

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

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

Université de Jijel  
جامعة جيجل



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



كلية علوم الطبيعة و الحياة  
قسم علوم الأرض و الكون

## MEMOIRE

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

### Thème

*Les occurrences à Cu-Ba du massif de Kef Dardja (Jijel-Algérie nord orientale). Pétrographie des minéralisations et de leur encaissant carbonaté liasique*

Présenté par : BENMEBAREK Oumeima  
HAFSI Amina

Soutenu publiquement le : 27/06/2013

Devant le jury composé de :

**Présidente:** BELMEDREK Sonia  
**Encadrant:** BOUZENOUNE Azzedine  
**Examineur:** OUAAR Belkacem



Année Universitaire 2012/2013

## RESUMÉ

Le massif de Kef Dardja est situé dans la commune d'Ouled Rabah (Wilaya de Jijel, Nord-Est de l'Algérie). Ce massif recèle des occurrences de minéralisations cupro-barytiques (Cu-Ba) de faible importance économique mais d'un intérêt scientifique évident. Ces minéralisations se trouvent dans un contexte géologique caractérisé par la présence à l'affleurement des formations géologiques issues des différents domaines paléogéographiques ayant marqué le tronçon maghrébin de la chaîne alpine d'Algérie du Nord.

Les roches carbonatées liasiques, minéralisées, font partie des formations telliennes. Elles sont, avec les formations triasiques, souvent intrusives dans les marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur-Paléocène. Ces terrains mésozoïques sont par endroit recouverts par discordance par l'ensemble argilo-gréseux de la nappe numidienne alors que leurs homologues crétacés inférieur du type flysch sont engagés par sous-charriage sous les formations métamorphiques du socle de Petite Kabylie. Le contact frontal majeur (CFM) de cette unité charriée du domaine interne se trouve à une centaine de mètres des formations flyschs et telliennes. A quelque kilomètres plus au Nord (région d'El Milia) des dômes de granitoïdes témoignent d'un événement magmatique ayant marqué la région au Miocène.

Le massif de Kef Dardja, est caractérisé par une tectonique polyphasée complexe, la proximité du CFM, du magmatisme miocène d'El Milia et des formations triasiques, le plus souvent intrusives, représentent, avec les plissements et l'écaillage des formations jurassiques, les témoins de cette tectonique complexe et polyphasée. Les événements qui sont à l'origine de ces témoins ont pu intervenir d'une façon ou d'une autre dans la mise en place de la minéralisation cupro-barytique du massif de Kef Dardja.

Dans ce présent travail nous avons voulu connaître l'origine des fluides et des métaux, les processus et la chronologie de la mise en place des minéralisations cuprifères barytiques encaissées dans ce rocher carbonaté liasique.

L'étude pétrographique des échantillons carbonatés, à partir d'une description microscopique, nous a permis de déterminer les différents faciès constitutifs de l'encaissant des minéralisations. On a pu identifier trois membres principaux : un membre inférieur constitué de dolomies et de brèches dolomitiques, un membre moyen formé de calcaires à spicules d'éponge avec des faciès du type wackestone et grainstone et un membre supérieur essentiellement à oolithes et pelletoides avec quelques foraminifères, caractérisé par des

faciès du type grainstone. L'ensemble des observations microscopiques indiquent un milieu de dépôt infratidal à intertidal.

Les minéralisations, de type fissural, se trouvent dans des fissures d'ouverture millimétrique à centimétrique, orientées N20°-30°E et N160°-170°E. Ces fissures affectent indifféremment l'ensemble des faciès identifiés dans l'étude pétrographique de l'encaissant.

Sur le plan minéralogique, les minéralisations cupro-barytiques sont principalement constituées par du cuivre gris et ses produits d'altération (azurite et malachite) et de la barytine accompagnés par de la calcite blanche spathique et des carbonates plus ou moins ferrifères (dolomite ferrifère et/ou ankérite) et du quartz sous forme d'une silicification.

Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone des micrites de l'encaissant et des calcites spathiques associées aux minéralisations ont permis de préciser les conditions de mise en place de ces minéralisations. Les  $\delta^{13}\text{C}$  de l'ensemble des carbonates analysés varient entre -1,98 ‰ et +2,09 ‰ (PDB). Ces valeurs traduisent une origine minérale du carbone sans intervention de processus biogènes. Pour les micrites, elles sont identiques à celles des carbonates précipitant dans l'eau de mer. Les  $\delta^{18}\text{O}$  de ces mêmes carbonates sont compris entre -7,53 ‰ et -5,84 ‰ (PDB). Ces valeurs ne sont plus celles des micrites qui se seraient déposées dans un milieu marin infratidal, elles ont été modifiées suite soit l'intervention de fluides appauvris en isotopes lourds (fluides météoriques par exemple) soit à une recristallisation dans une ambiance thermique relativement chaude ou les deux à la fois. La similarité des compositions isotopiques de l'oxygène des micrites et des calcites spathiques associées aux minéralisations permet de voir une étroite relation entre cette modification et les fluides minéralisateurs.

Connaissant la thermodépendance du fractionnement des isotopes de l'oxygène entre les carbonates et les fluides, nous avons pu contraindre les températures de mise en place des minéralisations cupro-barytiques du massif de Kef Dardja. Celle-ci s'est faite dans une ambiance thermique relativement « froide » à des températures n'ayant pas dépassé les 110 °C qui permettent d'exclure l'implication de fluides ayant une relation directe ou indirecte avec les événements magmatiques qui ont marqué la région de Petite Kabylie au Miocène.

**Mots clés :** carbonates, Lias, isotopes stables, cuivre, barytine, domaine tellien

## Abstract

The solid mass of Kef Dardja is located in the town of Ouled Rabah (Wilaya of Jijel, Northeastern of Algeria). It contains occurrences of copper-barytic (Cu-Ba) mineralization with a low economic importance but an obvious scientific interest. The mineralization is located in a geological context characterized by the presence of outcropping geological formations from different paleogeographic domains which have marked, in north Algeria, the Maghrebien section of the Alpine chain.

The Liassic carbonate rocks, mineralized, belong to the Tellian formations, are existing with the Triassic formations frequently intrusive in marl and calcareous of upper Cretaceous-Paleocene. These Mesozoic rocks are covered with an unconformity by clayey sandstone of Numidian nappe; while their counterpart lower Cretaceous flysch type are incurred by underthrusting in the metamorphic basement formations of "Petite Kabylie". The major frontal contact (MFC) of this thrust unit of internal domain is situated of about a hundred meters from the flysch and Tellian formations. A few kilometers further north (region of El Milia), the granitoid domes reflect a magmatic event that marked the region in the Miocene.

The massif of Kef Dardja is characterized by a polyphased and complex tectonic, the proximity of the MFC, the Miocene magmatism of El Milia and Triassic formations often intrusive, represent with folds and flanking Jurassic formations witnesses of this complex and polyphased tectonics. The events that led to these witnesses may have been intervening in some way or another in the development of copper-barite mineralization.

In the present dissertation, we wanted to know the origin of fluids and metals, process and timing of the implementation of copper-barite mineralization hosted in the Liassic carbonate rocks.

From petrographic study of carbonate samples based on microscopic descriptions, we were able to determine the various facies of the host rock mineralization. We have identified three main members: a lower member composed of dolomite and dolomitic breccia, an intermediate member formed of limestones with sponges revealing a wackestone and grainstone microfacies and upper member mainly oolitic and pelletic with some foraminifera characterized by grainstone microfacies. All microscopic observations indicate an intertidal to subtidal environment deposition.

These fissural mineralizations are found in millimeter to centimeter opening cracks, oriented N20°-30°E and N160°-170°E. These cracks equally affect all facies identified in the petrographic study of carbonaceous rocks. These copper-barite mineralization consist **mainly** of gray copper and its alteration products (malachite and azurite) and barite accompanied **by** white sparry calcite and ferriferous carbonates (dolomite iron-bearing and/or ankerite) **and** quartz as a silicification

Oxygen and Carbon isotopic composition of micritic rocks hosting the mineralization and sparry calcite associated to them, shows up their setting up conditions. The  $\delta^{13}\text{C}$  values of all carbonates analyzed indicate a narrow range, between +2.09 and -1.98 ‰ (PDB) reflecting a mineral source of carbon, not including biogenic process. For micritic rocks, the values are identical to those of carbonates precipitated in seawater.

The  $\delta^{18}\text{O}$  values of these carbonates vary between: -7.53 ‰ and -5.84 ‰ (PDB). However these values are not those of micrites which would be deposited in a subtidal marine environment, we suggest that they were modified during either circulation of fluids with less heavy isotopes (eg: meteoric fluids), either a recrystallization from a relatively warm thermal environment, or it may also be both of those processes. The similarity of the isotopic compositions of oxygen in micrites and sparry calcite, associated with mineralization, let provide evidence for a close relationship between this change and mineralizing fluids.

Knowing the temperature-dependence of the fractionation of oxygen isotopes between carbonates and fluids, we could specify temperatures establishment mineralization copper-barite in the massif of Kef Dardja. This was done in a thermal environment relatively "cold" at temperatures that do not exceed the 110 °C which can exclude the involvement of fluids having a direct or indirect relationship with Miocene magmatic events in the "Petite Kabylie".

**Key words:** carbonates, Lias, stable isotopes, copper, barite, Tellian domain

## ملخص

يقع جبل كاف درجة في بلدية اولاد رايح (ولاية جيجل شمال شرق الجزائر) يحتوي على معادن النحاس و الباريت ذات أهمية اقتصادية ضعيفة و لكن ذات مصلحة علمية مهمة. هذه المعادن تتواجد في مجال جيولوجي يتميز بالبنيات الجيولوجية البارزة الناتجة عن مختلف المجالات الجغرافية القديمة التي ميزت الجزء المغربي من السلسلة الجبلية للألب شمال الجزائر.

الصخور الكربونية المعدنة للحقبة اللياسية تنتمي إلى البنيات التلية توجد عموما مع التراكيبات الترياسية فهي تقطع تراكيبات الصلصال و الصلصال الكلسي لحقبة الكريتاسي العلوي- باليوسان هذه الصخور المميزوكية مغطاة في بعض الاماكن بواسطة المكونات الطينية-الحجر الرملي للتركيبة النوميديية بينما حقبة الكريتاسي السفلي فهو عبارة عن فليش متوضع تحت الصخور المتحولة لصوقل القبائل الصغرى. الجهة الامامية الكبرى للصوقل توجد على بعد مئة متر لتراكيبات الفليش و التراكيبات التلية و على بعد بعض الكيلومترات نجد كثبان من الغرانيتويد للميوسان و التي تشهد على تواجد حدث بركاني بالمنطقة .

يتميز جبل كاف درجة بتكونية متعددة الأطوار و معقدة. قريبا من الجزء الأمامي للصوقل القبائلي، والمغمايزم الميوساني للميلية، و البنيات الترياسية، مع التنيات و التقسيمات لتراكيبات حقبة الجوراسيك شواهد لهذه المرحلة التكونية المعقدة و المتعددة الأطوار، هذه الاحداث قد تكون بطريقة أو بأخرى سببا في توضع معادن النحاس و الباريت لكاف درجة.

في هذا العمل المقدم، اردنا ان نتعرف على اصل هذه السوائل و المعادن، مراحل و الترتيب الزمني لتموضع المعادن النحاسية و الباريت المحمول في هذا الصخر الكلسي اللياسي.

دراسة مكونات العينات الكلسية بالمجهر الالكتروني مكنتنا من تحديد مختلف السحنات (فاسياس) المكونة لحامل المعادن. حددنا ثلاثة مجموعات رئيسية: مجموعة سفلية من الدولوميث و براش دولوميتيك، مجموعة وسطى المشكلة من شويكات الإسفنج الكلسية (سيكولسونجوير) مع سحنات من نوع واكستون و باكستون و مجموعة علوية متشكلة أساسا من اوليئنت و بيليثويدات مع بعض المنخريات تتميز بسحنات من نوع غرانستون مجموعة الملاحظات المجهرية تشير الى ان محيط تموضع المعادن كان اثناء فترة المد و الجزر.

هذه المعادن من النوع الشقي تتواجد عموما في شقوق ذات فتوحات تتراوح بين N20-30 E و N160-170 E مجموع الشقوق التي وجدناها اثناء دراسة السحنات لحامل المعادن تحتوي على النحاس و الباريت بالإضافة إلى مواد ثانوية (المرمر، الازورد) كذلك الباريت المصحوب بالكلس الابيض spathique

و كذلك كربونات غنية عموما بالحديد (دولوميث حديدية، و أو اونكيريث) و كوارتز الذي يمثل سيليسيفيكاسيون

النظائر المستقرة للأكسجين و الكربون للأرضية الطينية (ميكريث) لحامل المعادن و الكالسييت سباتيك المرتبطة بالمعادن مكنوا من تحديد شروط تموضع المعادن  $\delta^{13}C$  لمجموعة الكربون المحللة تتراوح بين  $2,09\% +$  و  $1,98\% -$

مقدمة لنا اصل معدن الكربون اي انه تشكل دون تدخل المراحل الحيوية.

أما الأرضية الطينية (ميكريث) فهي مشابهة للكربونات المترسبة في مياه البحر

ان  $\delta^{18}\text{O}$  لنفس الكربونات فهي تتراوح ما بين (PDB) %7,53- و %5,84-. هذه النتائج غير متعلقة بالأرضية الطينية (ميكريث) المترسبة في مياه البحر أثناء المد بل تغيرت أما بتدخل سوائل فقيرة من حيث النظائر الثقيلة و اما اعادة تبلور في محيط ذو درجة حرارة مرتفعة عموما و اما الاثنين معا , التشابه بين مكونات نظائر الاكسجين للأرضية الطينية (ميكريث) و الكالسيث سباتيك المرتبطة بالمعادن تمكننا من التوصل الى علاقة وطيدة بين هذه التغيرات و سوائل المعادن بالتعرف على درجة الحرارة المعتمدة في تقسيم نظائر الأوكسجين بين الكربونات و السوائل استطعنا ان نتوصل الى درجة حرارة ترسب النحاس و الباريث لجبل كاف درجة هذه الاخيرة تشكلت في محيط ذو درجة حرارة باردة عموما و ذلك في درجات حرارة لا تتجاوز  $110^\circ$  مئوية و بالتالي يمكن استبعاد السوائل التي لها علاقة مباشرة مع احداث انصهار الصخور التي ميزت منطقة القبائل الصغرى في حقبة الميوسين.

كلمات المفتاح : الصخور الكلسية, اللياس, النظائر المستقرة, النحاس, الباريث, المجال التلي.

# TABLE DES MATIERES

## REMERCIEMENTS

## RESUMÉ/ABSTRACT/ملخص

## TABLE DES MATIERES

## Liste des figures/Liste des tableaux/Liste des planches

### CHAPITRE I INTRODUCTION GENERALE ET CADRE GEOGRAPHIQUE

I.1- Introduction générale.....	2
I.2- Cadre géographique.....	3

### CHAPITRE II CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

II.1- Le domaine interne.....	6
II.1.1- Le socle kabyle.....	6
II.1.2- La « chaine calcaire » ou « dorsale kabyle ».....	7
II.2- Le domaine des flyschs.....	8
II.2.1- Le flysch de « Guerrouch » ou Maurétanien.....	8
II.2.2- Le flysch « schisto-quartzitique » ou Massylien.....	8
II.2.3- Le flysch numidien.....	8
II.3- Le domaine externe.....	8
II.3.1- Les séries telliennes.....	8
II.3.1.1- Série ultra-tellienne .....	9
II.3.1.2- Série tellienne au sens strict .....	10
II.3.1.3- Série péni-tellienne.....	10
II.3.2- Les séries de l'avant pays allochtone.....	10
II.3.3- L'avant pays atlasique autochtone.....	10
II.4- Les complexes magmatiques .....	10
II.5- Les ensembles post-nappes .....	11
II.6- Cadre tectonique succinct.....	11
II.6.1- Les phases tectoniques mésozoïques .....	11
II.6.2- Les phases tectoniques tertiaires .....	12
II.6.3- La tectonique récente .....	12

### CHAPITRE III CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

III.1- Lithostratigraphie .....	15
III.1.1- Les formations du Cristalloyphyllien de Dj. Ta-Fertas.....	15

III.1.2- Le Trias.....	16
III.1.3- Le Lias .....	16
III.1.4- Le Dogger et Malm .....	18
III.1.5- Le Crétacé inférieur.....	18
III.1.5.1- Crétacé inférieur de type tellien (Néocomien-Barrémien) .....	18
III.1.5.2- Crétacé inférieur de type flysch (Albo-Aptien).....	18
III.1.6- Le Crétacé supérieur .....	18
III.1.7- Le Paléocène-Éocène.....	19
III.1.8- L'Oligocène.....	19
III.1.9- Le Miocène-Pliocène.....	19
III.1.10- Le Quaternaire.....	19
III.2- Aperçu structural.....	19
Conclusion .....	22

#### **CHAPITRE IV    PETROGRAPHIE DE L'ENCAISSANT DES MINERALISATIONS**

IV.1- Aperçu méthodologique.....	24
IV.2- Classification de Folk .....	24
IV.3- Classification de Dunham.....	25
IV.4- Description pétrographique.....	25
IV.4.1- Membre inférieur .....	26
IV.4.2- Membre moyen .....	26
IV.4.3- Membre supérieur .....	29

#### **CHAPITRE V    PETROGRAPHIE DES MINERALISATIONS**

V.1- Localisation des occurrences des minéralisations.....	32
V.2- Relation minerais-encaissant .....	33
V.3- Paragenèse minérale .....	36
V.3.1- Méthodologie.....	36
V.4.2- Les minéraux primaires .....	36
V.4.2.1- Minéraux utiles.....	36
- La barytine (BaSO <sub>4</sub> ).....	36
- Le cuivre gris (Cu, Fe) <sub>12</sub> (Sb, As) <sub>4</sub> S <sub>13</sub> .....	37
V.3.2.2- Les minéraux de gangue.....	39
- La calcite (CaCO <sub>3</sub> ) .....	39
- Le quartz (SiO <sub>2</sub> ).....	39
- Les carbonates de fer.....	39

