

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة محمد الصديق بن يحيى - جيجل

Université Mohammed Seddik Benyahia - Jijel



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

كلية علوم الطبيعة والحياة
قسم علوم الأرض والكون

Geol. n. n. 06/16

01
01

Option : Ressources Minérales et Géomatériaux
Thème

**Les minéralisations fluorées et polymétalliques du massif de
Mkhirriga (Tébessa – Algérie nord orientale).
Contexte géologique et géochimie des fluides minéralisateurs.**

Membres de Jury

Président : Ouair Belkacem

Examineur : Belala Zouhir

Encadrant : Bouzenoune Azzedine

Présenté par :

Amimour Abderrahim

Kantour Yasser

Année Universitaire 2015-2016



Numéro d'ordre (bibliothèque) :

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, nous remercions Dieu Le Tout Puissant, qui est la source de toute réussite.

Nous tenons aussi à remercier les différentes personnes qui ont contribué et participé à la réalisation de ce mémoire ; leurs remarques et conseils ont été précieux et indispensables pour améliorer et enrichir la rédaction du mémoire.

Nous tenons à remercier chaleureusement notre encadreur Mr A. BOUZENOUNE pour sa patience, ses encouragements et son aide durant la réalisation de notre travail.

Nous tenons à remercier les membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail ainsi que l'ensemble des enseignants du département des Sciences de la Terre et de l'Univers pour tous les enseignements qu'ils nous prodigués tout au long de notre cursus universitaire.

Nos remerciements s'adressent également à nos collègues du Master « Ressources Minérales et Géomatériaux », notamment ceux du Master 1, avec qui, nous avons eu le plaisir passer de bons moments lors de leur stage de terrain effectué dans la région de Tébessa.

Que tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce modeste travail, trouvent ici notre sincère reconnaissance.



Résumé

Le massif de Mkhirriga fait partie des nombreux massifs qui marquent l'orographie de cette région frontalière algéro-tunisienne de l'Atlas saharien oriental. Il est caractérisé par une série sédimentaire essentiellement mésozoïque plissée lors de la phase atlasique éocène en une structure anticlinale d'orientation NE-SW. Cet anticlinal est occupé en son « cœur » par les évaporites du Trias diapiriques montrant des contacts tectoniques avec les formations aptiennes. Ces dernières sont détritiques à la base (Aptien inférieur) et carbonatées néritiques dans leur partie supérieure (Aptien moyen). Elles constituent l'encaissant principal des minéralisations de ce massif.

Sur la base de la morphologie des corps minéralisés et du contenu minéralogique deux types de minéralisations sont distingués : des minéralisations filoniennes polymétalliques et fluorées, avec deux générations de fluorites, encaissées dans les roches carbonatées gargasiennes et des minéralisations lenticulaires fluorées et ferro-barytiques intercalées au contact Trias-Aptien et au sein des alternances détritiques de l'Aptien inférieur.

La microthermométrie des inclusions fluides contenues dans les fluorites et la géochimie des isotopes stables (O, C, S) des minéraux associés aux minéralisations polymétalliques a permis d'approcher les conditions de mise en place de l'ensemble de ces minéralisations.

Ces minéralisations se seraient mises en place dans des conditions épithermales à des températures comprises entre 60°C et 240 °C. Les fluorites les plus précoces de première génération associées aux minéralisations filoniennes se sont mises en place dans les conditions les plus chaudes (180-240 °C) alors que les fluorites, plus tardives, de deuxième génération des minéralisations filoniennes et celles des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques, se sont mises en places dans des conditions thermiques plus modérées (100-160 °C). Les modalités de mise en place de ces minéralisations fluorées se sont déroulées à partir d'un seul et même fluide dans une ambiance « thermo-décroissante ».

Les compositions isotopiques du carbone des calcites hydrothermales associées à ces minéralisations indiquent une origine minérale du carbone. Il proviendrait de la réutilisation du carbone sédimentaire de l'encaissant aptien de ces minéralisations. Les compositions de l'oxygène (inférieures à -4 ‰/PDB) indiquent que ces mêmes calcites se sont formées à des températures relativement élevées (>100 °C). Les isotopes du soufre ont permis de confirmer le lien génétique entre les sulfates des évaporites triasiques, les minéraux sulfatés (barytine) et sulfurés (galène, sphalérite, pyrite, cuivre gris...) des minéralisations. La réduction thermo-chimique des sulfates triasiques est le mécanisme retenu pour produire le soufre utilisé dans la genèse de ces minéralisations barytiques et sulfurées polymétalliques.

Mots clé : Mkhirriga, formations aptiennes, minéralisations filoniennes, minéralisations lenticulaires ferro-barytiques, fluorite, inclusions fluides, isotopes stables, évaporites triasiques

Abstract

The Mkhirriga Mountain is a part of numerous mountains, which marks the orography of the region of the Algerian-Tunisian borders of the eastern Saharan Atlas. It is characterized by an essentially Mesozoic sedimentary series folded by the Eocene Atlas phase in an anticlinal structure oriented NE-SW. This anticline is occupied in his "heart" by the Triassic evaporites which present diapiric structure showing tectonic contacts with the Aptian formations. These later are detrital in their lower part (lower Aptian) and neritic carbonate in their upper part (middle Aptian). They are the main host-rocks of the mineralization of this massif.

From the morphology of ore bodies and their mineralogical content, we can distinguish two types of mineralization, which are:

- Polymetallic (Pb, Zn, Cu, Ba) and F mineralized veins, with two generation of fluorite, hosted by Gargasian carbonate rocks,
- Ferro-barytic and fluor lenticular mineralization localized in Triassic-Aptian contact and within clastic alternances of the lower Aptian.

The microthermometry of fluid inclusions contained in fluorite and stable isotope geochemistry (O, C, S) of a number of minerals associated with polymetallic mineralization allowed to approach the physico-chemical conditions of the deposition of all of these mineralizations.

All of these mineralizations are epithermal, deposited at temperatures between 60 °C and 240 °C. The oldest fluorite of the first generation which are associated with the vein mineralization are formed in warmer conditions (180-240 °C), while the late fluorite of the second generation of the vein mineralization and those of ferro-barytic lenticular mineralization are formed in more moderate temperatures (100-160 °C). The deposition of these mineralizations took place from the same fluid with a decreasing temperature.

The carbon isotopic compositions of hydrothermal calcite associated with these mineralizations indicating a carbon mineral origin. It would come from the reuse of the sedimentary carbon of the Aptian host-rocks. The oxygen isotopic compositions (less than -4 ‰ / PDB) indicate that the same calcites are formed at relatively high temperatures (> 100 °C). The sulfur isotopes have confirmed the genetic link between the Triassic evaporites sulfates, sulfated minerals (barite) and sulphide of mineralization (galena, sphalerite, pyrite, gray copper ...). The thermo-chemical reduction of Triassic sulphates is the chosen mechanism to produce the sulfur used in the genesis of these barytic and polymetallic sulphide mineralization.

Keywords: Mkhirriga, Aptian formations, mineralized veins, Ferro-barytic and fluor lenticular mineralization, fluorite, fluid inclusions, isotope geochemistry, Triassic evaporites

ملخص

جبل مخريقة واحد من عدة جبال التي تميز منطقة الحدود الجزائرية التونسية من شرق الأطلس الصحراوي, يتميز بطبقات صخوره الرسوبية تعود إلى العصر الجيولوجي ميزوزويك (mésozoïque) شهدت عدة انطواءات في الحقبَة الأطلسية شكلت عدة حدبات في الاتجاه الشمال الشرقي إلى الجنوب الغربي , هذه الانطواءات تحوي داخلها صخور بخارية للترياس الديابيري (Trias diapiriques) تظهر فاصل تكتوني مع التشكيلات أبتيان (aptiennes) , هذه الأخيرة تكون فتاتية في القاعدة (الأبتيان السفلي) (Aptien inférieur), و كربونات نيريتك (néritiques) في الجزء العلوي من متوسط الأبتيان (Aptien moyen). هي التي تحتوي الحاضن الأساسي للمعادن الموجودة في جبل مخريقة.

من الجانب الشكلي للأجسام المعدنة والتكوين المعدني نميز نوعين من التمعدن
تمعدنات لمعادن متعددة وفليورية على شكل شقوق مع تواجد جيليين للفليوريت , محضونة بداخل الصخور الكربونية غارغاسيان (gargasiennes) وتمعدنات شكل جيوب فليورية و جيوب من الحديد والباريتين متواجدة على المستوى الحد الفاصل بين الترياس والأبتيان (Trias-Aptien) وفي وسط التناوبات الفتاتية للأبتيان السفلي (Aptien inférieur).

الميكروترامومتر لجيوب الموانع المحتواة داخل الفليوريت وجيوكيمياء النظائر المستقرة (الأكسجين, الكربون, الكبريت) للمعادن المرتبطة بتمعدنات المعادن المتعددة والتي تسمح بالتقرب من ظروف تموضع مجموعة التمعدنات
هذه التمعدنات قد تموضعت في ظروف إبي ترمال (épithermales) في درجة حرارة بين 60° د 240° درجة مئوية. مجموعة الفليوريت المتأخرة ذات الجبل الثاني والمتواجدة على مستو الشقوق و جيوب الحديد والباريتين , قد تموضعت في ظروف معتدلة (100-160° درجة) . نماذج التموضع لهذه التمعدنات الفليورية تنطلق من نفس المانع في حركية "حرارية متناقصة"
المكونات النظائرية لكربون المياه الحرارية للكلسات مرتبطة بالتمعدنات الدالة للأصل المعدني للكربون والذي يأتي من إعادة الإستعمال للكربون الرسوبي لمحتوى أبتيان التمعدنات . المكونات الكيميائية للأكسجين (أقل من 4 - PDB /%) تدل على أن الكلسات قد تكونت في درجات حرارة عالية نسبيا (أكبر من 100° درجة). نظائر الكبريت سمحت بتأكيد العلاقة النشئية بين كبريتات بخاريات الترياس (trias), المعادن المكبرتة (الباريتين) وكبريتات (, sphalérite, galène, cuivre gris....)
(للتمعدنات . الإنحلال الكيموحراري لكبريتات الترياس (trias) وأليات تكوين الكبريت المستعمل في نشأة تمعدنات الباريتين والكبريتات متعددة المعادن.

الكلمات المفتاحية : مخريقة , التشكيلات أبتيان, جيوب فليورية, جيوب فليورية و جيوب من الحديد والباريتين, الفليوريت, لجيوب الموانع , النظائر المستقرة , بخاريات الترياس



Remerciement

Résumé

Sommaire

Liste des figures

Sommaire

Chapitre I : Généralités

I.1- Introduction	7
I.2- Situation géographique.....	7
I.3- Historique des travaux.....	9
I.4- Méthodologie	10
I.5- Place du massif de Mkhirriga dans le cadre de la chaîne alpine d'Algérie nord-orientale.....	11

Chapitre II- Cadre géologique régional

I- Introduction	14
II- Lithostratigraphie	14
II.1- Trias.....	14
II.2- Jurassique	14
II.3- Crétacé.....	17
II.3.1- Crétacé inférieur : Les formations du Crétacé inférieur affleurent surtout dans les parties centrales des structures plissées.	17
II.3.2- Crétacé supérieur	19
II.3.2.1- Cénomaniens	19
II.4- Tertiaire	20
II.4.1- Paléocène	20
II.4.2- Eocène	20
II.4.3- Oligocène.....	20

II.4.4- Miocène inférieur et moyen.....	21
II.4.5- Mio-Pliocène	21
II.4.6- Quaternaire	21
III- Tectonique	21
III.1- La subsidence.....	22
III.2-Diapirisme.....	22
III.2.1- Périodes d'activité diapirique.....	23
III.2.2- Nature des contacts des évaporites du Trias avec leur couverture.....	23
III.3- Les plissements	24
III.4- Les fossés d'effondrement.....	24

