance s'ajoute celui de son positionnement dans la dimension spatiale. Les données des images numériques peuvent également avoir une troisième dimension: couches. Les couches sont des images de la même scène, mais contenant des informations différentes. En images multi-spectrales, les couches sont les images de différentes gammes spectrales appelées bandes ou canaux.

La télédétection permet d'enregistrer, sur une grande partie d'une large gamme spectrale, que la capacité visuelle humaine peut visualiser comme des images en noir et blanc ou en couleur. L'affichage d'une image numérique sur un écran d'ordinateur dans les deux cas est des représentations visuelles de l'information enregistrée comme valeur numérique (CN). Toute image, que ce soit une image panchromatique ou multi-spectrale, peuvent être affichées en noir et blanc. par la conversion des valeurs numériques des signaux électroniques dans une série de niveaux de gris (luminosité) du noir au blanc. Les systèmes de traitement des correspond à 256 niveaux de gris: 0 (noir) à 255 (blanc).

L'affichage couleur de l'image numérique est entièrement basé sur la théorie de la couleur trichromatique, elle est composée de trois canons, à savoir le rouge, vert et bleu. Dans le canon rouge, les pixels d'une image sont affichés dans différentes intensités (rouge foncé, rouge clair, etc.) en fonction de leurs valeurs numériques. La même chose pour les canons verts et bleus. Ainsi, si le rouge, le vert et le bleu des bandes d'une image multi-spectrale sont affichés en rouge, vert et bleu simultanément, une image en couleurs est générée, dans lequel la couleur d'un pixel est générée par les valeurs numériques de rouge, vert et bleu. Cette combinaison est appelée la composition colorée dans le système RVB.

Une fois l'image est affichée en RVB dans les gammes spectrales de rouge, vert et bleu, une vraie composition couleur est générée. Dans le cas contraire, si les bandes de l'image affichée en rouge, vert et bleu ne correspondent pas à des spectres de ces trois couleurs primaires, une composition fausse couleur est produite.

Les images de télédétection sont toujours analysées via une interprétation concernant le positionnement des objets et leur nature. Le processus d'interprétation, qu'il soit visuel ou automatique, transforme les données contenues dans l'image en éléments d'information attachés à une localisation géographique

En télédétection, la capacité de détection d'une chaîne d'acquisition ainsi que le succès de la collecte de données à distance à partir de l'imagerie captée peut être quantifiée par les résolutions (Jensen, 2000). :

- **Spatiale** : la taille du plus petit élément de mesure au sol (Robin, 2001). Elle correspond à la taille du pixel dans le cas d'une image numérique optique. Cette taille dépend de la distance du capteur à la cible et du nombre de pixels que contiennent ses images. Cette résolution est 20 m x 20 m pour le satellite SPOT, 30 m x 30 m pour le satellite Landsat Thematic Mapper, 1000 m x 1000 m pour NOAA AVHRR, etc ;
- **Spectrale** : nombre de bandes spectrales (segments du spectre électromagnétique) qui peuvent être enregistrées simultanément (Lecerf, 2008). elle correspond aux bandes de longueurs d'onde auxquelles les capteurs sont sensibles ;
- **Radiométrique** : nombre de niveaux de gris disponibles pour coder l'intensité de la radiation mesurée dans une longueur d'onde donnée ;
- **Temporelle ou répétitivité**: laps de temps entre deux passages du capteur sur une même zone.

En télédétection multispectrale, des images sont acquises par le capteur à bord des avions et des satellites, tels que les satellites d'observation de la Terre. Les systèmes optiques multispectrales sont des capteurs passifs qui utilisent le rayonnement solaire comme la principale source d'éclairage pour l'imagerie.

2. CARACREISTIQUES DE LANDSAT 7

Les missions seront nombreuses (sous les programmes Gemini-Titan et Apollo) avant de voir apparaître, en 1972, le premier satellite spécialement dédié à l'obtention d'informations sur la surface et les ressources terrestres : ERTS-1, rebaptisé plus tard Landsat 1. Ce satellite sera le premier d'une longue série qui fera le succès du programme Landsat. Les satellites Landsat détiennent à ce jour un record inégalé puisqu'ils ont acquis des données en continu depuis plus de trente ans.

En 1992 est autorisée la création d'un nouveau satellite afin de compléter les archives de photos satellitaires. Il est lancé le 15 avril 1999 sous le nom de Landsat 7, qui se situe à une altitude de 705 km, effectue le tour de la planète en 99 minutes et passe la verticale d'un même lieu tous les 16 jours (233 orbites). Il comporte à son bord le capteur ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). Ce capteur permet d'acquérir des images numériques riches de huit

bandes spectrales. La résolution est de 30 m pour la majorité, de 15 m pour la bande panchromatique et de 60 m pour l'infrarouge thermique (Tab.6).

Tableau. 6. Description des bandes capturées par le satellite Landsat 7

Bandes	Bande Spectrale (microns)	Résolution au sol (m)	Applications
1	0,45 à 0,515 (bleu)	30	Différenciation des sols / végétaux, zones côtières, différenciation des forêts.
2	0,525 à 0,605 (vert)	30.	Etat de la végétation.
3	0,63 à 0,690 (rouge)	30	Differentiation des espèces
4	0,75 à 0,90 (proche infrarouge)	30	Biomasse, distinction de l'humidité du sol.
5	1.55 à 1.75 (moyen infrarouge)	30	Distinction de l'humidité de la végétation et du sol. Différenciation neige/nuage.
6	10.40 à 12.5 (thermique)	60	Etat de la végétation. Application de la cartographie thermique.
7	2.09 to 2.35 (moyen IR)	30	Etat de la végétation, la lithologie
8	0,52 to 0,90	15	Etat de la végétation

L'ensemble des bandes ont un rôle à jouer dans l'analyse du couvert végétal, seule la bande 6 (IR thermique) semble avoir une résolution trop faible pour participer à un projet de cartographie du sol.

3.. DOMAINES D'APPLICATION DE LA TELEDETECTION

La télédétection s'est particulièrement imposée comme outil incontournable pour l'étude du sol, des ressources et des phénomènes terrestres. Elle s'applique à toutes les disciplines qui nécessitent d'appréhender la répartition spatiale d'un phénomène, soit pour déterminer un état à un instant donné, soit pour suivre une évolution plus au moins rapide d'un phénomène (Foin.1985, in Imessaoudene ; 2012).

Le premier grand domaine d'application de la télédétection a été l'étude de l'atmosphère (météorologie et climatologie). L'intérêt de la télédétection dans ce domaine est d'assurer le suivi de l'évolution spatio-temporelle de la couverture nuageuse, mesurer la température, vapeur d'eau et précipitations La gamme des applications de télédétection comprend l'archéologie, l'agriculture, la cartographie, le génie civil, la météorologie et de la climatologie, l'urbanisme, la botanique, la zoologie, la météorologie, la foresterie, la géologie, la géographie, les risques, l'utilisation des terres et du couvert végétal, les catastrophes naturelles, l'océanographie et les ressources en eau (Bannari et al., 1995).

4. APPORT DE LA TELEDETECTION EN GEOLOGIE

La télédétection est une technique indirecte de prospection. Elle diffère de la géophysique car elle offre uniquement une image de la surface ou, de la très proche surface. Elle présente un outil largement utilisé en phase de reconnaissance ; son utilisation offrant « la possibilité de prendre le recul nécessaire et d'interroger ainsi autrement la nature » Scanvic (1986). En plus elle permet la visualisation de la surface avec autant de détail qu'une carte avec l'avantage de fournir un synopsis des surfaces qui sont loin d'être encadrées par une vue au sol. Et de ce fait, elle ressort de propriétés qui sont difficiles à cartographier à la surface permet aux propriétés et caractéristiques observées sur le terrain d'être projetées dans de régions non visitées.

Les données de télédétection, avec ou sans traitement préalable, servent de support à l'interprétation thématique (Scanvic, 1983), qui consiste en géologie à :

- Limiter et différencier ; certains ensembles lithologique
- Corréler ou classifier ; Homogénéiser les levées géologiques dont une bonne interprétation des images doit faciliter la cartographie géologique et localiser certaines types de structure
- Identifier et déterminer certains traits des accidents de la tectonique

L'évolution de la géologie structurale bénéficie largement du développement de la télédétection et de la mise en place progressive d'une méthodologie appropriée. Surtout pour les cartes linéamétaires.

A des degrés divers selon les conditions d'affleurement, par observation directe des phénomènes ou par interprétation des indicateurs de surface, texture, morphologie, occupation des sols, sur les images des objets, seule l'expérience du photo-interprète permet d'assimiler à des objets géologiques :

- Les faciès morpho-lithologiques,
- Les discontinuités des images, indicatrices de failles,
- Les éléments de la tectonique souple,
- Les structures circulaires...etc.

Par les traitements des images numériques et les propriétés spectrales des objets, la télédétection augmente les chances de réaliser des découvertes qui risquent d'être inaperçues par les travaux conventionnels de terrain. Donc elle amplifie les capacités d'observation et de détection du géologue.

L'utilisation combinée des images satellites et des données de terrain constitue un outil précieux pour :

- la cartographie géologique, qui est apporté d'une part, par la lithologie et d'autre part, par les linéaments géologiques (Milnitchouk et Arabadji, 1979), dont la mise en carte des données géologiques recueillies sur le terrain, est passée de son aspect classique basé uniquement sur des missions de terrain et les photos aériennes, ce qui s'avère être un travail long et complexe ; à un nouvel aspect (images optimisées par l'application de tous les traitements numériques, fondée sur leur sélection en mode interactif, la numérisation..) facilitant la confection de telles cartes et la mise à jour des données cartographiques;
- la géologie structurale ; les linéaments, la fracturation, les structures circulaires...etc. d'où la complémentarité des approches terrain-espace est mise en valeur;
- l'inventaire des roches et minéraux industriels et l'identification des affleurements (nature et extension) ; et La carte géologique et l'inventaire des ressources en roches et minéraux industriels figurent parmi les outils de base nécessaires à l'aménagement et à la mise en valeur du territoire (travaux routiers, implantation d'ouvrages ...).

5. CARACTERISATION STRUCTURALE DU MASSIF DE DEBBAGH PAR TELEDETECTION

La cartographie géologique présente une importance extrême pour le géologue, elle est donc indispensable de maîtriser toutes méthodologie et technique moderne de confection de cartes géologiques. Ces dernières années, la cartographie assistée par ordinateur, notamment la télédétection et le traitement d'images satellites se sont imposés comme les outils de cartographie géologique les plus rapides, les plus précis et les plus fiables qui s'offrent aux géologues, particulièrement lorsqu'il s'agit de cartographie en zones arides et désertiques où les affleurements sont souvent inaccessibles des résultats complémentaires du travail cartographique classique.

La cartographie des linéaments et des fractures a un intérêt économique majeur dans l'exploitation pétrolière et minière; elle améliore de façon significative les connaissances sur la localisation des zones à potentialité minière (Howan and Welanfer, 1973 in Coulibaly,

1996; Pouliot 1986; Deslandes, 1990), ainsi que pour la gestion des risques naturels et environnementaux. Elle se base sur des techniques de cartographie traditionnelle tel que les photographies aériennes et les investigations de terrains (Maged et al., 2009). Un sérieux problème qui empêche le géologue de couvrir des régions vastes par ces techniques traditionnelles est résolu par l'utilisation de l'imagerie satellitaire. Sa capacité de couvrir des régions très larges et de manière répétitive lui a donné un succès dans la cartographie et le suivie des linéaments (Mostafa & Bishta, 2005; Semere & Ghebreab, 2006).

L'objectif principal de cette étude est d'apporter une information sur les structures géologiques qui soit complémentaire aux connaissances géoscientifiques présentes sur le secteur d'étude. Cette information nouvelle concrétise l'apport fourni par le moyen de la télédétection ; la pertinence d'utiliser ses images dans des terrains dont on connaît déjà plus ou moins complètement les structures et la lithologie.

5. 1. MATERIEL ET DONNEES UTILISEES

Les données cartographiques utilisées dans le cadre de cette étude comporte la carte topographique ainsi que la carte géologique établies au 1/200 000 de la région d'étude; Djebel Debbagh ainsi que la carte géologique de gisement de Debbagh établie à l'échelle 1/50 000, auxquelles s'ajoute des données satellitales, la scène qui s'est présentée par une image Landsat 7 ETM+ acquise en 2000 (Path 193 et Row 35) et qui couvre la zone d'étude, (fichier elpp193r035-7dk20000424) (Figs. 84 et 85).

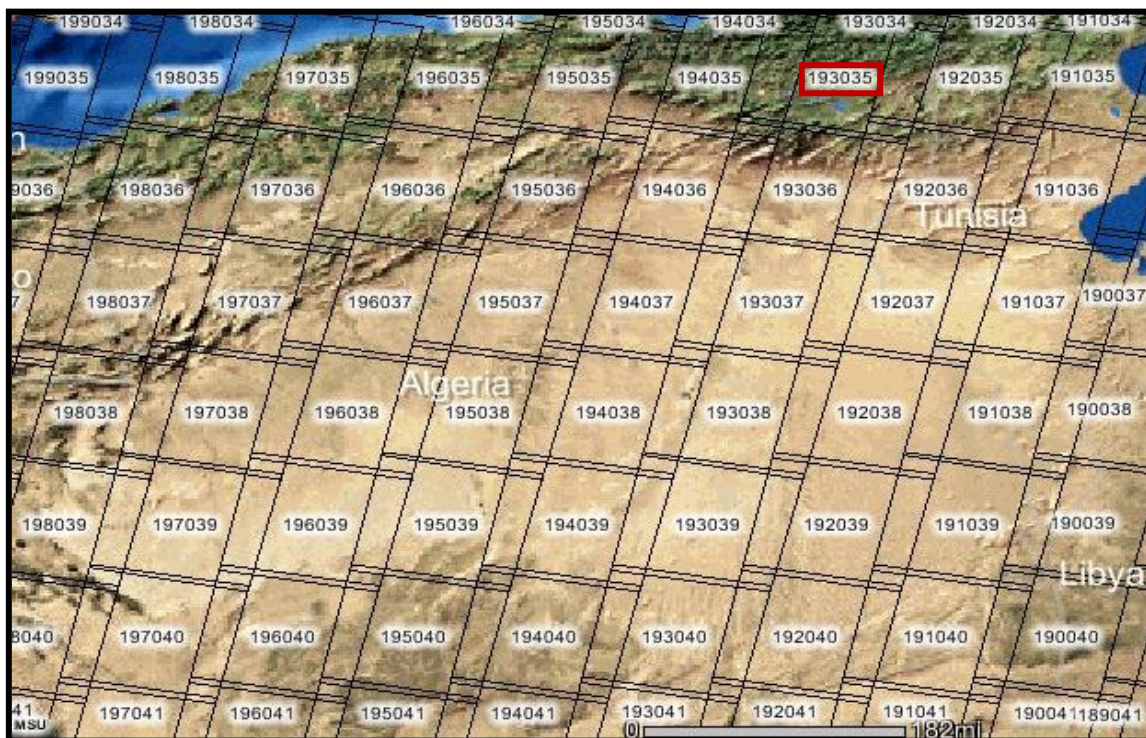


Figure 84 : Les différentes scènes de l'Algérie, le rectangle rouge indique la scène utilisée

La scène est composée de neuf (09) canaux : 6 canaux multispectraux dans le visible et proche moyen infra rouge (ETM +1, ETM +2, ETM+3, ETM+4, ETM+5, et ETM+7 à 30m de résolution) ; deux canaux stéréoscopiques dans l'infrarouge thermique (ETM+6₁-ETM+6₂ à 60m de résolution) ; et une bande panchromatique ETM + 8 à 15m de résolution

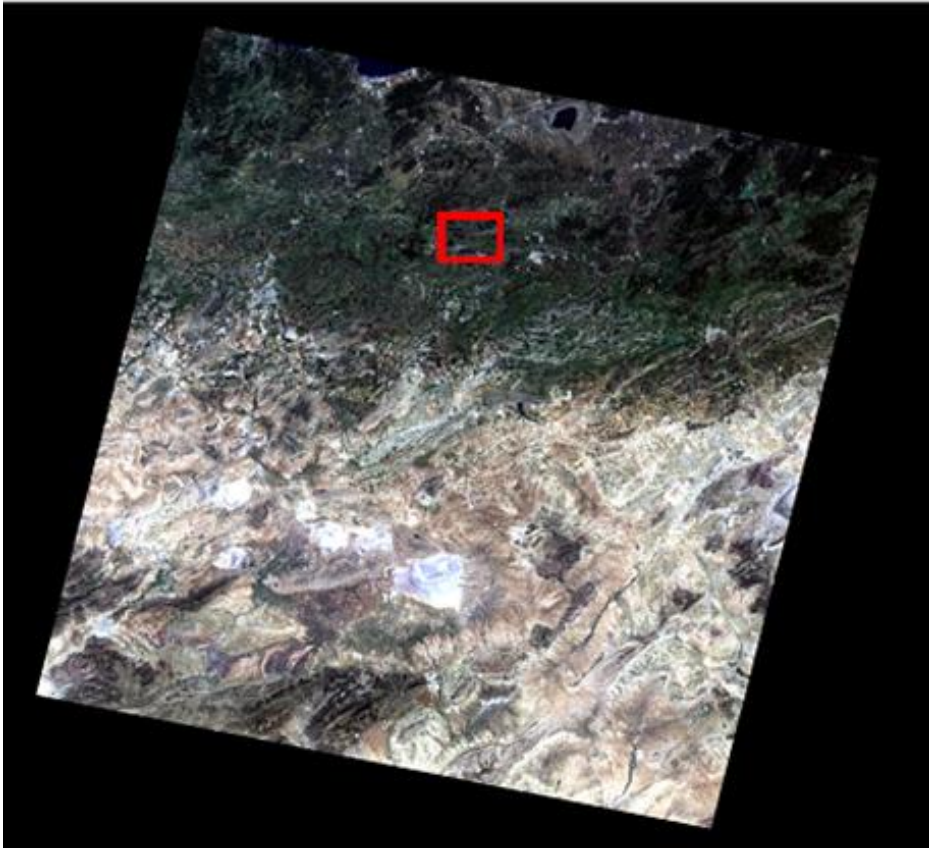


Figure 85 : Landsat ETM+7, canaux 3,2 et 1 en RVB couvrant la zone d'étude (région de Guelma) (Path 193 et Row 35), (Le rectangle rouge indique la zone d'étude).