V.4.3- Les Minéraux d'altération .....	42
A- Azurite $\text{Cu}_3 \text{Co}_2 (\text{OH})$ .....	42
B- Malachite $\text{Cu}_2 \text{Co}_2 (\text{OH})_2$ .....	42
V.5- Chronologie relative.....	42
<b>CHAPITRE VI LES ISOTOPES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE DES CARBONATES ASSOCIES AUX MINERALISATIONS</b>	
VI.1- Introduction et objectif de l'étude.....	45
VI.2- Terminologie.....	45
VI.3- Echantillonnage : nature des échantillons et objectifs.....	47
VI.4- Techniques analytiques.....	47
VI.5- Résultats.....	47
VI.6- Discussion et interprétation.....	48
VI.6.1- Les isotopes du carbone.....	48
VI.6.2- Les isotopes de l'oxygène.....	49
VI.6.3- Estimation de la température et de la composition isotopique du fluide ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ )...	50
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>53</b>
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>54</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure I.1-</b> Situation géographique et géologique du massif de Kef Dardja.....	2
<b>Figure I.2-</b> Extrait de la carte Michelin situant le massif de Kef Dardja.....	4
<b>Figure II.1-</b> Représentation cartographique des différentes formations géologiques qui affleurent dans le contexte régional de Kef Dardja.....	7
<b>Figure II.2-</b> Carte géologique au 50.000° de Sidi Merouane (Durand Delga, 1955).....	9
<b>Figure II.3-</b> Colonne lithostratigraphique de la région de Sidi Maarouf (SO.NA.RE.M., 1974).....	1 3
<b>Figure III.1-</b> Carte géologique au 20.000° de la région de Kef Dardja (Durand Delga, 1955).....	1 5
<b>Figure III.2-</b> Coupe du Trias de la côte 732, au Nord-Est du Kef Dardja (Durand Delga, 1955).....	1 6
<b>Figure III.3-</b> Coupes à travers le massif de Kef Dardja (Durand Delga, 1955).....	1 7
<b>Figure III.4-</b> Coupes sériées de la région de Kef Dardja (Durand Delga, 1955).....	2 0
<b>Figure IV.1-</b> Récapitulatif de la classification des roches carbonatées selon R.L. Folk (1962).....	2 4
<b>Figure IV.2-</b> Classification des roches carbonatées selon R. J. Dunham (1962).....	2 5
<b>Figure IV.3-</b> Colonne lithostratigraphique du Lias inférieur carbonaté de la partie SW du massif de Kef Dardja.....	3 0
<b>Figure V.1-</b> Esquisse géologique et localisation des travaux miniers (Durand Delga, modifié par J. Glaçon, 1969).....	4 4
<b>Figure V.2-</b> Diagrammes en rose des vents et de projection stéréographique des directions des fissures affectant les environs immédiats des indices minéralisés encaissés dans le massif de Kef Dardja.....	3 4
<b>Figure V.2-</b> Chronologie de mise en place des principales phases minérales.....	4 3
<b>Figure VI.1-</b> Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates (micrites et calcites spathiques) du massif liasique de Kef Dardja.....	4 8
<b>Figure VI.2-</b> Projection des données isotopiques de l'Oxygène $^{18}\text{O}$ et du Carbone $^{13}\text{C}$ de la micrite et de la calcite spathique de la minéralisation de Kef Dardja dans le diagramme de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{minéral}}$ .....	5 2

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau VI.1-</b> Tableau récapitulatif des principaux paramètres utilisés dans la terminologie des isotopes stables.....	46
<b>Tableau VI.2-</b> Tableau récapitulant l'origine des différents standards.....	46

## LISTE DES PLANCHES

<b>PLANCHE IV.1-</b> Illustrations microscopiques des différents faciès.....	27
<b>PLANCHE IV.2-</b> Illustrations microscopiques des différents faciès du membre inférieur dolomitique.....	28
<b>PLANCHE V. 1-</b> Observations à l’affleurement de la minéraliation.....	35
<b>PLANCHE V. 2-</b> Illustrations macroscopiques des échantillons minéralisés.....	38
<b>PLANCHE V. 3-</b> Illustrations microscopiques montrant la relation entre les différentes phases minérales.....	41

## CHAPITRE I INTRODUCTION GENERALE ET CADRE GEOGRAPHIQUE

### L.1- Introduction générale

Le massif de Kef Dardja, renfermant les occurrences de minéralisations cupro-barytiques (Cu-Ba), objet de ce mémoire, fait partie du Tell Nord-Constantinois. Il est administrativement rattaché à la commune de Ouled Rabah (Sud de la wilaya de Jijel, NE Algérien). Historiquement, ce massif carbonaté d'âge liasique, n'a fait, en notre connaissance, l'objet d'aucune étude métallogénique ; seul J. Glaçon (1969) en a écrit quelques lignes sur les minéralisations de ce massif. Par contre, les aspects liés à la géologie du massif, notamment sa structure, ils ont été bien décrits par M. Durand Delga (1955). Les travaux de la SONAREM (1974) qui se sont beaucoup plus concentrés sur les minéralisations ferrifères de la région de Sidi Maarouf, ne se sont pas intéressés aux minéralisations cupro-barytiques du massif de Kef Dardja.

Cependant, ces occurrences de minéralisations à Cu-Bade type « Babors » (Glaçon, 1969), qui ne présentent pas, sur la base des observations actuelles de surface, un intérêt économique majeur, constituent un objet d'étude pouvant apporter pas mal d'informations utiles pour la compréhension de la genèse de ce type de minéralisations.

C'est dans cette optique que nous inscrivons la démarche adoptée dans le présent mémoire. Apporter de nouvelles données susceptibles de contribuer à une caractérisation plus détaillée des minéralisations de la région de Kef Dardja en se basant bien sûr les rares acquis apportés par les prédécesseurs.

Dans le présent mémoire nous nous sommes donc attelés à affiner la pétrographie de l'encaissant carbonaté liasique des minéralisations cupro-barytiques du massif de Kef Dardja. Les contextes géologiques régional et local, étant bien sûr d'essence bibliographique. Les travaux de M. Durand Delga (1955) et J.P. Bouillin (1977) les ont amplement déchiffrés. Nous avons également déterminé la pétrographie et la minéralogie des minéralisations qui a constitué une base pour la caractérisation géochimique par les isotopes stables de l'oxygène et du carbone des carbonates associés à ces minéralisations.

L'ensemble de ces données a permis de préciser les conditions de mise en place de ces minéralisations et d'apporter, en fin de compte, notre contribution à la compréhension des processus minéralisateurs qui ont marqué la région à différentes périodes de son histoire géologique.

## I.2- Cadre géographique

La région de Kef Dardja est caractérisée par un ensemble de massifs telliens jurassiques écaillés le plus souvent au sein des marnes sénoniennes. Ces massifs comprennent les structures de : Sidi Maarouf, Tissimiran (Boulahmam), Kef Sessenène, Kef Dardja et M'cid Aicha. Cette région est située dans le Nord-Est de l'Algérie plus précisément à 85 Km de Constantine, 15 Km d'El Milia et 75 Km de Jijel. Ces massifs sont administrativement rattachés aux communes de Sidi Maarouf, Ouled Rabeh (Wilaya de Jijel) et de Grarem (Wilaya de Mila) traversés par la route nationale RN 27 Constantine-El Milia-Jijel. (Fig. I.2).

Le massif encaissant les minéralisations de Kef Dardja (Petite Kabylie) fait partie du tronçon nord-oriental de la chaîne des Maghrébides de l'Algérie du Nord. Ce massif se trouve dans le Tell Nord-Constantinois et fait partie de la chaîne Nord Numidique. Cette région montre un climat tempéré, découlant du régime méditerranéen prédominant. Les coordonnées du système géographique mondial WGS84 de la localité où est situé le massif faisant objet de notre étude sont :  $X = 37,172 - 37,229$  et  $Y = 6,138 - 6,114$ .

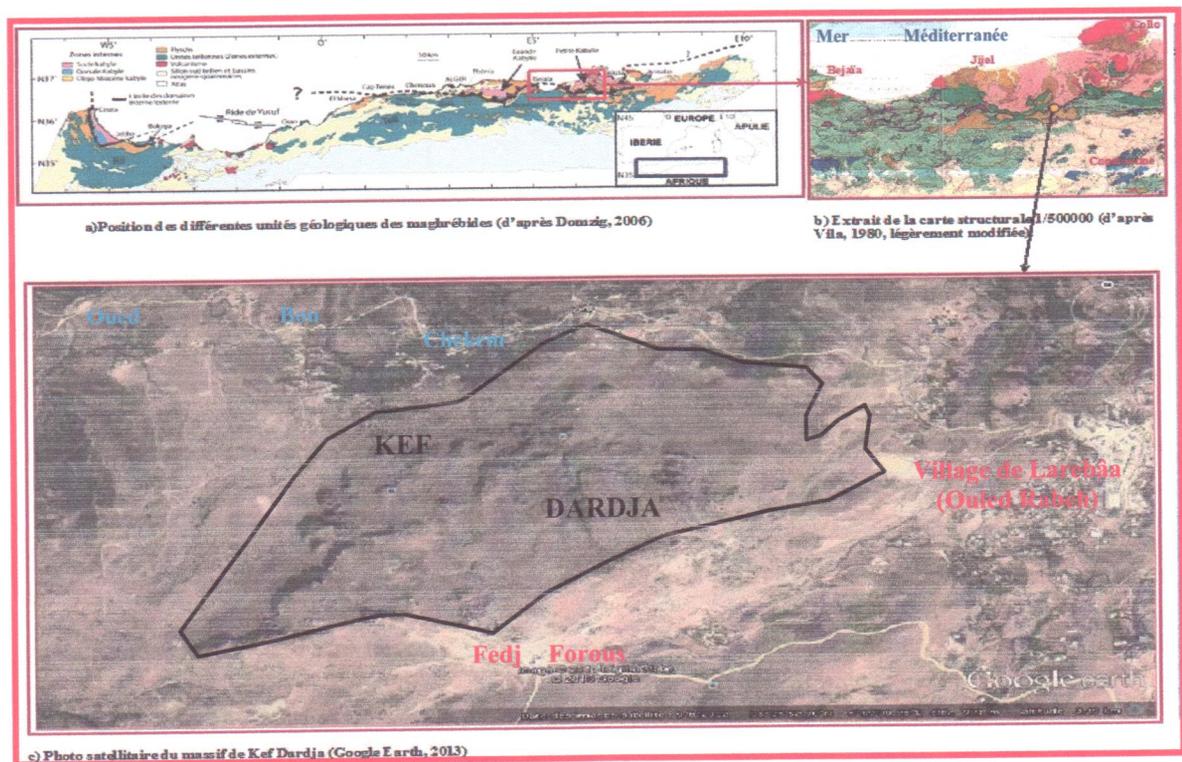


Figure I.1- Situation géographique et géologique du massif de Kef Dardja



Figure I.2- Extrait de la carte Michelin situant le massif de Kef Dardja

## CHAPITRE II

## CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Le massif de Kef Dardja, dont l'ossature est constituée par des roches carbonatées du Jurassique inférieur du domaine tellien, se trouve à une centaine de mètres du Contact Frontal Majeur (CFM) du socle métamorphique de Petite Kabylie. Des formations de type flysch sont engagées sous cette unité du domaine interne et en position structurale haute, on trouve des formations numidiennes.

La région où affleure Kef Dardja est donc caractérisée sur le plan géologique par la présence des diverses formations géologiques qui se sont formées dans les différents domaines paléogéographiques ayant marqué la genèse de la chaîne des Maghrébides du Nord de l'Algérie. Ces domaines sont : le domaine interne, le domaine des flyschs et le domaine tellien externe.

### II.1- Le domaine interne

Le domaine interne est composé du socle métamorphique kabyle et de la « Chaîne Calcaire » ou « Dorsale Kabyle ».

#### II.1.1- Le socle kabyle

Il affleure principalement en Petite et Grande Kabylie et dans les massifs côtiers du Chenoua et d'Alger (Fig. II.1). Il est composé principalement de deux ensembles :

##### - Un ensemble inférieur à gneiss

La base du Cristalloyllien est composée de gneiss ocellés, à intercalation de marbres (localement puissantes), d'amphibolites et de quartzites. Les termes de base de cet ensemble sont associés à des granitoïdes (Bouillin, 1977).

Dans le Cap Bougaroune (Fig.II.1.B), la base du socle conserve des péridotites qui sont issues du manteau supérieur (Bouillin et Kornspobst, 1974 *in* Vila, 1980).

##### - Un ensemble supérieur à micaschiste

Cet ensemble est très étendu dans les parties occidentales de la Petite Kabylie et comporte des schistes satinés (phyllades) où s'intercalent localement des « grès » et des porphyroïdes ocellés, des micaschistes, des schistes à muscovite et chlorite. Des roches basiques sont associées à cet ensemble. Cet ensemble se termine par des psammites et calcaires à orthocères (Djellit, 1987) et est surmonté en discordance par des formations siluriennes (Durand Delga, 1955). La découverte de ces sédiments siluriens non

métamorphiques a permis à M. Durand Delga (1955), de donner un âge anté-Silurien au métamorphisme des formations du socle de Petite Kabylie.



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



**Figure II.1-** Représentation cartographique des différentes formations géologiques qui affleurent dans le contexte régional de Kef Dardja (Carré entrainé noir gras)

### II.1.2- La « Chaîne Calcaire » ou « Dorsale Kabyle »

La Dorsale Kabyle ou « Chaîne Calcaire » est représentée par des affleurements étroits et discontinus le long de la bordure méridionale du socle kabyle (Fig. II.1.B). Elle est constituée par des formations, allant du Permo-Trias au Lutétien (Raoult, 1969 in Vila, 1980) et admet une couverture grés-micacée d'âge Priabonien à Oligocène supérieur (Durand Delga, 1955). En Petite Kabylie, elle a été subdivisée du Nord au Sud en trois unités : interne, médiane et externe (Raoult, 1974 in Vila, 1980).

Dans la région de Kef Dardja, les formations de la dorsale kabyle n'affleurent pas.

## **II.2- Le domaine des flyschs**

Classiquement on distingue en Algérie du Nord trois types de flyschs :

### **II.2.1-Le Flysch de « Guerrouch » ou Maurétanien**(Gelard, 1969 *in* Vila, 1980)

Il montre une série allant du Malm (?) au Priabonien. Il est représenté par des Radiolarites rouges du Malm (?), surmontée par des calcaires du Néocomien passant vers le haut à une puissante formation argilo-gréseuse (300 mètres). Cette série est datée par les étages du Barrémien à l'Albien (Bouillin, 1977). La série se poursuit par des calcaires (?) au sommet d'âge Crétacé supérieur qui se termine par un ensemble complexe de marnes, de calcaires microbréchiqes sableux et de conglomérats datés du Turonien au Priabonien inférieur (Bouillin, 1977).

### **II.2.2-Le Flysch « schisto-quartzitique » ou Massylien**(Raoult, 1969 *in* Vila, 1980)

Comme son homologue Maurétanien, il présente une série allant du Néocomien (?) au Lutétien terminal. Il est représenté par une alternance de pélites schisteuses et de grès quartzitiques d'âge Crétacé inférieur, surmontée par des niveaux de phanites du Cénomaniien. Au sommet de la série on y rencontre un ensemble marno-microbréchiqes sableux d'âge Crétacé supérieur.

Les formations des flysch crétacés kabyles du type Massylien affleurent au Nord de Kef Dardja où elles sont impliquées dans le CFM sous le socle Kabyle (Fig. II.2).

### **II.2.3- Le Flysch numidien**

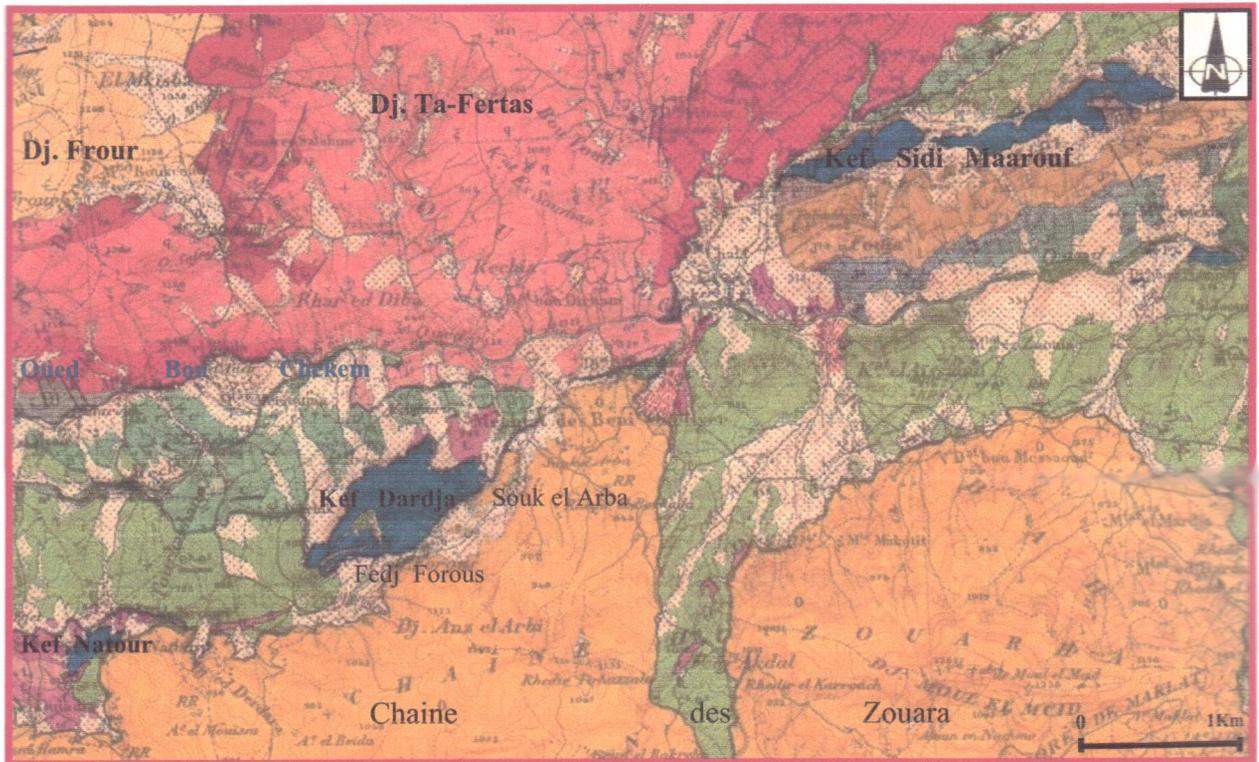
Il est constitué par une trilogie de faciès qui sont de bas en haut (Vila, 1980) : des argiles varicolores (argiles sous numidiennes) à Tubotomaculum (Oligocène supérieur), puis des grès épais en gros bancs à quartz bien roulé. Enfin des formations supra-numidiennes, marneuses, admettant des silexites, qui atteignent le Burdigalien. Ce flysch qui affleure au Sud de Kef Dardja constitue structurellement la nappe la plus haute de l'édifice alpin (Fig. II.2).

## **II.3- Le domaine externe (ou domaine tellien)**

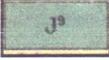
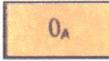
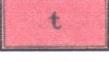
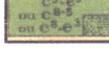
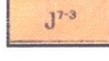
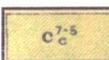
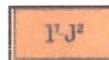
Le domaine externe est représenté par les séries telliennes, les séries de l'avant-pays allochtone et les séries de l'avant-pays atlasique autochtone.

### **II.3.1- Les séries telliennes**

Il s'agit de séries épaisses à dominante marneuse qui seraient issues du sillon tellien (Vila, 1980). Elles constituent des empilements de nappes pelliculaires avec souvent des



**LÉGENDE :**

 Oligocène : série numidienne	 Tithonique : calcaires marneux, marnes...	 Lotharingien-Pliensbachien : calcaires lités
 Oligocène : Argile	 Kiméridgien ? : calcaires massif, lités	 Trias: complexe gypsifère
 Sénonien-Eocène : complexe marneux	 Malm inférieur : calcaires à silex blonds	 Micaschiste du socle kabyle
 Sénonien : faciès de calcaire compact	 Lias supérieur-Dogger: calcaires lités	 Gneiss ocellé du socle kabyle

**Figure II.2-** Extrait de la carte géologique au 50.000<sup>e</sup> de Sidi Merouane (Durand Delga, 1955)

semelles de Trias salifère. J. M. Vila (1980) les a subdivisées en trois grandes unités : les unités ultra telliennes, les unités telliennes au sens strict et les unités péni-telliennes.

**II.3.1.1- Séries ultra-telliennes**

Ces séries comportent au Lias des dolomies puis des calcaires à silex; le Malm montre des calcaires fins et de minces radiolarites verdâtres. Le Néocomien-Barrémien se présente sous forme de marno-calcaires à Ammonites pyriteuses, il est discordant sur le Malm.