Chapitre III : Géologie du massif de Mkhirriga

III.1- Introduction.....	26
III.2- Cadre litho-stratigraphique	26
III.2.1- Les formations du Trias	27
III.2.2- Les formations de l'Aptien	27
III.2.2.1- Les formations « anté-récifales » ou sous-jacentes à la formation carbonatée ..	29
III.2.2.2- La formation médiane « récifale » ou formation carbonatée	29
III.2.2.3- Les formations « post-récifales » ou sus-jacentes à la formation carbonatée	30
III.2.3- Les formations de l'Albien	31
III.2.4- Les formations du Cénomaniens	31
III.2.5- Les formations du Turonien.....	31
III.2.6- Les formations du Quaternaire.....	31
III.2- Cadre tectonique.....	31
III.2.1- Structure du massif de Mkhirriga	32
III.2.2- Etat de la fracturation.....	34
III.2.3- Principales phases tectoniques.....	35
III.2.3.1- Les phases anté-cénozoïques.....	35

III.2.3.2- Les phases cénozoïques.....	36
Chapitre IV- Géologie	
IV.1-Introduction	37
IV.2- Typologie et distribution des corps minéralisés	37
IV.2.1- Les corps minéralisés lenticulaires ou « zone ferro-barytique »:	38
IV.2.2- Les corps minéralisés filoniens.....	41
IV.3- Pétrographie des minéralisations.....	43
IV.3.1- Les textures géodiques.....	43
IV.3.2- Les textures zébrées.....	43
IV.3.3- Les textures bréchiques.....	43
IV.3.4- Les textures rubanées.....	43
IV.4- Minéralogie des minéralisations.....	45
IV.4.1- Les minéraux de gangue	45
IV.4.2- Les minéraux utiles des minéralisations	46
IV.5- Paragenèse et succession paragénétique.....	48
<u>Chapitre V : Géochimie</u>	
V.1- Introduction.....	52
V.2- Microthermométrie des inclusions fluides.....	53
V.2.1- Résultats et discussions.....	54
V.2.1.1- Résultats relatifs aux températures d'homogénéisation (Th)	54
V.2.1.2- Résultats relatifs aux températures de fin de fusion de la glace (Tfg)	62
V.2.2- Corrélation Th <i>versus</i> Tfg.....	67
V.3- Géochimie des isotopes stables (Oxygène, Carbone, Soufre)	71
V.3.1- Introduction.....	71
V.3.2- Les isotopes de l'oxygène et du carbone	72

Liste des figures

N°de fig.	Titre de figure	P
Fig. I.1-	Cartes de localisation du massif de Mkhirriga	08
Fig.I.2 -	Carte schématique montrant la structuration de l'orogène alpin d'Algérie du Nord (Vila, 1980).....	12
Fig.I.3-	Localisation de la région de MKhirriga dans le cadre de l'orgène alpin d'Afrique du Nord.....	12
Fig.II.1-	Carte géologique des confins algéro-tunisiens	15
Fig.II.2-	Colonne litho-stratigraphique synthétique des monts du Mellègue.....	17
Fig.II.3-	carte structurale de l'Atlas saharien nord oriental (Source ; carte géologique deSoukAhras 1/50000, traitée).....	24
Fig.III.1-	Extrait de la carte géologique de Souk Ahras au 200 000° montrant l'allongement NE-SW des plus importants diapirs de la région de Tébessa les fermetures péri-anticlinales qui flanquent les extrémités NE et SW de ces diapirs.....	27
Fig. III.2	Carte géologique schématique du massif de Mkhirriga	28
Fig.III.3-	Colonne litho-stratigraphique des formations géologiques qui affleurent dans le massif de Mkhirriga	30
Fig.III.4-	Extrait de la carte-minute géologique (inédite)au1/50.000 de la feuille n°124 d'Oued Kébarit.....	32
Fig.III.5-	Interprétation du profil sismique 83 AB 44 mettant en évidence la nature diapirique des évaporites triasiques de la mégastructure de Mesloula-Mkhirriga	33
Fig.III.6-	Coupe à travers les formations triasiques et albo-aptiennes du massif de Mkhirriga...	34
Fig.III.7-	Rosace des deux principales familles de fractures (NE-SW minéralisées et NW-SE non minéralisées et postérieures) identifiées dans les formations aptiennes du massif de Mkhirriga	34
Fig.IV.1-	Colonne lithostratigraphique des termes de l'Aptien du massif de Mkhirriga montrant la répartition des lentilles ferro-barytiques dans les alternances détritiques et les amas à la base de l'Aptien carbonaté.....	39
Fig.IV.2-	Distribution stratigraphique des corps minéralisés lenticulaires ferro-barytiques.....	40
Fig.IV.3-	Morphologie des corps minéralisés encaissés par les roches carbonatées gargasiennes du massif de Mkhirriga.....	42
Fig.IV.4-	Aspects macroscopiques des textures des minéralisations du massif de Mkhirriga	44

Fig.IV.5-	Aspects microscopiques des principaux minéraux de gangue et des minéraux utiles (métalliques et autres) des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques et des minéralisations filoniennes du massif de Mkhirriga.....	47
Fig.IV.6-	Succession paragenétique probable des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques du massif de Mkhirriga.....	49
IV.7-	Succession paragenétique probable des minéralisations filoniennes fluo-barytiques et polymétalliques du massif de Mkhirriga	50
Fig.V.1-	Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides contenues dans les différentes générations de fluorite du gîte de Mkhirriga.....	55
Fig.V.2-	Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa Massif de Hameimat Nord et Massif d'Es-Souabaa.....	58
Fig.V.3-	Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa.Massif de l'Ouenza et le Massif de Boudjaber	60
Fig.V.4-	Histogrammes des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) des inclusions fluides de la fluorite du massif de Mkhirriga.....	63
Fig.V.5-	Histogrammes des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) et des salinités des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa. (Massif de Hameimat Nord et Massif de l'Ouenza).....	65
Fig.V.6-	Histogrammes des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) des inclusions fluides piégées dans la fluorite associée aux minéralisations du massif d'Es Souabaa	66
Fig.V.7-	Diagramme Th vs Tfg des inclusions fluides des fluorites du massif de Mkhirriga...	67
Fig.V.8-	Diagramme Th vs Tfg des inclusions fluides piégées dans les fluorites des minéralisations péri-diapiriques de quelques massifs de la région de Tébessa.....	68
Fig.V.9-	Gamme des températures d'homogénéisation(Th) des inclusions fluides contenues dans la fluorite des massifs de la région de Tébessa.....	69
Fig.V.10-	Gamme des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa.....	70
Fig.V.11-	Gamme des salinités déduites des Tfgdes inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa.....	70
Fig.V.12-	Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ des calcites associées aux minéralisations de quelques gisements « péri-diapiriques » de la région de Tébessa.....	73

Fig.V.13-	Diagramme montrant la composition isotopique du soufre($\delta^{34}\text{S}$ en ‰/CDT) des sulfures, des sulfates (gypse) triasiques et de la barytine associée aux minéralisations de quelques gisements péri-diapiriques de la région de Tébessa.....	76
Fig.V.14-	Composition isotopique du soufre des sulfates triasiques de Mesloulacomparée avec celle des sulfates triasiques d'Europe et d'Afrique du Nord.....	76

Chapitre I : Généralités

I.1- Introduction

Le massif de Mkhirriga est l'un des massifs qui marque l'orographie de l'Atlas saharien oriental. Contrairement aux autres massifs de la région situés au Nord de la ville de Tébessa, l'orographie du massif de Mkhirriga est d'orientation NW-SE. Elle est la conséquence d'une histoire géologique polyphasée à laquelle s'est surimposée une histoire gîtologique qui a permis la genèse de minéralisations fluorées et polymétalliques (Pb, Zn, Cu, Ba). C'est un massif dont la géologie, certes moins complexe que celle de son voisin le Mesloul, a fait qu'il n'a pas attiré des attentions particulières. Il en est aussi des minéralisations, beaucoup plus modestes que celles de Mesloul, que très peu d'études leurs ont été consacrées.

Dans le présent mémoire, nous nous sommes donc intéressés à étudier les minéralisations de ce massif et leur encaissant essentiellement carbonaté. Pour ce faire, nous avons profité du stage de terrain des étudiants de Master 1 option « Ressources Minérales et Géomatériaux » du département des Sciences de la Terre et de l'Univers pour effectuer des travaux de terrain. Ainsi, une coupe à travers les formations carbonatées aptiennes a été levée avec un échantillonnage systématique pour l'étude pétrographique de l'encaissant des minéralisations. Ces dernières ont également été décrites et échantillonnées. Ces derniers, acheminés au laboratoire de génie géologique de l'Université Mohamed Seddik Benyahia de Jijel, ont été systématiquement découpés sous forme de sucres pour la réalisation des lames minces et sections polies. Malheureusement, pour des raisons techniques propres au laboratoire, les préparations destinées pour l'étude microscopiques n'ont pu être confectionnées.

En raison de cette défection, nos descriptions se limiteront à nos observations effectuées à l'affleurement sur le terrain et celles macroscopiques effectuées sur échantillons. Elles seront néanmoins complétées par les observations microscopiques faites par les auteurs qui ont étudiées ces minéralisations notamment de L. Sami (2004 et 2011).

Pour contraindre les conditions de mise en place de ces minéralisations fluorées et polymétalliques du massif de Mkhirriga, nous avons également fait appel aux données bibliographiques que nous avons réinterprétées. Ces données relatives à l'étude microthermométrie des inclusions fluides et à la géochimie des isotopes stables (O, C, S) sont celles réalisées notamment par S. Salmi-Laouar (2004) et L. Sami (2011).

I.2- Situation géographique

Sur le plan administratif, le massif de Mkhirriga se trouve sur le territoire de la wilaya de Souk Ahras. Il est situé à 59 km au NW de la ville de Tébessa et 40 km au Sud de la ville de Souk Ahras. Il est à une trentaine de kilomètres de la frontière algéro-tunisienne (Fig. I.1).



Fig. I.1- Cartes de localisation du massif de M'El Mellouge. (A)- Carte géographique montrant les principales voies d'accès au massif. (B)- Photo « Google-Earth » montrant les principaux massifs des Monts du Mellouge.

Les agglomérations les plus proches sont la ville d'El Aouinet à quatre kilomètres au Sud du massif et le village d'Oued Kébarit à presque un kilomètre à l'Est du massif.

Le Kef Mkhirriga est l'un des massifs qui marquent l'orographie des Monts du Mellègue, dans cette partie extrême orientale de l'Atlas saharien d'Algérie. Il culmine à environ 700 mètres d'altitude alors que ses voisins de l'Ouenza et Boukhadra culminent vers les 1200 mètres. A l'inverse de la majorité des massifs de cette région qui présentent des extensions étendues dans la direction atlasique (NE-SW), le massif de Mkhirriga s'étend dans la direction NW-SE sur une distance de 1,9 Km. Ses coordonnées géographiques sont :

Latitude : 35°55'31.92" Nord

Longitude : 7°53'55.99" Est

I.3- Historique des travaux

La région de Mkhirriga a fait l'objet de quelques travaux géologiques, et les premiers travaux miniers remontent au 19^{ème} siècle au lendemain de la colonisation, les Français s'intéressent très tôt à cette région et dès 1890 de nombreux indices de plomb et de calamine sont reconnus et exploités.

Au cours de l'occupation française la Société de la Veille Montagne amis en évidence dès 1890 l'indice de Mkhirriga. Il a été exploité de façon intermittente de 1900 à 1927 et les travaux d'exploitation effectués forment un réseau de galeries, de puits et de cheminées d'environ 1500 m de longueur.

A partir de 1973, la S.O.N.A.R.E.M a réalisé des travaux de recherches systématiques dans toute la région du Sud Est Constantinois. Ces travaux ont été révisés et complétés par l'E.R.E.M de 1987 à 1992 et se sont poursuivis par ceux de l'O.R.G.M à partir de 1992 à 1995.

A partir de 1992, l'ORGM procède à la prospection de toutes les régions frontalières, notamment dans la région de Mkhirriga et de Mesloulou où plusieurs travaux géologiques de surface complétés par des sondages ont été effectués. Ces travaux ont été réalisés en continuité avec les travaux de l'EREM des années 1987 à 1992. Après l'arrêt des années 1990, L'ORGM a repris récemment toute une campagne de prospection sur la région de Mesloulou et Mkhirriga.