5.2. DIFFERENTS TRAITEMENTS UTILISES.

Les traitements qui ont été effectués à l'aide du logiciel ENVI (4.5) sont les suivants (Fig. 86)

- Le traitement de la scène Landsat 7 ETM+ de la zone d'étude a porté sur : des traitements pour caractériser les différentes formations affleurant dans la région de Debbagh en appliquant le traitement en fausses couleurs ou compositions colorées (CC), qui se représentent sous forme d'une image qui se compose de trois plans de couleur rouge, vert et bleu. Par convention, on attribue la couleur rouge à la bande spectrale proche infrarouge, la couleur verte à la bande rouge et la couleur bleue à la bande verte.
- Le second traitement est le filtrage directionnel, qui a pour objectif de trouver la meilleure façon pour identifier les linéaments correspondant à des discontinuités lithologiques ou structurales dans les images. Les filtres directionnels qui sont avérés

depuis longtemps comme étant des outils efficaces (Gillespie, 1976; Seidman. 1972). améliorent la perception des linéaments en provoquant un effet optique d'ombre portée sur l'image qui est d'autant plus accentuée lorsque l'élévation solaire est faible (Sabins, 1986)., dont ils sont utilisés pour rehausser les caractéristiques linéaires d'une image.

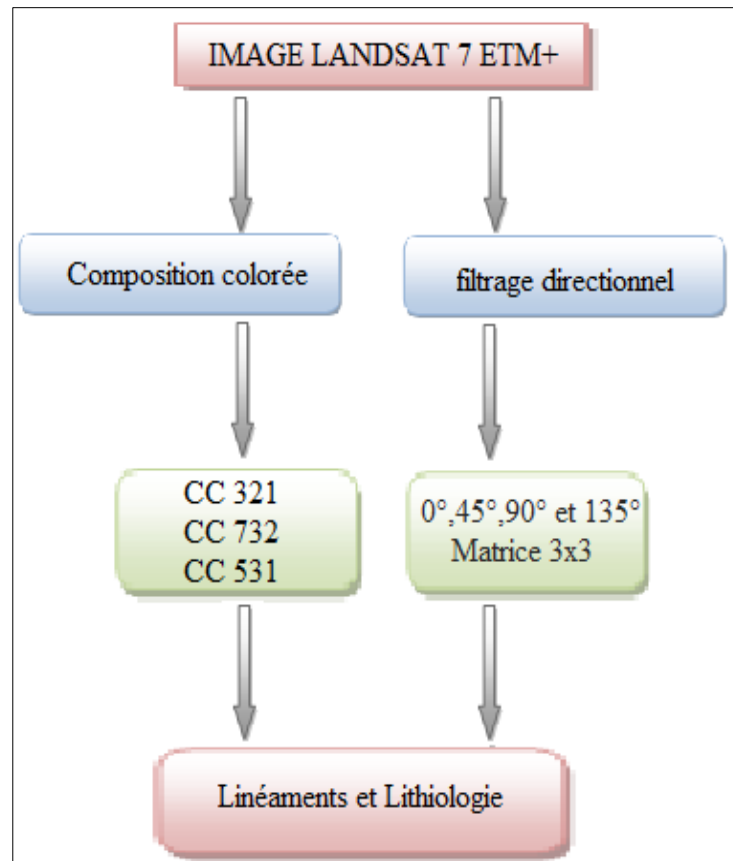


Figure 86. Organigramme des différents traitements utilisés

La détection des linéaments par télédétection sur des images satellitaires peut être divisée en trois catégories (Katsuki et al., 1995 ; Walsh et Clark 2000) : (1) Le rehaussement de la qualité de l'image et l'extraction des linéaments après caractérisation de la structure géologique ;(2) la cartographie géologique basée sur classification d'image et la détection, par utilisation de signature spectral, des anomalies attribuables à la minéralisation; (3) l'utilisation d'un système d'information géographique pour superposer les images satellitaires à des bases de données géologiques, géophysiques et géochimiques.

5.2.1. COMPOSITION COLOREE

La composition colorée de la région de Djebel Debbagh a été réalisée à partir des bandes spectrales (321 RVB) en couleurs naturelles ou vraies couleurs (Fig.87), en affectant le rouge au canal rouge (bande 3) le vert au canal vert (bande 2) et le bleu au canal bleu

(bande 1). Elle est utilisée habituellement comme première image pour l'analyse et comme image de fond pour les utilisateurs "non-experts" dans les données satellites. L'image 321 RVB de la zone d'étude est de très bonne qualité.

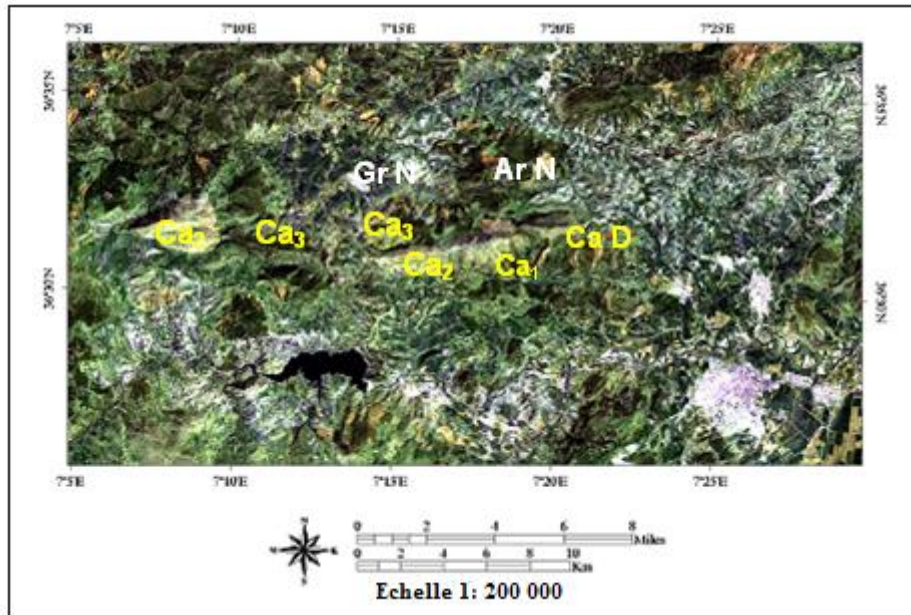


Figure 87 : Composition en couleurs naturelles 321 de Djebel Debbagh

Malgré la couverture végétale au sein de la région de Debbagh, L'image 321 permet d'obtenir une bonne discrimination entre les formations de calcaires dont les calcaires massifs de Barrémien (Ca_1) se présentent en vert foncé, les calcaires à algues de l'Aptien (Ca_2) se représentent en vert clair, les calcaires à rudistes et orbitolines de l'Albo-Cénomaniens (Ca_3) en vert noirâtre. Les calcaires dolomitiques de Néocomien (CaD) en marron verdâtre. En plus elle permet de distinguer entre les grès numidiens ($Gr N$) en marron foncé, les argiles numidiennes ($Ar N$) qui apparaissent en marron jaunâtre.

La variété des canaux Landsat 7 ETM+ offre une multitude de choix pour réaliser les combinaisons (RVB). Cependant, il arrive que ces combinaisons soient très corrélables; l'information portée se répète dans plusieurs bandes. Pour échapper à cette répétitivité et choisir les compositions RVB les plus importantes, une étude statistique pour les six bandes de même résolution spatiale (1, 2, 3, 4, 5 et 7) est effectuée. Ainsi, le coefficient de corrélation des six bandes et leurs déviations standards sont calculés.

Les meilleures compositions colorées obtenues correspondent aux combinaisons de trois bandes les moins corrélées entre elles

Pour la présente étude, les meilleures compositions colorées obtenues sont: 732 et 531 car elles correspondent aux combinaisons de trois bandes les moins corrélées entre elles.

En plus elles permettent une bonne discrimination entre les formations rocheuses existantes, surtout celles carbonatées. (Figs 88 et 89).

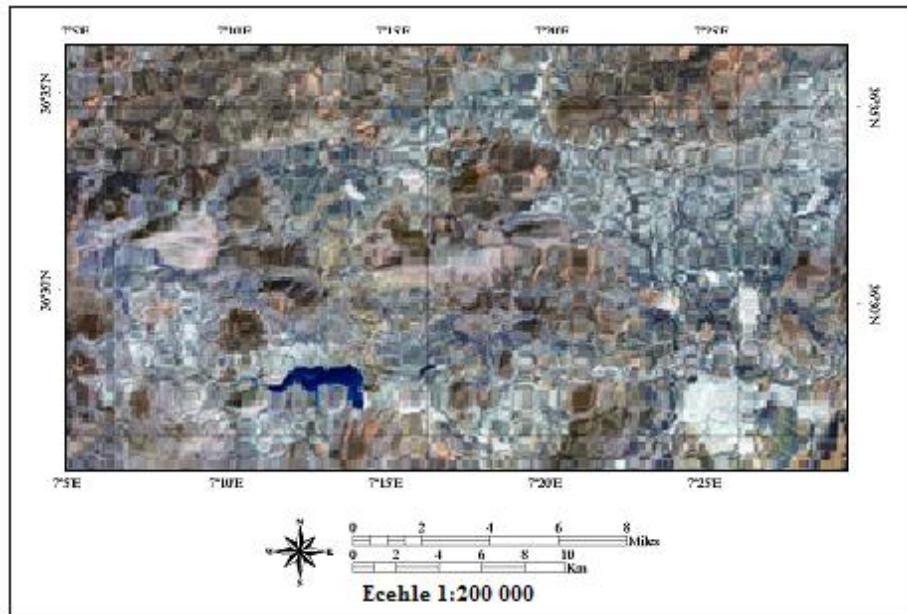


Figure 88 : Composition colorée 732 de Djebel Debbagh

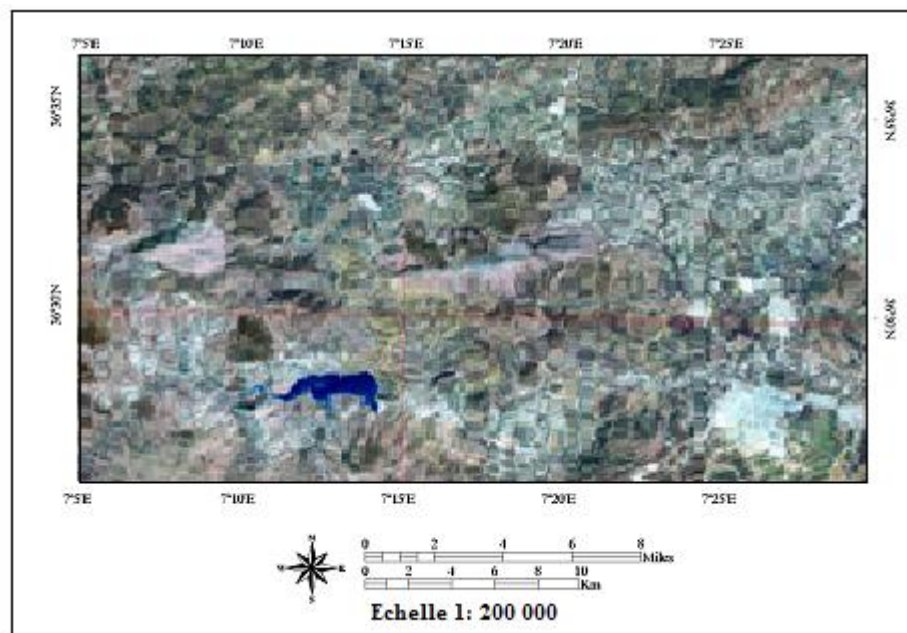


Figure 89 : Composition colorée 531 de Djebel Debbagh

5.2.2. LES CARTES LINEAMENTAIRES

Le filtrage est une technique visant à éliminer le bruit contenu dans les images satellitaires (Eberly, 1996). Il permet d'améliorer la qualité visuelle de l'image afin de faciliter son interprétation. Les filtres directionnels utilisés sont des filtres spatiaux détectant les contours et rehaussant les caractéristiques linéaires d'une image. Ces filtres ont de

nombreuses applications en géologie, ils sont utilisés pour la détection de structures géologiques linéaires, ainsi que l'identification des linéaments correspondant à des discontinuités lithologiques ou structurales dans les images. Les filtres directionnels améliorent la perception des linéaments en provoquant un effet optique d'ombre portée sur l'image (Marion, 1987). La taille des linéaments détectés est une fonction de la taille de la matrice choisie. Pour les images Landsat de résolution spatiale de 30m x 30m, des matrices de 3x3 sont utilisées (Drury, 1986; Marion, 1987),

. Le rehaussement a été effectué dans de nombreuses directions dont nous avons retenues 0°,45°,90° et 135° à cause du fort contraste obtenu afin de déterminer les structures linéaires de faible amplitude et le maximum de discontinuités linéaires existantes au sein de la région de Debbagh. Les filtres permettent de mieux discerner les linéaments dont les directions sont perpendiculaires à la direction du filtre dont celui de 135° est le plus important (Figs 90 et 91). Les directions retenues pour l'établissement des cartes linéamentaires ont été faites pour Djebel Debbagh ainsi que pour le gisement de Debbagh selon le filtre directionnel X=135° (Figs 92 et 93) (les autres directions donnent le même résultat à quelques différences.