L'Albo-Aptien et le Cénomaniens, réduits ou absents sous un Sénonien discordant et transgressif, est marneux à niveaux conglomératiques. Il est souvent rencontré sous forme de klippes sédimentaires. La série se termine par un Eocène marneux ou argileux. Les séries ultra-telliennes sont généralement caractérisées par des faciès à couleur claire.

### **II.3.1.2- Séries telliennes au sens strict**

Ces formations sont caractérisées par un Crétacé inférieur moins riche en dépôts terrigènes, un Paléocène marneux, des calcaires gris à noirs à silex d'âge Eocène inférieur et des marnes à boules jaunes d'âge Lutétien.

### **II.3.1.3- Séries péni-telliennes**

C'est l'espace paléogéographique situé entre les séries néritiques franches à sédimentation calcaire du Crétacé supérieur et les formations du domaine tellien au sens strict à dominante marneuse (Vila, 1980). Elles se caractérisent par un Jurassique et un Crétacé inférieur plus ou moins carbonatés d'où leur affinité avec les séries néritiques. À partir du Crétacé moyen la sédimentation passe à des formations à prédominance marneuses, ceci leur donne un cachet plus tellien.

### **II.3.2- Les séries de l'avant pays allochtone**

Ces formations allochtones ont été regroupées en trois familles: une organisation sétifienne, une organisation constantinoise, une organisation en relation avec le sillon des Sellaoua et son prolongement tunisien. Ce sont des séries localement écaillées qui supportent les nappes du tellien externe au Nord et qui surmontent l'autochtone Nord-aurésien (Vila, 1980).

### **II.3.3- L'avant pays atlasique autochtone**

Les séries de l'avant pays atlasique autochtone sont représentées d'Ouest en Est par : les monts du Hodna, les monts de Batna et le massif des Aurès. L'avant pays atlasique se distingue par des séries mésozoïques très épaisses. La sédimentation y est restée très homogène et se caractérise par des faciès de plate forme subsidente envahie par une sédimentation gréseuse qui débute au Berriasien et se termine à l'Albien (Vila, 1980).

## **II.4- Les complexes magmatiques**

En petite Kabylie les roches magmatiques affleurent à Oued Amizour, El Aouana, El Milia, Cap Bougaroun, Collo et Skikda (Fig. II.1.B). Ces affleurements font partie d'un magmatisme ayant caractérisé la marge Nord Algérienne pendant le Mio-Pliocène. Dans les parties Est et Centre de l'Algérie, affleurent des roches plutoniques (granites, granodiorites

monzonites,...etc) et volcaniques (rhyolites, dacites andésites et basaltes), alors que vers l'Ouest, seules les roches volcaniques affleurent.

Ce magmatisme est actuellement attribué à une subduction avec détachement du « Slab » (Maury *et al.*, 2000). Les granitoïdes d'El Milia, sont les manifestations magmatiques miocènes les plus proches du site minéralisé étudié dans ce mémoire (Fig. II.1.B). Elles ont une superficie de 50 km<sup>2</sup>, sous forme d'épointements assimilables à des dômes de 1 km de diamètre. L'âge radiochronologique de leur mise en place a été daté par H. Bellon (1976 *in* Vila, 1980) avec la méthode K/Ar, l'âge obtenu est de 22 Millions d'années (Ma) correspondant au Langhien (Miocène moyen). Leur mise en place est donc à peine postérieure aux terrains miocènes marins connus en Petite Kabylie.

### **II.5- Les ensembles post-nappes**

Mis à part les dépôts récents (Quaternaires et alluvions), le Pliocène continental est franchement discordant sur un Mio-Pliocène constitué dans la région de Jijel, par des marnes gris-bleu, datées à leur extrême base du Burdigalien-Langhien par M. Durand Delga (1955) où considérées d'âge Tortono-Messinien (Djellit, 1987) alors que les sédiments pliocènes sont composés de molasses conglomératiques d'origine continentale. Les sédiments quaternaires sont des alluvions de fleuves des bassins néogènes ou des anciennes plages quaternaires de la côte algérienne.

### **II.6- Cadre tectonique succinct**

Si la période pré-tectogénique a commencé dès le Trias, la chaîne alpine d'Algérie s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs qui s'est faite suite à plusieurs phases tectoniques.

#### **II.6.1- Les phases tectoniques mésozoïques**

Le Mésozoïque correspond à une période de distension généralisée, parfois marquée par un volcanisme basique contemporain de la sédimentation argilo-gypseuse du Trias (Bureau, 1970 *in* Vila, 1980 ; Guiraud, 1973 *in* Vila, 1980). Au Jurassique inférieur, la distension a provoqué une subsidence différentielle qui a persisté jusqu'à la fin du Crétacé inférieur avec la structuration paléogéographique générale Est-Ouest caractéristique du bassin maghrébin.

La tectonique mésozoïque est mise en évidence par des variations de faciès, des lacunes de dépôts et des discordances angulaires. Cependant, un épisode compressif du Sénonien a été signalé localement dans les Babors (Obert, 1986 *in* Djellit, 1987) et à Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955).

## **II.6.2- Les phases tectoniques tertiaires**

**II.6.2.1-La phase fini-lutétienne:** Une phase assez générale se place vers la fin du Lutétien, c'est la phase atlasique (Guiraud, 1973 *in* Vila, 1980), fini lutétienne (Durand-Delga, 1969 ; Raoult, 1974 *in* Vila, 1980) ou priabonienne (Vila, 1980). Cette phase aurait structuré la chaîne calcaire, les flyschs et les séries telliennes en grandes lames ou en plis couchés à vergence sud, avec les unités les plus internes en position plus haute.

**II.6.2.2- La phase miocène:** Caractérisée par une direction de raccourcissement Nord-Sud, elle aurait débuté plutôt dans les zones septentrionales (Burdigalien moyen) que dans les contrées méridionales (Langhien inférieur) (Vila, 1977 *in* Vila, 1980). Pour J.M. Vila (1980), c'est la phase tortonienne à vergence sud qui est responsable de la genèse de la nappe « néritique constantinoise », des « unités allochtones des Sellaoua », de « l'ensemble sud- sétifien » et des unités méridionales à nummulites.

**II.6.3- La tectonique récente:** Dans le constantinois, J.M. Vila (1980) considère que les déformations de la tectonique récente sont représentées par des failles normales de directions variables, en bordure des massifs calcaires jurassico-crétacés.

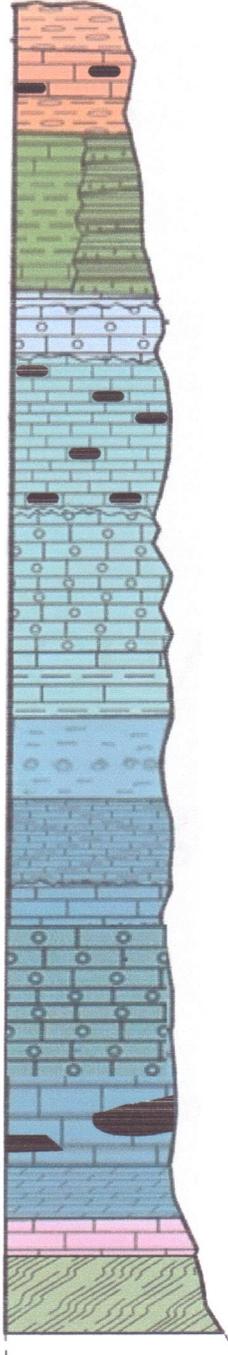
Stratigraphie		Lithologie	Ep.	Description	
PALÉOGÈNE	Lutétien		?	Marnes à boules jaunes	
	Yprésien		?	Calcaires à silex	
	Paléocène		?	Marnes noirs à boules jaunes	
CRETACE SUPERIEUR					
CRETACE INFERIEUR				500-1000m	Flyschs schisto-gréseux (à droite) et formations marno-calcaires telliennes (à gauche).
MALM	Tithonique			?	Marno-calcaires et marnes avec des intercalations très variées, de calcaires lités.
	Kimméridgien			?	Calcaires oolithiques compacts, en très gros bancs
DOGGER				?	Calcaires en gros bancs à silex blanc souvent en lits au sommet. Au milieu, des calcaires oolithiques compacts à patine blanche, séparés par des marnes La base est représentée par des marno-calcaires biens lités avec des intercalations marneuses
LIAS	Toarcien			?	Argilites gréseuses verdâtres ou noirâtres avec des lits micro-conglomératiques
	Domérien			?	Alternances de calcaires gris finement lités à silex noir et calcaires marneux
	Pliensbachien.			140m	Calcaires gris à oolithes
	Lotharingien			120m	Calcaire grisâtre, jaunâtre à patine bleue avec une minéralisation ferrifère (en noire).
	Sinémurien-Hettangien			75m	Calcaires dolomitiques et dolomies en bancs grisâtres ou peu bleutés affectés par des filonnets d'hématite.
Trias	Rhétien ?		?	Argilites noires séparant les lits calcaires de cargneules dans des calcaires dolomitiques gris et noirs	
Précambrien			?	Formations cristallophylliennes du socle kabyle : gneiss ocellés et micaschistes	

Figure II.3- Colonne lithostratigraphique des formations géologiques de la région de Sidi Maarouf (d'après les descriptions de la SONAREM, 1974) (Les épaisseurs, qui ne sont pas toujours indiquées dans ce rapport, sont parfois non respectées)

### CHAPITRE III

### CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

Le Massif de Kef Dardja est formé de calcaires, partiellement dolomitisés, du Lias inférieur et de calcaires marneux. Ce relief calcaire culmine à environ 1124 m et il a une extension Nord-Est Sud-Ouest d'environ 2 Km et une largeur de 1 Km à vol d'oiseaux (Fig. III.1)

#### III.1-Lithostratigraphie

Les différentes formations qu'on rencontre dans les environs du massif de Kef Dardja sont principalement représentées par (Fig. III.1):

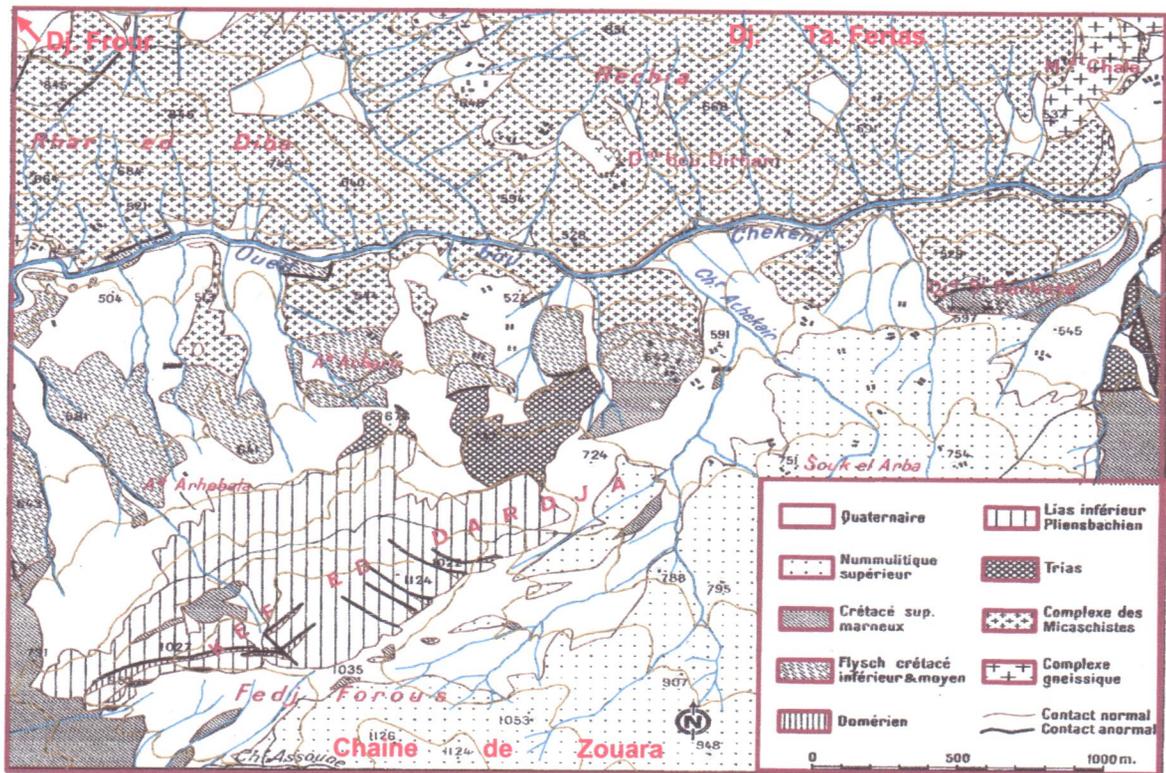


Figure III.1- Carte géologique de la région de Kef Dardja (Durand Delga, 1955, modifiée)

#### III.1.1- Les formations du Cristallophyllien de Dj. Ta-Fertas

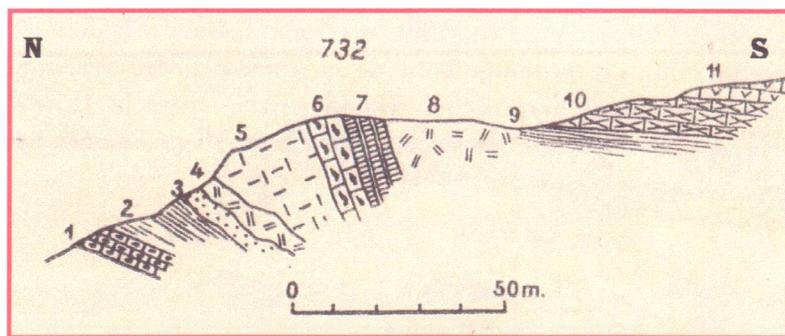
Les formations géologiques du socle se trouvent au contact direct avec les terrains mésozoïques au Nord du Kef Dardja. Elles sont constituées principalement par des micaschistes. Des roches gneissiques affleurent à environ 2 Km au Nord-Est du Kef Dardja.

Les gneiss ocellés sont, selon M. Durand Delga (1955), le plus souvent à deux micas et affleurent sur de grandes épaisseurs. Les gneiss à grains fins sont assez rares en général, prennent de l'importance à l'extrémité occidentale de la masse gneissique (Ouest de la M<sup>at</sup> Chala) (Fig. III.1).

Quant aux micaschistes, ils succèdent aux gneiss ocellés avec des termes de transition ou avec une limite tranchée. Des lits schisteux et des lits feldspathiques alternent sur près de 50 m d'épaisseur. Immédiatement au-dessus, il est signalé la présence d'un niveau de tourmalinite et de petites lentilles calcaires (calcschistes, cipolins ou calcaires dolomitiques non métamorphisés ?).

### III.1.2- Le Trias

L'affleurement situé au Nord-Est du massif liasique de Kef Dardja permet d'observer les formations triasiques. Suivant l'arête de la côte 732, M. Durand Delga (1955) a décrit de bas en haut et du Nord au Sud la succession lithologique de ce complexe triasique (Fig. III.2).



**Figure III.2-** Coupe du Trias de la côte 732, au Nord-Est du Kef Dardja  
(Durand Delga, 1955)

**LÉGENDE :** 1- Calcaire gris à silex, en petits bancs ; 2 : Schistes lie-de-vin ; 3 : Grès ; 4 : Cargneules jaunes ; 5 : Calcaires (à pendage indistinct) ; 6 : Calcaires dolomitiques noirs, lités, à silex ; 7 : Calcaire marneux gris jaunâtre ; 8 : Blocs disjoints du Trias ; 9 : Schistes verts et lie-de-vin, cargneules jaunes ; 10 : Dolomies cavernueuses noires et blanches ; 11 : Dolomies brunes.

Les calcaires liasiques qui surmontent ce Trias ayant glissé en masse sur le versant, le contact exact des deux formations n'est pas observable. Des contacts anormaux sont à observer entre les couches 4 et 5, ainsi que les couches 8 et 9 (Fig. III.2).

D'après M. Durand Delga (1952), le Trias gypsifère est un complexe extrêmement puissant, d'argiles et marnes bariolées, de grès souvent psammitiques, de cargneules jaunes, avec gypses et sel gemme (révélé par les sources salées).

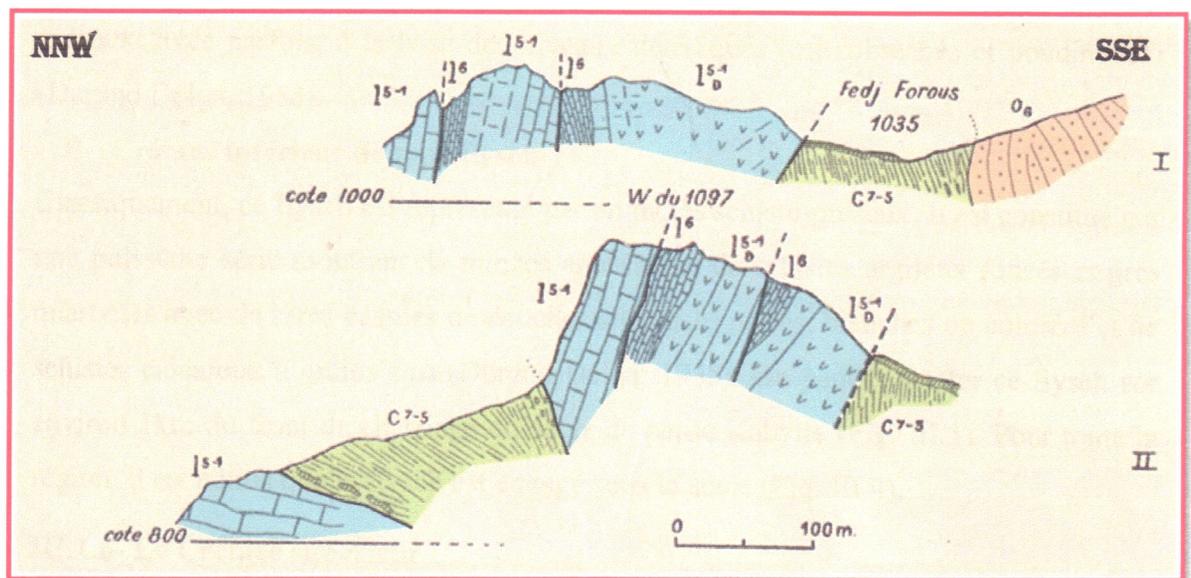
### III.1.3- Le Lias

La sédimentation très détritique ou « lagunaire » du Trias fait brusquement place, dès l'aurore du Lias, à des dépôts carbonatés.

Le Kef Dardja, situé à environ 3 Km au Sud-Ouest du Massif de Sidi Maarouf, montre admirablement le rôle orographique du Lias. Les calcaires sont blanchâtres ou bleuâtres d'âge Lias inférieur-Pliensbachien (?). En général, il s'agit de calcaires à petits grains de quartz, mais aussi oolithiques et zoogènes.

Des calcaires dolomitiques et dolomies massives (50 m), paraissant représenter la base du Lias. Les dolomies sont sombres, peu ou pas litées. Ces calcaires dolomitiques et dolomies sont surmontés par des calcaires compacts en grosses dalles 200-300 m, de couleur blanche et de faciès variés : sublithographiques, oolithiques, gréseux et zoogènes. Ils sont parfois dolomités secondairement (Durand Delga, 1955) dans les zones minéralisées.