En parallèle à ces travaux miniers, quelques travaux à aspect universitaire ont été réalisés. Plusieurs auteurs ont étudié la géologie des Monts du Mellègue, parmi ces auteurs on peut citer :

-G. Dubourdieu de 1956 à 1959 qui a réalisé la géologie des Monts du Mellègue.

- Les travaux de M. Madre (1969) sur les minéralisations ferrifères de l'Ouenza.

- F. Chikhi-Aouimeur (1980) s'est intéressée dans ses travaux de thèse à l'étude des rudistes de l'Aptien supérieur de Djebel Ouenza.
- Les travaux de A. Otmanine (1987) ont porté sur les minéralisations de F, Ba, Pb, Zn et Fe sidéritique autour du fossé de Tébessa - Morsott.
- A. Bouzenoune (1993) quant à lui s'est intéressé aux minéralisations périadiapirique de l'Aptien calcaire en l'occurrence les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza.
- Vila, J.M. (1980) : La chaîne alpine d'Algérie nord-orientale et des confins algéro-tunisiens.
- Zerdazi, A. (1990) : Etude gravimétrique du môle d'Ain M'Lila et de l'Atlas saharien septentrional (Nord-Est de l'Algérie).
- Haddouche, O.(2003) : Contribution à l'étude géologique et gîtologiques Minéralisations à Pb-Zn, Fe, Ba (Sr) de la région d'El Ouasta (Souk Ahras).
- S. Salmi-Laouar (2004) : Contribution à l'étude géologique et géochimique des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn-Pb-F-Ba-Fe-Hg) de la zone des diapirs du Nord de Tébessa (NE Algérien).
- L. Sami (2004 et 2011) : Caractérisation géologique et géochimique des minéralisations des confins algéro-tunisiens.

Un programme de prospection régionale a été entamé dans la région des confins algéro-tunisiens, depuis 1991 jusqu'à présent, le projet est en cours et assuré par l'O.R.G.M. Plusieurs points sont soulevés et à vérifier comme les modalités de mise en place des masses triasiques avec la détermination du mode de formation des minéralisations qui lui sont périphériques.

I.4- Méthodologie

Le présent mémoire a été réalisé dans les conditions mentionnées dans l'introduction. Il est organisé en cinq chapitres. Les trois premiers chapitres sont principalement d'essence bibliographique. Dans le premier chapitre le massif est localisé dans son cadre géographique et un aperçu sur les travaux antérieurs permet au lecteur d'avoir une idée sur l'état de l'art relatif à ce massif et à ses minéralisations. Dans le second chapitre, le massif de Mkhirriga est placé dans son cadre géologique régional alors que ses particularités géologiques sont introduites dans le troisième chapitre.

Le quatrième chapitre comportant un volet pratique déduit des visites et travaux effectués sur terrain et au laboratoire qui nous ont permis de cartographier les différentes formations, de décrire les minéralisations et leur encaissant, de prendre les coordonnées géographiques des corps minéralisés et de faire des prélèvements des échantillons localisés avec leurs

coordonnées GPS pour l'étude microscopique. Dans ce chapitre, le lecteur trouvera une description géologique des minéralisations.

Le dernier chapitre est basé sur le rassemblement des données géochimiques (inclusions fluides et isotopes stables) ayant trait aux minéralisations du massif de Mkhirriga, leur réinterprétation et leur comparaison avec celles des massifs voisins. Les principaux résultats obtenus sont récapitulés dans une conclusion générale sur les minéralisations péri-diapiriques de cette région des confins algéro-tunisiens.

I.5- Place du massif de Mkhirriga dans le cadre de la chaîne alpine d'Algérie nord-orientale

La chaîne alpine d'Afrique du Nord fait partie de l'orogène alpin périméditerranéen (Durand-Delga, 1969) qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km. Cette chaîne est constituée par une diversité de formations géologiques dont la majorité s'est déposée pendant les périodes distensive du Mésozoïque et du Cénozoïque dans le bassin Téthys entre la marge européenne au Nord et la marge africaine au Sud. Ces formations ont été affectées par une tectonique polyphasée d'âge principalement cénozoïque qui a donné naissance à cet orogène alpin dont le tronçon algérien représente le segment méridional.

En Algérie nord-orientale, la structuration de cet édifice alpin permet de distinguer plusieurs domaines structuraux formés de formations géologiques issues de différents domaines paléogéographiques. Classiquement, du Nord au Sud, on retrouve les domaines structuraux suivants :

- le domaine interne représenté par les terrains métamorphiques précambriens du socle kabyle et par les formations sédimentaires de la « dorsale kabyle » ou « chaîne calcaire » dont l'âge s'étend du Trias à l'Eocène ;
- le domaine des flyschs principalement crétacés ;
- le domaine externe ou domaines des nappes telliennes auquel on rattache également les unités de l'avant pays allochtone (unités du Sud sétifien, unités du Nérétique constantinois et les unités des Sellaouas). Ces dernières constituent la limite méridionale du domaine des nappes de cet orogène alpin d'Algérie nord-orientale ;
- au Sud de ce front « allochtone », se trouvent les formations géologiques autochtones de l'Atlas saharien oriental dont fait partie le « petit » massif de Mkhirriga (Fig.I.2) (Fig.I.3)



Fig.I.2-Carte schématique montrant la structuration de l'orogène alpin d'Algérie du Nord (Vila, 1980)

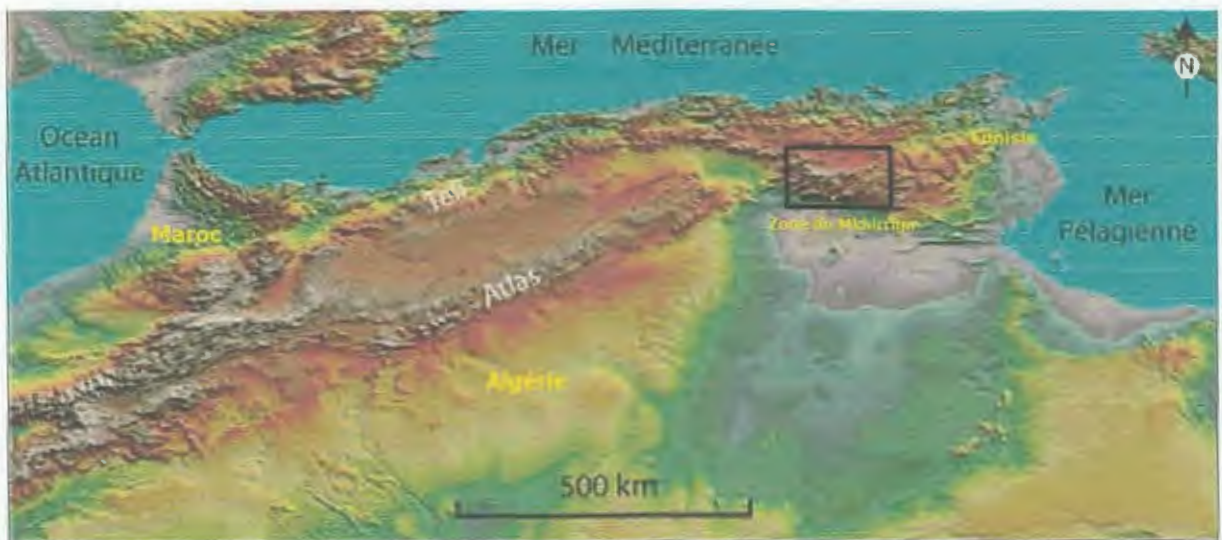


Fig.I.3-Localisation de la région de MKhirriga dans le cadre de l'orogène alpin d'Afrique du Nord.

Chapitre II- Cadre géologique régional

I- Introduction

Les formations géologiques affleurant dans les confins algéro-tunisiens font partie de l'Atlas saharien oriental. Leur stratigraphie s'étend du Trias au Quaternaire avec absence à l'affleurement des formations jurassiques. L'ensemble de ces formations est plissé en des synclinaux et anticlinaux de direction dite atlasique (NE-SW) recoupés par des fossés d'effondrement orientés NW-SE. La géologie de cette région est également marquée par la présence de corps d'évaporites triasiques considérés depuis longtemps comme des structures diapiriques dont certains ont été récemment réinterprétés comme des glaciers de sel (Dubourdieu, 1956 ; David, 1956 ; Chikhi, 1980 ; Bouzenoune, 1993 ; Vila, 1996).

II- Lithostratigraphie

II.1- Trias

Dans les confins algéro-tunisiens, les formations triasiques représentent les plus anciens terrains reconnus à l'affleurement. Elles affleurent selon une bande d'environ 80 km de large s'étalant, en Algérie, depuis la région de Khenchela au SW jusqu'à Ouasta au NE (Fig. II.1). Ces formations sont principalement constituées par des marnes bariolées à gypse contenant également divers blocs de dolomies, cargneules et autres roches magmatiques du type ophite (Dubourdieu, 1956). Du sel du type halite (NaCl) a été recoupé par sondage au NE de l'Ouenza sur une épaisseur de plus de 200 m (Bouzenoune, 1993). Le sondage, profond de 300 m a été arrêté dans les formations salifères et les premiers 100 m sont représentés par les marnes bariolées à gypse. Ce sondage a permis d'identifier les principales zones des « cap-rocks » telles qu'elles ont été définies dans la « Gulf-Coast » aux USA (Price et Kyle, 1986). Ce sondage donne un ordre de grandeur de l'épaisseur des formations triasiques qui dépasse largement les 300 m.

II.2- Jurassique

Les formations jurassiques sont absentes à l'affleurement, cependant leur présence en profondeur est attestée par des blocs carbonatés emballés dans les formations triasiques de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956). Elles sont également recoupées par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (Beghoul, 1974 *in* Bouzenoune, 1993).

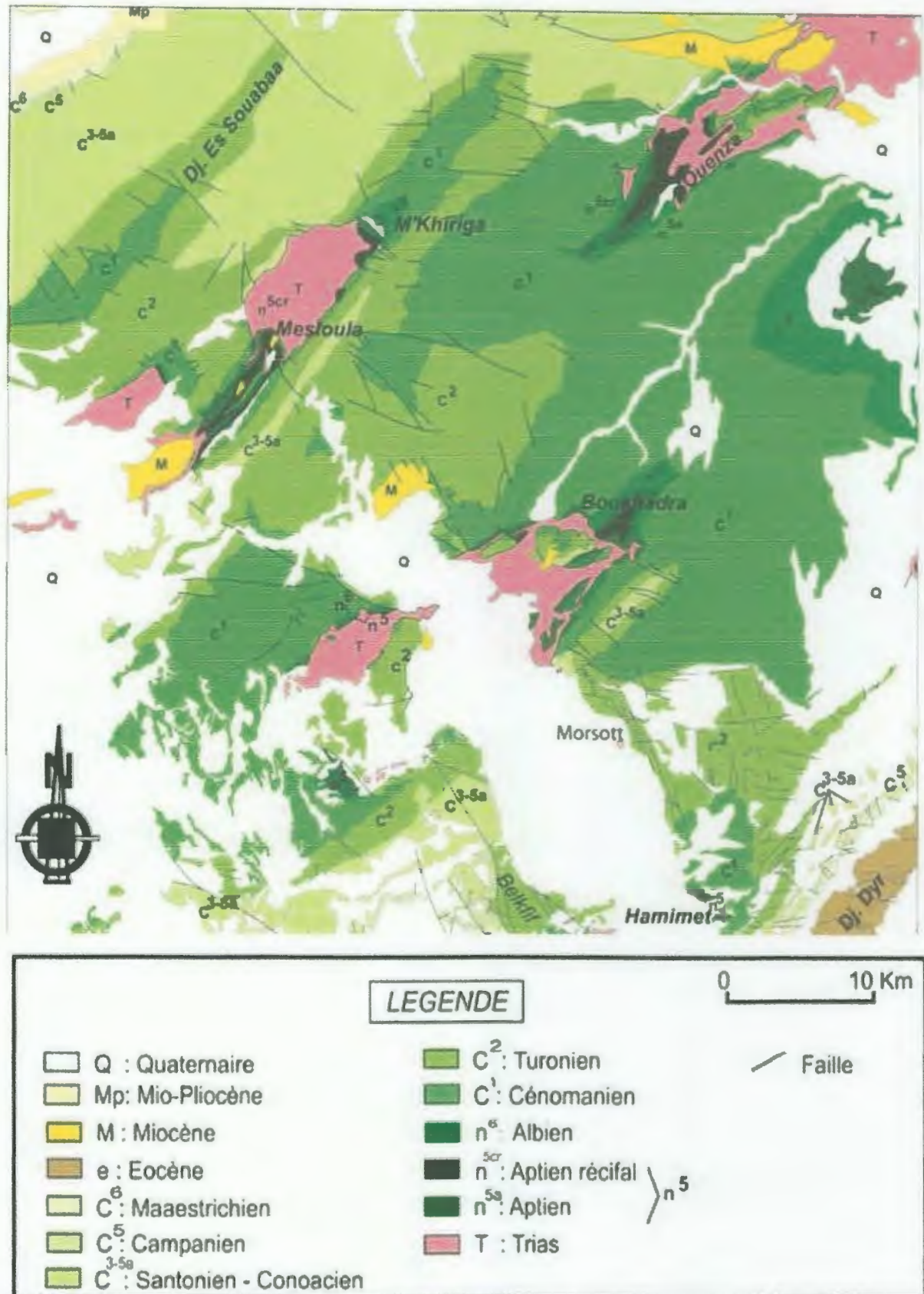


Fig.II.1- Carte géologique des confins algéro-tunisiens réalisée par L. Sami (2011) à partir des cartes géologiques au 1/50.000 de Méskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenza

II.3- Crétacé

II.3.1- Crétacé inférieur : Les formations du Crétacé inférieur affleurent surtout dans les parties centrales des structures plissées.