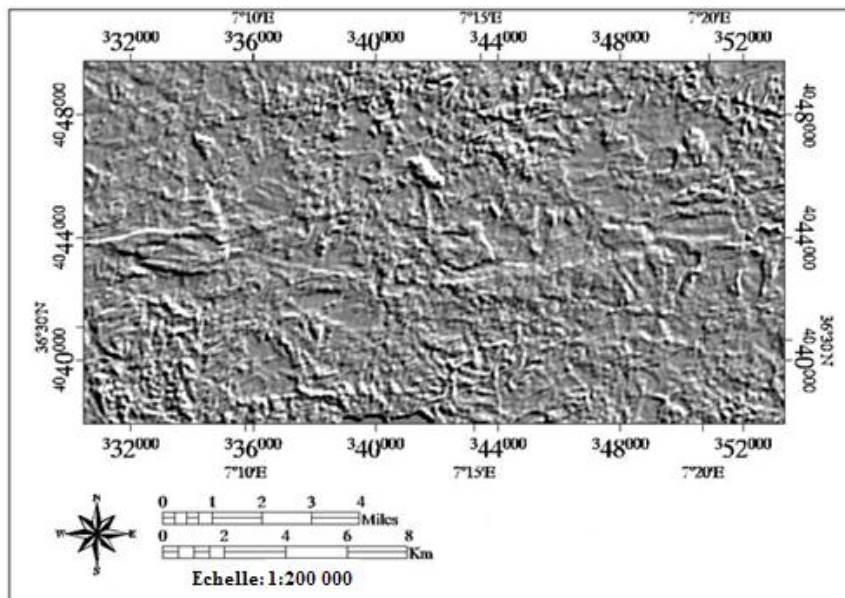


Figure 90 : le filtre directionnel (135° à matrice 3x3) de Djebel Debbagh

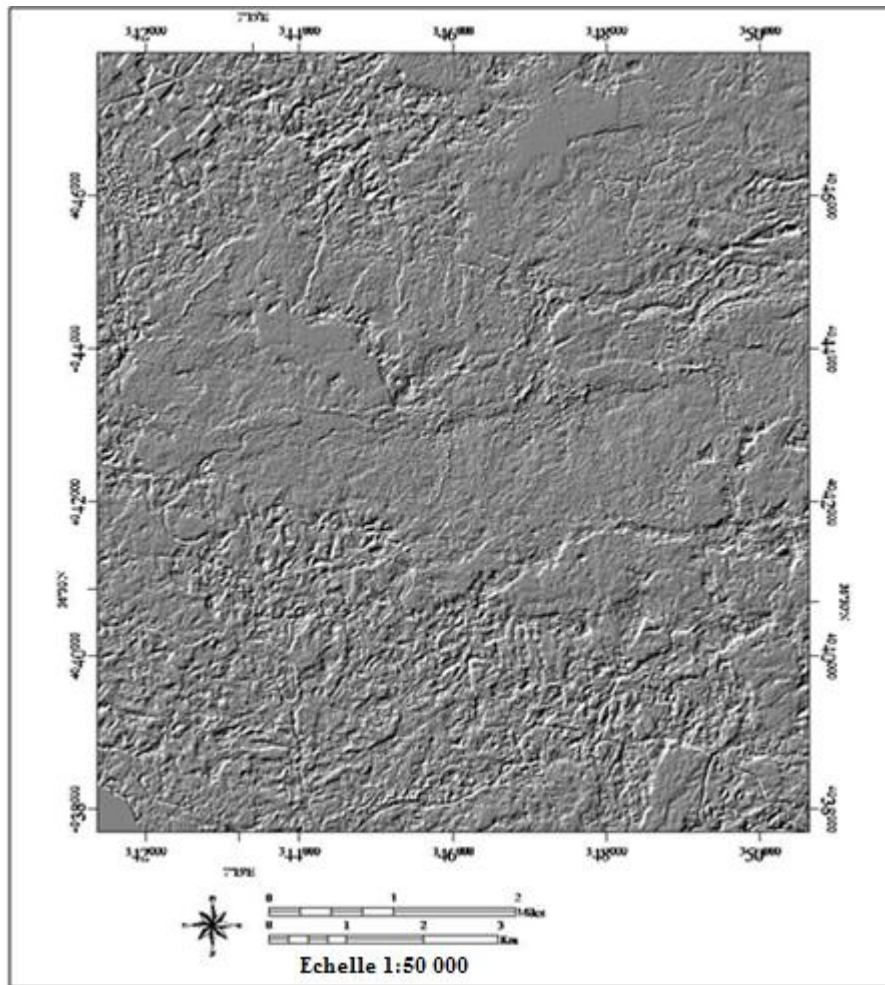


Figure 91 : Filtre directionnel (135° à matrice 3x3) du gisement de Debbagh

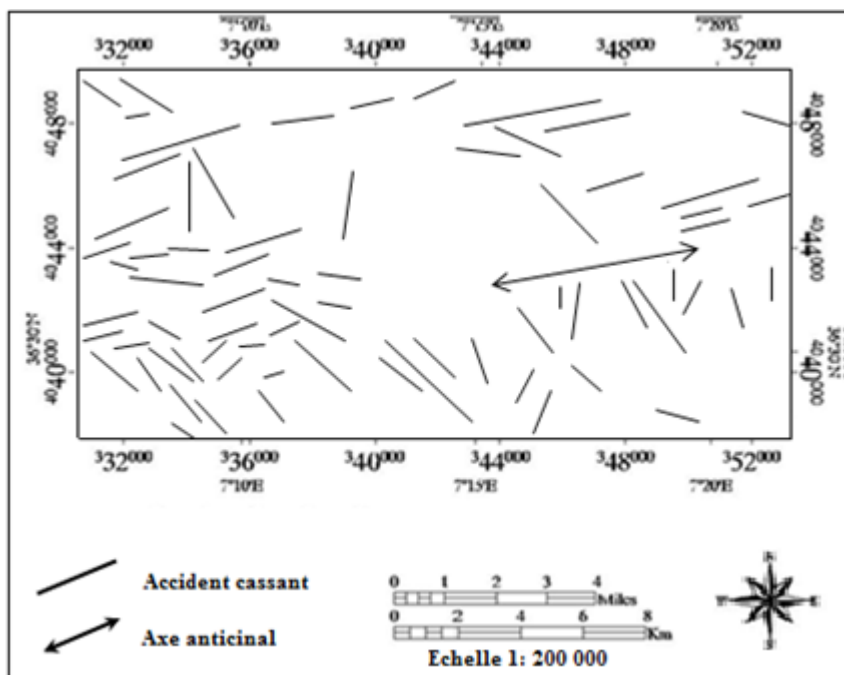


Figure 92 : Carte linéamentaire) de Djebel Debbagh

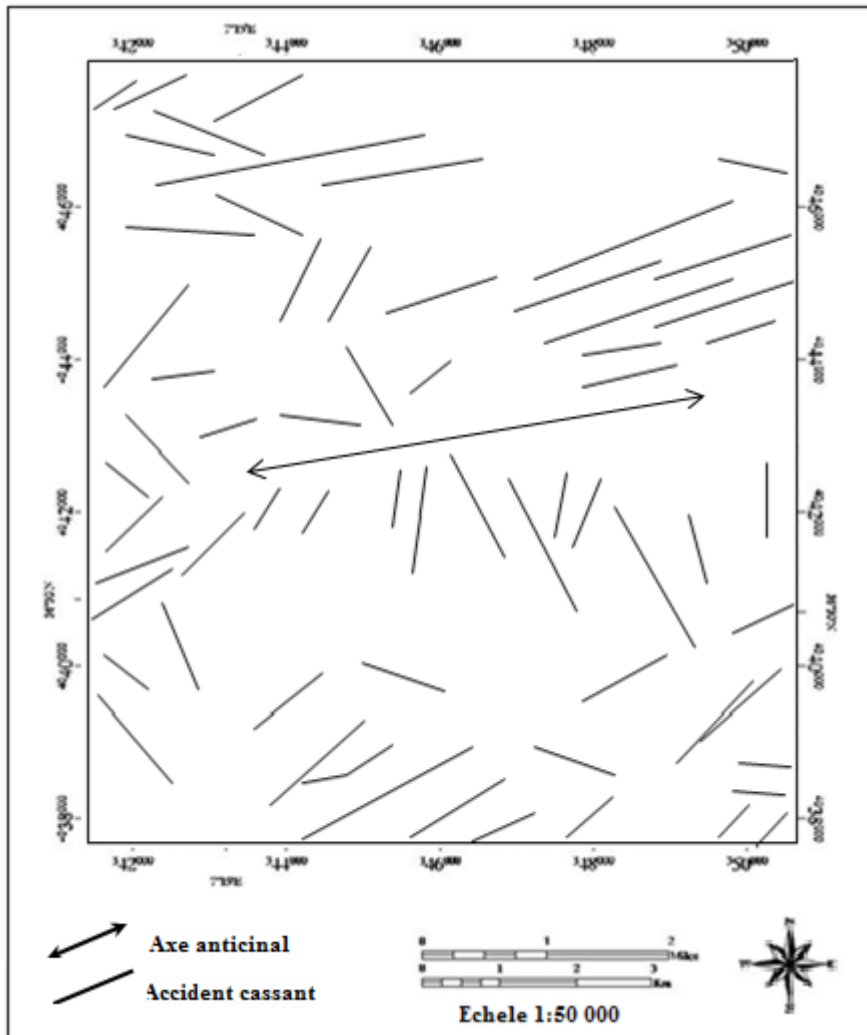
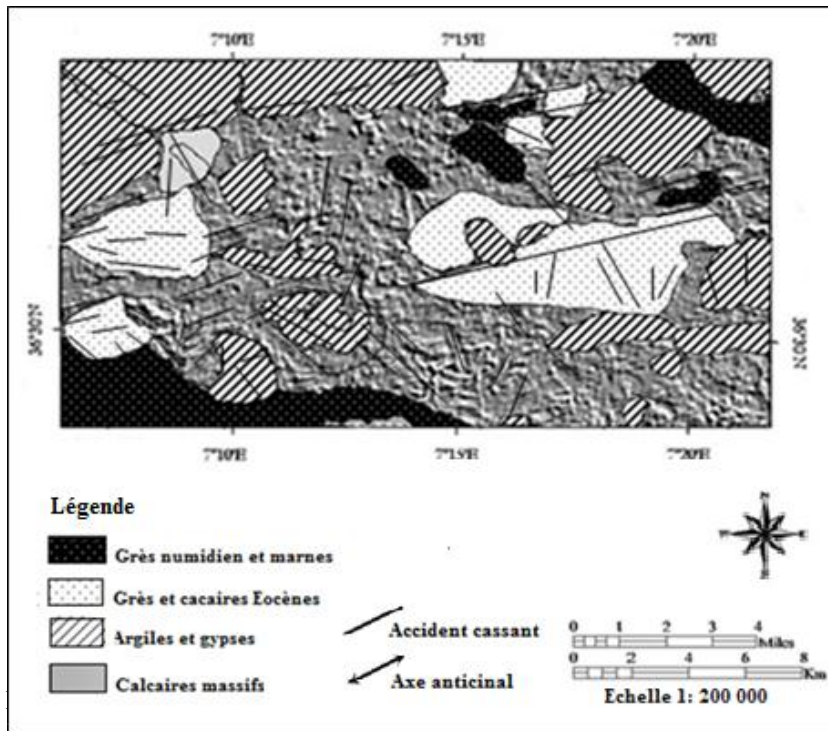


Figure 93 : Carte linéamentaire du gisement de Debbagh

5.2.3. CARTES LITHOSTRUCTURALES DE LA ZONE D'ETUDE

Les différents traitements que nous avons effectués ont abouti à la confection de la carte de notre zone d'étude Djebel Debbagh à l'échelle 1/50.000 (Figs 92 et 93). Cette carte a été obtenue à partir des images traitées et en comparaison avec la carte géologique au 1/50.000 de la région d'étude. Cette carte a été produite de la carte gisement à l'échelle 1/200.000 (Figs 94 et 95) ce qui a abouti à la confection d'une carte lithologique. La carte des linéaments a été ensuite superposée à la carte lithologique. On obtient ainsi la carte litho-structurale sur laquelle on a reporté certaines mesures structurales sur les couches effectuées sur le terrain. Cette carte précise et apporte des compléments aux cartes géologiques existantes.



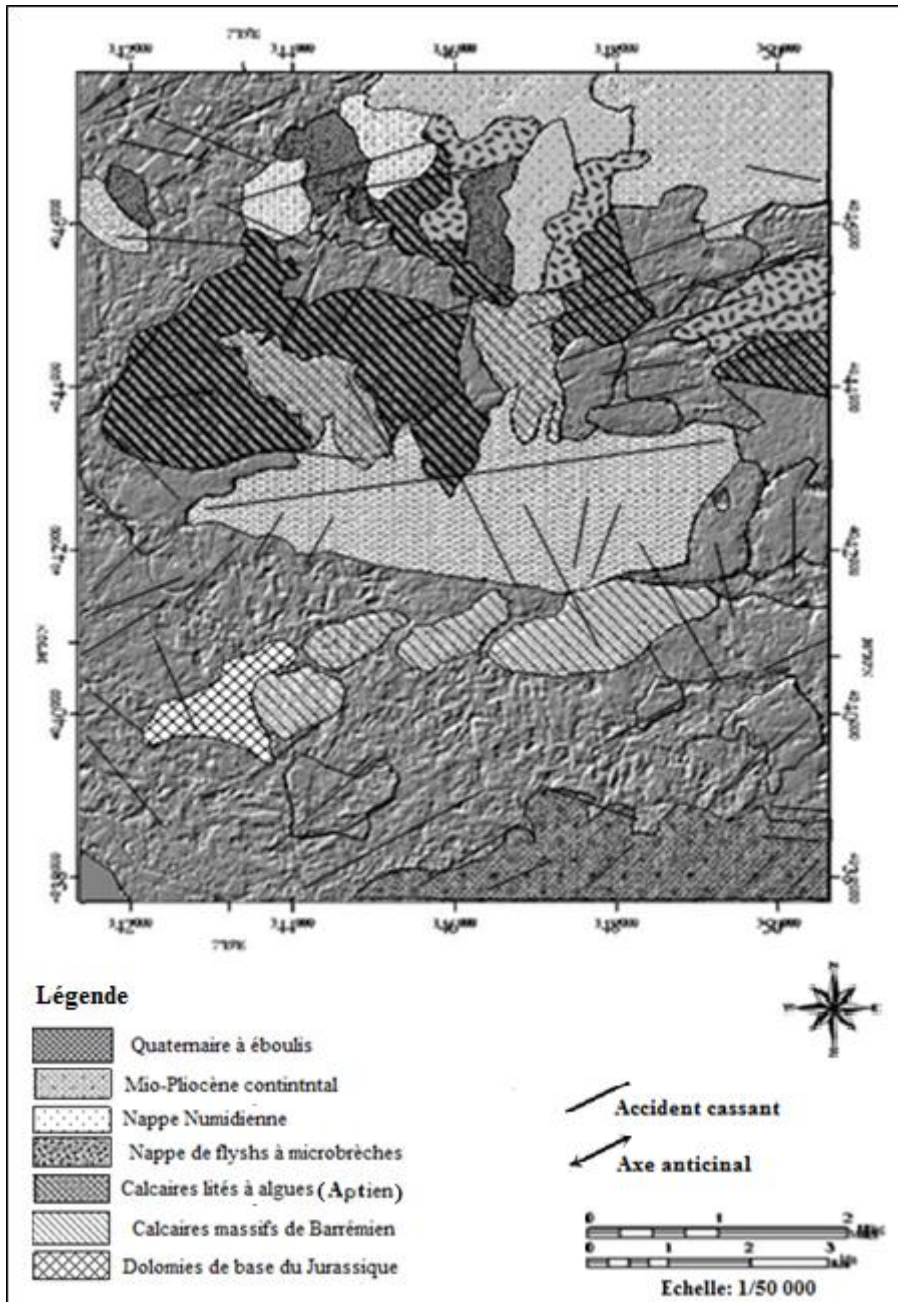


Figure 95 : Carte litho-structurale de gisement de Debbagh

CONCLUSION

La cartographie géologique de la région de Debbagh par télédétection, à travers les différents traitements de l'image Landsat7 ETM+(Path 193et Row 35) qui couvre la zone d'étude; tels que les compositions colorées et le filtrage directionnel ont permis la confection de deux cartes litho-structurales à deux échelles: 1/50.000 et 1/200.000, qui ont fourni des informations supplémentaires d'ordre géologique et structural à celles existantes sur le terrain donc ces cartes précisent et apportent des compléments aux cartes géologiques existantes.

TROISIEME CHAPITRE :

APPORT DE SIG POUR L'ETUDE DU GISEMENT DE DJEBEL DEBBAGH

CHAPITRE 3: APPORT DES SYSTEMES D'INFORMATION GEOGRAPHIQUE (SIG) POUR L'ETUDE DU GISEMENT DE DJEBEL DEBBAGH

1. GENERALITES SUR LES SIG

Le concept de système d'information géographique (SIG) s'est développé à partir des années 70, principalement sur les gros systèmes informatiques, dû au volume de mémoire que prennent les images et les données traitées. Leur évolution permet de généraliser leur emploi sur des systèmes plus compacts et plus accessibles, comme les P C. Actuellement, les SIG deviennent moins coûteux, plus intégrés et ouverts et représentent un marché très important à l'échelle universelle.

Une première définition par Calkins *et al.*, (1977) stipule que: Un système d'information géographique est un progiciel intégré conçu spécifiquement pour être utilisé avec des données géographiques et qui peut effectuer une gamme de tâches de gestion de ces données. Ces tâches comprennent la saisie de données, stockage, l'extraction et la production, en plus d'une grande variété de processus descriptifs et analytiques.

Didier (1990) a défini un SIG comme un ensemble de données, repérées dans l'espace et structurées de façon à pouvoir en extraire des synthèses utiles à la décision.

Les SIG contient des outils très sophistiqués pour la gestion, l'affichage et l'analyse de tous les types d'information à référence spatiale (Longley et al., 2009). Contrairement à la photographie, le SIG est une représentation généralisée et simplifiée du monde réel. Le niveau d'abstraction dépend de la demande de l'utilisateur et la méthode de collecte de données (ex : photo aérienne, numérisation.... etc.).

Les étapes d'étude réalisée par un SIG sont représentées tout d'abord par l'acquisition des données multi-sources. Certaines données sont directement mesurées sur le terrain, captées à distance (GPS, images satellitaires, photos aériennes), saisies à partir des cartes ou des plans existants, ou bien récoltées par d'autres organismes. Il s'agira d'intégrer toutes ces données hétérogènes de qualité, de fiabilité, de précision et d'extension spatiale bien différentes après la collecte des données c'est la phase de la structuration : les données graphiques sont organisées sous forme de couches thématiques et les données descriptives sont structurées sous forme de tables. L'ensemble de ces données sont gérées par un système de gestion de base de données) ou par des tableurs. Puis c'est la phase de traitement des

données géographiques dont Plusieurs types de traitement peuvent être générés par le SIG; la superposition de couches thématiques, l'analyse spatiale et des applications spécifiques, comme les langages de programmation de requêtes des bases de données relationnelles et les langages de modélisation

L'information géographique qui est définie comme une information localisée, repérée, ou encore « géocodée » et qui est portée sur un objet qui est situé dans un système de coordonnées terrestres, dans lequel on repère la latitude, la longitude et l'altitude de cet objet, semble très utile car elle permet d'effectuer *le repérage*, localisation dite « absolue », ou positionnement géographique, établie par comparaison avec les repères d'un système de coordonnées. La précision de la localisation et la qualité de la mise à jour conditionnent la valeur des informations. *La comparaison*, dont le regroupement des données ayant une base géographique est une invitation permanente à leur comparaison. En outre, lorsque des données localisées sont représentées sur une carte, la configuration géographique obtenue fournit beaucoup plus d'informations que la simple liste des valeurs statistiques et **l'action et la prévision**; l'information géographique est indispensable pour prendre des décisions géographiques, relatives au territoire et son aménagement.

Un SIG est composé de plusieurs éléments, qui sont : 1) *La base des données géographiques*, dans laquelle se situe toute l'information sur la zone d'étude. Elle se distingue par une structuration de l'information selon la localisation des unités spatiales, sous forme de tables. Il existe deux types de données ; **les données spatiales** et **les données attributaires**. Les données spatiales représentent des objets géographiques associée à leur localisation, leurs représentation graphique dite modélisation, se fait sous deux modes : **raster** qui est obtenu par le balayage de trames (modèle matriciel) et qui correspond à une division régulière de l'espace sous forme de cellules, le plus souvent rectangulaires ou carrées, connues sous le nom de pixels et **vecteur**, La modélisation de ce mode demande d'associe tout objet graphique à une entité géographique ou couche thématique qui représente un ensemble de données qui peuvent être des points, des lignes ou des polygones. La modélisation devrait être essentiellement fonctionnelle pour pouvoir rattacher des attributs à l'entité. Quant à **les données attributaires ou descriptives**, elles permettent la description des données spatiales et prennent en compte des données susceptibles de figurer sur une carte ou un plan, par exemple : le nom d'un gisement, type de minéralisation.....) **La boîte à outils**, a plusieurs catégories selon les fonctions : *Les outils de saisie* qui traduisent l'information sous une forme numérique et dans une structure conforme aux capacités du système. Ils ont pour tâche

d'importer dans ce système tous les éléments qui constitueront la base de données géographiques. *Les outils de mise en forme*, Ils modifient la structure de l'information thématique pour son intégration dans la base de données géographiques, en vue d'un archivage ou encore une exportation hors de cet environnement. *Les outils de gestion*, ils gèrent, modifient et manipulent une base de données géographiques tout en garantissant son intégrité. *Les outils d'analyse* : Ils transforment l'information contenue dans la base de données géographique en fonction des besoins de l'utilisateur. Ils produisent de nouvelles strates qui seront intégrées à leur tour dans la base de données d'une façon permanente ou temporaire. *Les outils de représentation* qui fournissent à l'utilisateur d'un SIG les éléments d'information numérique et graphique, indispensables à la réalisation de l'analyse et à la représentation des résultats intermédiaires ou finaux. 3) *l'interface utilisateurs* qui a le rôle de gère les interactions entre les utilisateurs et le SIG. Elle prend des formes diverses selon le système, allant d'une série de questions prédéfinies particulières à chacune des procédures, jusqu'à un véritable langage de modélisation qui autorise la création de procédures d'analyse nouvelles à partir de celles déjà présentes

Le SIG permet de disposer les objets dans un système géoréférencé, de faciliter la superposition de cartes de sources différentes, d'extraire tous les objets géographiques situés à une distance donnée d'un point repère (une route par exemple) et de définir des zones en combinant plusieurs critères (par exemple : définir les zones minéralisées en fonction de failles, de la nature de l'encaissant et la proximité d'une structure karstique).