En plus, des bancs de calcaires à silex noirs existent et représentent le Domérien (Fig. III.3)



LÉGENDE :

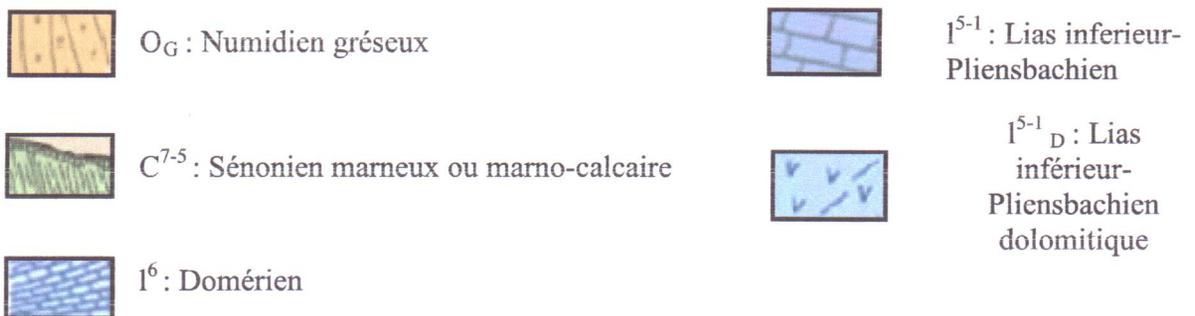


Figure III.3- Coupes à travers le massif de Kef Dardja (Durand Delga, 1955)

### **III.1.4- Le Dogger et Malm**

Ces formations n'ont pas été identifiées dans le massif de Kef Dardja. Cependant, des calcaires finement lités, d'un aspect graveleux et ferrugineux comportant de nombreux filaments barbelés, des grains de quartz, des débris d'Echinodermes, en particulier d'Ophiures et de rares « zoospores de chlorophycées » ont été signalé par M. Durand Delga (1955) et qu'il attribue avec doute au Malm.

### **III.1.5- Le Crétacé inférieur**

Deux types de Crétacé inférieur se distinguent:

#### **A- Crétacé inférieur de type tellien**

Il est représenté par des marnes et marno-calcaires blancs d'une épaisseur allant de 200 à 400 mètres, en discordance plus ou moins accusée sur le Jurassique ou le Trias gréseux; avec parfois, à la base des niveaux détritiques (microbrèches et poudingues) (Durand Delga, 1955).

#### **B- Crétacé inférieur de type flysch**

Classiquement, ce flysch est représenté par un faciès schisto-gréseux. Il est constitué par une puissante série montrant de minces alternances de schistes argileux foncés et grés quartzites avec de rares passées de couches siliceuses noires, blanches ou colorées et de schistes calcareux à grains fins (Durand Delga, 1955). On peut constater ce flysch sur environ 1km du front de charriage du socle de petite Kabylie (Fig. III.1). Pour toute la région, il est admis que le flysch est engagé sous le socle (Fig. III.4).

### **III.1.6- Le Crétacé supérieur**

Au Sud-Ouest du Dardja, le Crétacé supérieur est représenté par des marnes farcies de blocs de toutes tailles, de couleur variant entre le noirâtre, peut être aussi jaunâtre, grise ou franchement noire (Durand Delga, 1955). Des marnes à nodules calcaires jaunes inaugurent cette série marneuse jusqu'à l'Éocène. Un affleurement sénonien subsiste au cœur du Kef Dardja (Fig. III.1).

### **III.1.7- Le Paléocène-Éocène**

Au Kef Dardja, les formations du Paléocène-Eocène n'affleurent pas. Par contre, non loin de ce massif, elles peuvent être distinguées et elles sont caractérisées par des marnes noires à rares boules jaunes avec une épaisseur estimée à environ 500 mètres (Durand Delga, 1955). Leur faciès est analogue à celui du Crétacé supérieur, mais les marnes sont plus noires et elles sont datées du Paléocène - Eocène inférieur. Cette série marneuse est surmontée par

des formations carbonatées à silex (faciès suessonien)elles mêmes surmontées par des marnes à nodules jaunes du Lutétien.

### **III.1.8- L'Oligocène**

Dans la moitié nord de la feuille au 50.000<sup>e</sup> de Sidi Merouane (Durand Delga, 1952), la série argilo-marneuse, plus épaisse (100 à 500 m), comporte des lits détritiques et des passées calcaires, parfois bréchiques. Les grès blancs numidiens qui surmontent les argilites à Tubotomaculums, sont parfois oxydés en jaune, à grain grossier et à constituants presque uniquement quartzeux : ils forment de grosses barres, séparées par des horizons d'argiles noires.

Au Sud de Kef Dardja, l'Oligocène est représenté dans le chaînon des Zouara et au Nord-Ouest il forme le Dj. Frouar (Fig. II.2; Fig. III.1)

### **III.1.9- Le Miocène-Pliocène**

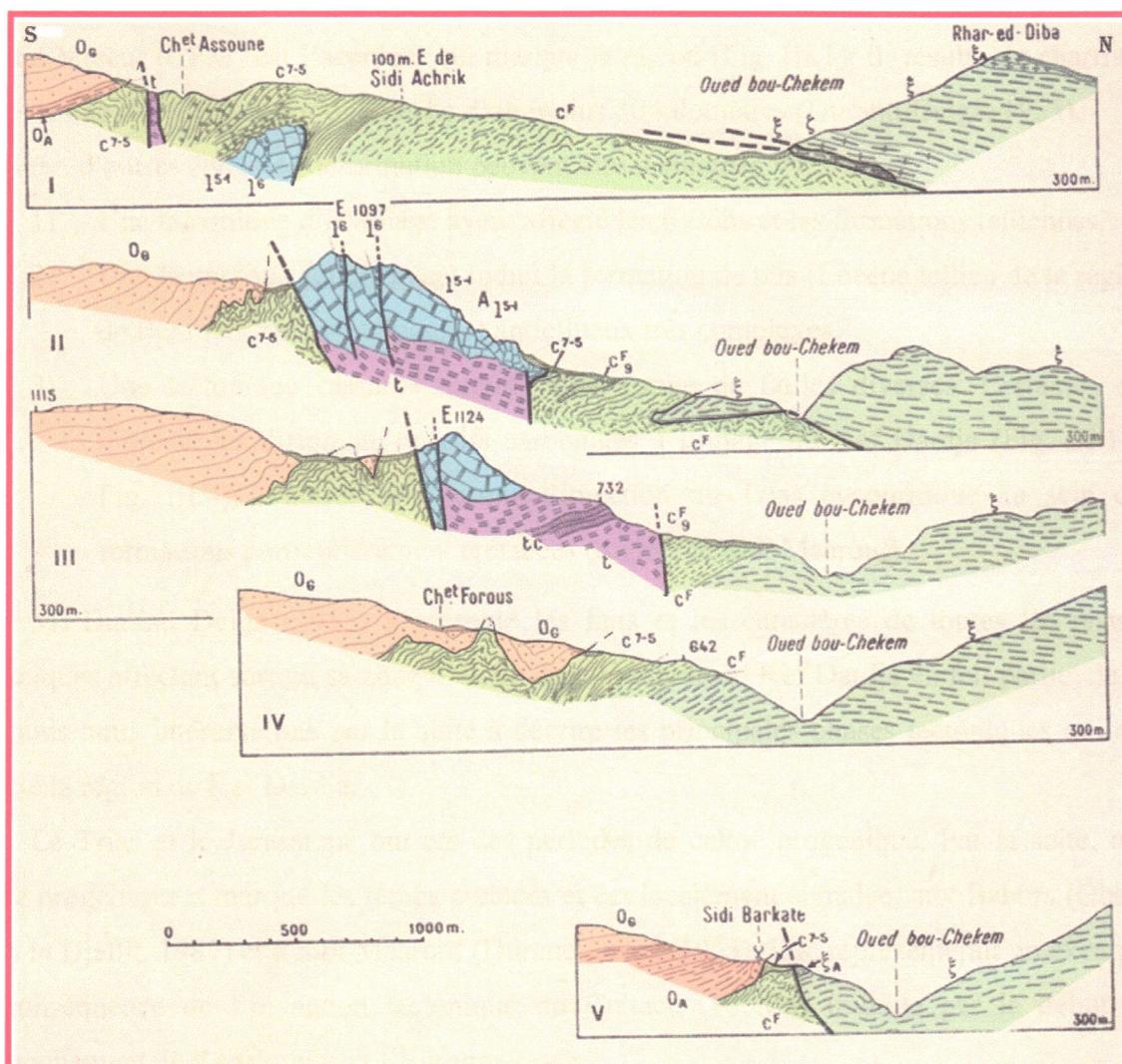
En gros, c'est un faciès molassique argilo-gréseux à niveaux calcaireux. Il affleure aux alentours du Kef Dardja (Fig II.1.B)

### **III.1.10- Le Quaternaire**

Des éboulis, qui sont de nature et d'âge variés. Les plus remarquables sont ceux qui frangent les dépôts oligocènes.

## **III.2- Aperçu structural**

La position structurale du Dardja rappelle celle de l'ensemble des massifs liasiques situés immédiatement au sud des Babors et dont il est difficile de dire s'ils sont complètement décollés, accompagnant le Trias dans son déplacement, ou s'ils jalonnent des noyaux de percement traversant la couverture allochtone (Fig. III.4).



LÉGENDE :

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  | O <sub>G</sub> : Numidien gréseux  |  | I <sup>5-1</sup> : Lias inférieur-<br>Pliensbachien calcaire ; I <sup>6</sup> :<br>Domérien ;<br>A I <sup>5-1</sup> : Éboulis en masse du Lias |
|  | O <sub>A</sub> : Néonummilitique à<br>dominante argileuse                    |  | t : Complexe Triasique avec<br>calcaires (t <sub>c</sub> )   |
|  | C <sup>7-5</sup> : Sénonien parfois avec<br>galets                           |  | ζ : Gneiss ; ξ : Micaschistes ; ξ <sub>A</sub> :<br>Arkoses et porphyroïdes  |
|  | C <sup>F</sup> : Flyschs crétacés avec<br>niveaux gréseux (C <sup>F</sup> g) |  | Contacts anormaux  |

Figure III.4- Coupes séries dans les immédiats proches de Kef Dardja (Durand Delga, 1955)

Le Kef Dardja, est caractérisé par une tectonique polyphasée complexe. Le Contact Frontal Majeur (CFM) est l'accident qui marque la région (Fig. III.1); il résulte du charriage du socle kabyle vers Sud sur une flèche d'au moins 30 kilomètres (Durand Delga, 1955).

En outre, d'autres styles de déformation peuvent être distingués :

- 1) Une tectonique d'écaillage ayant affecté les flyschs et les formations telliennes.
- 2) Une tectonique souple ayant induit la formation de plis (Éocène tellien de la région de Beni Haroun) synclinaux et anticlinaux très complexes.
- 3) Une tectonique cassante traduite sous forme de failles diverses. Certaines ont morcelé les différents massifs carbonatés à l'image du Kef Dardja (Fig. III.1 et Fig. III.4), d'autres ont permis l'injection du Trias évaporitique au sein des formations particulièrement crétacées (région de Sidi Maarouf).

M. Durand Delga (1955) a présenté les faits et les caractères de toutes les phases tectoniques affectant surtout sa zone d'étude dont la région de Kef Dardja en fait partie; de ce fait nous nous intéresserons par la suite à décrire les principales phases tectoniques qui ont affecté la région de Kef Dardja.

Le Trias et le Jurassique ont été des périodes de calme orogénique. Par la suite, une phase orogénique a marqué les temps crétacés et est localement signalée, aux Babors (Obert, 1986 *in* Djellit, 1987) et à Sidi Maarouf (Durand Delga, 1955). Elle représenterait un exemple de conséquence de l'inversion tectonique du Crétacé (100Ma) traduite par le début de rapprochement de l'Afrique vers l'Europe.

Les phases tectoniques anté-néocomienne, anté-sénonienne et tertiaire sont les principales périodes qui ont modelé le massif de Dardja. La deuxième phase constitue un simple rejeu de la première (Durand delga, 1955).

La phase anté-néocomienne est responsable du notable exhaussement du massif kabyle, dont l'érosion a donné lieu à sa marge méridionale, aux dépôts des flyschs selon F. Ehrmann (1921 *in* Durand Delga, 1955). Cette phase a également généré des plis d'orientation grossièrement Est-Ouest. La phase anté-sénonienne a laissé des traces très nettes dans la région à laquelle nous intéressons dans le cadre de ce mémoire. La remontée du Trias dans la région a amené des paquets de calcaires jurassiques en surface (Fig. III.4.II et III.4.III).

Au Kef Dardja, la dalle des calcaires massifs (Lias inférieur-Pliensbachien) qui constitue l'essentiel de ce relief sous forme d'écaillage est accidentée d'une série de coins synclinaux en marno-calcaires domériens (?) et extrêmement comprimés et souvent limités à

leur bordure nord par des contacts anormaux (Fig III.3). L'axe des petits synclinaux a une direction sensiblement Est-Ouest (Durand Delga, 1955).

Les plis et les cassures accidentant les calcaires liasiques sont en bonne part anté-sénoniens. L'aspect actuel du Kef Dardja est dû cependant à la tectonique tertiaire.

### **Conclusion**

La variété des formations sédimentaires est considérable dans la zone d'étude. Le Trias inaugure une série qui se poursuit par le Jurassique et le Crétacé. D'importants mouvements encadrent les formations du Crétacé inférieur.

Un affleurement triasique se discerne au Nord-Est du Kef Dardja et un Trias gypsifère longe les contacts anormaux et à l'Ouest de la côte 732. Par ailleurs, la sédimentation très détritique ou lagunaire du Trias fait brusquement place dès l'aurore du Lias, à des dépôts carbonatés : calcaires et dolomies à la base, calcaires marneux et marnes au sommet. Ensuite, le Crétacé inférieur a été caractérisé par des dépôts de type flysch et de type tellien; suivis par les formations essentiellement marneuses du Crétacé supérieur-Paléocène-Eocène. Le flysch numidien d'âge Oligo-Miocène ainsi que des dépôts molassiques ont marqué la région.

L'implication des manifestations magmatiques dans la genèse des minéralisations de la région de Sidi Maarouf a été proposée par SONAREM (1974), il en est de même pour celle de Kef Dardja, qui est situées à une trentaine (?) de kilomètres des massifs granitiques miocène visibles ou cachés au Nord de la région.

La proximité de Kef Dardja, (à quelques mètres) du contact frontal majeur du socle kabyle peut révéler une relation étroite entre la minéralisation et le phénomène de charriage du socle qui peut être à l'origine de la migration des fluides minéralisateurs géopressurés à partir des séries sédimentaires du Crétacé. Le Trias peut intervenir directement ou indirectement dans la genèse de la minéralisation; l'ampleur et l'intensité des injections triasiques à proximité des zones de fracturation à Kef Dardja a peut-être pu jouer un rôle non négligeable dans la création des pièges favorable à la mise en place des minéralisations dans les formations carbonatées du Jurassique en faisant apparaître des porosités secondaires, dissolutions liées aux émergences ou des fracturations. La remontée des formations triasiques peut provoquer une anomalie thermique qui favorise la circulation des fluides minéralisateurs qui peuvent être à l'origine du soufre et peut-être des métaux indispensables à la genèse des concentrations métallifère de Kef Dardja.

## CHAPITRE IV PÉTROGRAPHIE DE L'ENCAISSANT DES MINÉRALISATIONS

### IV.1-Aspects méthodologiques

Une coupe orientée sensiblement Nord-Sud, localisée au Sud-Ouest du massif de Kef Dardja, a été effectuée afin d'établir une étude pétrographique de l'encaissant liasique de la minéralisation (Cuivre-Barytine).

L'étude pétrographique s'est basée sur l'analyse microscopique des échantillons. La préparation des lames minces s'est réalisée au laboratoire et l'étude microscopique de ces dernières s'est faite avec un microscope optique.

Pour la classification du calcaire liasique de ce massif nous avons utilisé deux classifications: celle de R. L. Folk (1962) et de R. J. Dunham (1962).

### IV.2- Classification de Folk

La classification de Folk est basée sur les proportions relatives des constituants majeurs qui sont représentés par (Fig.IV.1) :

- Les allochèmes ou grains carbonatés (bioclasts, ooides, lithoclasts).
- Les orthochems ou phase de liaison, matrice ou ciment (micrite=boue carbonatée ou sparite).

Cette classification distingue plusieurs classes définies d'après les proportions relatives des allochèmes, chaque classe traduit l'importance du vannage et le niveau d'énergie du milieu dont lequel elles se sont formées.

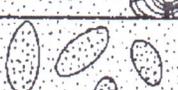
Principaux allochèmes	LIANT A CRISTAUX > 4 μ		LIANT A CRISTAUX < 4 μ	
bioclastes (squelettes calcaires)	biosparite		biomicrite	
oolithes, ooides (< 2mm)	oosparite		oomicrite	
pelotes fécales, péloïdes (< 2mm)	pelsparite		pelmicrite	
intraclastes (clastes divers)	intrasparite		intramicrite	
calcaire formé in situ	biolithite (calcaire construit)		dismicrite (calcaire fenestré)	

Figure IV.1-Récapitulatif de la classification des roches carbonatées selon R. L. Folk (1962)

### VI.3- Classification de Dunham

Cette classification concerne la disposition des composants de la roche, reflétant ainsi l'arrangement lors du dépôt et donnant ainsi l'énergie du milieu de dépôt. Dans cette classification on cherche donc plus à caractériser l'agencement des différents constituants (qui ne sont considérés que comme de simples particules sédimentaires) qui traduit l'hydrodynamisme du milieu de dépôt qu'à décrire les divers constituants comme dans le cas de la classification de Folk. La classification de Dunham se base sur trois critères principaux (Fig.IV.2) :

- Présence ou absence (< 1%) de boue carbonatée (particules carbonatées d'origine chimique ou biochimique de taille inférieure à 20 microns).
- Proportion des grains présents dans la roche (>20microns).
- Disposition des grains : jointive ou non jointive.

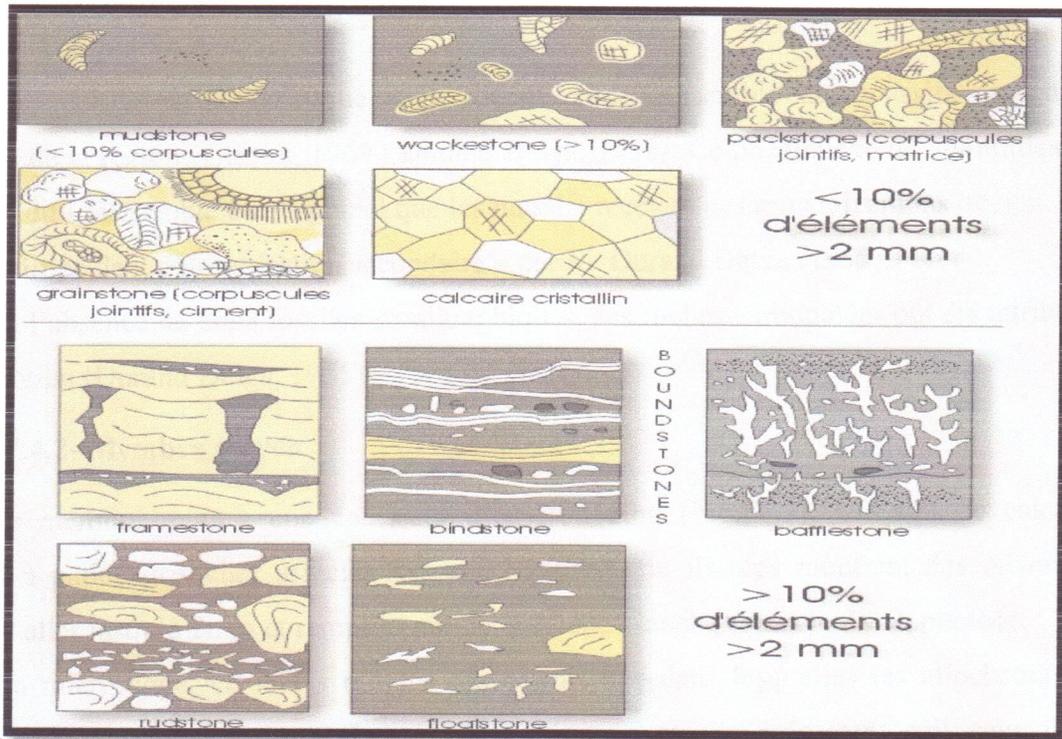


Figure IV.2- Classification des roches carbonatées selon R. J. Dunham (1962)

### IV.4- Description pétrographique

L'observation microscopique de 92 échantillons nous a permis de mettre en évidence trois membres principaux qui sont représentés dans la colonne lithostratigraphique (Fig.IV.3).