II.3.1.1- Barrémien

Les formations barrémiennes affleurent dans l'anticlinal de Sidi Embareka au Nord-est du Djebel Ouenza (Fig.II.1). Leur puissance est de 200 m en moyenne (Fig.II.2). Cependant, en raison de leur pauvre contenu faunistique leurs limites inférieure et supérieure n'ont pu être définies avec exactitude (Dubourdiou, 1956).

Il s'agit de formations marno-argileuses à la base, contenant par la suite des intercalations de petits bancs de calcaires argileux, noduleux et de calcaire gréseux attribués au Bédoulien au sommet de la série (Dubourdiou, 1956).

II.3.1.2- Aptien

Les dépôts de l'Aptien sont spatialement associés aux affleurements des formations triasiques. Ils jouent un rôle orographique dominant dans la région en constituant la majeure partie de tous les reliefs importants. Les formations aptiennes, à dominance carbonatée, constituent l'ossature des principaux anticlinaux de la région : Mkhirriga ; Mesloula, Ouenza, Boukhadra, Boudjaber, Bouroumane.

Sur le plan lithostratigraphique, trois faciès ont été établis (Dubourdiou, 1956) :

- **Faciès anté-récifal :** il s'agit d'une alternance de marnes argileuses, grès et calcaires à débris d'Orbitolines. Ce faciès représente les termes les plus anciens de l'Aptien (Masse et Thieuloy, 1979) d'âge Aptien inférieur à moyen. Cette formation marneuse constitue, à l'Ouenza, la base de la série aptienne, elle montre des contacts tectoniques avec les évaporites du Trias et se présente en série renversée (Bouzenoune, 1993). L'épaisseur moyenne de cette formation est de 200 à 250 m (Dubourdiou, 1956).
- **Faciès récifal :** représenté par des calcaires biomicritiques et des calcaires organogènes. Ce faciès est bien développé dans la partie centrale des massifs de Mesloula, Ouenza, Boukhadra. La faune décrite dans ces calcaires est principalement représentée par des Orbitolines, Rudistes, Echinodermes, tests de Mollusques et Miliolles (Chikhi-Aouimeur, 1980). Ces calcaires sont considérés comme un métalotecte lithologique puisqu'ils encaissent l'essentiel des minéralisations ferrifères et/ou polymétalliques (Dubourdiou, 1956 ; Madre, 1969 et Thibieroz et Madre, 1976 in Bouzenoune, 1993). L'épaisseur pouvant atteindre 300 m
- **Faciès post-récifal :** marnes argileuses avec des bancs de calcaires et grès, l'épaisseur moyenne est de 100 à 150 m (Dubourdiou, 1956).

La puissance de l'Aptien varie de 250 à 600m (Dubourdiou, 1956).

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique	
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.	
	Néogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.
		Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.
	ÉO-CÈNE	Mast.		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campan.	500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		Sant.	Con-Sant.	④ 500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo	180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		Cénoman.	③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.	
			Vracon.	② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		Albien	480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.	
			Clans	100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
			Aptien	① 300-600	1- Faciès élastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
		Barrém	< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mestloul).	
Jurassique	?				
Trias	< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.			

Fig.II.2- Colonne litho-stratigraphique synthétique de l'Atlas saharien oriental (figure réalisée par Bouskia et Boumedjene (1996) en se basant sur les descriptions de Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000)

II.3.1.3- Clansayésien

Il caractérise les niveaux supérieurs de l'Aptien, représentés par des marnes, argiles et des bancs de calcaires à Orbitolines, de puissance allant de 100 à 200m (Dubourdieu, 1956)

II.3.1.4- Albien

Les formations albiennes affleurent dans la plupart des massifs de la région où elles sont souvent en continuité stratigraphique avec celles de l'Aptien. D'un point de vue lithologique, les dépôts de l'Albien sont à dominance marneuse et sont constituées par des marnes argileuses dans la partie inférieure, des calcaires argileux noirs à Bélemnites à intercalations marneuses dans la partie moyenne et des marnes noires à Bélemnites et nombreuses empreintes d'Ammonites dans la partie supérieure.

La puissance des dépôts de l'Albien est environ 400-500 m (Dubourdieu, 1956).

II.3.1.5- Vraconien

Les formations du Vraconien sont représentées par une série monotone de marnes-argileuses, marnes et argiles avec des minces intercalations de calcaires argileux et argilites. Elles montrent des caractères de série transgressive traduisant un approfondissement relatif. Lorsqu'elles sont en contact avec les évaporites du Trias elles en remanient des éléments principalement de nature dolomitique et de quartz bipyramidé à inclusions d'anhydrite (Thibieroz et Madre, 1976 ; Bouzenoune, 1993). Elles peuvent également être transgressives sur l'Aptien au Djebel Slata (Smati, 1986) et au Djebel Hameimat (Otmanine, 1987). Dans la région du Boukhadra, la série du Vraconien atteint l'épaisseur de 600m (Dubourdieu, 1956)

II.3.2- Crétacé supérieur

Il est représenté par le Cénomaniens, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien et Maestrichtien.

II.3.2.1- Cénomaniens

Il est représenté au cénomaniens inférieur par une série des marnes argileuses verdâtres à nombreux filons de calcites fibreuse inter stratifiée. La sédimentation est marquée par des intercalations marno-calcaires au Cénomaniens moyen. La sédimentation devient carbonatée à l'approche du Turonien, il s'agit là du faciès dit par les géologues tunisiens de « Bahloul » riche en matière organique et considéré comme roches mères pour d'éventuels gisements d'hydrocarbures (Burolet, 1956; Orgeval, 1986).

Le cénomaniens des monts du Mellègue atteint une épaisseur considérable de 750 à 1100 m (Dubourdieu, 1956).

II.3.2.2- Turonien

Il est présent presque dans tout le territoire de la région, ses dépôts constituent les flancs des grands anticlinaux et synclinaux. Ce sont des calcaires marneux, marnes et calcaires en plaquettes à matière organique.

La puissance totale du Turonien est de 150 à 250 m (Dubourdiou, 1956).

II.3.2.3-Coniacien et Santonien

En raison de leur pauvreté en faune, qui ne permet pas de circonscrire les limites stratigraphiques, ces deux étages ont été regroupés en semble. Les formations du Coniacien-Santonien affleurent principalement dans la région sous forme de marnes argileuses en plaquettes à calcite fibreuse et intercalations de marnes à lumachelles.

La puissance totale du Coniacien et Santonienne ne dépasse pas les 300 m (Dubourdiou, 1959).

II.3.2.4- Campanien

Il est présent dans les parties Nord et Sud de la région. Ces dépôts sont des marnes, calcaires blancs crayeux et marno-calcaires.

La puissance totale variant de 300 à 600 m (Dubourdiou, 1959).

II.3.2.5- Maestrichtien

Les formations du Maestrichtien affleurent principalement au Nord et Est et sont représentées par des calcaires massifs à bancs marneux. Leur puissance est de 200 à 500m (Dubourdiou, 1959).

II.4- Tertiaire

Il est représenté par : l'Éocène, Miocène inférieur et moyen, Mio-Pliocène et le Quaternaire.

II.4.1- Paléocène

Le Paléocène est composé de marnes jaunes ou grises, dépourvues de macro-faune marquant le passage du Mésozoïque au Cénozoïque, il renferme à son sommet des foraminifères. A proximité de Tébessa et plus à l'Est, on trouve le même faciès à rares petits bancs marno-calcaires (Durozoy, 1956).

II.4.2- Eocène

Les dépôts de l'Éocène sont principalement représentées dans les Monts du Mellègue par des calcaires à silex, des calcaires en alternance avec les marnes. Leur puissance est de 200 m.

II.4.3- Oligocène

La mer a semble-t-il délaissé le Constantinois pendant le Sannoisien et le Stampien et lorsqu'elle est revenue, à la fin du Paléogène, elle a dû s'arrêter avant d'atteindre la région du Mellègue (Dubourdiou, 1956).

II.4.4- Miocène inférieur et moyen

Les dépôts du miocène inférieur et moyen sont transgressifs sur les formations plus anciennes et sont distribués au Nord. Ce sont des conglomérats, grès, argiles, marnes et calcaires lacustres. La puissance du Miocène est de 50 à 200m.

II.4.5- Mio-Pliocène

Il est représenté par des conglomérats bariolés, grès, sables, argiles et calcaires lacustres, avec une puissance pouvant atteindre 150m.

II.4.6- Quaternaire

Les dépôts du Quaternaire sont développés dans les parties basses du relief et couvrent des surfaces importantes, ce sont des limons, éboulis, cailloutis, croûtes calcaires et poudingues, leur puissance varie de 10 à 30 m (Dubourdiou, 1956).

III- Tectonique

La région où se trouve le massif de Mkhirriga, est située dans la partie orientale de l'Atlas saharien. Elle est caractérisée par l'accumulation d'une série sédimentaire, essentiellement mésozoïque, très épaisse dépassant les 6000 m et dont les principaux faciès sont du type néritique traduisant des environnements de dépôt n'ayant pas dépassé 250 m de profondeur. Cette longue période distensive a été donc marquée par un fort processus de subsidence. Cette série sédimentaire est également marquée par des réductions d'épaisseurs et par des constructions sub-récifales locales traduisant des variations bathymétriques parfois imputées à l'activité diapirique des évaporites triasiques. L'ensemble de cette série est plissé en une série de synclinaux et anticlinaux de direction atlasique (NE-SW). Les cœurs des anticlinaux est percé par les fameux diapirs récemment réinterprétés (du moins pour certains) par J.-M. Vila (1996) comme des « glaciers de sel » intra-albiens. Ces structures plissées sont recoupées par des fossés d'effondrement récents de direction NW-SW (Fig.II.1 et II.3).

Les principaux éléments structuraux de la région peuvent donc être ramenés :

- à la subsidence ;
- aux structures plissées ;
- aux fossés d'effondrement ;
- aux structures diapiriques ;

aux divers accidents (failles) de différentes ampleurs.

III.1- La subsidence

La subsidence est un processus qui a marqué la sédimentation mésozoïque dans l'Atlas saharien orientale. Les formations géologiques, principalement de nature néritique, ont atteint une épaisseur dépassant les 6000 m alors que les estimations bathymétriques n'ont pu dépasser les 250 m (Dubourdieu, 1956). Ce processus qui a eu une influence directe sur les caractéristiques pétrographiques et sédimentologique de l'encaissant des principales minéralisations de la région, a été confirmé avec de plus amples données par les travaux de M. Herkat (1999) et de Bracène (2000).