2. ETABLISSEMENT DE LA BASE DE DONNEES

Dans le cadre de l'étude de gestion du Djebel Debbagh qui est intimement liée à une connaissance approfondie des données relatives à la zone d'étude. La création d'une base de données a nécessité la récolte des données des différents paramètres, il faut noter le manque de données importantes tel que : les coordonnées, les données géologiques et géochimiques. L'établissement des cartes thématiques était le résultat de traitement de différentes données, dont il est préférable qu'elles soient sous forme numérique pour faciliter leur manipulation au sein d'un système d'informations géographiques. Les données qui sont utilisées dans ce cadre de cette étude, se présentent sous deux types : graphiques et attributaires

Les données graphiques

Les supports cartographiques utilisés sont : la carte géologique de la région de Djebel Debbagh à l'échelle 1/50 000 et la carte géologique de gisement de Djebel Debbagh à l'échelle 1/200.000.

Les données attributaires ou descriptives

Les données descriptives utilisées se représentent par les données géologiques et stratigraphiques qui comprennent la lithostratigraphie, la délimitation du gisement, les altitudes ainsi que les levés de terrain (sondages et tranchées).

3. METHODOLOGIE

L'application de SIG au sein de la région de Debbagh a suivi la démarche classique : Les cartes ont été scannées en un format (A0) et deviennent alors, de simples images en extension (TIFF, ou JPEG) sans attribut géographique, puis elles sont mises dans une projection. Chaque pixel contient une information qui correspond à un codage qui se varie de 0 à 255. Le système de projection utilisé pour le calage de la première carte et la projection des différents points est le Lambert Nord Algérien (Lambert Conformal Coni Nord). Les cartes géologiques en mode Raster ont nécessité une numérisation: passage du mode Raster vers le mode vectoriel (Fig 96) pour la création de tables vectorielles. La projection de la deuxième carte est utilisée pour le calage de la carte et la projection des différents points est le Non- terrestre. Les données issues des cartes sont introduites dans une base de données par le biais de procédures de géoréférencement.

Puis c'est le calage; chaque image numérique doit être calé avant de l'afficher, en introduisant au moins quatre (04) points de calage, pour que le Mapinfo puisse effectuer des calculs géographiques (distances, surfaces,...) Pour ajouter des point de calage, Mapinfo permet d'afficher côte à côte une fenêtre Carte et la boîte de dialogue Calage de l'image. Une fois la carte s'affiche dans la Table de Mapinfo, c'est la phase de digitalisation qui s'effectue manuellement en utilisant des lignes, des polygones et des symboles. pour créer des entités de format vecteur à partir du format raster. La vectorisation manuelle effectué dans cette étude est longue et fastidieuse, elle a été appliques sur les courbes de niveaux, les différentes tranchées et les sondages.

Toutes ces données sont enregistrées et organisées dans des tableurs bidimensionnels, où les colonnes correspondent aux différents **attributs**, appelés **champs**, et les lignes correspondent aux différentes **entités**, appelées **enregistrements**

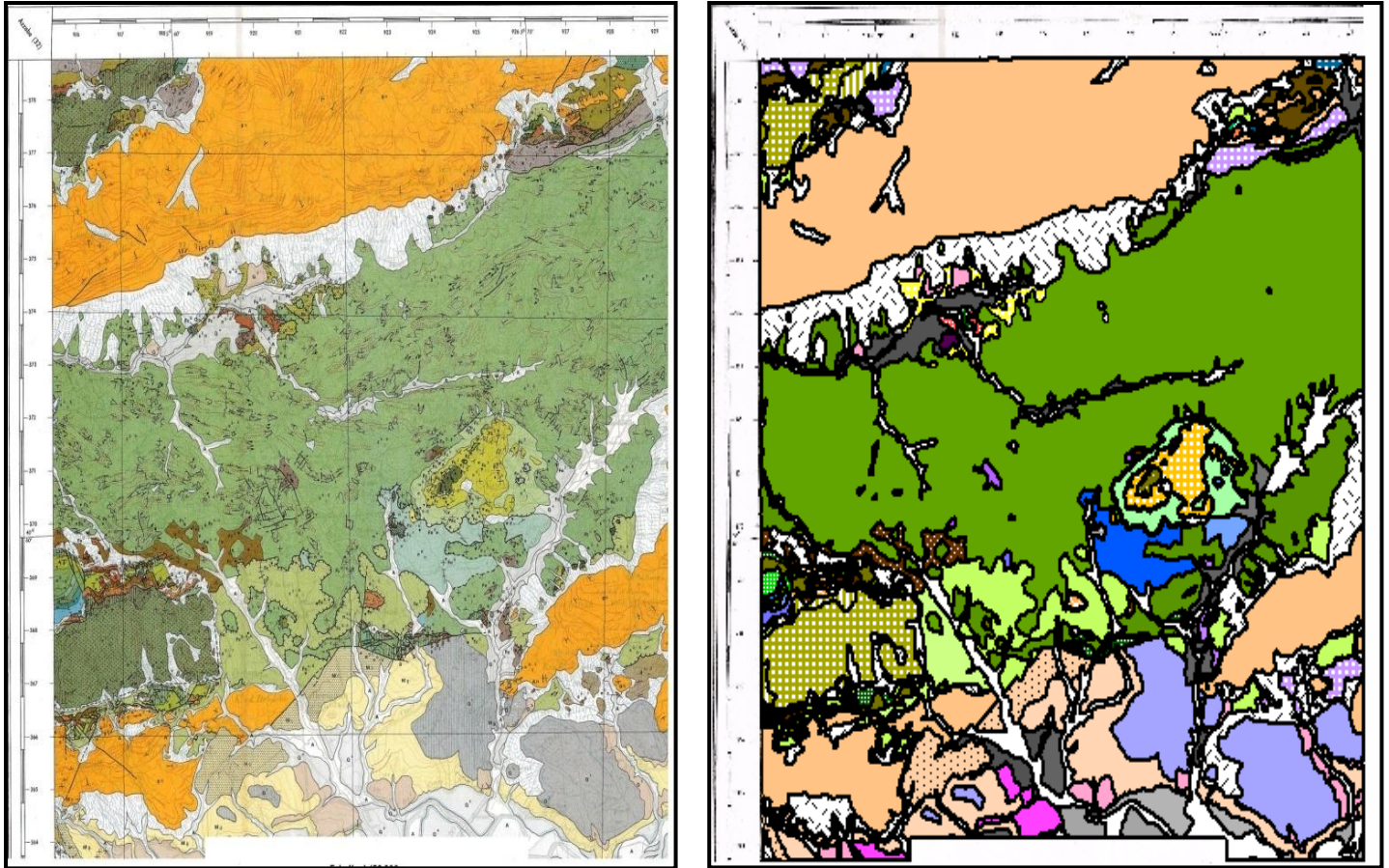


Figure 96 : Passage du format raster au vecteur

4. DESCRIPTION DE LA BASE DE DONNEES

Les données collectées ont été introduites dans une base de données sous forme numérique pour faciliter leur manipulation au sein d'un SIG.

L'élaboration de bases de données sous Mapinfo se compose plusieurs champs, chaque champ doit être unique, nommé en fonction du paramètre considéré. Le type de codage des champs est précisé selon la nature du critère à intégrer qu'il soit quantitatif « chiffre » ou qualitatifs « caractère ». Les types de champ retenus sont les suivants : entier, flottant, et caractère. La base des données ont été structurées en six tables thématiques :

1. **La table « Lithologie »** : Elle comprend les données surfaciques (en coordonnées XY) renfermant les formations lithologiques).
2. **La table « Contacts »** : Elle comprend les données linéaires (en coordonnées XY)
3. **La table « Courbe de niveau »** : Elle comprend les données linéaires (en coordonnées XY) correspondant à des courbes de niveau d'équidistance de 25 m.
4. **La table « Sondage »** : Elle comprend les données ponctuelles (en coordonnées XY).

Ces objets ponctuels sont caractérisés par des champs reprenant une série d'informations: numéro de sondage, courbe de niveau.

5. La table « Tranchée » : Elle renferme les différentes tranchées réalisées dans le gisement en décrivant les coordonnées.

6. La table « Falaise » : Elle renferme les différentes falaises ainsi que nombre des formations

Après la création de la base de données, une synthèse de l'ensemble de données a été réalisée. La structure de chaque table ainsi que son extrait sont représentés par les tableaux (7 à 12) et les figures (97 à 102)

Tableau. 7. La table « Lithologie »

Table_Lithologie Djebel Debbagh		
Champ	Type	Description
Symbole	Caractère	Symbole des couches lithologiques (ex : Mg pour l'âge)
Lithologie	Caractère	Nature de formation lithologique (ex : Argiles grises à
Age	Caractère	Epoque de formation lithologique (ex : Miocène)

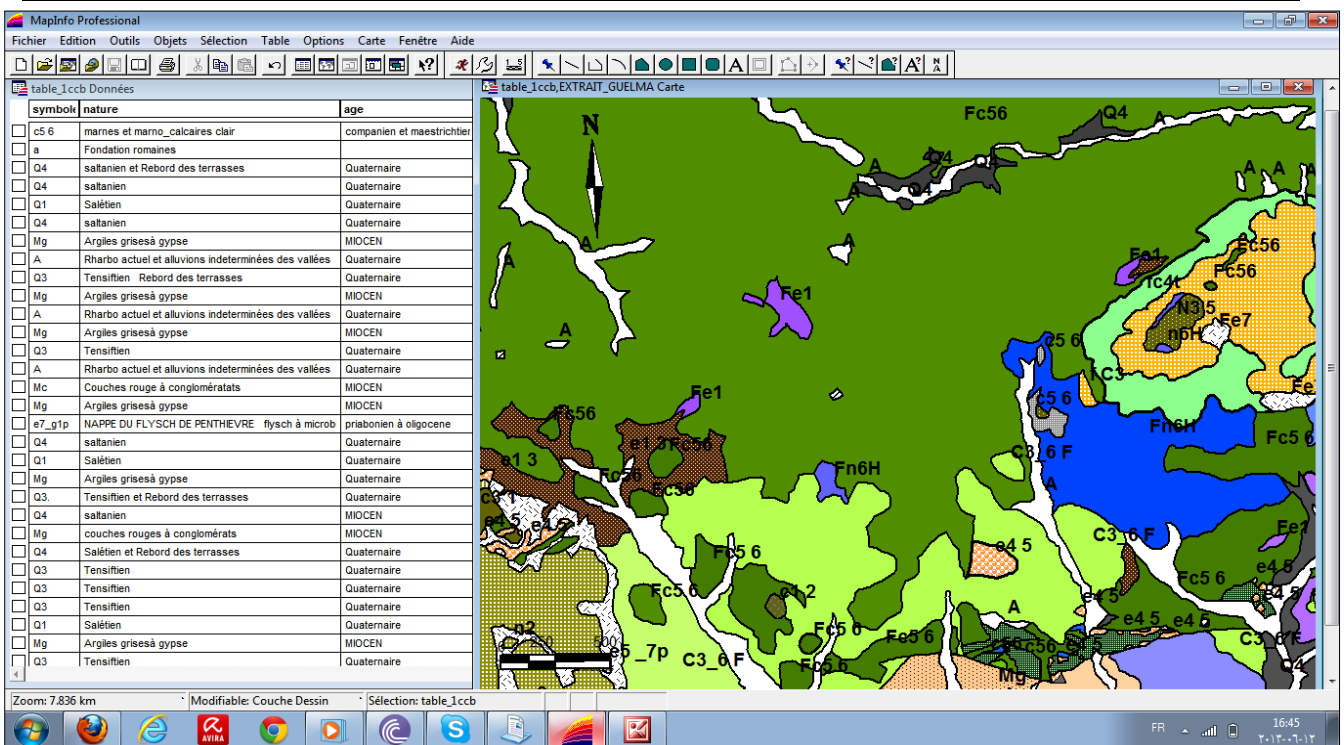


Figure 97 : Structure de la table « Lithologie »

Tableau 8. La table « Contacts »

Table des Failles de Djebel Debbagh		
Champ	Type	Description
N	Entier	Nombre de faille
Type	Caractère	Type de faille
Nature	Caractère	Nature de faille

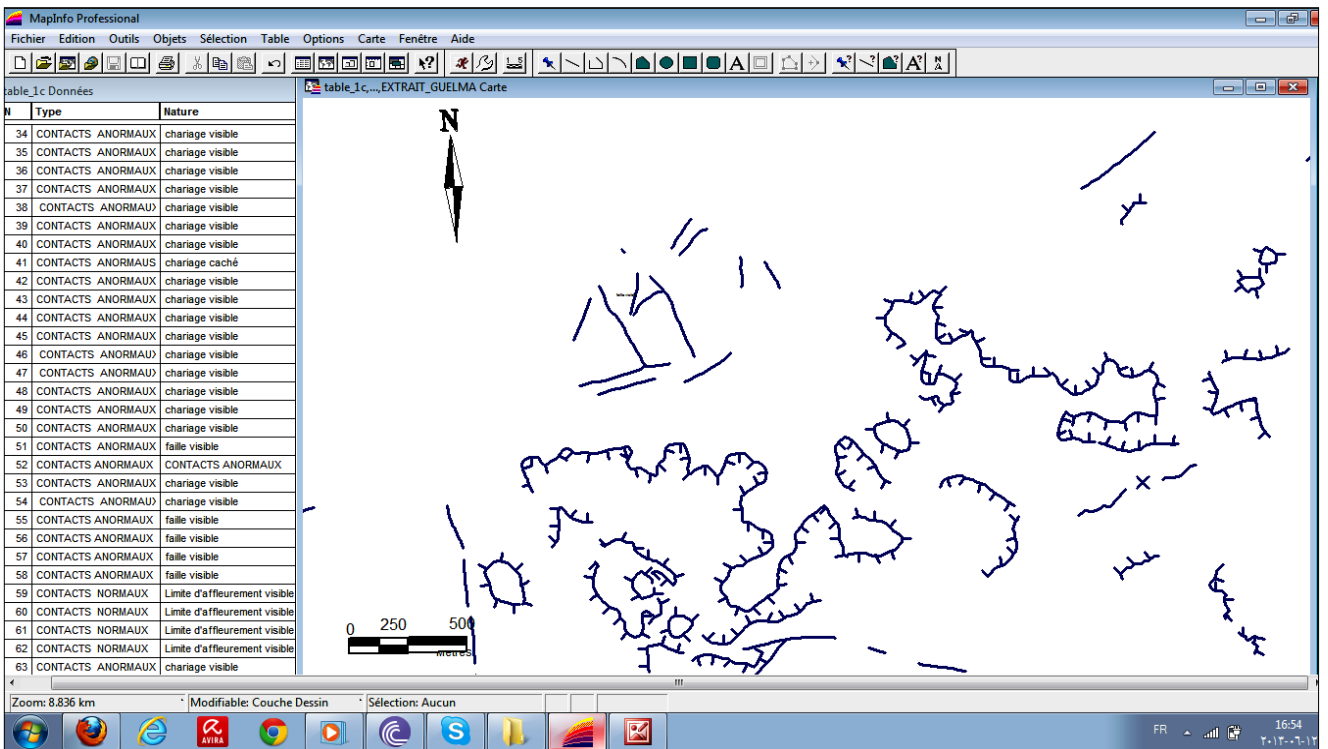


Figure 98. Structure de la table « faillie »

Tableau 9. La table « Courbe de Niveau »

Table Courbe de Niveaux de Djebel Debbagh		
Champ	Type	Description
Type	Caractère	Type de courbes (normal ou
Altitude	Entier	Altitude des courbes normal

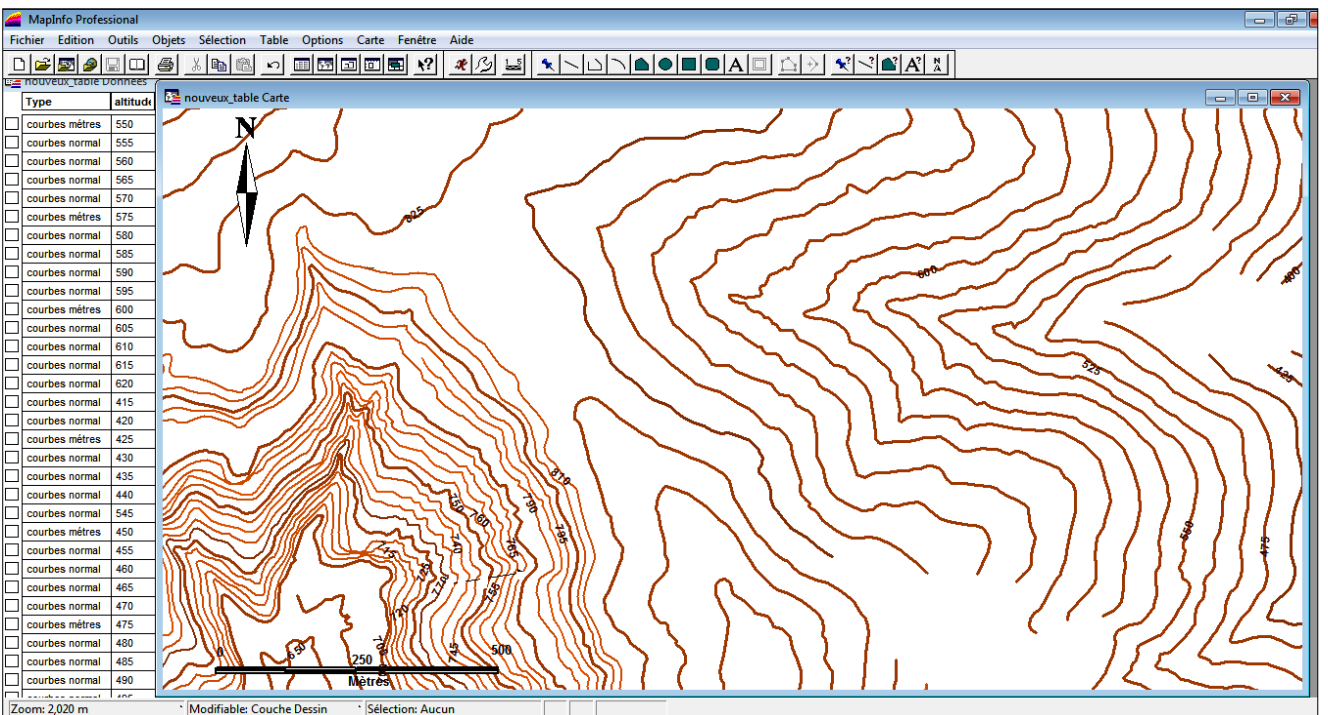


Figure 99 : Structure de la table « Courbe de niveau »