#### IV.4.1- Membre inférieur

D'une épaisseur d'environ 115m, ce membre inférieur est principalement constitué par les dolomies.

Ces échantillons macroscopiques montrent souvent une multitude de fractures en réseaux conférant à la roche un aspect bréchi que avec des éléments dolomitiques anguleux de dimension millimétrique à centimétrique. Les fissures délimitant ces éléments présentent des ouvertures allant de 0.5mm à 1cm.

Au microscope les éléments dolomitiques sont constitués par de la dolomite microcristalline montrant parfois des cristaux automorphes rhomboédriques (Planche IV.1, photo 1). Les fissures sont remplies par de la calcite spathique, des oxydes de fer, de la malachite, de l'azurite et parfois de barytine (Planche IV.1, photos 2 et 3).

En outre, on note également la présence, mais en faible quantité, de cristaux de quartz bipyramidal ou à section hexagonale avec des cristaux automorphes de dolomite zonée (Planche IV.1, photos 4 et 5).

Ce membre inférieur dolomitique a été décrit dans l'ensemble des massifs carbonatés liasiques de la région (Glaçon, 1969 ; Durand Delga, 1955). Ce phénomène de dolomitisation à la base du Lias semble être régional que les massifs recèlent des minéralisations ou non. Elle a été qualifiée de « dolomitisation secondaire » par M. Durand Delga (1955).

En l'absence de bons fossiles stratigraphiques, ces roches carbonatées ont été attribuées au Domérien (Durand Delga, 1955).

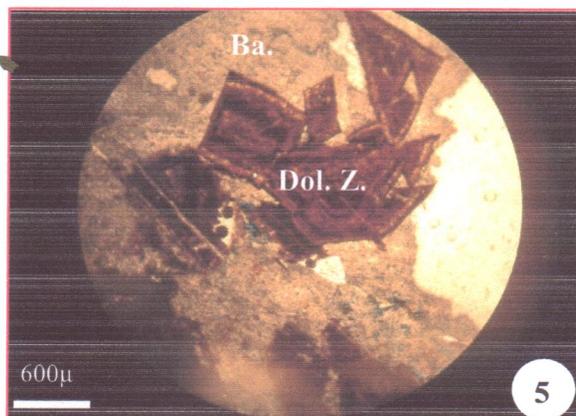
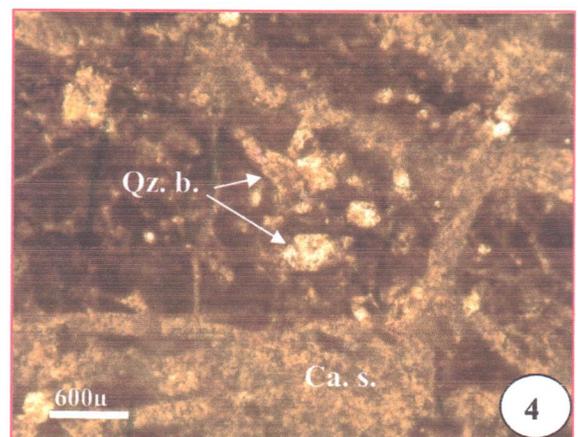
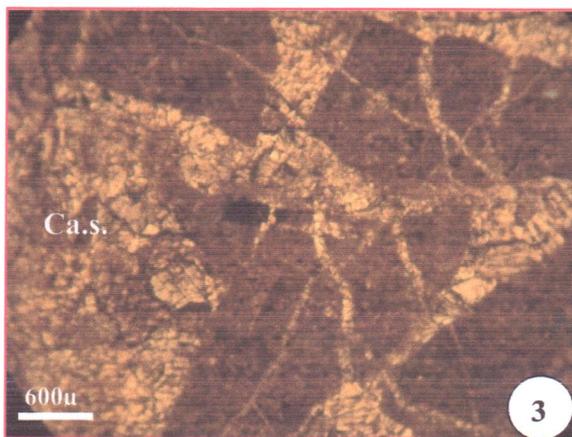
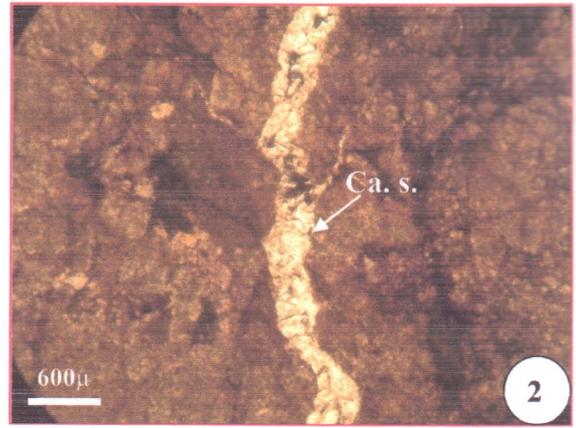
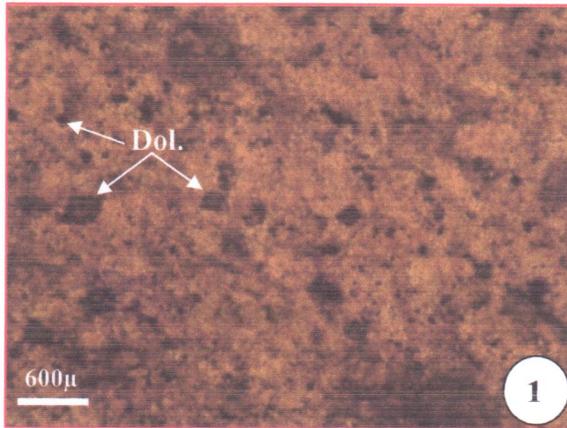
#### IV.4.2- Membre moyen

Ce membre montre une épaisseur d'environ 60m (Fig.IV.3), il s'agit de calcaires massifs à patine gris clair affectés par une multitude de fissures montrant des ouvertures pouvant aller jusqu'à 2mm et remplies par de la calcite blanche (Planche IV.2, photo 1).

Au microscope, ce faciès montre des biomicrites dans lesquelles les allochems sont principalement représentés par des spicules d'éponge qui se présentent soit sous forme d'aiguilles lenticulaires de longueur dépassant parfois les 600µm soit sous forme de section circulaires de dimension variant entre 100 et 300µm (Planche IV.2, photo 2).

Ce membre montre parfois des faciès graveleux montrant quelques plages de dolosparite et de microcristaux de dolomite et de quartz bipyramidal.

PLANCHE IV. 1



**Légende de la planche IV.1-** Illustrations microscopiques des différents faciès.

**Photo 1 :** Dolosparite (Dol.) montrant des cristaux de dolomite automorphe et de taille hétérogène.

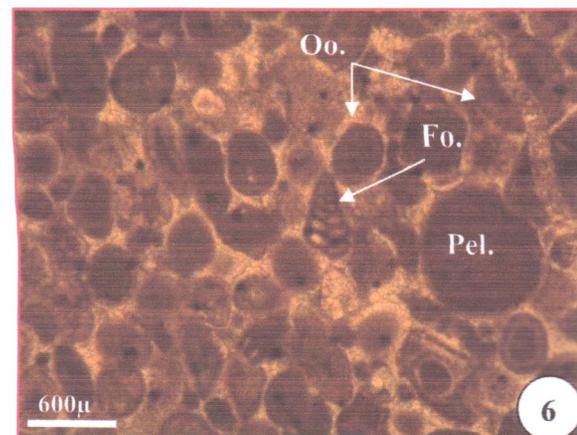
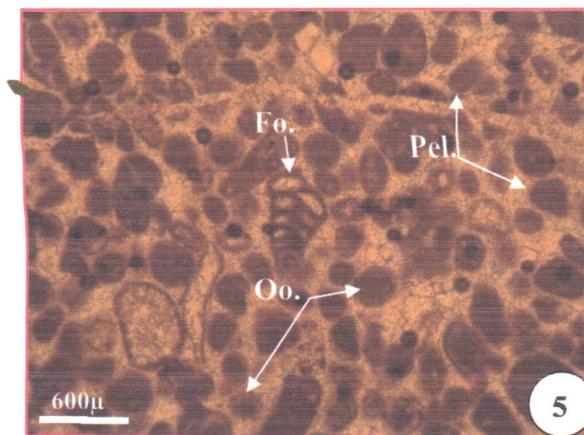
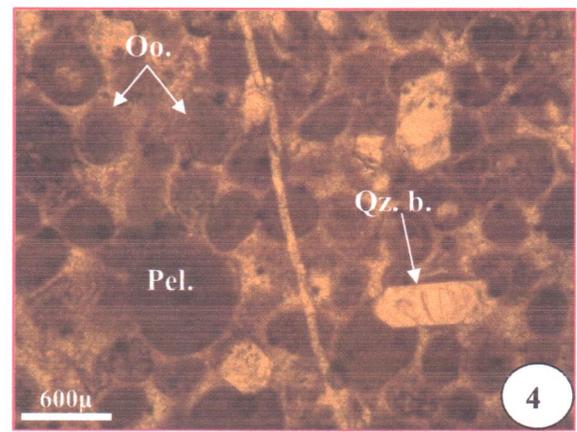
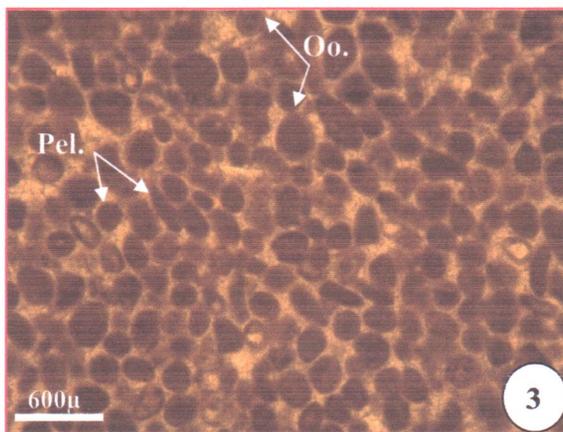
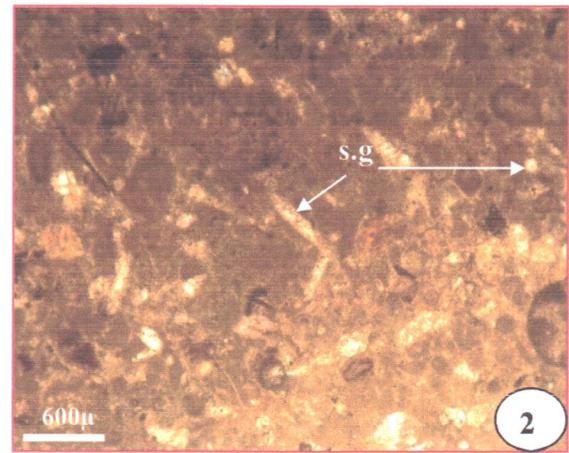
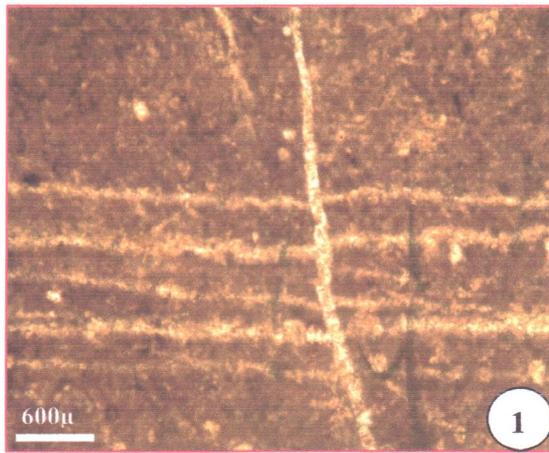
**Photo 2 :** Dolosparite affectée par une microfissure remplie de calcite spathique (Ca s)

**Photo 3 :** Aspect microscopique de la bréchification du faciès dolomitique. (Ca) : calcite spathique

**Photo 4 :** Faciès très fissuré à quartz bipyramidal. (Qz. b)

**Photo 5 :** Microfissure remplie de Barytine et de dolomite (Dol. z) rhomboédrique zonée.

PLANCHE IV. 2



**Légende de la planche IV.2-** Illustrations microscopiques des différents faciès des membres moyen et supérieur.

**Photo 1 :** biomicrite affectée par deux générations de microfractures ; **Photo 2 :** biomicrite à spicules d'éponge (sg) de différentes taille et sous forme circulaire et d'aiguilles lenticulaires (wackstone) ; **Photo 3 :** pel-oosparite à pelletoides (Pel.) et oolites (Oo.) bien classés de différente forme elliptique et arrondie (grainstone) ; **Photo 4 :** pel-oosparite à pelletoides mal classés avec présence de quartz bipyramidal (grainstone) ; **Photo 5 et 6 :** pel-oosparite renfermant de rares foraminifères (Fo.) bisériés.

#### IV.4.3- Membre supérieur

Ce membre a une épaisseur d'environ une cinquantaine de mètres (Fig.IV.3). Il s'agit de calcaire massif grisâtre riche en oolithes et pelétoïdes.

Au microscope, les oolithes les plus courantes bien classées, présentent des dimensions de 300µm en moyenne, mais il en existe des faciès à grosses oolithes (Planche IV, 2, photo.3, 4, 5 et 6). Dans ce faciès, les orthochems sont représentés par de la sparite et microsparite formant ainsi des oosparites (grainstone) notamment dans la partie inférieure du membre. En montant dans la série, les oolithes subissent une micritisation allant parfois jusqu'à effacer la structure concentrique interne de ces grains pour former des pelétoïdes et donner des oopelsparites (grainstone) vers la partie sommitale de ce membre.

Cependant, au contraire du membre inférieur qui est très pauvre en fossiles, les grainstones du membre supérieur montrent la présence de quelques tests de foraminifères, de gastéropodes et de débris d'échinodermes (Planche IV.2, photo.5 et 6).

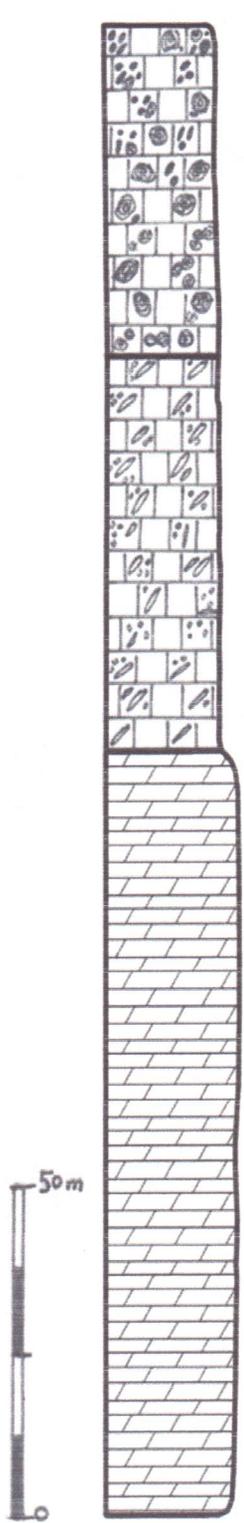
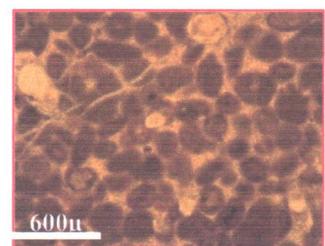
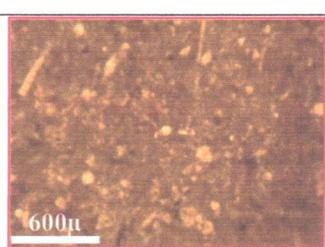
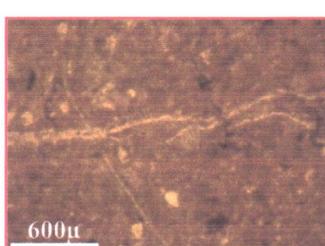
Str.	Subd.	Coupe	Ep.	Description lithologique
INFERIEUR	Membre supérieur		50 m	 <p>Calcaires à oolites principalement et à pelles. Ces derniers deviennent plus nombreux aux sommets de la série Présence de quartz bipyramidal ainsi que de rares foraminifères.</p>
	Membre moyen		60 m	 <p>Calcaires à spicules d'éponge (lenticulaires et circulaires), fracturés et d'aspect bréchifié. Présence de quelques plages de dolomites à la base du membre avec des grains de quartz bipyramidal. Présence de rares foraminifères, gastéropodes et quelques radioles d'oursins.</p>
LIAS	Membre inférieur		115 m	 <p>Dolomies, plus ou moins fissurées, de couleur brune et à quartz bipyramidal. Présence de fentes à remplissage de calcite, barytine et fissures remplies de cuivre gris, oxydes de fer ainsi que des produits d'altération du cuivre gris « malachite et azurite »</p>

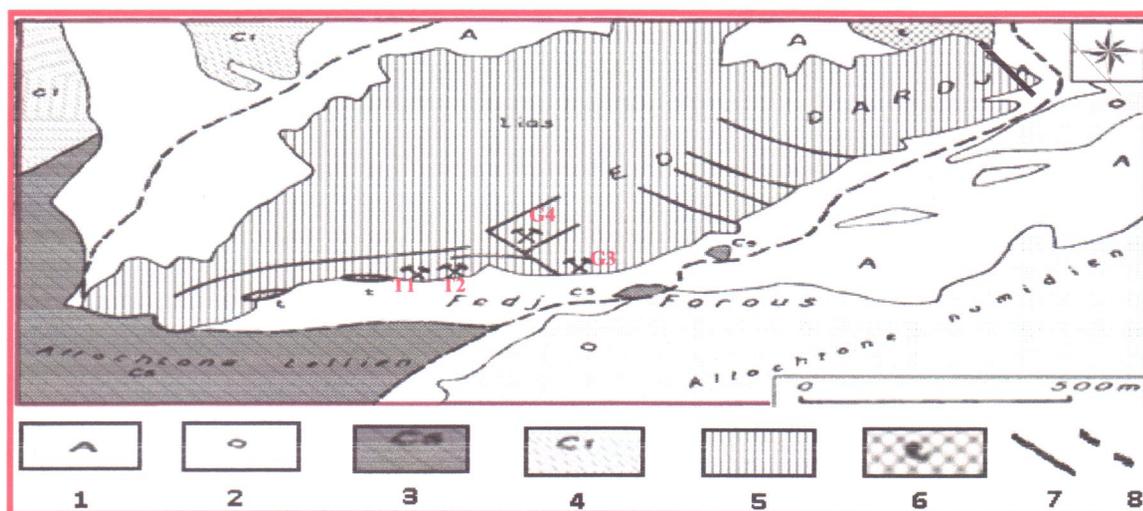
Figure IV.3- Colonne lithostratigraphique du Lias inférieur carbonaté de la partie Sud Ouest du massif de Kef Dardja

## CHAPITRE V PETROGRAPHIE DES MINERALISATIONS

### V.1- Localisation des occurrences de minéralisations

Le massif de Kef Dardja recèle deux types de minéralisations se distinguant par la nature et l'âge des roches encaissantes entre autres. Le premier type consiste en des minéralisations à Cu-Ba, localisées dans la partie Sud-Ouest du massif, elles se trouvent dans des fissures affectant les roches carbonatées liasiques. Le second type consiste en des minéralisations barytiques encaissées dans les formations évaporitiques et carbonatées du Trias, elles se trouvent dans la partie Nord-Est du massif. Ce deuxième type n'est pas traité dans ce mémoire.