Sur le plan régional, la sédimentation a été perturbée par l'activité diapirique au moins dès l'Aptien. Cette activité diapirique, qui est à l'origine de la formation de hauts-fonds ayant contrôlé la sédimentation carbonatée, est de nature polyphasée et a été induite pour certains auteurs, par le jeu des accidents du socle (Dubourdieu, 1956 ; Masse et al, 1982 et Bouzenoune, 1993).

III.2-Diapirisme

Les diapirs représentent l'une des principales caractéristiques de l'Atlas saharien oriental. À l'affleurement, ils sont allongés sur une bande de 80 km environ, de direction NE-SW.

Les « percements diapiriques » sont liés principalement aux phases distensives mésozoïques et compressives cénozoïques. La période quaternaire a également été marquée par la mobilisation des évaporites triasiques comme en témoigne la verticalisation des formations quaternaires (Dubourdieu,1956 ; Thibieroz et Madre,1976 ;Otmanine,1987 ;Perthuisot et al,1987 ; Aoudjehane et al,1992 ; Bouzenoune,1993 ;Bouzenoune et al,1995 ;Kowalski et Hamimed,2000).

La mobilisation des évaporites triasiques et le percement de leur couverture sédimentaire sont polyphasés. Ils ont été mis en évidence dans plusieurs massifs de la région (Fig. II.2). Les pointements triasique sont percé leur couverture à différent étapes et époque de l'évolution de la série sédimentaire méso-cénozoïque (Dubourdieu, 1956 ; Thibieroz et Madre, 1976 ; Bouzenoune, 1993, 1995).Cependant, de nouvelles interprétations ont vues le jour récemment (Vila et al, 1993 ; Vila, 1994 ; Vila et al, 1994 ; Vila, 1996), où la zone des diapirs des confins algéro-tunisiens est subdivisée en trois domaines :

- un domaine du Trias allochtone ;
- un domaine des« Glaciers de sel » sous-marins ;
- un domaine des vrais diapirs.

Cependant cette hypothèse reste discutable et n'est pas partagée par tous.

III.2.1- Périodes d'activité diapirique

Dans l'Atlas saharien oriental, les études faites sur les différents diapirs de la province algéro-tunisiens montrent l'existence d'époques ou phases de percement communes à de nombreux massifs (Fig. II.2).

- La plus ancienne manifestation halocinétique est enregistrée pendant l'Aptien, elle est enregistrée par la présence de galets de dolomies triasiques remaniés dans les calcaires aptiens signalés à l'Ouenza (Thibiéroz et Madre, 1976) et à Boukhadra (Nedjari et al, 1984) et enfin à M'Zouzia (Otmanine, 1987).
- La deuxième manifestation est signalée au Vraconien, elle a été enregistrée à la base des calcaires du Vraconien qui reposent directement sur les évaporites du Trias par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique remaniant des galets de dolomies triasique à l'Ouenza (Thibieroz et al, 1976 ; Bouzenoune, 1993), et à Sлата en Tunisie (Smati, 1986).
- La troisième manifestation est signalée au Cénomaniens au djebel Lorbeus en Tunisie (Perthuisot, 1978) et à Belkfif en Algérie (Otmanine, 1986).
- La quatrième manifestation a eu lieu au Sénonien, où des galets triasiques ont été trouvés remaniés dans les calcaires du Sénonien de Khenchela (Lessard, 1955 ; Camoin et al, 1990).
- La cinquième manifestation a été enregistrée dans les formations du Miocène, où des galets triasiques ont été trouvés remaniés dans les sédiments du Miocène à Boukhara (Thibieroz et al, 1976) et à Ouenza et Mesloul (Dubourdieu, 1956,1959).
- La dernière manifestation a été relevée au Villafranchien, les formations triasiques ont pu être localement mobilisées à Boukhadra (Dubourdieu, 1956) et au Sud de Belkfif (Otmanine, 1987).

III.2.2- Nature des contacts des évaporites du Trias avec leur couverture

Les masses évaporitiques triasiques sont souvent flanquées par des terrains créacés ou miocènes qui présentent des contacts sédimentaires et/ou tectoniques (Bouzenoune, 1993). Avec l'aptien, elles présentent des contacts à l'origine de nature sédimentaires, mais qui ont subi des effets tectoniques par le fait de la remobilisation des évaporites du Trias. Avec l'Albien, le Trias repose directement en discordance tectoniques sur les terrains du Clansaysien et de l'Albien. Avec le Vraconien, le contact Trias-Vraconien est certainement d'origine sédimentaire (Bouzenoune, 1993). Les contacts des évaporites triasiques avec les formations du Cénomano-Turonien sont mal connus. Avec le Miocène, le contact est souligné

par un conglomérat contenant des éléments de calcaires variés, des silex gris et des galets ferrugineux (Dubourdiou, 1956).

III.3- Les plissements

L'ensemble des formations sédimentaires de l'Atlas Saharien oriental a été plissé suivant une direction NE-SW, Ces plis anticlinaux sont souvent percés dans leurs charnières par le Trias diapirique. Ils sont généralement relayés par des vastes structures synclinales (Dubourdiou, 1956).

L'âge exact de ces plissements est très discuté, il est compris entre l'Eocène et le Miocène marin (Dubourdiou *et al.* 1950 ; Dubourdiou, 1956, 1959 ; Blès *et al.* 1969; Vila, 1980; Kazi Tani, 1986).

III.4- Les fossés d'effondrement

L'Atlas saharien oriental est caractérisé par des fossés d'effondrement orientés NW-SE à E-W et sont souvent bordés par des accidents majeurs ayant joué en failles normale (Bouzenoune, 1993). La genèse des fossés d'effondrement est discutée par plusieurs auteurs (Dubourdiou, 1956 ; David, 1956 ; Castany, 1951, 1954 ; Kazi-Tani, 1986), ils résulteraient d'une activité tectonique distensive post-miocène inférieur (Fig.II.3).

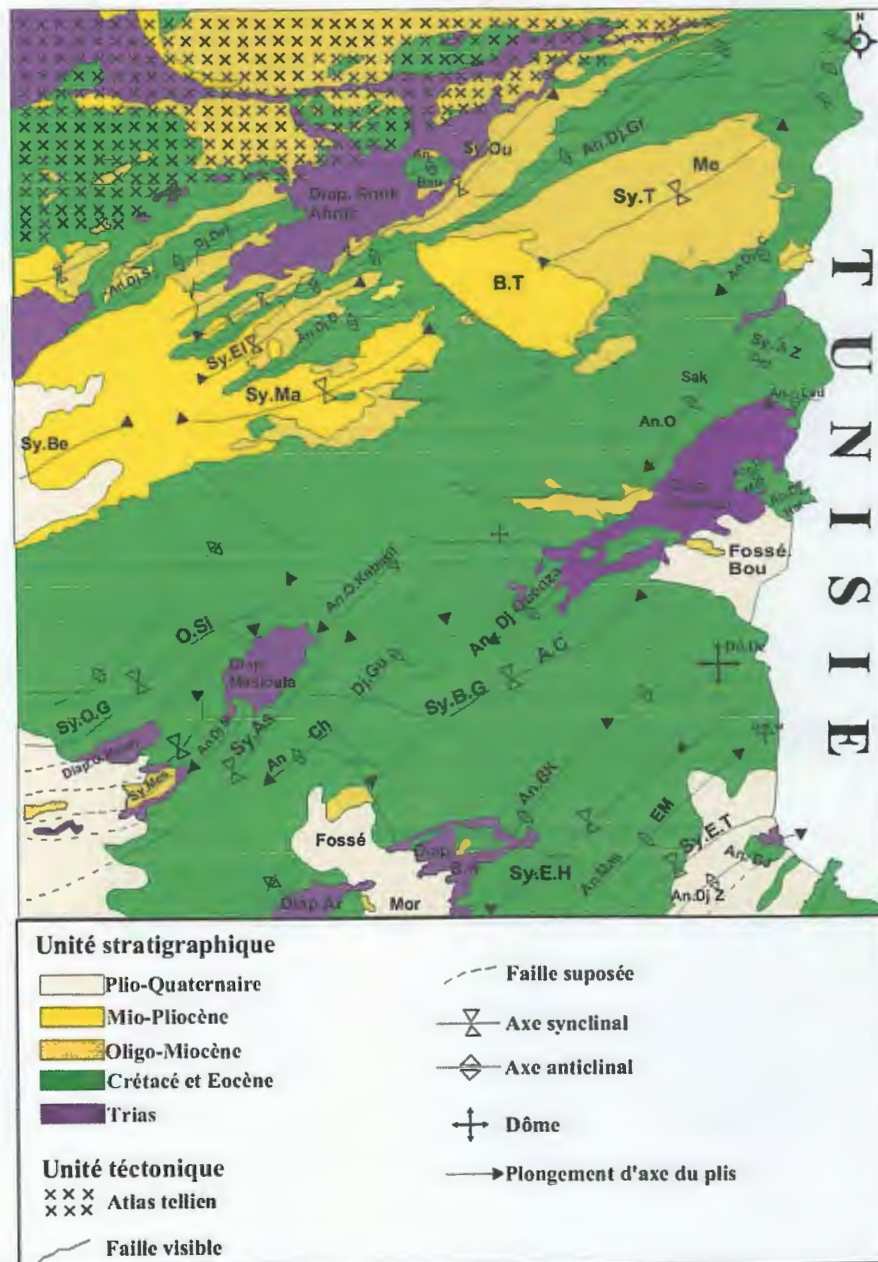


Fig.II.3- carte structurale de l'Atlas saharien nord oriental (Rudis, 1985) (Source ; carte géologique de Souk Ahras 1/200000).

Chapitre III : Géologie du massif de Mkhirriga

III.1- Introduction

La géologie du massif de Mkhirriga est relativement plus simple et mieux connue que celle des massifs voisins (Mesloula, Ouenza, Boukhadra). Pourtant, très peu d'études se sont intéressées à la géologie de ce massif. Les travaux de l'Office de Recherche en Géologie Minière (ORGM) constituent la principale source d'information traitant du massif de Mkhirriga, malheureusement et malgré nos tentatives répétées, nous n'avons pas pu accéder à ces travaux. Ce chapitre, consacré à la géologie du massif de Mkhirriga, a donc été élaboré principalement à partir de nos observations sur terrains et des travaux de magister et de doctorat de L. Sami (2004 et 2011). Ce dernier s'est d'ailleurs fondamentalement basé sur les travaux de l'ORGM pour esquisser la géologie du massif.

Le massif de Mkhirriga est constitué de formations géologiques du Trias, Aptien, Albien, Cénomaniens et Turonien. Ces formations forment un anticlinal faisant partie d'une grande structure diapirique allongée NE-SW, sur une vingtaine de kilomètres, depuis la région du Mesloula au SW du village de Mesloula jusqu'au village de Oued Kébarit à l'Est du massif de Mkhirriga (Fig.III.1). Cette grande structure est occupée dans sa partie centrale par le diapir de Debidiba, elle est flanquée à son extrémité NE par le péri-anticlinal de Mkhirriga et par l'anticlinal complexe de Mesloula à son extrémité SW.

III.2- Cadre litho-stratigraphique

Comme dans la plupart des massifs de la région de Tébessa, les formations évaporitiques du Trias constituent les terrains les plus anciens reconnus à l'affleurement dans le massif de Mkhirriga. Le Jurassique et une partie du Crétacé inférieur sont absents à l'affleurement. Les formations aptiennes, albiennes, cénomaniennes et turoniennes sont les principaux terrains qui constituent les reliefs du massif. Les parties basses ou plaines entourant ce massif sont cependant souvent recouvertes par des formations quaternaires. Le crétacé supérieur (Sénonien) est également absent à l'affleurement (Fig.III.2).

Dans les proches localités du massif de Mkhirriga, les formations du Cénozoïque sont complètement absentes et il faut aller une dizaine de kilomètres au SW, dans le massif de Mesloula, pour retrouver des affleurements de la mer miocène et plus de vingt kilomètres au SE, dans le massif du Dyr, pour retrouver les affleurements de l'Eocène (Fig.III.1).