Tableau 10. La table « Sondage »

Table_Sondage de Djebel Debbagh		
Champ	Type de champ	Description
Sondage	Caractère	Le numéro de sondage (ex : S1)
X	Flottant	Coordonnée X Non- terrestre
Y	Flottant	Coordonnée Y Non- terrestre

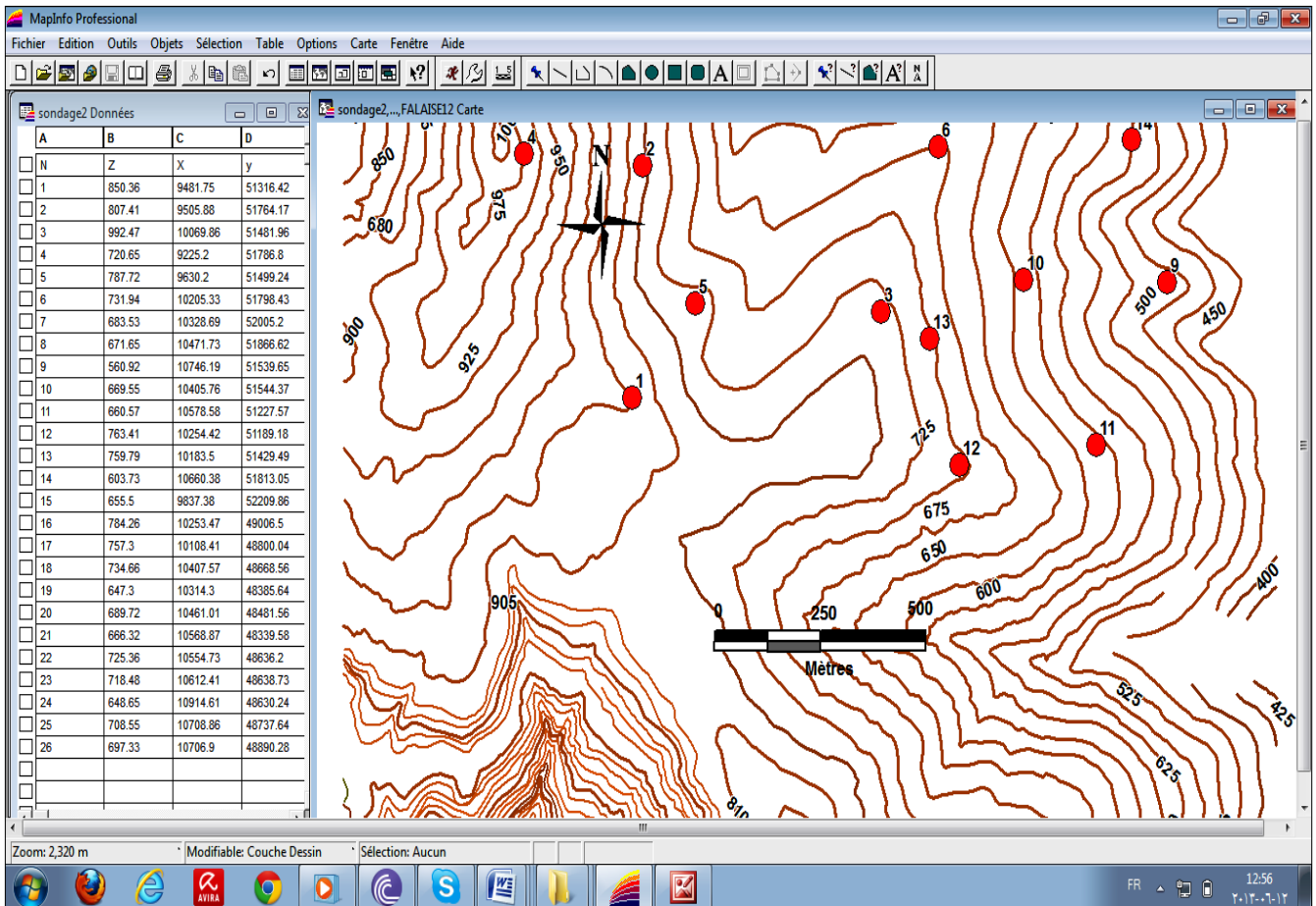


Figure 100 : Structure de la table « Sondage »

Tableau 11. La table « Tranchée »

Table_Tranchée		
Champ	Type de champ	Description
Tranchée	Caractère	Le numéro de tranchée (ex : T-9)
X	Flottant	Coordonnée X EN Djebel Debbagh
Y	Flottant	Coordonnée Y EN Djebel Debbagh
Z	Flottant	Coordonnée Z EN Djebel Debbagh

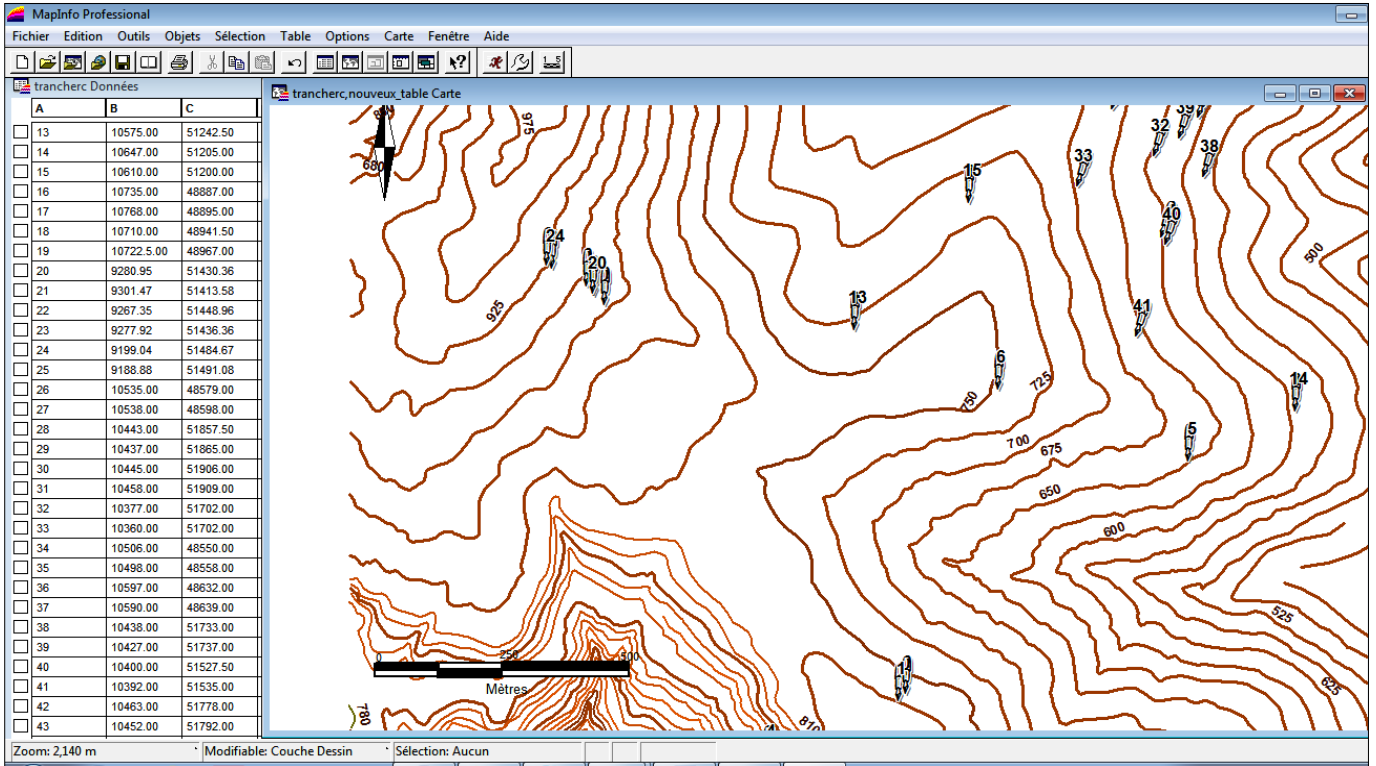


Figure 101. Structure de la table « Tranchée »

Tableau 12. La table « Falaise »

Champ	Type de champ	Description
Falaise	Caractère	Nature de falaise
N	Entier	Nombre

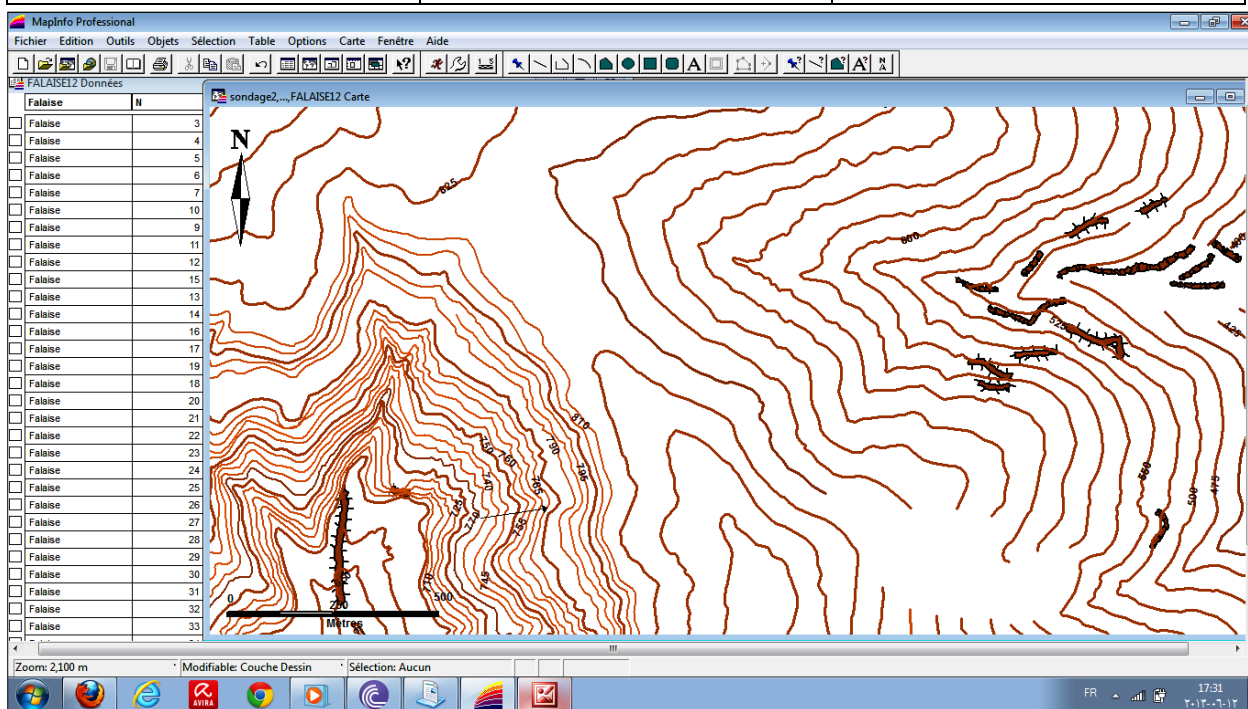


Figure 102. Structure de la table « falaise »

Suite des résultats de différents traitements des données graphiques et arbitraires, deux tables finales ont été effectués. **La première** est composée de quatre couches thématiques, correspondant à la combinaison des quatre tables créées (courbes de niveaux, sondages, tranchées et falaises), qui peuvent être affichées sur une carte avec toutes les informations géologique (Fig.103)

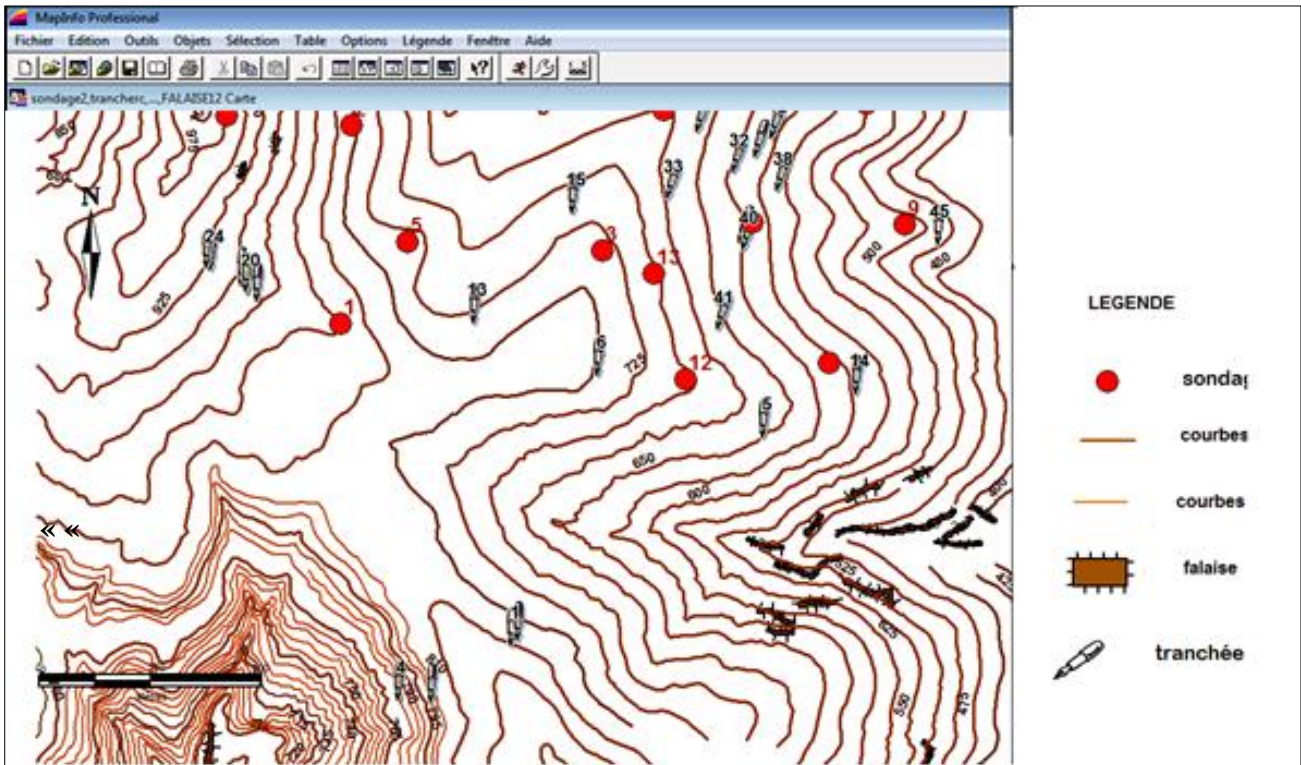


Figure 103. Structure finale de quatre tables (courbes de niveaux, sondages, tranchées et falaises)

Pour **La deuxième table finale**, deux couches thématiques, correspondant aux tables créées (formations lithologiques et failles), sont disponibles sous gisement du Djebel Debbagh et peuvent être affichées sur une carte avec toutes les informations géologiques (Fig.104).