L'étude pétrographique des minéralisations à Cu-Ba a été menée à partir d'échantillons macroscopiques, de sections polies et de lames minces doublement polies. Les échantillons ont été récoltés dans les haldes extraits des rares travaux miniers creusés par la Société Nationale de la Recherche et de l'Exploitation Minière (SONAREM) pendant les années soixante dix, certains ont cependant été extraits des parois. Ces rares travaux miniers, localisés tous dans la partie méridionale du massif (Fig.V.1), sont au nombre de quatre (04) et consistent en de petites galeries ne dépassant pas la dizaine de mètres de longueur et orientées N30°E (G3 et G4 sur la figure V.1) et de petites tranchées (T1 et T2 sur la figure V.1) de dimensions approximatives 04 x 02 mètres et de direction N60°E. Leur localisation coïncide avec les indices minéralisés répertoriés par J. Glaçon (1969). Les échantillons utilisés dans cette étude pétrographique proviennent de la tranchée T2 et de la galerie G3 (Fig.V.1 et Planche V.1, photos 1 et 2).



## V.2- Relation minerais-encaissant

Dans le quatrième chapitre (IV) nous avons subdivisé l'encaissant des minéralisations en trois (03) membres (inférieur dolomitique, moyen calcaire à spicules d'éponge et supérieur également calcaire à oolithes). Le long de la coupe étudiée, les occurrences et traces de la minéralisation à Cu-Ba se répartissent indifféremment dans les trois membres. Cependant les concentrations de minéralisations les plus intéressantes se localisent dans les indices répertoriés sur la figure V.1 et qui ont fait l'objet de travaux miniers.

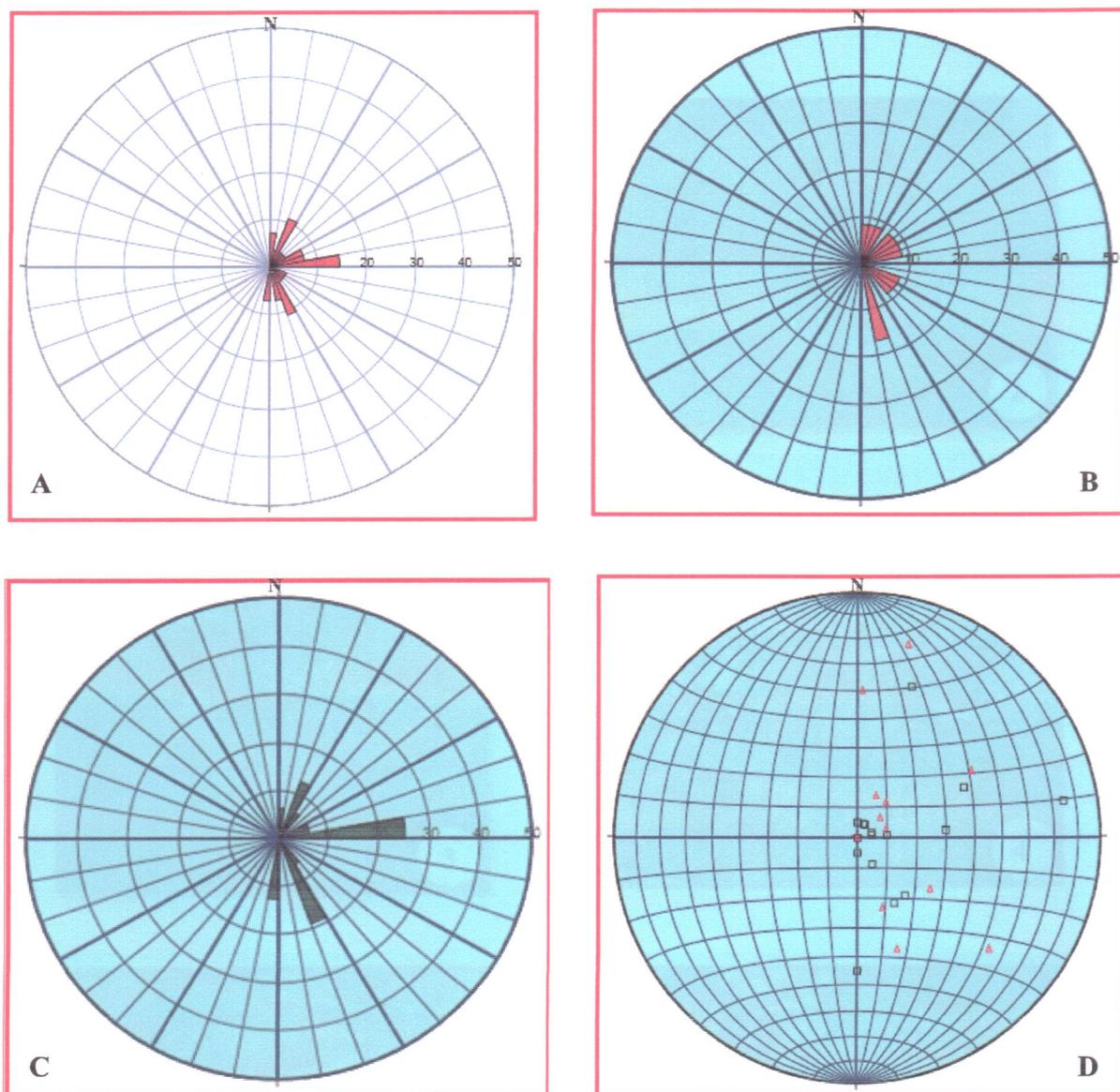
Par contre, les minéralisations apparaissent principalement dans des fissures d'ouverture variant de quelques millimètres à une cinquantaine de centimètres (Planche V.1, photos 4, 5 et 6). Ces fissures sont remplies soit de barytine et cuivre gris (Planche V.1, photo 4; Planche V.2, photos 1 et 2) soit de cuivre gris, carbonates de fer et calcite (Planche V.1, photos 5 et 6). Cependant, il en existe d'autres fissures stériles d'ouverture millimétrique remplies uniquement de la calcite blanche.

Parfois, les fissures remplies de calcite spathique et minéralisées en cuivre gris, confèrent à la roche un aspect bréchiq (Planche V.1, photo 6).

L'ensemble de ces fissures affecte indifféremment les trois membres lithologiques distingués dans l'étude pétrographique de l'encaissant des minéralisations.

Étant donné cet aspect fissural avec lequel se présentent les minéralisations, nous avons prélevé une trentaine de mesures de direction de ces fissures. Le traitement des données montre la dominance de trois directions principales : deux directions sensiblement méridiennes ( $N20^{\circ}-30^{\circ}E$  et  $N160^{\circ}-170^{\circ}E$ ) et une direction en moyenne  $N90^{\circ}E$  non minéralisée (Fig. V.2).

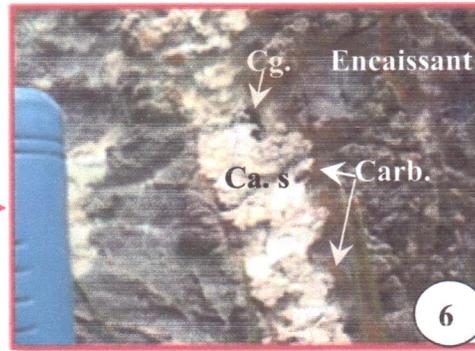
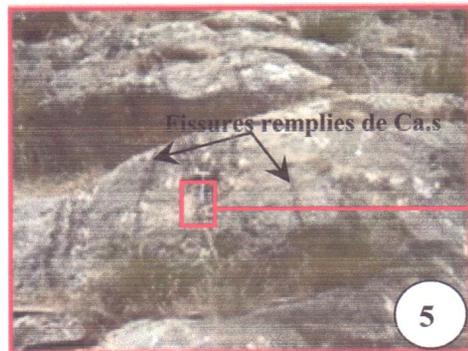
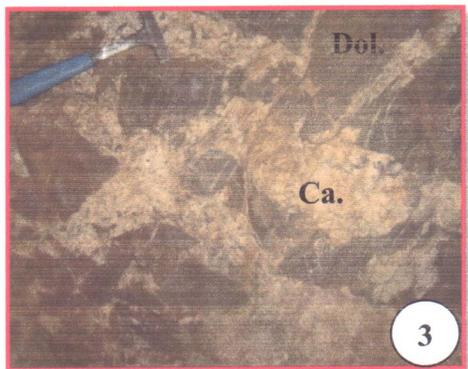
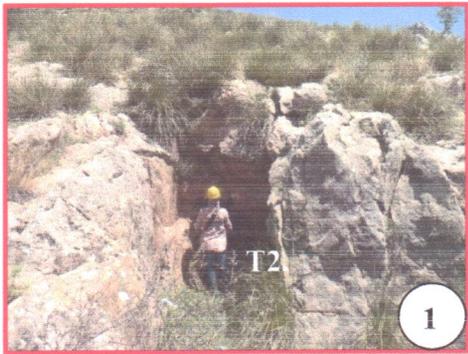
Les projections stéréographiques sur canevas de Schmidt (hémisphère supérieur) fait ressortir les pôles des plans relatives à ces fissures (Fig.V.3).



**Figure V.2-** Diagrammes en rose des vents et de projection stéréographique des directions des fissures affectant les environs immédiats des indices minéralisés encaissés dans le massif de Kef Dardja.

**A :** rosace des directions de l'ensemble des fissures ; **B :** rosace des directions de fissures minéralisées ; **C :** rosace des directions des fissures remplies de calcite ; **D :** projection stéréographique sur le canevas de Schmidt (Hémisphère Nord) des fissures minéralisées (triangle vide en rouge) et celles stériles remplies de calcite (carrés vides).

PLANCHE V.1



**LÉGENDE DE LA PLANCHE V.1 :** Observations à l’affleurement de la minéraliation.

**Photo 1-** Tranchée T2 ; **Photo 2-** Galerie G3 ; **Photo 3-** Bréchification de la roche dolomitique (Dol.) encaissante et remplissage calcitique (Ca.) des fissures ; **Photo 4-** Fissure de direction N170°E remplie de barytine (Ba.) et cuivre gris (Cg.) ; **Photo 5-** Fissures de direction N20°E minéralisées en cuivre gris et barytine ; **Photo 6-** Fissures de direction N20°E minéralisées en cuivre gris (Cg.), carbonates de fer (Carb.) et remplissage calcitique (Ca.).

### V.3- Paragenèse minérale

#### V.3.1- Méthodologie

Les échantillons que nous avons étudiés proviennent des haldes extraits de la tranchée T2 et des échantillons prélevés sur les parois de la galerie G3 (Fig.V.1). Les préparations (lames et sections polies) ont été réalisées au laboratoire de recherche en Génie Géologique et les observations au microscope photonique ont été effectuées au laboratoire de microscopie du Département des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université de Jijel.

La paragenèse minérale ainsi identifiée renferme des minéraux primaires et des minéraux secondaires issus de l'altération supergène des premiers.

#### V.3.2- Les minéraux primaires

Les échantillons prélevés renferment : du cuivre gris, de la barytine, de la calcite, du quartz et des carbonates de fer.

##### V.3.2.1- Minéraux utiles

###### - La barytine ( $BaSO_4$ )

À l'échelle de l'affleurement, la barytine de couleur blanche, se présente en grosses lattes disposées parfois en gerbes rayonnantes tapissant les parois des fissures orientées  $N20^\circ-30^\circ E$  et  $N160^\circ-170^\circ E$  (Planche V.1, photos 4, 5 et 6).

Macroscopiquement, les cristaux de barytine de taille centimétrique montrent souvent une multitude de microfractures dans lesquelles s'est insinué du cuivre gris exprimé par les produits (Azurite) issus de son altération (Planche V.2, photo 3). Cette disposition traduit la postériorité du cuivre gris par rapport à la barytine. Cette relation chronologique est corroborée par l'observation microscopique.

En effet, au microscope la barytine apparaît sous forme de grandes plages microfissurées et le cuivre gris se présente soit en grains sécants sur ces microfissures ou sur les limites des grains soit il est, sous forme de malachite ou d'azurite, dans les microfissures (Planche V.3, photos 3 et 5).

La barytine se présente également en reliques dans des plages de carbonates de fer qui montrent des golfes de corrosion traduisant la postériorité des carbonates de fer par rapport à la barytine (Planche V. 2, photos, 5 et 6).

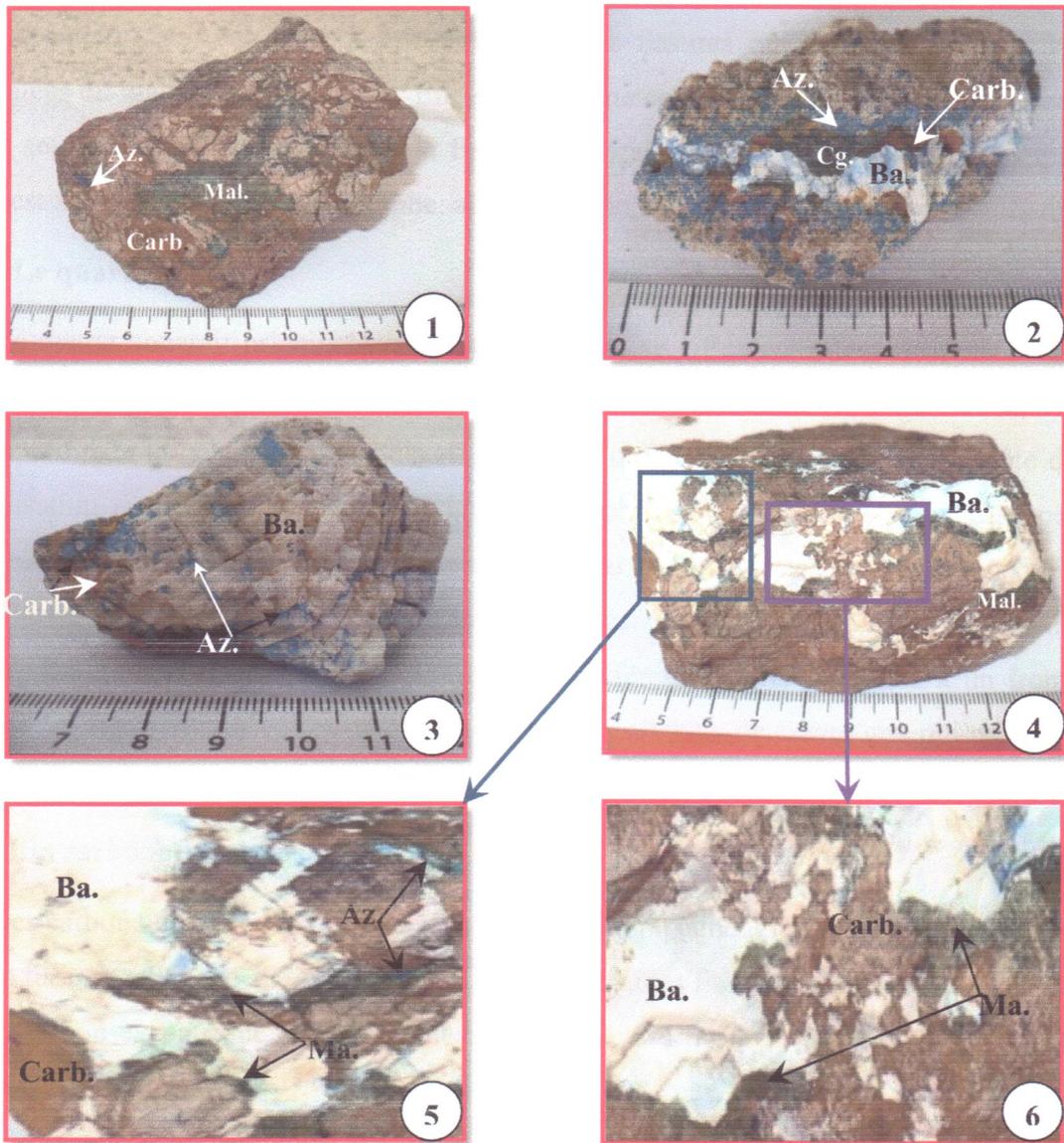
**- Le cuivre gris (Cu, Fe)<sub>12</sub> (Sb, As)<sub>4</sub> S<sub>13</sub>**

De couleur grise métallique, le cuivre gris se trouve dans les fissures avec la barytine (Planche V.2, photos 3, 4, 5 et 6) ainsi que dans les microfissures affectant la barytine (Planche V.2, photo 3). On le trouve également dans les brèches dolomitiques (Planche V.2, photo 1).

Au microscope le cuivre gris apparaît en plage monocristallines le plus souvent affectées par une altération supergène ayant produit de l'azurite et de la malachite. L'examen des relations mutuelles entre les minéraux dans les préparations observées confirme la postériorité du cuivre gris par rapport à la barytine.

Parfois, des plages de cuivre gris montrent au microscope un aspect de rouille indiquant les traces d'oxydation du fer et traduisant la relative richesse en Fe des cuivres gris des indices du massif de Kef Dardja.

PLANCHE V.2



**LEGENDE DE LA PLANCHE V.2 :** Illustrations macroscopiques des échantillons minéralisés

**Photo 1-** Dolomie bréchique imprégnée de malachite (Ma.), azurite (Az.) et carbonates de fer (Carb.) ; **Photo 2-** Fissure remplie de barytine (Ba.), cuivre gris (Cg.) et des carbonates de fer (Carb.) et azurite (Az.) sur les épontes de la fissure. ; **Photo 3-** Barytine (Ba.) en plaquettes, fissurée, les fissures remplies d'azurite (Az.) ; **Photo 4-** Fissure minéralisée en barytine (Ba.) et malachite (Ma.) ; **Photo 5 et photo 6-** zoom sur des parties de la photo 4 présentant des reliques de barytine (Ba.) à l'intérieur des carbonates de fer (Carb.).

### V.3.2.2- Les minéraux de gangue

#### - La calcite spathique ( $\text{CaCO}_3$ )

La calcite est fréquemment retrouvée dans les fissures qui affectent les formations carbonatées du massif de Kef Dardja. Elle présente une couleur blanche, spathique et occupe le plus souvent la partie centrale de la fissure (Planche V.1, Photo 6). Au microscope, la calcite est xénomorphe à subautomorphe, allongée et présentant un clivage net et régulier.

#### - Le quartz ( $\text{SiO}_2$ )

Le quartz apparaît principalement sous forme de silicification affectant l'encaissant et accompagnant les minéralisations. Ce phénomène de silicification a été observé notamment sur les parois de la galerie G3. À l'échelle de l'affleurement, le calcaire silicifié hôte de la minéralisation au niveau du quatrième indice (Planche V.1, Photo 2). Au microscope, le quartz se présente en forme bipyramidale allongée ou en section hexagonale (Planche V.2, Photo 3) ou encore en grains arrondis isogranulaires. La taille des grains peut atteindre quelques millimètres (Planche IV.2, photo 4). Ces différents grains de quartz à un front de silicification montrant des golfes de corrosion dans les cristaux de cuivre gris qui milite pour la postériorité du phénomène de silicification (Planche V.3, photo 3 et 4).