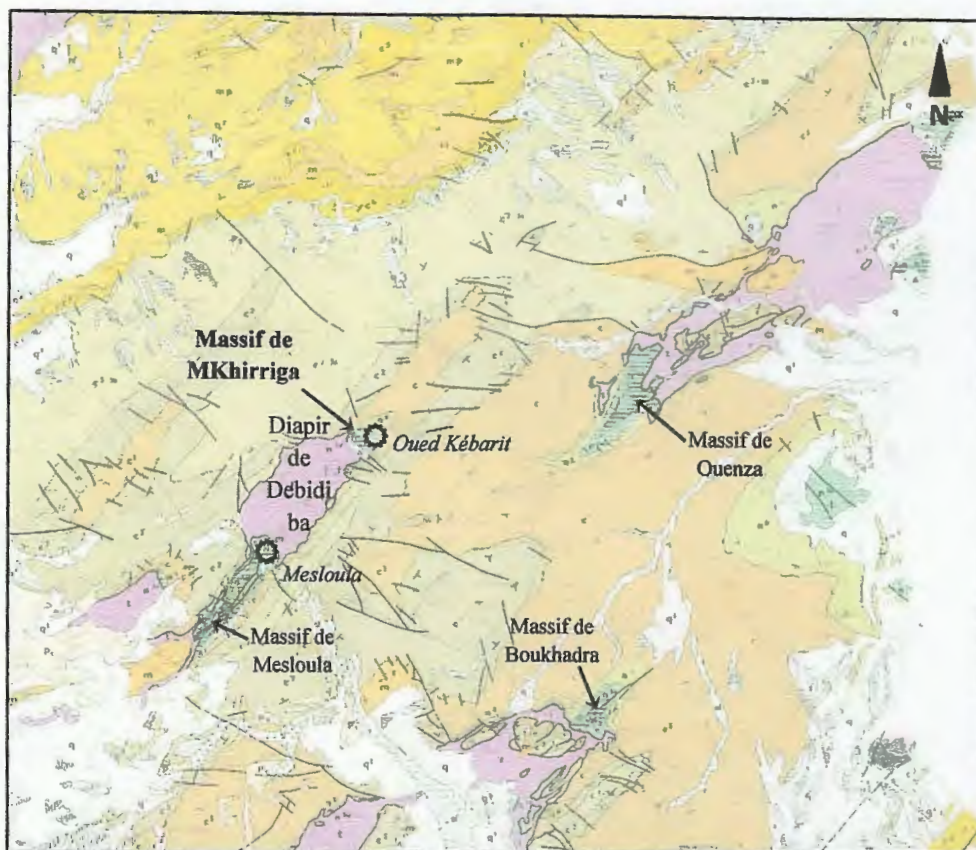


Fig.III.1- Extrait de la carte géologique de Souk Ahras au 200 000^e montrant l'allongement NE-SW des plus importants diapirs de la région de Tébessa les fermetures péri-anticlinales qui flanquent les extrémités NE et SW de ces diapirs.

III.2.1- Les formations du Trias

Les formations du Trias de Mkhirriga affleurent au SW du massif, elles font partie des formations évaporitiques du diapir de Debidiba s'étendant jusqu'au village de Mesloulou, une dizaine de kilomètres vers le SW. Ce sont des formations classiques du Trias formées essentiellement de marnes et d'argiles bariolées à gypse à aspect bréchique et renfermant divers blocs de taille et de nature variées représentés principalement par des dolomies noires, des grès micacés, des calcaires, des cargneules et des ophites.

III.2.2- Les formations de l'Aptien

Par comparaison aux subdivisions adoptées à Ouenza et Mesloulou par G. Dubourdiou (1956, 1959) et en se basant sur les travaux de l'ORGM et sur ses propres observations de terrain, L. Sami (2004) a subdivisé les terrains aptiens en trois formations (Fig.III.2 et III.3) :

- une formation inférieure dite « anté-récifale » ;
- une formation médiane dite « récifale » ;
- une formation supérieure dite « poste-récifale ».

La formation médiane est principalement constituée de roches carbonatées dont les caractéristiques aussi bien macroscopiques que microscopiques ne semblent pas correspondre à celles des constructions récifales. Pour cela, nous préférons utiliser la dénomination utilisée par Masse et Thieuloy (1979) dans laquelle la formation « récifale » est appelée formation « carbonatée ».

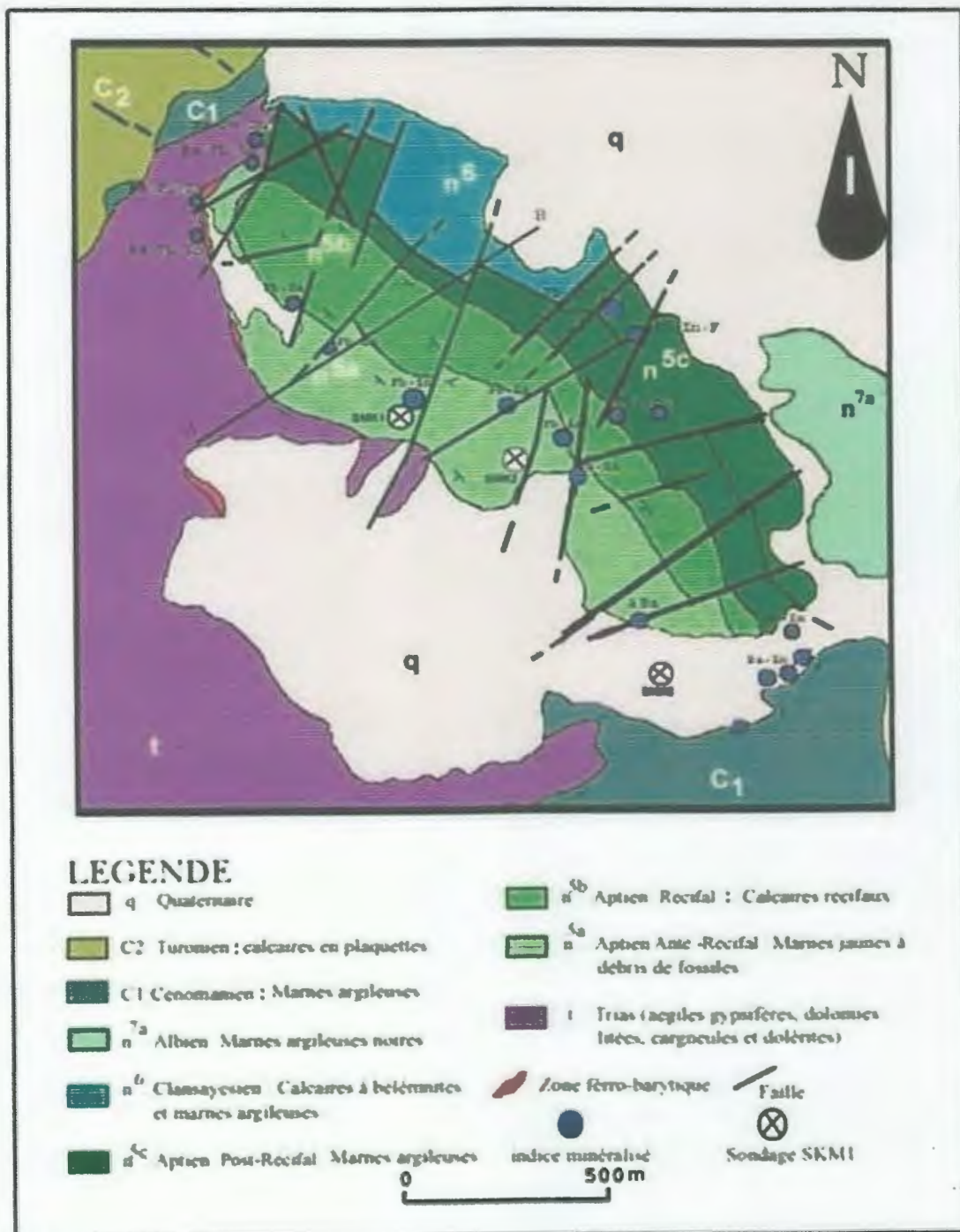


Fig. III.2- Carte géologique schématique du massif de Mkhirriga (d'après ORGM, 1996 in Sami, 2004).

III.2.2.1- Les formations « anté-récifales » ou sous-jacentes à la formation carbonatée

Les formations aptiennes « anté-récifales » ou sous-jacentes à la formation carbonatées affleurent au SW du massif. Ses affleurements forment une bande allongée NW-SE sur environ 1,5 km et sur une largeur variable pouvant atteindre les 500 m (Fig.III.2).

Il s'agit d'une série épaisse d'environ 250 m (Sami, 2004) constituée de marnes argileuses jaunes à grises contenant des passées en bancs décimétriques de grès et de calcaires à débris de fossiles divers (Orbitolines, Echinodermes, Polypiers), association faunistique classique qu'on retrouve dans la sédimentation aptienne de l'ensemble des massifs de la région de Tébessa. Selon L.Sami (2004), les bancs calcaires sont fortement bréchifiés, silicifiés, dolomités et parfois ferruginisés.

Cette formation « anté-récifale », au moins une partie, serait l'équivalent des grès dits « barrémiens » (Dubourdiou, 1959) et qui constituent les plus anciens termes, après le Trias, décrits dans la région de Tébessa. Selon Masse et Thieuloy (1979), cette formation marneuse immédiatement sous-jacente aux couches carbonatées serait, au moins à son sommet, d'âge gargasien (Aptien).

Quand le recouvrement quaternaire permet l'observation, cette formation apparaît toujours en contact tectonique avec les formations évaporitiques du Trias. Ce contact est parfois souligné par des corps lenticulaires fero-barytiques essentiellement dans la partie NW du massif.

III.2.2.2- La formation médiane « récifale » ou formation carbonatée

La formation médiane dite « récifale » ou formation carbonatée montre la même allure que la précédente. Elle est allongée NW-SE sur plus de 2 Km et en raison des faciès de roches compétentes (carbonatées) qui la constituent, elle forme la ligne de crête du Kef MKhirriga. Selon Sami (2004), l'épaisseur de cette formation carbonatée dépasserait les 300 m. Elle est constituée de calcaires dolomités et des calcaires gréseux se présentant en bancs plurimétriques. Elle est considérée d'âge gargasien supérieur (Masse et Thieuloy, 1979). Dans cette formation carbonatée, L. Sami (2004) a distingué la succession suivante, de bas en haut :

- des calcaires micro sparitiques très riches en fossiles benthiques (Rudistes, Gastéropodes, Echinodermes, Miliolles et Textularidés) se présentant en bancs plurimétriques ;
- des calcaires gréseux, brun rougeâtre pauvres en fossiles, à rares Ostracodes et débris de Lamellibranches ;
- des calcaires gris silicifiés, légèrement bréchique très riches en fossiles (Miliolles, Echinodermes, Gastéropodes, Orbitolines, Ostracodes et Textularidés).