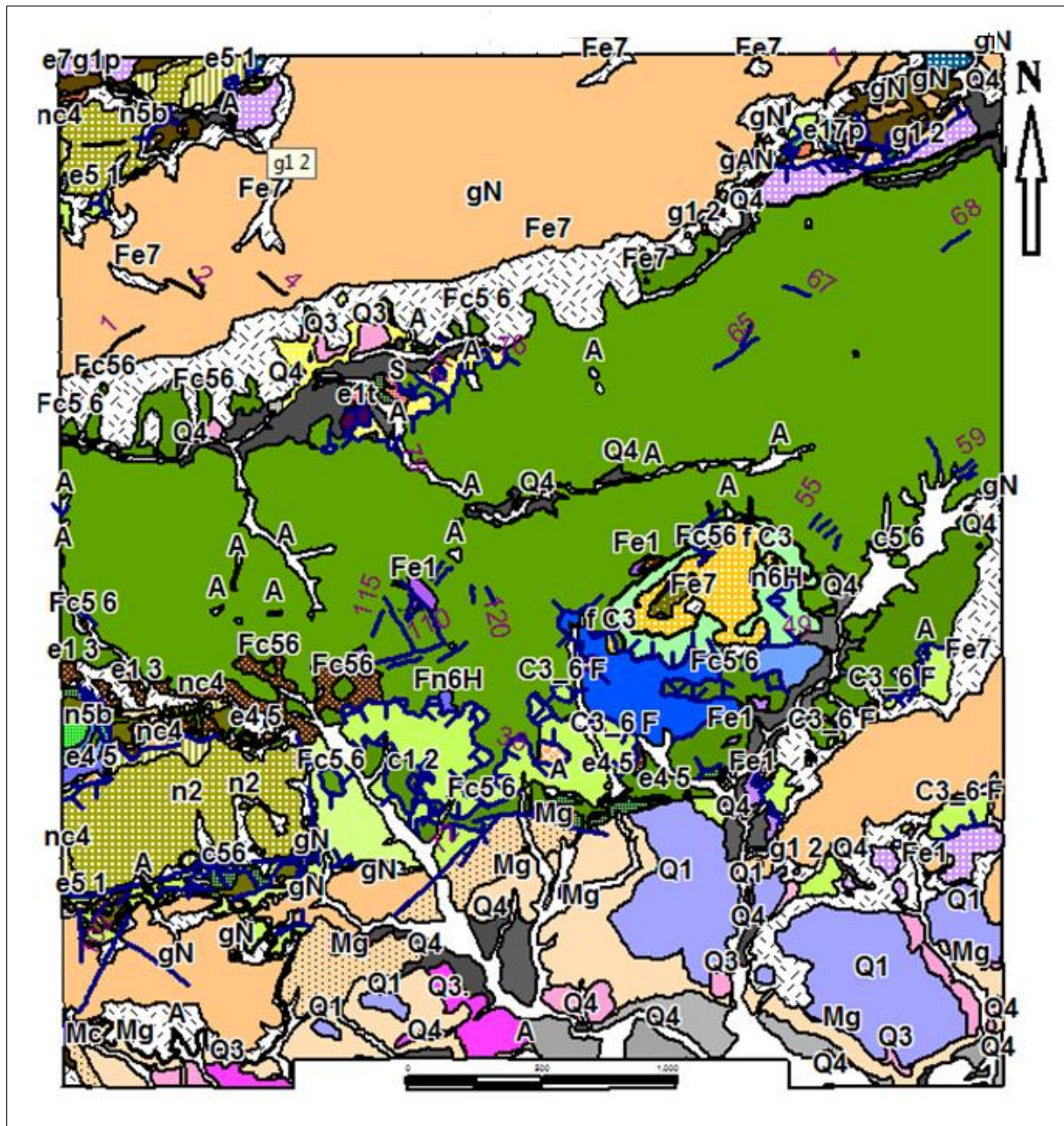


Figure 104. a) Structure finale de deux tables (formations lithologiques et failles),



Figure104 : b) Légende de la structure finale de deux tables (formations lithologiques et failles),

**RÉPONSES AUX PROBLÉMATIQUES MINIÈRES
ET STRUCTURALES**

REPONSES AUX PROBLEMATIQUES MINIERES ET STRUCTURALES

A la lumière des résultats obtenus par la présente étude, la comparaison avec les travaux antérieurs ont permis d'envisager les réponses suivantes:

RELATION MINERAI -ENCAISSANT

L'étude détaillée du niveau encaissant des minéralisations de Djebel Debbagh montre que la formation carbonatée est représentée essentiellement par des calcaires massifs et lités. Cette formation apto-cénomanienne est caractéristique d'une sédimentation de rampe à faible pente. Les calcaires aptiens et albo-cénomaniens contiennent uniquement de la calcite, dont la micrite est primaire et la sparite est secondaire. Les températures des formations carbonatées ainsi que les valeurs des isotopes sont compatibles avec l'évolution diagénétique d'où la présence d'un mélange des fluides météoriques-hydrothermaux.

Un contact net et immédiat est observable entre les minéralisations karstiques et leurs encaissant carbonaté.

MINERALISATIONS

La minéralogie des Lutétien est complexe et variée. Il se forme, en effet, des oxydes-hydroxydes de fer (hématite, goethite), jarosite et scorodite, des sulfates sous forme de gibbsite et d'alunite, des minéraux argileux (halloysite /kaolinite et illite),

les minéralisations sont encaissées dans les calcaires aptiens et albo-cénomaniens au seins des karsts ou aux affleurements dans les surfaces d'érosion. ces calcaires poreux et fracturés représentent un bon receptacle pour les fluides. Les argiles qui surmontent ces calcaires forment un écran pour leur diffusion

Les résultats de l'étude de la minéralisation sont très proches à ceux obtenus par Talbi (1987) et Assassi (2006) d'où la présence de la kaolinite/halloysite et/ou métahalloysite, l'illite, l'alunite et le quartz. Le montmorillonite présent par Talbi (1987) est absent sur l'ensemble des diffractogrammes, La smectite qui est détecté par Assassi (2006) dans le karst 46 avec une teneur de 30%, n'est pas signalé sur aucun diffractogramme pour le présent travail.

Concernant le couple kaolinite/halloysite est très difficile de les différencier dans la roches totale. Pour Talbi (1987) ces deux minéraux existent ensemble avec da dominance de

l'halloysite. Le traitement des échantillons par le Formamide n'a pas abouti une augmentation de la couche intercalaire à 10 Å. Donc le pic de 7Å peut correspondre à la kaolinite et /ou à la métahalloysite, ce qui est prouvé par les résultats de la spectroscopie infrarouge d'où l'apparition des bandes correspondantes à la métahalloysite (Assassi, 2006).

Cette métahalloysite peut être formée par la transformation des matériels détritiques tels que kaolinite ou l'illite qui occupent les parties périphériques des karsts, en laissant la partie centrale pour la métahalloysite par l'altération supergène et qui s'est précipité avec un fluide météorique avec des températures d'équilibre comprises entre 35 et 75°C

Le minerai de kaolin provient de l'altération des argiles d'origine détritique (du minerai illitique) qui provient des marnes sénoniennes, qui sont les roches mères pour la minéralisation kaolinique. La tectonique n'a pas modifiée d'une façon significative la forme originale de ces dépôts dans le secteur d'étude.

Aucun protore sous-jacent de concentrations en sulfures, carbonates ou silicates ferrifères justifiant la présence d'une telle masse ferrugineuse n'est signalé dans la région d'étude. Les chapeaux de fer des parties extrêmes, de taille importante reposent en discordance sur ces argiles ou parfois forment des intercalations dans ces dernières. Ceux de la partie centrale sont de taille réduite et affleurent généralement au niveau des roches carbonatées fracturées.

. Les textures exotique de limonite des chapeaux de, indiquant une migration du fer en solution acide. Essentiellement sous forme de goéthite dans les parties extrêmes et sous forme d'hématite dans la partie centrale dont les conditions sont moins acides. Les dimensions des chapeaux de fer sont en relation directe avec la nature de roches encaissantes et le chimisme des solutions favorisant la formation de ces chapeaux de fer.

L'absence de minéraux primaires et les textures exotiques des limonites excluent toute confusion de ces chapeaux de fer avec les formations ferrugineuses primaires, néanmoins, leurs conditions de mise en place et les différences qui ont pu être mises en évidence indiquent que le dépôt de ces chapeaux de fer s'est effectué par des solutions météoriques descendantes

Les principaux éléments caractéristiques de ces ferruginisations secondaires présentés par Ouddah (2008), sont par ordre d'importance quantitative : Fe, As, P, Mn, et Zn. En même temps les teneurs en Al, Ti, sont relativement basses. Ces résultats suggèrent une minéralisation polymétallique dans un milieu où le fer a migré intensément.

Donc :

Les calcaires aptiens et albo-cenomaniens qui sont formé d'un mélange des fluides météoriques et hydrothermaux, ne sont plus la roche mère de la minéralisation kaolinique et considérés comme encaissant stérile pour la minéralisation ferrugineuse.

Les marnes sénoniennes représentent la roche mère du minerai de kaolin qui provient de l'altération des argiles d'origine détritique (du minerai illitique). La tectonique n'a pas modifiée d'une façon significative la forme originale de ces dépôts qui ont été formé par altération supergène.

Les conditions de la mise en place et les différences qui ont pu être mises en évidence indiquent que le dépôt de ces faux chapeaux de fer s'est effectué par des solutions météoriques per descencum.

L'ordre d'abondance des éléments majeurs des formations ferrugineuses suggère une minéralisation polymétallique dans un milieu où le fer a migré intensément.

STRUCTURALEMENT

Le présent travail à travers les résultats de l'inversion géophysique : l'aéromagnétisme et en particulier ceux de la Déconvolution d'Euler appliqués aux données réelles a confirmé dans un grand axe la géologie de surface. Les profondeurs d'investigation peuvent atteindre plusieurs kilomètres. Ces profondeurs assez importantes dépassent celles connues dans la région de Debbagh et qui sont interprétées selon des directions structurales proches de celles observées sur le terrain.

Les méthodes d'inversions magnétiques et celle de la télédétection ont vérifié les orientations structurales observées sur le terrain (N-S à NE-SO), les failles proches du corps de minerai, favorisent la circulation des fluides minéralisateurs et ont permis la distinction entre les unités minéralisantes et leurs encaissants. Les principales structures géologiques sont clairement représentées par le magnétisme, les contacts géologiques sont compatibles avec divers affleurements observés dans le secteur étudié.

Les différentes failles observées dans toute la région sont régionalement associés aux anomalies positives qui sont déplacées légèrement vers le Nord, elles coïncident avec les affleurements crétacés, elles correspondent aux unités sédimentaires miocènes et quaternaires représentées généralement par des grès numidiens et des alluvions. Les anomalies négatives s'étendent d'Ouest à l'Est et correspondent aux Kef Hahounner, Djebel Grar, Djebel Taya et Djebel Debbagh et coïncident avec les dolomies Jurassiques ainsi qu'avec les calcaires et les

dolomies du Crétacé qui sont généralement diamagnétiques (signature magnétique faible ou négative).

Actuellement le long de la région de Debbagh, seulement Djebel Debbagh qui est en cours d'exploitation. L'exploration dans cette zone n'est cependant pas simple car en recherche des gisements en polymétaux, l'absence de tout indicateur géologique, la géologie de surface n'est qu'un moyen pour cibler s'il est possible des gisements de surface. La prospection minière dans ces conditions a fait appel à la géophysique qui paraît essentielle pour la recherche des zones à potentiel minier présentant de fortes anomalies

L'interprétation qualitative des données magnétiques a permis de remarquer que les alentours nord et sud de l'unité Kef Hahounner,- Debbagh présentent de fortes anomalies magnétiques. Ceci pourrait être considéré comme une signature pour l'exploration de ces secteurs.

Donc le présent travail permis de délimiter les unités structurales internes individualisées lors de l'orogénèse de Debbagh, qui se différencient par leur position dans ce bassin sédimentaire, leurs styles tectoniques et aussi par la nature des différentes minéralisations qu'elles renferment.

L'analyse des trois cartes des dérivées d'anomalies aéromagnétiques les contacts lithologiques dans la région de Debbagh suivent généralement la direction est-ouest : la grande faille qui est visible depuis le Kef Hahounner, et qui aligne le Hahounner,, Grar, Taya et Debbagh. Des linéaments NE-SO qui recoupent ceux de direction E-O.

La Déconvolution d'Euler a été appliquée aux données aéromagnétiques de la région du Debbagh en utilisant les paramètres optimaux déterminés sur la base de l'étude du modèle théorique e qui sont : Indice structural : $SI= 0.25$ pour les contacts et $SI=1.25$ pour les failles, Dimension de la fenêtre : $W = 11 \times 11$ et une Tolérance : $Z = 0.15 \%$.

Les solutions des contacts indiquent la présence des structures géologiques profondes représentées par des formations miocènes et quaternaires, qui sont bordées par des contacts peu profonds, et montrent une orientation majeure E-O à NE-SO, correspondant généralement à des affleurements d'Eocène et de Miocène.

Les solutions des failles sont caractérisées par l'abondance des structures relativement profondes limitées par des systèmes de failles NO-SE et NNE-SSO. Les plus faibles valeurs de profondeurs sont observées dans les parties est, centrale et ouest de la carte et montre des orientations majeurs E-O et ONO-ESE qui a délimité l'unité de kef Hahounner-Debbagh et relié l'importante faille qui a limité ces massifs de l'Ouest vers l'Est et corrélé avec les affleurements de Jurassique et du Crétacé. Ceci est expliqué par des extensions élevées des

anomalies caractérisées par des courtes longueurs d'onde et justifié par l'absence de sources magnétiques significatives dans cette partie de la zone d'étude.

Une bonne corrélation est constatée entre les structures magnétiques qui suivent généralement la direction des structures géologiques.

Une relation étroite entre la géologie de surface et les profondeurs d'investigation selon des directions structurales proches de celles observées sur le terrain. Les principales structures géologiques sont très bien identifiées par l'aéromagnétisme.

Donc

Les méthodes aéromagnétiques, la déconvolution d'Euler et la télédétection ont vérifié les orientations structurales observées sur le terrain :

- *Des linéaments NE-SO qui recoupent ceux de direction E-O ; la grande faille qui est visible depuis le Kef Hahounner., et qui aligne le Hahounner., Grar, Taya et Debbagh.*
- *Systèmes de failles NO-SE et NNE-SSO : structures relativement profondes*
- *Systèmes de failles E-O et ONO-ESE : structures présentant les plus faibles valeurs de profondeurs qui a délimité l'unité de kef Haouner-Debbagh*
- *Les différentes failles observées dans toute la région sont régionalement associés aux anomalies positives qui sont déplacées légèrement vers le Nord. Le regroupement des anomalies positives le long des failles et des formations lithologiques s'explique par la présence de fortes sources alimentées qui se trouvent en sub-surface. Ces accidents tectoniques sont des pièges pour la concentration polymétallique. Les accidents Nord-Sud ont également recoupé les accidents est-ouest et affectent les grès de la nappe numidienne*

Les structures magnétiques sont en bonne corrélation avec la tectonique, dont les failles profondes de direction E-O et NE-SO, représentent les guides structuraux de minéralisations

.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

La présente étude a porté sur les formations néritiques autochtones carbonatées ainsi que les minéralisations existantes au sein du Constantinois oriental le long de massif de Debbagh. Au terme de ce travail de thèse, les résultats et conclusions majeurs sont :

Sur le plan géologique

Le massif de Djebel Debbagh, le plus important gisement de la série néritique constantinoise orientale, constitue des formations allant du Jurassique au Crétacé.

Deux types de minéralisation ont été signalés au sein de Djebel Debbagh : le kaolin et les faux chapeaux de fer qui sont encaissés dans des roches carbonatées (calcaires), Un contact net est signalé entre le minerai et son encaissant.

Les analyses chimiques des formations carbonatées de Debbagh (calcaires) montrent une régularité des composants en éléments majeurs: fortes teneur en CaO et faibles valeurs pour le reste des éléments. Ces résultats expliquent la cohésion et l'hétérogénéité de ces calcaires. Les faibles teneurs en SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 élimine toute confusion que ces calcaires peuvent être la roche mère des minéralisations kaolinique.

La minéralogie magnétique, diffractométrie aux rayons X et la pétrographie sous cathodoluminescence montrent que les calcaires apto-cénomaniens contiennent essentiellement la calcite qui s'associe au quartz. Ces calcaires considérés comme encaissant stérile pour la minéralisation ferrugineuse.

La minéralogie de la roche totale et de la fraction argileuse montre que le kaolin de Debbagh est composé essentiellement de kaolinite et/ou d'halloysite, métahalloysite et d'illite. Les minéraux non argileux se représentent par l'alunite, la calcite et le quartz.

De point de vue géochimique les kaolins de Debbagh se répartissent en trois catégories, il est riche en première catégorie qui est la plus demandée.

La susceptibilité magnétique ainsi que l'analyse de DRX des chapeaux de fer montrent que ces roches se composent essentiellement de goethite, hématite, jarosite ainsi que minéraux résiduels (kaolinite, calcite, quartz, smectite, barytine, scorodite et gibbsite)

Géochimiquement, Fe_2O_3 corrélé négativement avec le SiO_2 . Les teneurs en Fe_2O_3 dépassent 30%. Les teneurs en As_2O_3 sont élevées dans les parties extrêmes vu la présence

de l'arsenic au milieu acide. Le reste des éléments présentent des faibles teneurs, ceci est dû à la présence des fragments de l'encaissant ou des minéraux résiduels et / ou secondaires.

La minéralisation kaolinique de Debbagh est formée par l'altération supergène d'un matériel détritique riche en illite dont la roche mère est représentée par les marnes sénoniennes. Les chapeaux de fer sont formés par des solutions per descencum

Sur le plan Sédimentologique

L'étude détaillée des trois coupes lithostratigraphiques des formations carbonatées Apto-cénomaniennes de Debbagh (M'zaret Debbouze, la Mine de kaolin et Mechetat Bou Helassa) a permis de proposer un modèle sédimentologique de rampe carbonatée à faible pente composé de cinq (05) microfaciès

Le modèle sédimentologique depuis les plus distaux jusqu'aux plus proximaux présente deux associations majeures : La première association contient généralement les fossiles complets et brisés de milieu marin ouvert, représentant par des bryozoaires, des crinoïdes, des ostracodes et des brachiopodes. La seconde association se caractérise par l'abondance des grains squelettiques avec un classement modéré à bon et une et est dominée par des péloïdes, des algues, des rudistes, et plusieurs formes de foraminifères benthiques, surtout les orbitolines.

Sur le plan structural

La zone d'étude fait partie d'un domaine de plate-forme, qui se caractérise par une intense activité tectonique

Les failles sont des éléments importants dans le massif de Debbagh. Les limites des contacts géologiques ont été contrôlées par ces failles et ont également joué un rôle dans la configuration des plis de la région. Ces failles montrent une orientation N-S à NE-SO.

La cohérence des directions de linéaments dans la région de Debbagh et les massifs avoisinants, reflète le positionnement des affleurements de bioconstruction sur les flancs doux des anticlinaux.

Les résultats des inversions géophysiques confirment les géométries des unités en surface ainsi que leur orientation subverticale,

L'aéromagnétisme à travers les traitements et le filtrage numérique des données aéromagnétiques réelles de Debbagh permis d'avoir une idée sur la distribution des anomalies négatives et positives en les accordant avec les différentes unités lithologiques et les failles correspondantes, qui sont généralement de directions E-O et NE-SO

La Déconvolution d'Euler avec le bon choix de l'indice structural a donné une bonne estimation locale des sources aeromagnetiques; les solutions d'Euler (contacts géologiques et failles) montrent que les profondeurs calculées varient entre 0.04 à 1.25 km pour les contacts 0,43 km et plus de 6 km. Les solutions des contacts indiquent la présence des structures géologiques profondes représentées par des formations miocènes et quaternaires, qui sont bordées par des contacts peu profonds, et montrent une orientation majeure E-O à NE-SO, correspondant généralement à des affleurements d'Eocène et de Miocène. Pour les solutions failles, les structures les plus profondes présentent un système de failles NO-SE et NNE-SSO et les moins profondes caractérisées par un système de directions E-O et ONO-ESE:

La comparaison des données structurales et géologiques montrent que les structures magnétiques sont en bonne corrélation avec la tectonique, dont les failles profondes de direction E-O et NE-SO, représentent les guides structuraux de minéralisations.