#### - Les carbonates de fer

Des carbonates de fer, le plus souvent oxydés, accompagnent le cuivre gris et la barytine dans les fissures (Planche V.3, photos 6 et 7). Dans certaines fissures, ces carbonates prennent une disposition excentrique en soulignant les parois de ces fissures (Planche V.1, photo 6 et Planche V.2, photo 2).

À l'échelle macroscopique, les carbonates de fer, le plus souvent oxydés, occupent un espace non négligeable dans la quasi-totalité des échantillons étudiés. Ils corrodent et remplacent les plages de barytine en laissant des reliques de barytine témoignant de la nature du précurseur remplacé (Planche V.2, photos 04, 05 et 06). Souvent de petites plages de cuivre gris montrant les golfes de corrosion générés par la transformation barytine-carbonate de fer.

Au microscope, les plages de ces carbonates (de nature dolomitique et/ou ankéritique) renferment des reliques de barytine et de « cuivre gris » (malachite et azurite) sous forme de filonnets allongés (Planche V.3, photos 6, 7 et 8).

### LEGENDE DE LA PLANCHE V. 3

Illustrations microscopiques montrant la relation entre les différentes phases minérales

**Photo 1-** Cuivre gris (Cg.), barytine (Ba.) et silicification (Qz.) (lumière réfléchie, zoom x4).

**Photo 2-** Cuivre gris (Cg.), barytine (Ba.) et silicification (Qz.) (lumière transmise, zoom x4)

**Photo 3-** Cuivre gris (Cg.), barytine (Ba.) et silicification (Qz.) (lumière transmise)

**Photo 4-** Cuivre gris (Cg.), barytine (Ba.) et silicification (Qz.) (lumière réfléchie)

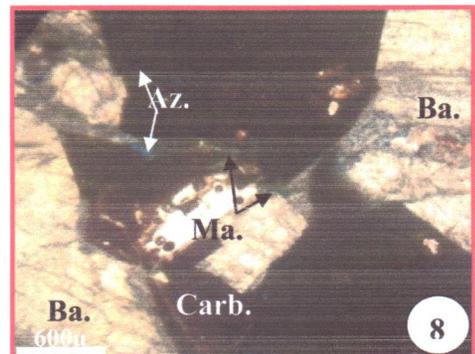
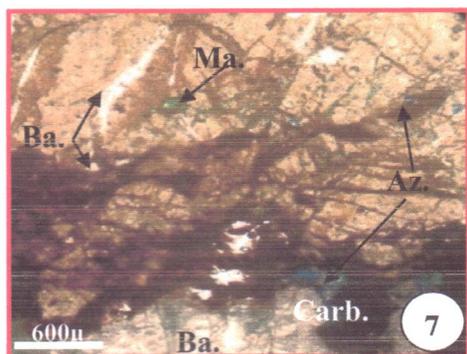
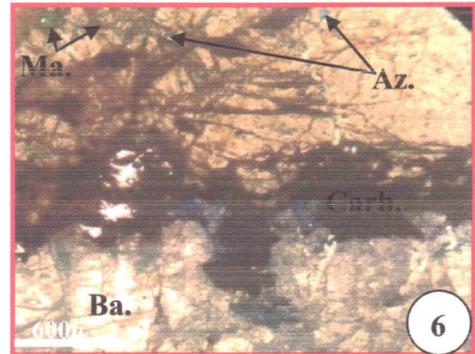
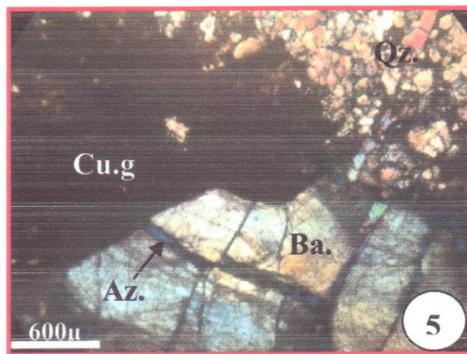
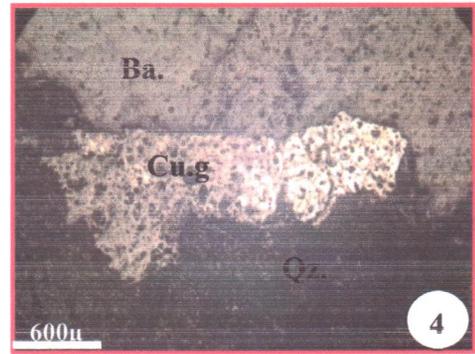
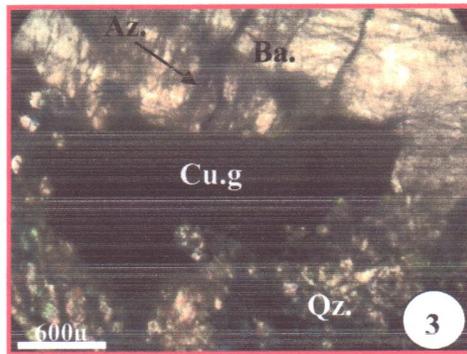
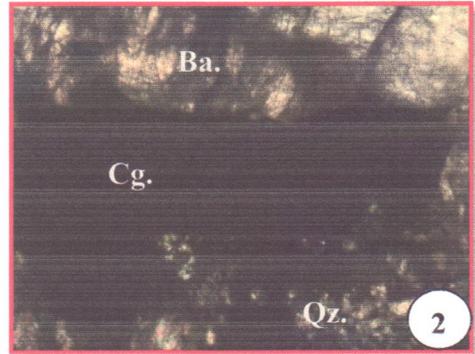
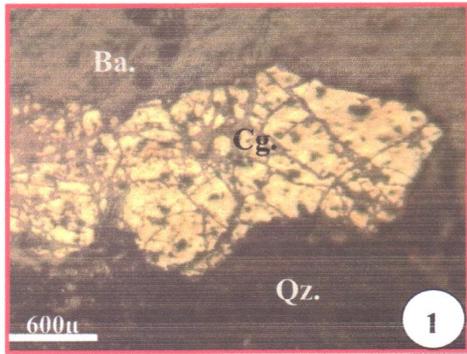
**Photo 5-** Barytine (Ba.) microfissurée à remplissage d'azurite (Az.) et plage de cuivre gris à bordure sécante sur les microfissures. Front de silicification affectant la barytine (Ba.) et le cuivre gris (Cg.) (lumière transmise).

**Photo 6-** Barytine (Ba.) montrant des microfissures remplies de malachite (Ma.) et d'azurite (Az.) et des golfes de corrosion occupés par du cuivre gris (Cg.). Les carbonates de fer (Carb.), également microfissurés montre des reliques de malachite et d'azurite) (lumière transmise).

**Photo 7-** Carbonates de fer (Carb.), cuivre gris (Cg.) et Barytine (Ba.). Les carbonates de fer montrent des reliques de barytine, de malachite (Ma.) et d'azurite (Az.). La barytine montre aussi des microfissures remplies de malachite et d'azurite. Le contact entre carbonates de fer (Carb.) et barytine (Ba.) est occupé par du cuivre gris (Cg.) (lumière transmise).

**Photo 8-** Relique de barytine (Ba.) au sein d'une plage de cuivre gris (Cg.) (lumière transmise).

PLANCHE V.3



Parfois ces carbonates se présentent sous forme de rhomboédres de dolomite ferrifère automorphes, zonés (Planche IV.1, Photo 5 et Planche V.3, photo 8). L'examen microscopique de ces dolomites zonées montre que les zones de croissance sont traversées par des microfissures remplies d'azurite indiquant la postériorité du cuivre gris par rapport à ces cristaux automorphes de dolomite ferrifère.

### V.3.3- Minéraux d'altération

Ce sont des minéraux typiques de la zone d'oxydation des gîtes cuprifères provenant de l'altération du cuivre gris, ils sont représentés par :

#### - Azurite $\text{Cu}_3 \text{CO}_3 (\text{OH})_2$

L'azurite qui est un produit d'altération du cuivre gris, de couleur bleu azure que nous pouvons observer à l'œil nu comme à l'échelle microscopique. Elle remplit les fissures dans les roches encaissantes et dans celles affectant la barytine.

Nous avons remarqué que l'azurite est prédominante au niveau des échantillons provenant de la galerie G3 (Planche V.1, photo 02 et Planche V.2, photos 02 et 03)

#### - Malachite $\text{Cu}_2 \text{CO}_3 (\text{OH})_2$

C'est un minéral secondaire dû à l'altération du cuivre gris de couleur verdâtre. Macroscopiquement, elle se trouve dans les fissures et parfois sous forme de tâches imprégnées sur l'encaissant bréchique (Planche V.2, photo 1). Au microscope, la malachite est sous forme de plage vert émeraude accompagnant l'azurite et le cuivre gris. La malachite est prépondérante dans les échantillons provenant de la tranchée T2 (Planche V 1, photo1)

### V.4- Chronologie relative

L'ensemble des observations macroscopiques et microscopiques relatives aux relations mutuelles entre les différentes phases minérales constitutives des minéralisations du massif de Kef Dardja a permis de mettre en évidence des phénomènes de dolomitisation, de bréchification, de silicification, de mise en place hydrothermale des minéraux utiles et de gangue et des processus d'altération supergène. Sur la base de l'ensemble de ces observations nous avons établi la succession paragénétique récapitulée dans le tableau de la figure V.2 ci-dessous.

	<b>F</b>		<b>Altération</b>	
Calcite	————		————	
Dolomite	————			
Barytine		————		
Carbonate de fer		— — — — —		
Cuivre gris			— — — — —	
Quartz (silicification)			— — — — —	
Azurite				————
Malachite				— — — — —

**Figure V.2-** Chronologie de mise en place des principales phases minérales constitutives de la paragenèse minérale des minéralisations du massif de Kef Dardja (**F** : fracturation)

D'après l'étude pétrographique et minéralogique des minéralisations, nous avons identifié une paragenèse minérale constituée essentiellement de cuivre gris et ses produits d'altérations azurite et malachite, de la barytine, des carbonates fer oxydés et du quartz. L'examen des relations mutuelles entre ces différents minéraux a permis d'établir une chronologie relative de mise en place de cette paragenèse minérale (Fig. V.2). Après une phase diagénétique représentée par la formation de l'encaissant calcaire et sa dolomitisation partielle, une phase de fracturation et de bréchification a permis la circulation de fluides ayant induit le dépôt hydrothermal des principaux minéraux des minéralisations. Une dernière phase a entraîné l'altération supergène (oxydation) de certains minéraux constitutifs de cette paragenèse : le cuivre gris s'est altéré en malachite et azurite.

## CHAPITRE VI LES ISOTOPES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE DES CARBONATES ASSOCIÉS AUX MINERALISATIONS

### VI.1- Introduction et objectif de l'étude

La géochimie des isotopes stables est une méthode récente qui contribue à la compréhension des processus de formation des gites métallifères. Elle a été largement appliquée à l'étude des gisements hydrothermaux dans des différents environnements géologiques (magmatique, métamorphique et sédimentaire) (Ohmoto et Rey, 1979 ; Taylor, 1974; Barnes, 1979, Charef, 1986 ; Bouzenoune, 1993 ; Laouar, 2004).

L'utilisation des données des isotopes stables peut également nous informer sur les conditions physico-chimiques telles que la T, le pH et la  $fO_2$  du fluide minéralisateur. L'utilisation de telles données doit être combinée avec d'autres informations géologiques, minéralogiques et géochimiques pour une interprétation meilleure et plus précise de la genèse des gisements, car les données des isotopes stables à elles seules ne peuvent donner un modèle génétique définitif. Il est nécessaire donc de mener une étude pluridisciplinaire ; d'une part, l'étude du terrain, permet de comprendre les structures géologiques qui ont favorisé la localisation et le piégeage de ces gisements, et d'autre part, l'étude géochimique permet d'identifier les sources des métaux, du soufre et des fluides transporteurs et de quantifier les conditions physico-chimiques de transport et de dépôt.

### VI.2- Terminologie

Durant des processus minéralisateurs de nombreux éléments chimiques se trouvent à l'état ionique (dissout) dans les fluides hydrothermaux. Parmi l'ensemble de ces éléments, certains ont la propriété de disposer de plusieurs isotopes stables à l'image de l'oxygène (03 isotopes stables  $^{16}O$ ,  $^{17}O$  et  $^{18}O$ ) et du carbone (02 isotopes stables  $^{12}C$  et  $^{13}C$  et un isotope radioactif  $^{14}C$ ). Lors de la cristallisation des différentes phases minérales, ces éléments sont incorporés dans les structures cristallines de ces minéraux. Ils subissent un fractionnement (répartition) entre les minéraux et/ou entre les minéraux et la phase liquide restante s'il y en a. Cette répartition est généralement décrite par un facteur de fractionnement noté  $\alpha$ , qui est représenté par la relation suivante :

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B$$

$R_A$  : rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger dans la substance A ( $^{18}O/^{16}O$ ,  $^{13}C/^{12}C$ ).

$R_B$  : rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger dans la substance B ( $^{18}O/^{16}O$ ,  $^{13}C/^{12}C$ ).

Ce rapport isotopique " $R$ " se mesure par un spectromètre de masse.

Du fait des faibles variations de R, on exprime la composition isotopique notée  $\delta$  sous forme d'une déviation par rapport à un standard, le rapport isotopique de l'échantillon étudié est comparé à celui d'un échantillon standard.

$$\delta = [(R_{\text{éch.}}/R_{\text{st.}} - 1) \times 10^3]$$

**R** : rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger dans l'échantillon et dans le standard.

La valeur numérique de  $\delta$  mesure donc la différence ou la déviation de R entre l'échantillon et le standard. Cette différence est mesurée en ‰.

Nom	Symbole	Définition
Rapport absolu de l'abondance	R	R = molécule de l'isotope lourd / molécule de l'isotope léger ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ )
Enrichissement isotopique relatif	$\delta$	$\delta$ (en ‰) = $[(R_{\text{éch.}}/R_{\text{std.}}) - 1]10^3$
Coefficient de fractionnement isotopique ( $\alpha$ )	$\alpha_{xy}$	$\alpha_{xy} = R_x/R_y$ $\alpha_{xy} = (\delta_x + 10^3) / (\delta_y + 10^3)$ $10^3 \ln \alpha_{xy} \approx \Delta_{xy}$
Fractionnement isotopique relatif ( $\Delta$ )	$\Delta_{xy}$	$\Delta_{xy} = \delta_x - \delta_y$

**Tableau VI.1**-Tableau récapitulatif des principaux paramètres utilisés dans la terminologie des isotopes stables

Le paramètre  $\delta$  (en ‰), qui est toujours mesuré par rapport à un standard, exprimera donc, dans la suite du présent mémoire, la composition isotopique de l'oxygène ou du carbone inclus dans les phases minérales carbonatées ayant fait l'objet d'analyses isotopiques. Les valeurs positives de  $\delta$  indiquent que l'échantillon analysé est plus enrichi en isotopes lourd par rapport au standard, par contre les valeurs négatives indiquent l'inverse.

Pour chaque système isotopique (O, C, H, S) il existe un ou plusieurs standards récapitulés dans le tableau VI.2.

Isotope	D/H	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$
Symbole du standard	SMOW	SMOW	PDB	CDT
Nom du standard	Standard Mean Ocean Water	Standard Mean Ocean Water	Pee Dee Belemnite	Canyon Diablo Troilite
Phase	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Calcite	Troilite

**Tableau VI.2**- Tableau récapitulant l'origine des différents standards

### VI.3- Echantillonnage : nature des échantillons et objectifs

L'étude des isotopes stables de l'oxygène et du carbone a porté sur des minéraux carbonatés, ceux de l'encaissant (micrites) et ceux formant les minéraux de gangue (calcite spathique) associés aux minéralisations cupro-barytiques fissurales du massif liasique de Kef Dardja.

Cette approche isotopique a été menée dans l'objectif de contraindre les conditions de mise en place des minéralisations. Les données isotopiques permettront de déterminer l'origine du carbone. Celles relatives à l'oxygène apporteront d'une part des informations sur la source des fluides impliqués dans la genèse de ces minéralisations et d'autre part permettront d'estimer la température de mise en place des minéralisations.

### VI.4- Techniques analytiques

Dans le souci d'obtenir des phases minérales aussi pures que possible, les poudres ayant fait l'objet d'analyses isotopiques ont été obtenues en utilisant une fraise permettant d'échantillonner des zones ponctuelles ne dépassant pas un centimètre de diamètre. Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été effectuées au laboratoire 'Isotope Géosciences Unit', Scottish Universities Environmental Research Centre, East kilbride, Glasgow, Grande-Bretagne.

Les échantillons de calcite ont été analysés pour les isotopes de l'oxygène et du carbone. Les poudres d'échantillons ont été converties en CO<sub>2</sub> par réaction avec l'acide phosphorique (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) 100% à 25°C (McCrea, 1950). L'analyse isotopique de l'oxygène et du carbone du CO<sub>2</sub> préparé a été effectuée sur un spectromètre de masse Micomass 602D suivant la méthode décrite par Craig, (1957, 1965 in Laouar, 2004). Les rapports des différences isotopiques sont exprimés en ‰ par rapport aux standards PDB pour le carbone et SMOW pour l'oxygène. La reproductibilité des résultats est de ± 0.1‰.

### VI.5- Résultats

Les carbonates micritiques du Lias et la calcite spathique de la gangue associée aux minéralisations ont donc fait l'objet d'analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone. Les résultats obtenus montrent que la composition isotopique de l'oxygène de l'ensemble des carbonates analysés varie entre -7,53 ‰ et -5,84 ‰ (PDB) alors que celle du carbone est comprise entre -1,98 ‰ et +2,09 ‰ (PDB). Pour les micrites, elles varient entre -6,98 ‰ et -5,84 ‰ pour l'oxygène et entre +1,02 ‰ et +2,09 ‰ pour le carbone. Pour les

calcites spathiques, elles varient entre  $-7,53\text{‰}$  et  $-6,29\text{‰}$  pour l'oxygène et  $-1,98\text{‰}$  et  $+1,02\text{‰}$  pour le carbone. Les résultats ainsi obtenus sont illustrés sur le diagramme de la figure VI.1

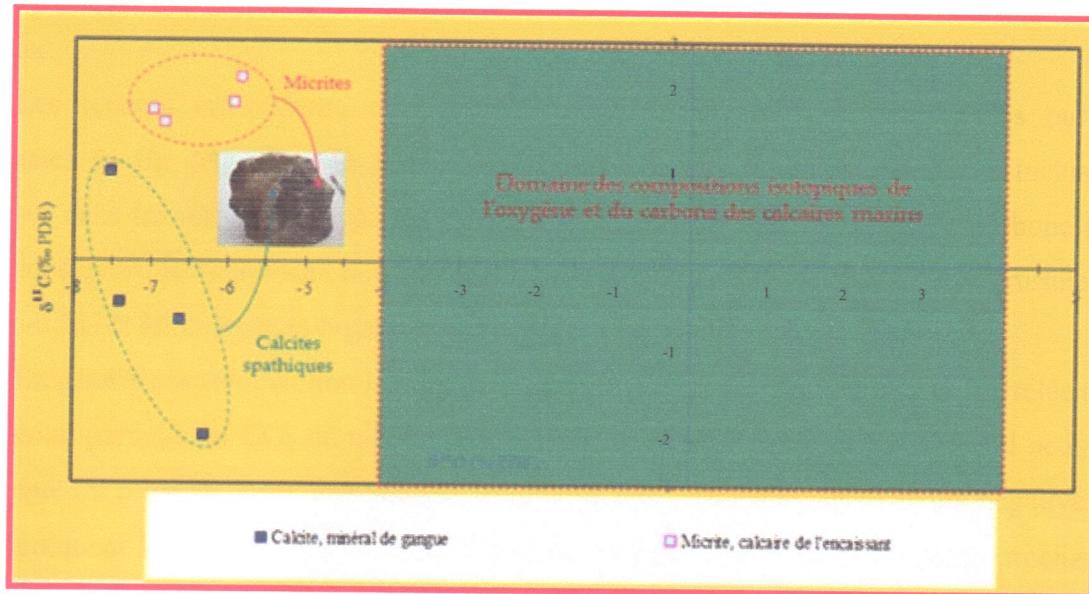


Figure VI.1- Diagramme  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates (micrites et calcites spathiques) du massif liasique de Kef Dardja (d'après Bouzenoune *et al.*, 2010).