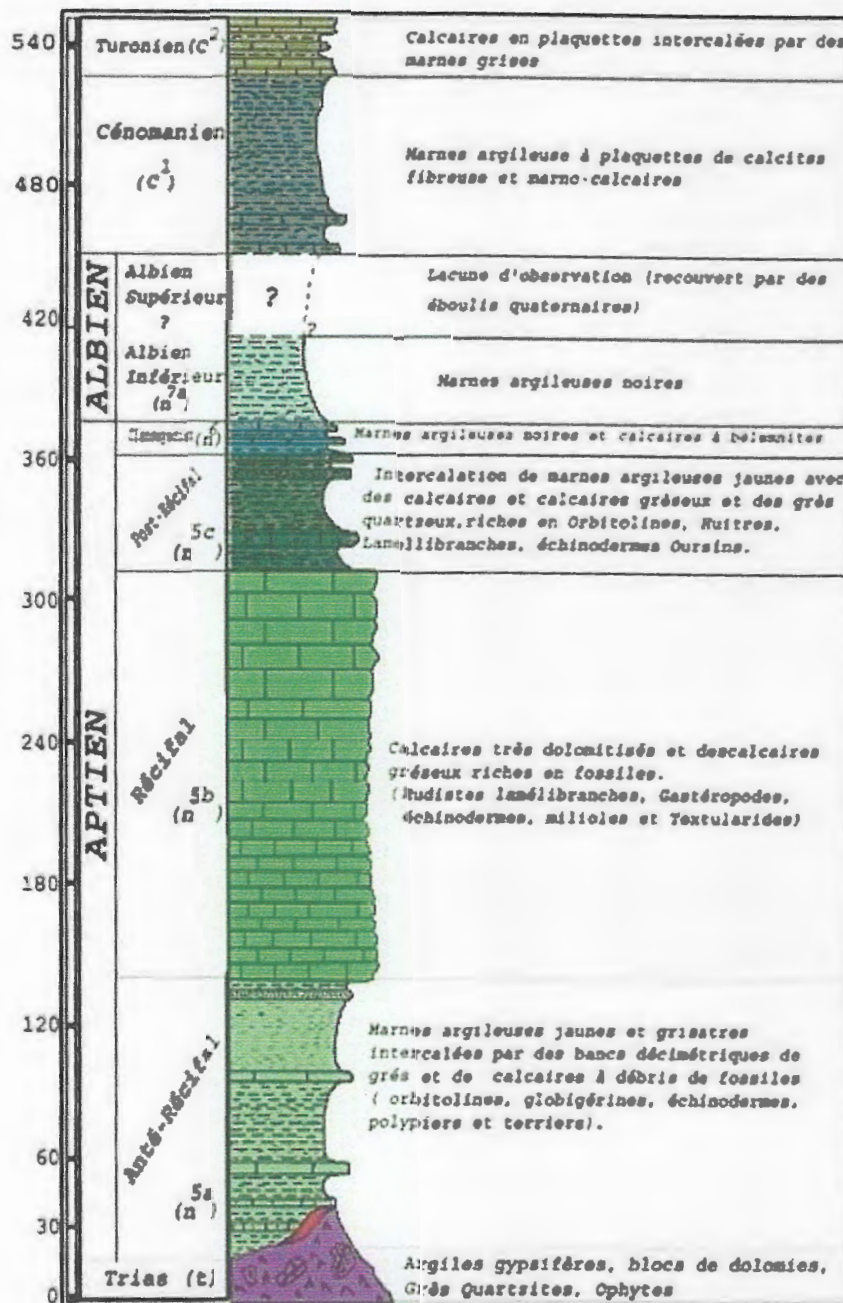


Fig.III.3-Colonne litho-stratigraphique des formations géologiques qui affleurent dans le massif de Mkhirriga (d'après Sami, 2004).

III.2.2.3- Les formations « post-récifales » ou sus-jacentes à la formation carbonatée

Les formations « post-récifales » ou sus-jacentes à la formation carbonatée constituent la couverture sédimentaire de cette assise carbonatée généralement porteuse des minéralisations dans cette région des confins algéro-tunisiens. Elles forment aussi une bande allongée NW-SE sur plus de 2 Km. Sa largeur peut dépasser les 500 m dans ses parties SE et NW et elle est fortement réduite (moins de 100 m) dans sa partie centrale.

Il s'agit d'une série constituée de marnes argileuses jaunes comportant des bancs centimétriques à métriques de calcaires parfois dolomités et silicifiés au sommet.

L'épaisseur de cette formation ne dépasse pas les 150 m en général (Sami, 2004). Selon Masse et Thieuloy, ces termes terrigènes superposés à la formation carbonatée seraient d'âge Clansayésien (Aptien supérieur).

III.2.3- Les formations de l'Albien

Les formations l'Albien affleurent particulièrement aux environs du village de Oued Kébarit, sur le versant nord-est de l'extrémité SE du massif de Mkhirriga (Fig.III.2). Il s'agit de marnes argileuses noires feuilletées riches en Bélemnites et en Ammonites contenant de rares passées de marno-calcaires. Selon L. Sami (2004), ces formations correspondraient à l'Albien inférieur, leur épaisseur serait d'une soixantaine de mètres. L'albien supérieur est représenté par des marno-calcaires affleurant plus au Nord, près du Village de Oued Kébarit.

III.2.4- Les formations du Cénomanién

Les formations du Cénomanién affleurent au NW et au SE du massif (Fig.III.2). Elles sont représentées par une centaine de mètres de marnes argileuses à plaquettes de calcite fibreuse montrant la structure "cône in cône".

III.2.5- Les formations du Turonien

Dans les environs proches du massif de Mkhirriga, les formations du Turonien affleurent principalement au NE de ce massif (Fig.III.2). Il s'agit d'une soixantaine de mètres de marno-calcaires en plaquettes et de calcaires marneux, intercalés par des marnes argileuses verdâtres.

III.2.6- Les formations du Quaternaire

Les formations du Quaternaire couvrent une bonne partie des basses plaines situées au SW et au NE du massif de Mkhirriga. Elles forment parfois des accumulations d'éboulis sur les pentes du massif. Il s'agit essentiellement de dépôts détritiques continentaux contenant divers fragments rocheux issus des formations carbonatées crétacées constituant les reliefs du massif de Mkhirriga. Parfois ces graviers sont empâtés et forment une croûte calcaire. Plus rarement on trouve des dépôts alluvionnaires.

III.2- Cadre tectonique

Le petit massif du Kef Mkhirriga fait partie des remarquables structures qui caractérisent la géologie des confins algéro-tunisiens. Ces structures sont matérialisées par les extrusions des évaporites triasiques, les synclinaux et anticlinaux de direction atlasique (NE-SW) et les fossés d'effondrement orientés NW-SE (Fig.II.1).(Fig.II.3)

La plupart des extrusions des évaporites triasiques présentent, en plan, une forme elliptique allongée NE-SW sur plus d'une vingtaine de kilomètres pour certaines (Ouenza-Ladjebel, Boukhadra-Mzouzia et Mesloulou-Mkhirriga) (Fig.III.4). Ces extrusions d'évaporites triasiques sont flanquées sur leurs deux extrémités NE et SW par des fermetures péri-anticlinales

constituées par les formations crétacées. Le massif de Mkhirriga forme l'une de ces terminaisons péri-anticlinales flaquant l'extrémité NE de la grande structure diapirique qui s'étend depuis le massif de Mesloula au SW jusqu'au massif de Mkhirriga au NE. La partie centrale de cette grande structure est occupée par le diapir de Debidiba. A mi-distance entre Mesloula et Mkhirriga, le diapir de Debidiba est flanqué sur son côté sud-est par les massifs aptiens du « petit » Boujabeur et de Kef er Rekhma.

III.2.1- Structure du massif de Mkhirriga

Les formations carbonatées gargasiennes du petit massif de Kef Mkhirriga constituent l'ossature de la fermeture péri-anticlinale de l'extrémité NE du diapir de Debidiba. Ces formations, peu épaisses comparativement à leurs équivalentes des massifs de l'Ouenza et Boukhadra, sont très redressées voir verticalisées et même renversées au contact avec les évaporites du Trias. Les pendages des couches s'atténuent vers le NE pour laisser place aux formations albo-cénomano-turonienues qui, elles, présentent des pendages réguliers dessinant ainsi la voûte de la fermeture du péri-anticlinal de Mkhirriga (Fig.III.4).

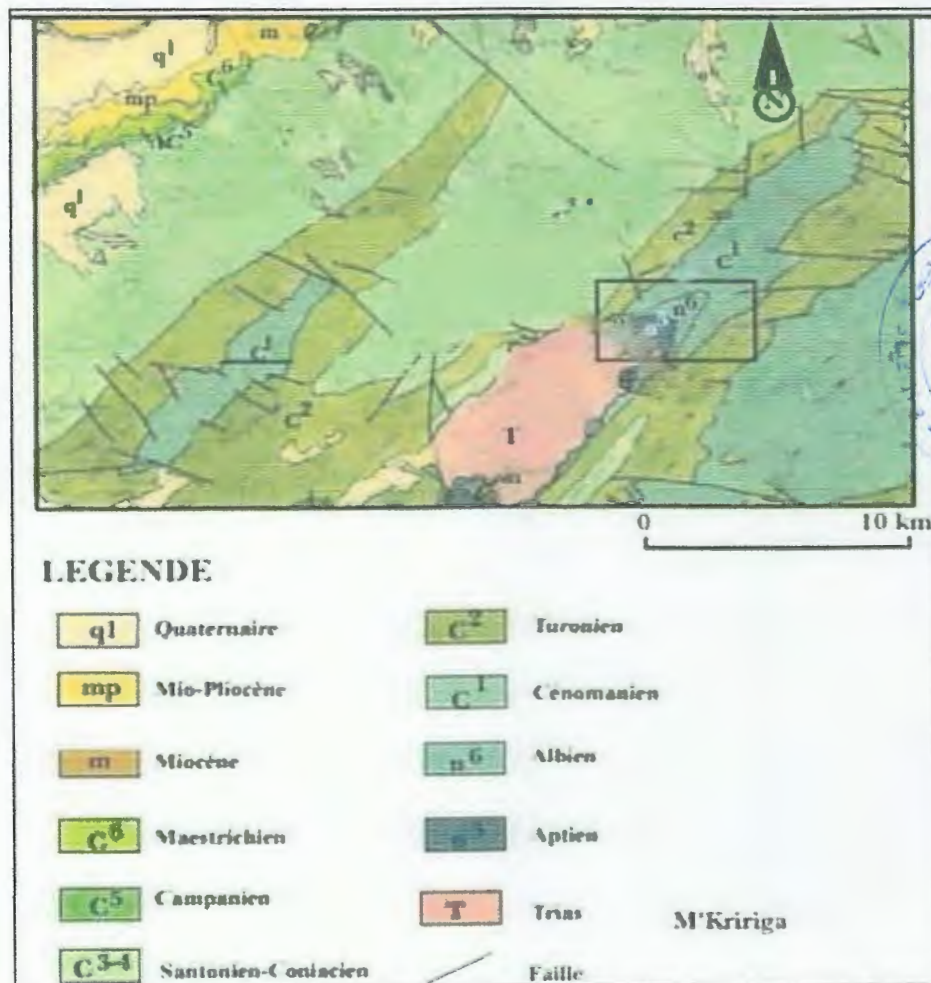


Fig.III.4-Extrait de la carte-minute géologique (inédite) au 1/50.000 de la feuille n°124 d'Oued Kébarit (d'après Rudis, 1972 in Sami, 2004).

Du côté SW, au contact des évaporites du Trias, en raison du renversement des couches, la charnière de l'anticlinal n'est pas visible. Latéralement, sur les côtés NW et SE ; les formations aptiennes sont interrompues soit par des accidents tectoniques (failles) d'orientation NE-SW à NNE-SSW soit par « lames » d'évaporites triasiques (Fig.III.2). Dans tous les cas, le contact du « Trias » avec les formations crétacées est toujours de nature tectonique. Aucun conglomérat de base « intra-crétacé », traduisant une « resédimentation » des évaporites du Trias, n'a été observé. La nature diapirique des évaporites triasiques est également confirmée par le profil sismique 83AB44 (Fig.III.5) réalisé en 1983 par la SONATRACH dans le cadre de recherche pétrolière dans le Sud-Est constantinois.