.La télédétection à travers les traitements de la composition colorée et les filtres directionnels a permis de faire une discrimination lithologiques et une détermination des structures linéaires de faible amplitude ainsi que le maximum de discontinuités linéaires existantes au sein de la région de Debbagh. Les directions retenues pour l'établissement des cartes linéamentaires de Djebel Debbagh et du gisement de Debbagh suivent le filtre directionnel $X= 135^\circ$.

Donc ces résultats limités par la télédétection (inaptitude de la réalisation de quelques traitements ; bandes ratios et l'analyse en composantes principales (ACP), ouvrent des horizons pour résoudre le problème de la couverture végétale sans l'intervention de l'indice de végétation, mais en utilisant des images hyperspectrales ainsi que la géobotanique.

Une base de données géologique a été créée dans un environnement SIG, en tenant compte de l'information disponible. De même l'information minière se trouve dispersée dans une très grande diversité de documents, il devient très difficile de les organiser et les compiler tous dans le même format. Le SIG a été créé en utilisant une plate-forme en Map Info. Le système comprend deux niveaux principaux de données : la lithologie et les failles.

Les résultats obtenus à l'issue de l'exploitation de cette base de données, représente une base d'une réflexion pour poursuivre nos recherches d'où la nécessité d'utiliser un maximum d'informations tel que les teneurs en chaque élément et les données détaillées des sondages des plus importants gisements, dont l'objectif principal est de développer un modèle géologique et minier à partir de cette nouvelle approche de cartographie automatique (SIG)

qui permettra l'établissement des cartes à des buts spécifiques (par exemple l'analyse thématique pour notre cas).

Les anomalies clés, les propriétés physiques permettent de distinguer les différentes unités géologiques de leurs encaissants. Il est donc primordial dans un premier temps d'identifier et de distinguer les diverses unités.

La composante structurale apparaît donc comme essentielle dans la genèse des minéralisations de Debbagh.

L'extension en profondeur des unités géologiques, sera évidemment un point très important pour l'exploration minière. Ce ci suggère que la recherche de nouveaux gisements peut se poursuivre sur de plus grandes profondeurs, ce qui est probablement doit se faire actuellement

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AEROSERVICE. 1975.** Aero-magneto-spectrometric survey of Algeria, Final report, 3 volumes, Houston, Philadelphia
- AISSAOUI D., 1984.** Les structures liées à l'accident Sud Atlasique entre Biskra et le Djebel Menaà (Algérie). Evolution géométrique et cinématique. Thèse, 3^o Cycle, Univ. L.Pasteur, Strasbourg, 150p.
- ARIS Y., 1994 :** Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plio-quaternaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différentes phases de déformations. Doctorat d'université, Nancy I, 215p.
- ARIS Y., COIFFAIT, P. E. ; GUIRAUD, M. 1998.** Carcterisation of Mesozoic déformations and paleostress field in the central Constantinois, northeast Algéria tectonophisics 290, 59-85.
- ASFIRANE-HADDADJI F. ET GALDEANO A. 2000.** L'utilisation de la déconvolution d'Euler et du signal analytique pour la localisation des sources magnétiques. Bull. Soc. géol. Fr., 1, 71-81.
- ASSASSI F., 2006 :** "Reconstruction des températures des fluides de minéralisation karstiques de Dj. Debbagh. Guelma- Nord-Est Algérien". Thèse de Doctorat, Université Badji Mokhtar- Annaba, Algérie. Pp. 161.
- ATMANIA D. 2010.** Minéralogie des argiles et phénomène de retrait-gonflement dans le bassin de Mila (nord constantinois). Thèse de Doctorat, Université Mentouri- Constantine, Algérie. pp. 172.
- BANNARI, A., D., MORIN, F., BONN, A.R., HUETE, 1995.** A review of vegetation indices, Remote Sensing Reviews, Vol. 13, 95-120.
- BAR C B., 1957:** Etude géologique de la feuille au 1/50.000 d'Ain M'lila. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, NLLE série N^o9. 249p.
- BARDOSSY. G., 1982.** Karst Bauxite Elsevier Scientific Amsterdam, 441
- BARBOSA VCF, JOAO BC and MEDEIROS WE 1999.** Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler déconvolution: Geophysics, 64: 48-60
- BARONGO, J.O, 1984.** Euler's differential equation and identification of the magnetic point-pole and point-dipole source, Geophysics, 49. 1549-1553
- BARANOV V.; 1957:** A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo gravimetric anomalies. Geophysics, 22, 359-383.

- BARANOV V. and NAUDY H.; 1964.** Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- BATHURST, R.G.C. 1966.** Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, 5: 15-32.
- BEGUIRET L et ASSASSI F. 2012.** Etude des minéralisations kaoliniques de M'zaret Debbouze - Djebel Debbagh oriental (N- E Algérien). Colloque international sur la Géologie du Sahara Algérien. Ouargla; Algérie.
- BEGUIRET L ., ASSASSI F et HARROUCHI L. 2016.** Deconvolution applied to aeromagnetic data of the Debbaghmassive, neritic Constantinois (north-eastern Algeria), *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. Vol. 57, n. 3, pp. 247-260; September 2016
- BENABBAS C., INES M., DEMDOUM A., BOUGHRARA A., YAHIAOUI A., 2001 .** Etude morpho-structurale de la région de Constantine. 1^{er} Séminaire sur la Géologie du Grand Constantinois 06-07 Novembre Constantine.
- BLANCHARD R. 1968.** Interpretation of leached outcrops - *Nev Bur Min Bull*, 66, 196 p
- BLAYAC J., 1912.** Esquisse géologique du bassin de Sybouse et de quelques régions voisines. *Bull. Serv. Map Geo. Algérie*. Vol. 2, N° 6.
- BONN F. 1979.** Introduction à la télédétection en écologie et sciences de la terre. Département de géographie. Université de Sherbrooke. Numéro 45, 59 p.
- BOUDCHICHA M., 2010.** Etude de la cristallisation et des propriétés mécaniques et diélectriques de céramiques préparés à partir de kaolin-dolomite. Thèse de Doctorat, Université de Batna, Algérie, p155.
- BOUILLIN J. P., 1977.** Géologie alpine de la petite Kabylie: la région de Collo et El Milia (Algérie), PhD Thesis - Université de Paris, pp.509
- BOUILLIN J.P et al. ;1979.** La transversale de Collo et d'El Milia (petite Kabylie) : une région – clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaînelittorale d'Algérie. *Mem. Soc. Géol. Fr., Nouv. Série t.t VII, n° 135 P*
- BOUILLIN J P. 1986.** Le bassin maghrébin une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. II, n° 4, pp. 547-558.
- BOUKROUH, F. 2006.** Etude des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma, Thèse magistère, université de Constantine, Algérie, 125p
- BOUREZG M. 1989.** Etude minéralogique et géochimique des chapeaux de fer du Nord-Est Algérien". Thèse de Magister, Université de Constantine, Algérie, pp. 130.

BOURNAS, N., 2001, Interprétation des données aérogeophysiques acquises au dessus du Hoggar oriental, *Thèse d'état U.S.T.H.B – Alger*, 250p.

BOURNAS, N., GALDEANO, A, HAMOUDI, M., BAKER, H., 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of the Eastern Hoggar (Algeria), using Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods: *Journal of African Earth Sciences*, **37**, 191-205.

BOUZIDI N. 2012. Influence des impuretés des kaolins sur les propriétés des produits de cuisson, Thèse de Doctorat en Co-Tutelle. Univ de Bejaia et Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, France.

BROUARD E., 1992. Etude des cryptokarsts tertiaires de la Forêt de Bessède (Périgord, France) et de l'Entre Sambre et Meuse (Belgique) : lithologie, géochimie, néogène et évolution des systèmes karstiques. *Thèse de Doctorat en Sciences de l'Université Paris Sud-Orsay, France*, 270 p.

BUREAU D., 1970. Principaux traits de la structure des monts de Bélezma (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*. (7).T.XII.N°2.PP.210-213.

BUREAU D., 1986. Approche sédimentaire de la dynamique structurale: évolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès. Algérie). Thèse d'Etat. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 441P.

BURCHETTE TP, WRIGHT VP 1992. Carbonate ramp depositional system, sedimentary geology, **79**, 3-57

CALKINS, H.W., AND R.F., TOMLINSON, 1977. Geographic Information Systems: Methods and Equipment for Land Use Planning. Ottawa, Canada: International Geographical Union, Commission of Geographical Data Sensing and Processing and U.S. Geological Survey.

CHADI M., 1991. Etude géologique de monts de Ain M'lila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p

CHADI M. 2004. Cadre géologique et structurale des séries crétacées néritiques du Constantinois (Est–Algérien). Doctorat d'état Université, Constantine, 219 p

CHURCHMAN G.J., WHITTON J.S., CLARIDGE G.G.C. & THENG B.K.G., 1984. Intercalation method using formamide differentiating halloysite from kaolinite. *Clays and Clay Minerals*, **32**, n° 4, 241-248.

CHOUABBI, A. 1987. Etude géologique de la région de Hammam n'bail, Sud-est de Guelma, Algérie, Secteur des zones externes de la chaîne de Maghrébides. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle. Université Paul Sabotier. Toulouse, 123p.

COIFFAIT P E., 1992: Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). Thèse Sciences. Nancy I.P.502.

COLLECTIF. 1978. Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X. *Note Technique de l'Institut de Géologie de Strasbourg*, 1, 33p.

COLWELL, R. 1983. Manual of Remote Sensing, vol. I et II. Falls Church, VA. American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, pp. 21-23.

CORNACCHIA M. ET DARS R. 1983. Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bull.Soc.Géol.France*, N°1,P.101-109.Sc ; Géol., 51 p.

CORNER J.M., 1974. Genesis Jamaican bauxite. *Ecology-Geology*. 69pp 125-164

COULIBALY L. 1996. Interprétation structurale des linéaments par traitement d'image satellitaire : Cas des sous-provinces d'Abitibi et d'Opatica (Québec), Mémoire de maîtrise, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 117 p.

DA SILVA AN. 2004. Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge. Thèse de doctorat. Univ de Liège.234p.

DARESTE DE LA CHAVANNE J., 1910. La région de Guelma : étude des gisements tertiaires. PhD Thesis. University of Lyon, Publ. Serv. Géol.Carte., Algeria, vol., pp. 50

DAVID L. 1956. Etude géologique des monts de la Haute Medjerda. Publ. Serv. Carte. '

DIDIER M., 1990. Utilité et valeur de l'information géographique. CNIG, Paris, *Economica* : 47-74.

DELEAU P., 1938. La carte géologique détaillée de Hammam Meskhotine. Feuille N° 53. Ed. Serv. Geol. Algérie.

DELEAU P., et THIERY P. 1953. Les gites d'antimoine du département de Constantine, le gite d'Ain Karma. Etude géologique et minière, Publ Serv De la carte d'Algérie, bull n° 1, trav, Coll, 1953, fasc 1

DERCOURT, J.; ZONENSHAIN, LP; RICOU, LE; KAZMIN, VG; LE PICHON, X; KNIPPER, AL; GRANDJACQUET, C; SBORSHCHIKOV, JM.; BOULIN, J; SOROKHTIN, O; GEYSSANT, J; LEPVRIER, C; BIJU DUVAL, B; SIBUET, JC; SAVOSTIN, LA; WESTPHAL, M. & LAUER, JP. 1985. Présentation de neuf cartes paléogéographiques au 1/ 20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol.8, pp. 637-652.

DARESTE DE LA CHAVANNE, J. 1910. La région de Guelma : étude des gisements tertiaires. Thèse PhD- Université de Lyon, France. Bull. Serv. Carte. Géol., Algérie, vol.50 p.

- DELINEAU TH. 1994.** Les argiles kaoliniques du bassin des Charentes (France) Analyses typologiques, cristallographiques, spéciation du fer et applications. Thèse INPL, Nancy, France.
- DENIZOT.G. 1961.** La composition et la genèse de Province et Languedoc. Bulletin du bureau de recherche géologique et minière, N°2, p 35-46
- DESLANDES, 1989.** Initiation aux méthodes de traitement numérique des images satellites, sur le système PCI Inc., EASUPACE . CARTEL, 32 p.
- DOMZIG A., 2006:** "Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne" Thèse de Doctorat-Université de Bretagne Occidentale, 343p.
- DRURY, S. A, 1986.** Remote Sensing of Geological Structure in Temperate Agricultural Terrain. Geological Magazine, 124(04):388
- DUNHAM RJ. 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Mem Am Assoc Pet Geol 1:108–121
- DUNLOP D.J. 1995.** Magnetism in rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100: 2161-2174.
- DURAND DELGA, M. 1949.** Notes sur la structure géologique des environs de Texenna (Petite Kabylie, Algérie), Bull. Soc. Géol. France
- DURAND DELGA M. ET LAPLAINE 1948.** géologie de Sidi Marouf. Rapp. De st. A la mise de Sidi Marouf . 20p. Arch. Des Min. de Constantine.
- DURAND DELGA M. (1955) :** Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique (Algérie). Thèse Sciences Paris et Bull . Serv. Carte géol. Algérie, 2 série, N° 24, 533p.
- DURAND-DELGA M., 1969.** Mise au point sur la structure du N-E de la Berberie. Bull. Serv. Map. Geol., Algérie, vol. 39, pp.89-131.
- DURAND DELGA M et al 1955.** Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique. I. B. I. D., n°2. Sér n° 24, 2t.
- DURAND-DELGA, M. 1956.** L'évolution de l'Archipel de La Galite au Néogène et au Quaternaire. Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris, 243: 507-509.
- DUROZOY G. 1960.** Etude géologique de la région Châteaudun du Rhumel. Publ. du Serv. De la carte géol. de l'Algérie. Nlle série. Bull. N°22.
- EBERLY, D. 1996.** Ridges in Image and Data Analysis. Kluwer Academic Publishers 123, N°. 2. pp. 113- 121.

- EL DAWI, M.G., TIANYOU, L, HUI, S AND DAPENG, L. 2004.** Depth Estimation of 2-D magnetic anomalous sources by using Euler deconvolution method, *American Journal of Applied Sciences* **1** (3), 209–214
- E.R.E.M. 1978 - 1981.** Rapport interne de la mission Soviétique pour la prospection des kaolins de dj. Debbagh. Inédit.
- EL YAKOUBI N. 2006.** Potentialités d'utilisation des argiles marocaines dans l'industrie céramique : cas des gisements de Jbel Kharrou et de Benhmed (Meseta marocaine occidentale) Thèse de Doctorat. Université Agdal, Maroc. pp. 212.
- FLÜGEL, E. 1972.** Microfazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. Methoden und Probleme. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud*, 21: 9-64.
- FRIEDMAN, G.M., AMIEL, A.J., BRAUN, M. & MILLER, D.S. 1973.** Generation of carbonates particles and laminites in algal mats - example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea. *The American Association of Petroleum geologist, Bulletin*, 57: 541-557.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D.K., 1988.** Karbonatgesteine. In: Fuechtbauer, H. (éd.): *Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie; Teil II*, 2 (4): 233-434.
- GALL J C., 1976.** Environnement sédimentaires anciens et milieux de vie : Introduction à la paléontologie, Ed. Doin, 228p.
- GELARD J P., 1969.** Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale orientale du massif de Chellata : le flysch Mauritanien (Grande Kabylie). *Bull. Soc. GéolFr.*, (7), t. XI, pp. 676-686, 3 fig., 1 pl.
- GELARD J. P., 1979.** Géologie du Nord- Est de la grande Kabylie : un segment interne de l'orogène littorale Nord africain. Thèse de Doctorat. Université de Dijon, France. pp. 326.
- GILLESPIE. AR. 1976.** Directional fabrics introduced by digital filtering of images. *Proceedings of the second international conference on tectonics*. Delaware, pp.500-507.
- GLAÇON J. 1963.** L'évolution géologique et les gîtes métallifères du Tell Algérien et au sud de Sétif C.R S.S.G.F.Fasc .7, p
- GLANGEAUD L. 1932.** Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Book 637 Edited by Cadoret Y., 1932, Bordeaux, France.
- GLEMSER, O. 1959.** Structure of some hydroxide and hydrous oxide. *Nature* 183, pp. 943-944.
- GUELLAL S et al. 1973a.** Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP-SONATRACH), 19 fig., 27 pl. 167p.