## VI.6- Discussion et interprétation

### VI.6.1- Les isotopes du carbone

Le carbone est l'un des éléments les plus abondants de l'univers et est la base de l'existence de la vie sur terre. C'est donc l'élément le plus important de la biosphère. Il est aussi présent dans la croûte et dans le manteau avec des teneurs de l'ordre de quelques centaines de ppm, ainsi que dans la croûte et dans l'hydrosphère et l'atmosphère.

Le carbone est présent sous sa forme réduite dans les composés organiques. Il est également présent sous sa forme oxydée comme le  $\text{CO}_2$ ,  $(\text{CO}_3)^{2-}$  dans les solutions aqueuses et dans les minéraux carbonatés et sous sa forme "natif" dans le graphite et le diamant.

Les principaux réservoirs du carbone, matière organique et carbone sédimentaire, sont isotopiquement différents. Cette différence est due aux différents mécanismes de fractionnement. Les isotopes du carbone sont donc fractionnés par des réactions d'échange inorganique durant la photosynthèse des plantes. Les carbonates sont généralement enrichis en  $^{13}\text{C}$  alors que la matière organique dans les plantes et animaux est enrichie en  $^{12}\text{C}$ .

Les  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates marins sont proches de  $0 (\pm 4\text{‰})$  et ne varient pas avec l'âge. Les carbonates lacustres sont parfois enrichis en  $^{12}\text{C}$  dû probablement à l'incorporation du  $\text{CO}_2$  dérivé par désintégration des débris de plantes dans les sols.

La composition isotopique du carbone dans la croûte et le manteau est difficile à déterminer. Les  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonatites et diamant sont très variables à cause soit d'hétérogénéité isotopique du carbone dans le manteau soit du fractionnement isotopique ou les deux.

Les teneurs en carbone des gisements hydrothermaux sont représentées par les carbonates de Ca, Mg, Fe, Mn et par le  $\text{CO}_2$  et  $\text{CH}_4$  (gaz) des fluides et des inclusions gazeuses dans les minéraux de gangue et minerais. Les principales sources de carbone dans les fluides hydrothermaux sont donc: les calcaires marins ( $\delta^{13}\text{C}=0\text{‰}$ ), les sources crustales ( $\delta^{13}\text{C}=-7\text{‰}$ ) et les composés organiques d'origine biogénique ( $\delta^{13}\text{C}=-25\text{‰}$ ).

En général, la composition isotopique du carbone d'un carbonate peut être corrélée avec la pression partielle en  $\text{CO}_2$  du milieu de formation ainsi qu'à l'origine du  $\text{CO}_2$  qui peut être organique ou minéral. Dans une analyse isotopique des carbonates, des valeurs négatives en  $\delta^{13}\text{C}$  indiquent la contribution de  $\text{CO}_2$  d'origine biogène alors que des valeurs proches de  $0\text{‰}$ (PDB) indiquent souvent une origine minérale du  $\text{CO}_2$  (Hoefs, 1980).

Les  $\delta^{13}\text{C}$  des micrites de l'encaissant des minéralisations du massif de Kef Dardja sont compris entre  $+1,02\text{‰}$  et  $+2,09\text{‰}$  (PDB) et ceux des calcites spathiques sont compris entre:  $-1,98\text{‰}$  et  $+1,02\text{‰}$  (PDB). Ces compositions isotopiques du carbone de l'encaissant calcaire et de la calcite spathique sont celles des carbonates précipitant dans l'eau de mer (Fig.VI.2). Elles traduisent une origine minérale du carbone.

#### VI.6.2- Les isotopes de l'oxygène

L'oxygène est un constituant principal des minéraux tels que les silicates, les oxydes, les carbonates, et autres. Ces minéraux forment non seulement pas les roches sédimentaires, ignées et métamorphiques mais aussi des gisements métallifères ou non métallifères. La composition isotopique de l'oxygène de ces minéraux contient d'importantes informations sur l'origine et les conditions de leur formation.

En général, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des minéraux des différentes roches sont positives, ils sont enrichis en  $^{18}\text{O}$  par rapport au SMOW. La plupart des roches silicatées ont des valeurs comprises entre:  $+5$  et  $+15\text{‰}$ . Cependant, les compositions isotopiques des roches sédimentaires et métamorphiques montrent des variations systématiques qui renseignent sur l'origine de telles roches et reflètent la température de l'équilibre isotopique final.

Pour l'oxygène des micrites encaissantes des minéralisations du massif de Kef Dardja, les résultats montrent que la majorité de ces calcaires n'ont plus la composition isotopique de l'oxygène d'un carbonate qui aurait précipité dans l'eau de mer liasique (Fig.VI.1). Les

valeurs sont inférieures à: -4 ‰ traduisant un appauvrissement en isotope lourd de l'oxygène. Les compositions isotopiques de l'oxygène des micrites ont donc été modifiées à la suite probablement d'une recristallisation de ces roches carbonatées.

Cet appauvrissement en isotopes lourds s'est également exprimé dans les compositions isotopiques de l'oxygène des calcites spathiques associées aux minéralisations cupro-barytiques. La similitude dans les compositions isotopiques des micrites encaissantes et des calcites spathiques (Fig. VI.1) pourrait être due au même fluide minéralisateur qui a déposé les minéraux de gangue et les minéralisations et a induit des recristallisations dans l'encaissant liasique. On voit là une étroite relation entre la modification de la composition isotopique et le processus minéralisateur qui permet d'expliquer ces valeurs des compositions isotopiques de l'oxygène des carbonates analysés soit par l'intervention de fluides appauvris en O<sup>18</sup> ( $\delta^{18}\text{O}$  négatifs) soit une température relativement élevée (supérieure à celle de cristallisation des carbonates marins ~20 °C). Ces deux explications peuvent bien évidemment se combiner.

### VI.6.3- Estimation de la température et de la composition isotopique du fluide ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ )

La composition isotopique des carbonates qui précipitent en équilibre avec l'eau est fonction de la température et du  $\delta^{18}\text{O}$  de cette eau. Les différences dans les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des minéraux cogénétiques peuvent donc être interprétées en termes de température à laquelle ils ont équilibré leur oxygène avec le réservoir commun. Cet équilibre est régi par le facteur de fractionnement  $\alpha$ . La thermodépendance du facteur de fractionnement des isotopes entre carbonate et fluide de cristallisation est exprimée par des équations du type:

$$(\text{Ln } \alpha = 1/T^2)$$

$$1000 \text{Ln } (\alpha_{\text{A-B}}) = \delta_{\text{A}} - \delta_{\text{B}} = \Delta_{\text{A-B}}$$

Pour des raisons de commodité, les équations qui rendent compte des relations entre  $\alpha$  et T sont représentées dans des coordonnées  $100 \text{Ln } (\alpha_{\text{A-B}})$  et  $10^6/T^2$ . Ces équations sont :

$$\Delta = \delta_{\text{A}} - \delta_{\text{B}} = 1000 \text{Ln } (\alpha_{\text{A-B}}) = \text{A} \cdot 10^6/T^2 + \text{B}$$

Pour les calcites, l'équation a été déterminée expérimentalement par O'Neil *et al.* (1969) :

$$1000 \text{Ln } (\alpha^{18}_{\text{ct-eau}}) = 2,78 \cdot 10^6/T^2 - 2,89$$

où: T est la température de °K

$\alpha^{18}_{\text{ct-eau}}$  est le facteur de fractionnement entre la calcite et l'eau.

$$\alpha^{18}_{\text{ct-eau}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{ct}} + 1000) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} + 1000)$$

où :  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ct}}$  est la composition isotopique en oxygène de la calcite exprimée par rapport au SMOW.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$  est la composition isotopique en oxygène de l'eau exprimée par rapport au SMOW.

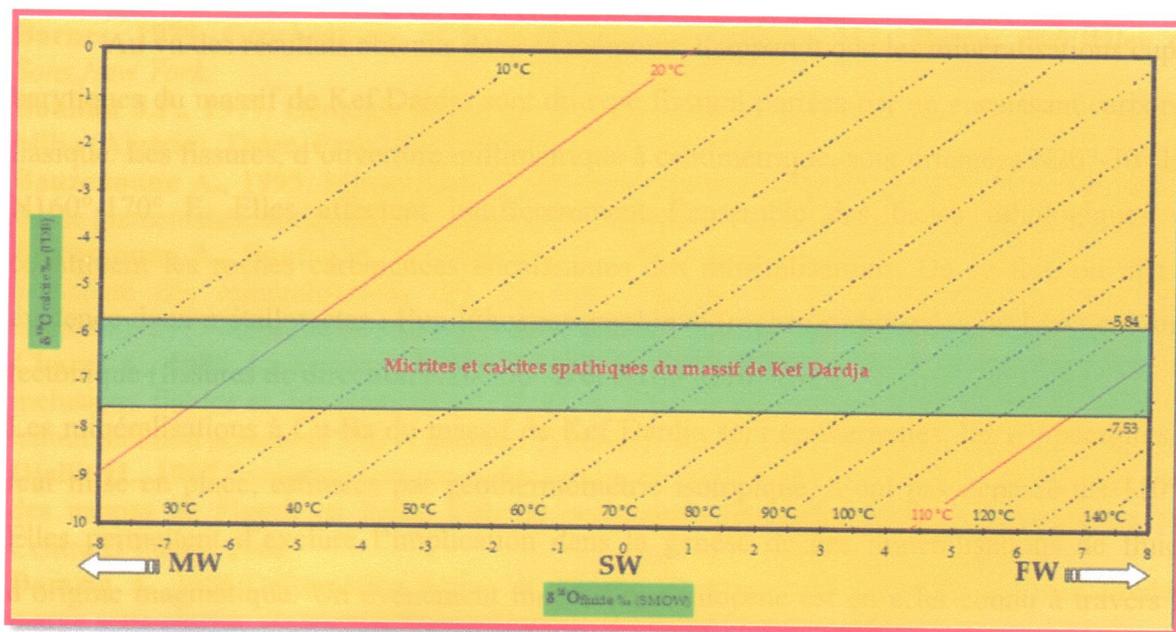
Cette équation qui exprime la thermodépendance du facteur de fractionnement des isotopes entre la calcite et le fluide de cristallisation possède deux inconnues : la température de précipitation (T) et la composition isotopique de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ ) dans laquelle la calcite a précipité. En fixant l'une des deux inconnues on peut en déduire l'autre. De cette manière on peut tracer le diagramme  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$  vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$  de la figure VI.2 sur lequel on projette les valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  des micrites et des calcites spathiques du massif de Kef Dardja. On rappelle que les  $\delta^{18}\text{O}$  de ces carbonates sont compris entre -7,53 ‰ et -5,84 ‰ (PDB).

D'après ce diagramme (Fig.VI.2), il apparaît que les micrites et les calcites spathiques du massif de Kef Dardja, caractérisées par cette gamme de valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ , ont précipité à des températures comprises entre 20 et 110 °C à partir d'un fluide minéralisateur caractérisé par un  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$  compris entre -9 ‰ et +5 ‰ (SMOW)

Pour faire cristalliser ces carbonates à des températures relativement plus élevées ( $T > 150$  °C) impliquant d'éventuels processus magmatiques par exemple, il faut des fluides plus enrichis en  $\text{O}^{18}$  ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} > +8$  ‰). A l'exception des fluides ayant subi une très forte évaporation, les fluides ayant un  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} > +8$  ‰ sont inconnus dans la nature.

Ces conditions ( $T = 20 - 110$  °C) relativement « froides » permettent d'exclure d'éventuelles implications de processus magmatiques dans la mise en place des minéralisations du massif de Kef Dardja.

Grâce à ces données isotopiques, on peut conclure que la mise en place des minéralisations cupro-barytiques du massif de Kef Dardja s'est faite dans une ambiance thermique relativement « froide » à des températures n'ayant pas dépassé les 110 °C. Ces données permettent aussi d'exclure l'implication de fluides ayant une relation directe ou indirecte avec les événements magmatiques qui ont marqué la région de Petite Kabylie au Miocène.



**Figure VI.2-** Projection des  $\delta^{18}\text{O}$  des carbonates du massif de Kef Dardja sur le diagramme  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$  vs  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ . Dans ce diagramme, qui est fonction de la température (lignes en pointsillés), les  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$  et les T sont calculés à partir de l'équation donnée par J.R. O'Neil *et al.* (1969) :  $1000 \ln(\alpha^{18}_{\text{ct-eau}}) = 2,78 \cdot 10^6 / T^2 - 2,89$ . Les carbonates (micrites et calcites spathiques) du massif de Kef Dardja ont des  $\delta^{18}\text{O}$  compris entre -7,53 ‰ et -5,84 ‰ (PDB). MW : eau météorique, SW : eau marine, FW : eau de formation (d'après Bouzenoune *et al.*, 2010).

**CONCLUSION GENERALE**

Au vu des résultats obtenus dans ce mémoire, il apparaît que les minéralisations cuprobarytiques du massif de Kef Dardja sont du type fissural portées par un encaissant carbonaté liasique. Les fissures, d'ouverture millimétrique à centimétrique, sont orientées N20°-30° E et N160°-170° E. Elles affectent indifféremment l'ensemble des facies lithologiques qui constituent les roches carbonatées encaissantes des minéralisations. De ce fait, on met en évidence deux métallotectes : l'un lithostratigraphique (roches carbonatées du Lias) et l'autre tectonique (fissures de direction N20°-30° E et N160°-170° E).

Les minéralisations à Cu-Ba du massif de Kef Dardja sont épithermales, les températures de leur mise en place, estimées par géothermométrie isotopique, n'ont pas dépassé les 110°C. Elles permettent d'exclure l'implication dans la genèse de ces minéralisations de fluides d'origine magmatique. Un événement magmatique miocène est en effet connu à travers les granitoïdes de la région d'El Milia, il est probable qu'il n'ait pas eu d'incidences directes sur la genèse des minéralisations du massif de Kef Dardja. La nature exacte des fluides qui sont à l'origine de ces minéralisations reste à préciser par d'autres approches. Cependant et étant donné ces températures relativement basses (< 110°C) qu'a connues le processus minéralisateur, il est permis de penser, sans arguments tangibles, à l'implication de fluides d'origine météorique ayant réagi en profondeur, après leur infiltration, avec les roches des différentes formations géologiques de la région notamment les séries constituant les formations telliennes et flyschs. Même en l'absence d'une source de chaleur supplémentaire, ces fluides auraient été réchauffés par gradient géothermique, géopressurés et expulsés vers les pièges à minéralisations. L'implication de fluides de bassin dans la genèse de ces minéralisations n'est d'ailleurs pas exclue. Une bonne étude des inclusions fluides incluses dans les minéraux de ces minéralisations permettra d'apporter des réponses sur la nature exacte de ces fluides.

Il est difficile de donner un âge exact à l'épisode de mise en place des minéralisations du massif de Kef Dardja. Cependant, il est logique de faire intervenir l'ensemble des événements géologiques qui ont structuré toute la région dont fait partie le massif étudié. Ces événements (charriage du socle de Petite Kabylie, écaillage des formations triasico-jurassiques, sous charriages des formations des flyschs et des séries telliennes, plissement des formations telliennes et divers événements cassants ayant affecté l'ensemble de ces terrains...) sont d'âge éocène et/ou miocène, leur implication, directe ou indirecte, dans la genèse des minéralisations de toute la région est indiscutable. La notion de « régénération mécanique », chère à J. Glaçon (1969), demeure ainsi discutable.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Barnes, 1979.** Geochemistry of hydrothermal ore deposits. H.L. Barnes (ed). *Wiley and Sons, New York*.
- Bouillin J.P., 1977.** Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El-Milia (Algérie). Thèse. Paris. 511p.
- Bouzenoune A., 1993.** Minéralisation péri-diapirique de l'Aptien calcaire : les carbonates et fer de gisements hématitiques de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse. Paris VI France. 206 p.
- Bouzenoune A., Boufaa K. et Remoum K., 2010.** Isotopes stables (O, C) de l'encastrement carbonaté des minéralisations des chaînons liasiques de Petite Kabylie (Algérie Nord orientale). 23<sup>ème</sup> Réunion des Sciences de la Terre, 25-29 octobre, Bordeaux, France. . 39 p
- Charef A., 1986.** La nature et le rôle des phases fluides associées à la minéralisation Pb-Zn inclusions fluides et des isotopes (C, H, O, S, Pb) des gisements des Malines (France), jbel halouf sidi bou aouane et fedj el aadoum (Tunisie). Thèse. INPL-CRPG, Nancy, France. 303p
- Djellit H., 1987.** Evolution tectono-sédimentaire du socle Kabyle et polarité de mise en place des nappes de Flysch en Petite Kabylie occidentale (Algérie). Thèse. Univ. de Paris Sud. Centre D'Orsay. 206p
- Domzig A. 2006.** Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse. Univ. de Bretagne Occidentale.
- Dunham, R.J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham. W.E. (ed.). Classification of carbonate rocks. A Symposium. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1, pp. 108-121
- Durand Delga M., 1952.** Feuille au 50.000<sup>e</sup> « Sidi Merouane » n°50, avec notice explicative. Publ. Serv. Carte géol. Algérie.
- Durand Delga M., 1955.** Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique (Algérie). Thèse sciences, Paris et Bull. Serv. Géol. Algérie, 2<sup>e</sup> série, n°24. 533p
- Folk R.L., 1962.** Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (ed.). Classification of carbonate rocks. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1, pp. 62-84
- Glaçon J., 1969.** Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell Sétifien (Algérie). Thèse. Faculté de Montpellier. Publ. Serv. Géol. Algérie. Bulletin n°32. 748p
- Hoefs, J 1980.** Stable isotope geochemistry of sedimentary Springer-Verlag, Berlin, 2<sup>nd</sup> édition. 208p
- McCrea, J.M., 1950.** On the isotopic chemistry of carbonate and a paleotemperatures scale. J. Chem. Phys. 18. pp. 849-857
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, Q., Louni-Hacini, A., Pique, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Rehault, J.P., 2000.** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II Fascicule A-Sciences De La Terre Et Des Planetes. 331. pp 159-173.
- O'Neil J.R., Clayton R.N. and Mayda T.K., 1969.** Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Jour. Chem. Phys. Vol., 51. pp. 5547-5558
- Ohmoto H. and Rey R.O., 1979.** Isotopes of sulphur and carbon in H.L. Barnes (editor). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Wiley, New York, N.Y., 2<sup>nd</sup> ed. pp. 509-567
- Taylor H.P. Jr, 1974.** The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic geology. 69. pp. 843-883
- SO. NA. RE.M., 1974.** Rapport géologique sur l'activité de prospection pour le minerai de Fer dans le secteur de Sidi Maarouf et extensions. Rapport inédit.
- Vila J.M., 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. Tome I-II. Thèse. Es-sciences, Paris. 665p.