- GRIM R E. 1968.** Clays Mineralogy. Mc. Graw-Hill New York. 596.
- GUIRAUD. R., 1973 :** Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sc. Univ. Nice, 270p.
- GUIRAUD R. 1975.** Evolution post triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Pays. (2), 17, 4, 427, 446.
- GUIRAUD, R. et al. 1987.** Post-Hercynian tectonics in Northern an Western Africa. Geol. J., 22, Thematic Issue : 433-466.
- GUIRAUD, R., 1990.** L'évolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines: Thèse Doct. Sci. Univ. Nice, 259 p. Mémoires n03, Publ. de l'ONIG, Alger.
- HARROUCHI L. et al 2016.** Application of 3D Euler Deconvolution and Improved Tilt Angle to the Aeromagnetic data of In Ouzzal terrane, western Hoggar, Algeria
- HEIDER F. ZITZELSBERGER A. & FABIAN K., 1996.** Magnetic susceptibility and remanent coercive force in grown magnetic crystals from 0.1 mm to 6 mm. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 93, 239-256.
- HOLTZAPFFEL. T. 1985.** Les Minéraux argileux: Préparation, analyse diffractiométrique et détermination, Société Géologique du Nord.
- HOOD, J.P., 1965.** Gradient measurments in aeromagnetic surveying, Geophysics, **30**. 891-902.
- IMESSAOUDENE N ; 2012.** Utilisation de la télédétection pour la cartographie géologique du Massif des Eglab et de sa bordure sédimentaire (Sud-Ouest algérien). Exemple de la feuille de Mokrid, Thèse de Magister, Université de Sétif, Algérie, 68p
- JENSEN, J. R. 2000.** Active and passive microwave, and LIDAR remote sensing. Remote sensing of the environment: an earth resource perspective (pp. 285 – 332). NJ: Prentice-Hall, Chap. 9.
- JURCOVIC I and SAKAK K. 1964.** Stratigraphical and paragenetecal Characteristics of bauxite in Yougoslavia. Symposium Bauxites Zeghreb, I-3X-1963, I,pp 53-63
- KATSUAKI K., SHUICHI N. ET OHMI M. 1995.** Lineament analysis of satellite images using a segment tracing algorithm (STA). Comput. Geosci., 21(9): 1091-I 104.
- KAZI-TANI N. 1986.** Evolution géodynamique de la bordure Nord Africaine le domaine intra plaque nord orientale. Approche méga séquentielle

- KEATING P., and SAILHAC, P., 2004.** Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes, *Geophysics*, 69:180-190.
- KENNETH WB. 1982.** The formation of Goethite, Jarosite, Alunite during the weathering of Sulfide-Bearing felsic Rocks. *Economic Geology*, 77, 176-184
- KING D. 1953.** Origin of alunite deposits at Pidinga, South Australia. *Economic Geology* 48, 689-703.
- LAAZIZ O. 2009.** Etude géologique, sédimentologique et analyse structurale du Rocher de Constantine-Djebel Kellal. Thèse de Magister, Université de Tebessa, Algérie, 145p
- LACAS, G ; Cros. P et Lang. J. 1976.** Les roches sédimentaires, Etude microscopique des roches meubles et consolidées. Edit Dorus Paris 503p
- LAHONDERE J C. 1983.** La série ultra tellienne d'Algérie Nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse Sci Univ. Paul Sabatier Toulouse 242 p.
- LAHONDERE et al, 1979..** Datation des grès numidiens d'Algérie orientale, pp.775-778, Paris.
- LAHONDERE J C. et MAGNE G., 1983 :** "Evolution du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma à la fin du secondaire et du début du tertiaire : conséquences paléogéographiques. C.R. Acad ; Sc. de Paris, t. 297, pp. 775-776.
- Le MOUËL J L. 1969.** Sur la distribution des éléments magnétiques de France, Thèse de Doctorat, Paris VII, 154p.
- LECERF, R., 2008.** Suivi des changements d'occupation et d'utilisation des sols d'origine anthropique et climatique à l'échelle régionale par télédétection moyenne résolution (Application à la Bretagne). Thèse de doctorat, Université de Rennes 2 de Bretagne
- LILLESAND, T.M. AND R.W. KIEFER. 1994.** Remote Sensing and Photo Interpretation, 3rd. ed. John Wiley & Sons: New York. 750 p.
- LIU Y et al., 2004.** Comparison of two schemes for automatic keyword extraction from MEDLINE for functional gene clustering. *Proc IEEE Comput Syst Bioinform Conf* :394-404
- LIU, J.G., ET J. M., PHILIPPA, 2009.** Essential Image Processing and GIS for Remote Sensing. John Wiley & Sons Ltd Publication. www.wiley.com/wiley-blackwell.
- LONGLEY, P.A., M.F. GOODCHILD, D.J., MAGUIRE, D.W., RHIND, 2009.** Geographical Information Systems and Science 2nd Edition. John Wiley & Sons Ltd Publication. www.wiley.com/wiley-blackwell

- LU, D., P., MAUSEL, E., BRONDIZIO ET E., MORAN, 2004.** Change detection techniques. *International Journal of Remote Sensing*, 25 (12) : 2365-2407
- MACHEL H.G. 2000.** Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis.- *In* M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc & D. Ohnenstetter eds. "Cathodoluminescence in Geosciences", pp. 271-301, Springer-Verlag, Berlin.
- MAGED.M MANSOR.S, HASHIM M 2009.** Geologic mapping of united Arab Emirate using multispectral remotely sensed data . *Amer J. Eng. Appl. Sci.* 2. 476-480.
- MAHDJOUB Y. et MERCLE O. (1990) :** Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de petite kabylie (Algérie orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI n°4, 629- 634, Paris.
- MAKSIMOVIC. Z., 1976 .** Trav. ICSOBA. 13. 1
- MARSHALL, D.J. (ED.), 1988.** *Cathodoluminescence of geological materials*. Unwin-Hyman, Boston, 146 p.
- MARION. A. 1987.** Introduction aux techniques de traitement d'image. Paris, Editions Eyrolles, 278p.
- MARSON, I., and KLINGELE, E. E., 1993,** Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation: *Geophysics*, 58, 1588- 1595
- MARMI R. 1995.** les bassins continentaux de l'avant pays de la chaîne alpine d'Algérie orientale : étude stratigraphique, sédimentologique, structurale et géoclimatique ; thèse de doctorat. Univ. Nancy. 253 p.
- MARMI R., CHADI M., INES M., 2001 :** Synthèse stratigraphique du Constantinois. 1er Séminaire sur la Géologie du Grand Constantinois 06-07 Novembre Constantine
- MARMI R. ET GUIRAUD R. 2006.** End Cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the "môle Constantinois" and foreland (NE Algeria). *Journal of African Earth sciences*, 45 (1) (2006) p.123-136.
- MARSON I., KLINGELE E. 1993.** Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation, *Geophysics*, 58, 1588-1595
- MIHOLOVIC.S 1956.** Genesis of some mediterranean Karstic bauxite. *Bulletin de Sciences* n° 2, p46
- MILNITCHOUK, V. ET ARABADJI, M. 1979.** Géologie générale. Traduction française, Édition Mir- Moscou, 1983,447 p.
- MOKHTAR S. 2006.** Détection et modélisation des failles actives du nord de l'Algérie par l'aéromagnétisme Thèse de Magister, USTHB, Alger.

- MOORE F. 1963.** Two instruments for studying the plasticity of clays. *Journal of Scientific Instruments*, 40, 228–231.
- MOORE D.M. & REYNOLDS R.C. JR. 1989.** X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford Univ. Press, New York.
- MOSTAFA, M.E., AND A.Z., BISHTA 2005.** Significant of Lineament Pattern in Rock Unit Classification and Designation: A pilot Study on the Gharib-Dara Area. Northern eastern Desert, Egypt. *Int. J. of Remote Sensing*, 26(7),pp: 1463-1475.
- MUNIS, M.B. 2009.** Caracterizac,~ao Geomagn´etica do Gr´aben Purus e suas implicac,~oes na evoluc,~ao das bacias do Solim~oes e do Amazonas. Doctorate thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 102 pp.
- NOUAR O.B. (1992)** Télédétection dans l’Atlas saharien central. Structures de réactivation dans le Djebel Amour d’après l’analyse d’images Landsat et SPOT. Mémoire de Magister, CNTS, Arzew, 106 p.
- OBERT D. 1981.** Etude géologique des bords orientaux (domaine tellien , Algérie) , thèse d’état , ès. Sc de la terre, N° 81 – 82. 633 p 285 fig , 8 p1, Paris .
- OUDDAH A, 2009.** Etude géologique, minéralogique et géochimique des chapeaux de fer du mole néritique constantinois (N-E algérien)», Thèse de Magister, Université d’Annaba, p90.
- PAGEL, M., BARDIN, V., BLANC, P. & OHNENSTETTER, D. (Eds.), 2000.** *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer, Berlin, 514 p.
- PAŠTEKA R. 2000.** 2D Semi-automated interpretation methods in gravimetry and magnetometry, *Acta Geologica Universitatis Comenianae*,Nr.55,5-50.
- PETERHÄNSEL, A. 2003a.** Calcareous steinkerns: a major source of "non-skeletal" grains. 12th Bathurst Meeting International Conference of Sedimentologists. Special Publication: p81, Durham.
- POULIOT G. 1986.** Intégration de données satellites dans l’évaluation de cibles de prospection minière dans la bande volcano-sédimentaire Ascoot-Weedon, cantons de l’est, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université de Sherbrooke, 64 p
- PURSER, B.H. 1980.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome1 . Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse, Ed. Technip, Paris, 367 pp.
- PREAT, A ET KASIMI, R .1995.** Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eifeliennes-givetiennes franco-belges. Première partie: microfaciès et modèle sédimentaire

- REBAHI N. 2008.** La Serie Neritique du Constantinois Central « Massif du Chattabah, Djebel Felten » Lithostratigraphie, Sedimentologie et Caracterisation Hydrogeologique. Region de Constantine. Thèse de Magister, Université de Constantine, Algérie, 170p
- RABEHI B 2013.** Evaluation des propriétés réfractaires et cimentaires du kaolin de Djebel Debbagh. Thèse de Doctorat, Université de Boumerdes, Algérie, 167p
- RAOULT J F. 1969.** Nouvelles données sur les flyschs au Nord de Kef Sidi Dris et dans la zone de col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie) Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XI, pp 516-543, 2 fig.
- RAOULT J F. 1972.** Précisions sur le flysch massylien : série stratigraphique, variation de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). Bulletin du Musée d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord. T6
- RAOULT J F. 1974.** Evolution paleogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golf de Skikda et Constantine – Algérie orientale. Dept. Geol. Struct. Université Paris VI. pp22.
- RAOULT J.F et FOURCADE E. 1973.** Sur le Crétacé inférieur du Dj Frikitia (môle néritique Constantinois, Algérie) C.R. Somm. Soc. Géol. France, pp 369-370, Paris.
- RAPPORT SO.NA.R.E.M. 1965-1967.** (anonymes): rapport interne de la mission chinoise pour la prospection des kaolins de Djebel Debbagh. Inédit.
- RAPPORT SONAREM. 1976 1979.** Rapport sur les travaux de révision et de prévision sur les substances utiles exécutés dans la wilaya de Guelma, Division recherche. Base de Skikda. Inédit.
- RAPPORT SONAREM. 1978-1981:** (anonymes): rapport interne de la mission Sovietique pour la prospection des kaolins de Djebel Debbagh. Inédit.
- RAVART D. 1996.** Analysis of the Euler method and its applicability environmental magnetic investigations. Journal of Environmental and Engineering Geophysics 1, 229-238
- RAVEN T., 1957 :** Carte géologique au 1/50.000 feuille du Khroub, N°97 avec notice explicative. Serv. Carte géol.Algérie. Alger.
- READ, J. 1985.** Carbonate platform facies models. AAPG Bulletin, 69. 1-21.
- REID AB, ALLSOP JM, GRANSER H, MILLETT AJ AND SOMERTON IW (1990)** Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution: Geophysics, 55: 80-90

- RENAC C et .ASSASSI F. 2009.**Formation of non-expandable 7Å halloysite during Eocene-Miocene continental weathering at Djebel Debbagh, Algeria. A geochemical and stable-isotope study". *Sedimentary Geology*, 217, 140-153.
- Richter, D.K., Goette, T., Goetze, J. & Neuser, R.D., 2003.** Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, 79 (3-4): 127-166.
- ROBIN, M. 2001.** La télédétection : des satellites aux systèmes d'information géographiques, Nathan Université, Paris, 320 p.
- ROBINSON S.G. 1993.** Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediment cores : examples from ODP Leg 115. *In: Hailwood, E.A. & Kidd, R.B.(Eds): High Resolution stratigraphy. Geological Society Special Publication, 70:* 65-98.
- SABINS, F.F Jr. 1986** Remote sensing principles and interpretation. Second edition, Freeman, 441 p.
- SCANVIC, J., 1983.** Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. BRGM. Manuel et Méthodes. N 7 158 p.
- SCANVIC J., 1986.** Télédétection aérospatial et informations géologiques, BRGM. Manuel et Méthodes. N 24. 284 p.
- SAVORNIN J., 1920 :** Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Bull. du S.C.G.A., 2^{ème} série stratigraphie, descriptions régionales N° 7.
- SEIDMAN JB. 1972.** Some practical applications of digital filtering in image processing: Proceedings in image processing. Proceedings of the computer image processing and recognition symposium, University of Missouri, Missouri, pp.9- 1 - 1 - 9- 1 – 12
- SEMERE, S., AND GHEBREAB W. 2006.** Lineament characterization and their tectonic significance using Landsat TM data and field studies in the central highlands of Eritrea. *Journal of African Earth Sciences* (2006) in press.
- SOUDANI K. (2005) :** TD Télédétection : Initiation à ENVI. Cours en ligne. Faculté des Sciences d'Orsay – Université Paris Sud XI.
- SOUIKI S. 2007.** Les argiles du bassin de Mila – Constantine: Composition minérale, chimique, caractéristiques géotechnique et répartition des gisements", Thèse de Magister, Université de Constantine, Algérie, 139p
- STAHL R S. FANNING D.S. JAMES B R. 1993.** Goethite and jarosite precipitation from ferrous sulfate solutions. *Soil Sci. Soc. Am.* 57, pp. 280-282.

- STAVREV PY. 1997.** Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. *Geophys. Prospect.*, 45 (2) (1997), pp. 207–246
- STOLL J. M, LUCAS. J, MILLOT. G & WEY. R. 1964.** Contribution à l'étude des méthodes de pratiques d'examen aux rayons X des minéraux phylliteux. Influence du mode de séchage et de la saturation par les ions potassium. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, vol. 17, 4. pp. 235- 246.
- VAN DE FLIERT J R., 1955.** Etude géologique de la région d'Oued Athmania (Algérie) Publ. Serv. Carte géol. Algérie N.S, Bull N°8,245p. Alger.
- TALBI A., 1987 :**"Etude des minéralisations karstiques de Dj. Debbagh Occidental-Guelma". Thèse de Magister, Université Houari Boumédiene, Alger, Algérie. pp. 157.
- TAPPONIER, P MOLNAR, P. 1976.** Slip-line field theory and large scale continental tectonics, *Nature* 264, 321-324
- TELFORD W.M., GELDART L.P., SHERIFF R.E., 1998.** Applied Geophysics, second edition, Cambridge University Press, 770 p.
- TERCINIER G. 1978.** Contribution B la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols de karst d'atolls surélevés du Sud-Ouest Pacifique. *Cah. ORSTOM, Ser. Pedol.* IX 3, 307-334.
- THOMPSON DT. 1982.** EULDEPTH: Anew technique for making computer-assisted depth from magnetic data: *Geophysics*, 47, 3 1-37
- TOUBAL A., 1984:** "Contribution l'étude des minéralisations antimonières du Nord-Est Algérien". Thèse de doctorat, Université de Paris VI, pp.141.
- TOUMI S. 2013.** Application des techniques nucléaires et de la télédétection à l'étude de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'oued mina Thèse de Doctorat. Ecole nationale supérieure d'hydraulique, Algérie pp.189.
- TUCKER ME, WRIGHT VP. 1990.** Carbonate sedimentology. Blackwell, London
- VILA J.M., 1969.** Cadre structural de Djebel Debbagh – Nord Constantinois, Algérie. *Bull. Soc. Géol. De France* (7). pp. 75-81.
- VILA J.M., 1970.** Essai d'interprétation structurale d'un profil transversal du N-E de la Berberie entre la région d'Annaba et de Guelma . *Bull. Sté. Géol. Fr.*, 7° série, t. XIII ; pp. 85-99.
- VILA J.M., 1973.** Les témoins méridionaux du mole néritique constantinois au sud de Hammam Meskhotines et de Guelma- Algérie. *Hist. Nat. Afr. Nord. Fac. Sc.I.2.*, pp. 29-37.

- VILA J.M., 1974.** Le rocher de Constantine : stratigraphie, microfaune et position structurale. Bull. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger. pp. 385-392.
- VILA J.M., 1977.** Les témoins méridionaux du mole néritique constantinois de Hammam Meskhotine et Guelma". Bull. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger. pp. 29-37.
- VILA J.M., 1980.** La chaîne Alpine du Nord-est Algérien et des confins Algéro-tunisiens". Thèse Sc. Nat. Université Pierre et Marie Curie, Paris, pp. 665.
- VILA J.M. et MAGNE J. 1969.** Cadre structural de Djebel Debbagh – Nord Constantinois, Algérie. Bull. Soc. Géol. De France (7) T. XI. pp. 75-81.
- VOÛTE C., 1967.** Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun, Aïn Babouche et des régions limitrophes. Publ. Serv. Carte géol. Algérie n°36, 2 tomes, 3 fig., 41 pl., 255 p.
- WALSH G.J. ET CLARK JR. SF. 2000.** Contrasting methods of fracture trend characterization in crystalline metamorphic and igneous rocks of the Windham quadrangle, New Hampshire. Northeast. Northeastern Geol. Environ. Sci., 22(2): 109-120.
- WILDI W., 1983.** La chaîne tello-rifaine (Algérie- Tunisie- Maroc): stratigraphie et évolution du Miocène triasique". Thèse, Université de Paris, pp. 300.
- WILHELM E. et LAVILLE-TIMSIT L. 1982.** Optimisation des méthodes de prospection géochimique régionale". Bull. B. R. G. M. Sec. II, n°1. pp. 45-56.
- WOLF, K.H. 1965.** Gradational sedimentary products of calcareous algae. *Sedimentology*, 5: 1-37.
- WRIGHT, VP AND BURCHETTE, TP. 1996.** Shallow-water carbonate environments. In: Reading HG (ed.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3rd edn. Blackwell, London, pp 325–394.
- WILLIAMS, N. C. 2008.** Geologically-constrained ubc–gif gravity and magnetic inversions with examples from the agnew-wiluna greenstone belt, Western Australia. Ph.D, University of British- Columbia, Vancouver, BC, Canada
- YAGHOUBIAN, A., BOUSTEAD, G.A AND DOBUSH, T.M. 1992.** Object delineation using Euler's Homogeneity Equation', Proceedings of SAGEEP '92, San Diego, California
- .YAHIAOUI, A. 1990.** La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur, entre Batna et El Kantara). Algérie orientale : Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie. Thèse de Doctorat, Univ. Nancy I. 207 p
http://www.esu-psud.fr/bases/upresa/pages/soudani/fichiers/td1_teledec.pdf