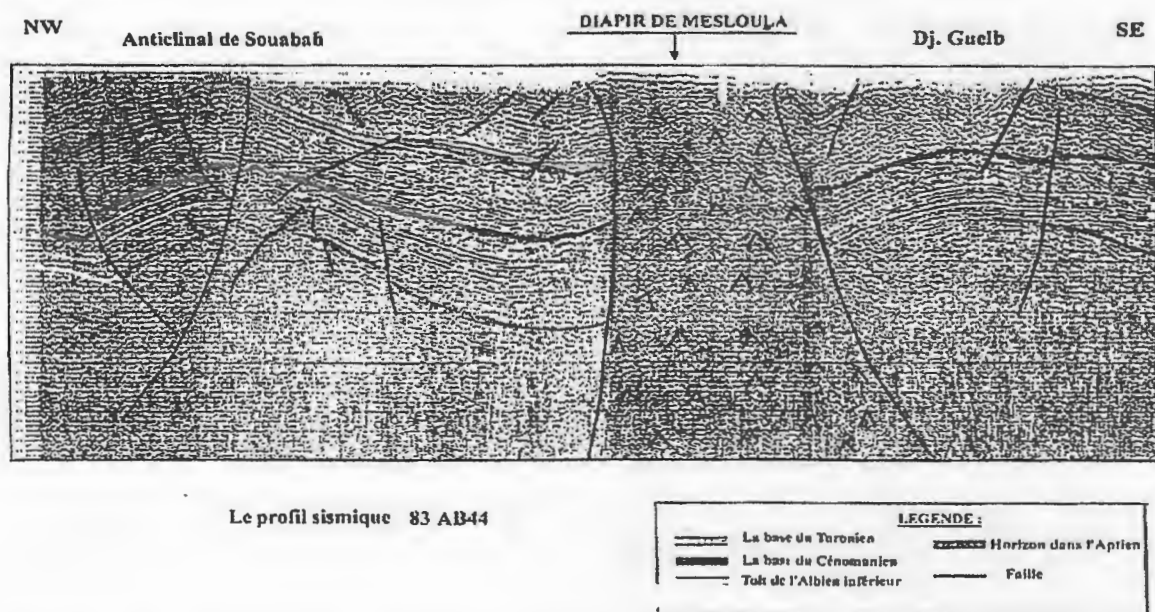


Fig.III.5- *Interprétation du profil sismique 83 AB 44 mettant en évidence la nature diapirique des évaporites triasiques de la mégastructure de Mesloula-Mkhirriga (d'après Mechti, 2002 in Sami, 2004).*

En quelque sorte, le massif de Mkhirriga présente une structure en « col de chemise » dans laquelle les formations albo-aptiennes, verticalisées et renversées au contact des évaporites du Trias, sont déchiquetées par une multitude de fracture (Fig.III.2 et Fig.III.6). Cette structure résulterait des effets combinés de la tectonique diapirique et des compressions néogènes notamment celles liées à la phase atlasique fini-éocène qui à l'origine de la formation des plis NE-SW.

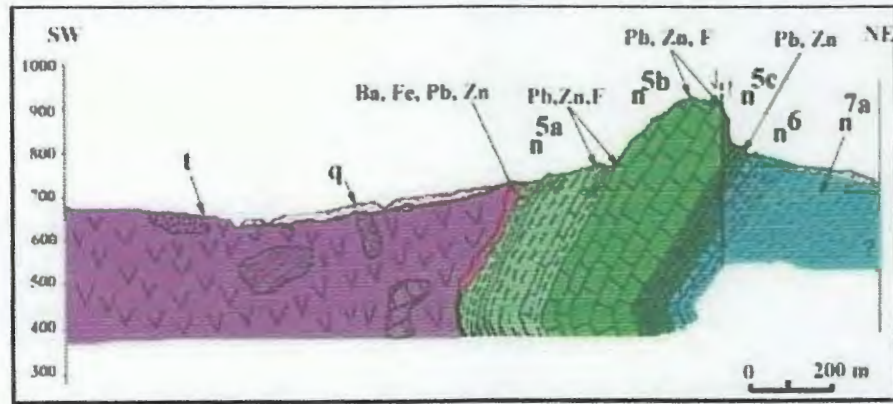


Fig.III.6- Coupe à travers les formations triasiques et albo-aptiennes du massif de Mkhirriga (d'après Sami, 2004) (le trait de coupe est localisé sur la carte de la figure III.2).

III.2.2- Etat de la fracturation

Un relevé détaillé de 164 mesures de fractures dans le massif de Mkhirriga a permis à L. Sami (2004) de distinguer deux familles majeures prédominantes et une troisième famille de fractures secondaire beaucoup moins fréquente (Fig.III.7) :

- une famille de fractures de direction NE-SW, la prédominante, souvent minéralisées en galène, fluorite, barytine et calcite ;
- une famille de fractures de direction NW-SE, moins fréquente, recoupant les fractures NE-SW.

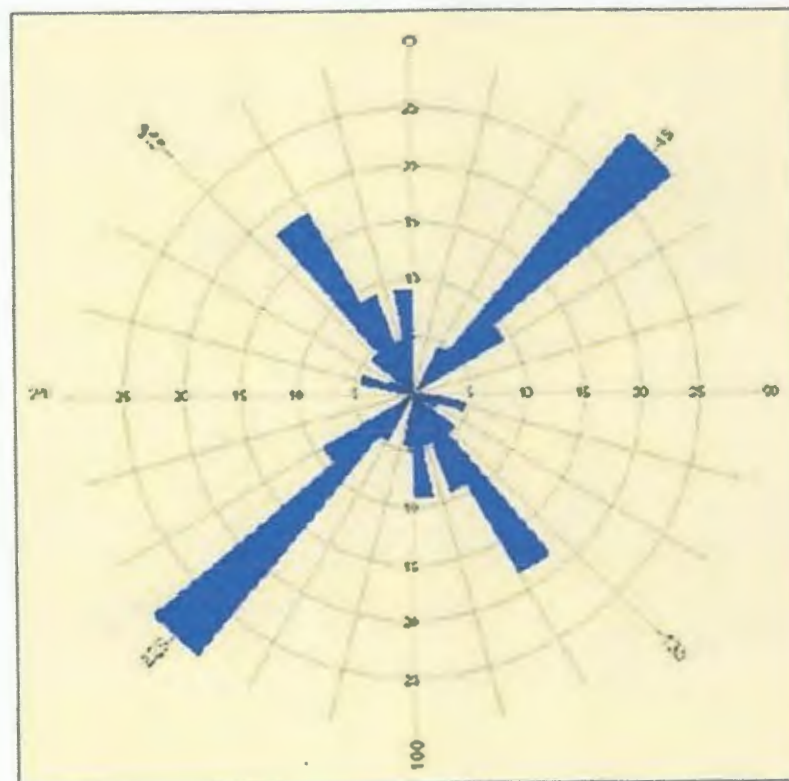


Fig.III.7- Rosace des deux principales familles de fractures (NE-SW minéralisées et NW-SE non minéralisées et postérieures) identifiées dans les formations aptiennes du massif de Mkhirriga (d'après Sami, 2004)

III.2.3- Principales phases tectoniques

L'histoire géologique des confins algéro-tunisiens a été marquée par plusieurs épisodes tectoniques. Selon A. Otmanine (1987) ces phases peuvent être subdivisées en phases anté-cénozoïques et phases cénozoïques.

III.2.3.1- Les phases anté-cénozoïques

Elles sont représentées par :

a- la phase vraconienne qui consiste en une phase en extension de direction NE-SW, d'âge Aptien supérieur-Vraconien et Cénomaniens inférieurs (Chihi, 1984 et Chihi et al. 1984). Cet épisode se traduit par des failles normales syn-sédimentaires.

b- Une seconde phase, correspond à une compression. Cette phase se manifeste par des décrochements qui se traduisent par un raccourcissement NE-SW, cette phase serait d'âge cénomaniens.

c- Une troisième phase d'extension NE-SW d'âge Turonien inférieur à moyen qui développe des failles normales. Kazi Tani, (1986), signale une phase Emscherienne dans l'Atlas saharien, cette phase édifie des plis NW-SE.

III.2.3.2- Les phases cénozoïques

Elles sont représentées par :

a- La phase atlasique ou phase fini-éocène (Kazi Tani, 1986), cette phase compressive édifie les plis de direction NE-SW et ENE-WSW.

b- La phase distensive oligo-miocène, elle est postérieure à la phase atlasique, elle serait responsable de la création des grabens au Nord des Aurès (Kazi Tani, 1986).

c- La phase du Miocène inférieur, il s'agit d'une phase compressive, connue dans le Tell septentrional ou elle caractérise les structures E-W. Dans l'Atlas saharien elle est interprétée comme une déformation décrochante NNW-SSE. En Tunisie septentrionale elle correspond à la phase majeure tortonienne (Rouvier, 1973).

d- La phase quaternaire (pliocène), c'est une phase distensive qui aurait provoqué le redressement des couches plio-villafranchiennes sur les bordures des fossés de Morsott (Blès et Fleury, 1969). L. Chihi (1984) a identifié autour du fossé de Kasserine l'existence d'une phase compressive au Plio- villafranchien, qui réactive les structures de la phase atlasique, suivie par une phase décrochant distensive au Quaternaire récent.

Chapitre IV- Gitologie

IV.1-Introduction

Comme nous l'avons déjà signalé dans les chapitres précédents relatifs à la géologie du massif de Mkhirriga, les travaux, notamment universitaires, ayant traité les aspects gîtologiques des minéralisations de ce massif sont également rares. En notre connaissance, seuls les travaux de L. Sami (2004 et 2011) ont traité le contexte gîtologique des minéralisations du massif de Mkhirriga. Certes, il y a les travaux très pratiques (sondage, tranchées, géophysiques, géologiques...) des différentes campagnes de prospection de la SONAREM puis EREM et ORGM, malheureusement nous n'avons pas pu disposer de ces travaux malgré nos multiples sollicitations officielles (élaboration d'une convention) et officieuses aussi bien auprès de l'ORGM de Boumerdès (Direction générale) que celle de Tébessa (Unité régionale). La réalisation de ce chapitre s'est par conséquent basée sur les travaux de L. Sami (2004 et 2011) et sur nos propres travaux de terrain et de laboratoire.

Etant donné l'étendue du massif, nous nous sommes particulièrement intéressés, lors de nos travaux de terrain, à la partie NW du massif. Ainsi, lors de ces travaux, nous avons réalisé un « transect » SW-NE depuis le contact des évaporites triasiques avec les formations détritiques aptiennes jusqu'aux crêtes carbonatées du massif. Ce « transect » nous a permis de réaliser une coupe géologique à partir de laquelle nous avons pu esquisser la colonne lithostratigraphique et positionner les différents corps minéralisés rencontrés. Sur le terrain, nous avons esquissé les descriptions des corps minéralisés et des minéralisations et nous avons effectué un échantillonnage étoffé aussi bien des minéralisations que de leur encaissant carbonaté aptien. Malheureusement, pour des raisons techniques propres au laboratoire des lames et sections polies, les échantillons récoltés n'ont pas pu être traités. Par conséquent, les descriptions qui vont suivre se limiteront à nos observations sur terrain. Elles sont cependant complétées par les observations contenues dans les travaux de L. Sami (2004 et 2011).

IV.2- Typologie et distribution des corps minéralisés

Dans le massif de Mkhirriga, une vingtaine d'indices minéralisés en fluorite, barytine et accessoirement galène ont été répertoriés (ORGM, 1996 *in* Sami, 2004). Sur la base de leur habitus morphologique et de leur contenu minéralogique, ces indices ont été regroupés en deux principaux types de corps minéralisés (Sami, 2011) :

- un type lenticulaire principalement à barytine, sulfures et oxydes de fer dénommé par les travaux de la SONAREM « zone ferro-barytique » (*in* Sami, 2011) ;
- un type filonien principalement à fluorite, barytine et accessoirement galène.

IV.2.1- Les corps minéralisés lenticulaires ou « zone ferro-barytique »: Il s'agit de corps lenticulaires de 10 à 100 m de longueur et de 1 à 2 m d'épaisseur affleurant sur le versant SW du

massif de Mkhirriga notamment dans sa partie nord occidentale. Les travaux de cartographie de la SONAREM et ceux de Sami (2011) ont dénombré quatre corps lenticulaires ferro-barytiques (Fig.III.2). Trois sont localisés au contact des évaporites du Trias avec les formations de l'Aptien inférieur et un corps carrément encaissé dans les formations triasiques.

Nos travaux de terrain, du moins le long du « transect » réalisé dans la partie NW du massif, nous ont permis de retrouver cette morphologie lenticulaire des corps minéralisés ferro-barytiques (Fig.IV.2). Cependant, nous n'avons pas pu observer le corps ferro-barytique porté par les évaporites du Trias. L'ensemble des corps lenticulaires ferro-barytiques retrouvés le long de ce « transect » sont encaissés à des niveaux stratigraphiques différents dans les alternances marno-gréseuses de l'Aptien inférieur. La lentille inférieure se trouve juste au contact avec les évaporites du Trias (Fig.IV.2). (A) et (B). La deuxième lentille se trouve à quelques mètres au-dessus de la première toujours dans les alternances marno-gréseuses de l'Aptien inférieur. Une troisième lentille a été retrouvée à une cinquantaine de mètres au-dessus de la deuxième lentille. Une quatrième lentille se trouve dans la partie supérieure de l'Aptien inférieur (Fig.IV.1) où apparaissent des niveaux carbonatés zoogènes caractérisés par la présence de calcaires lumachelliques montrant des huitres de dimensions de plusieurs centimètres.

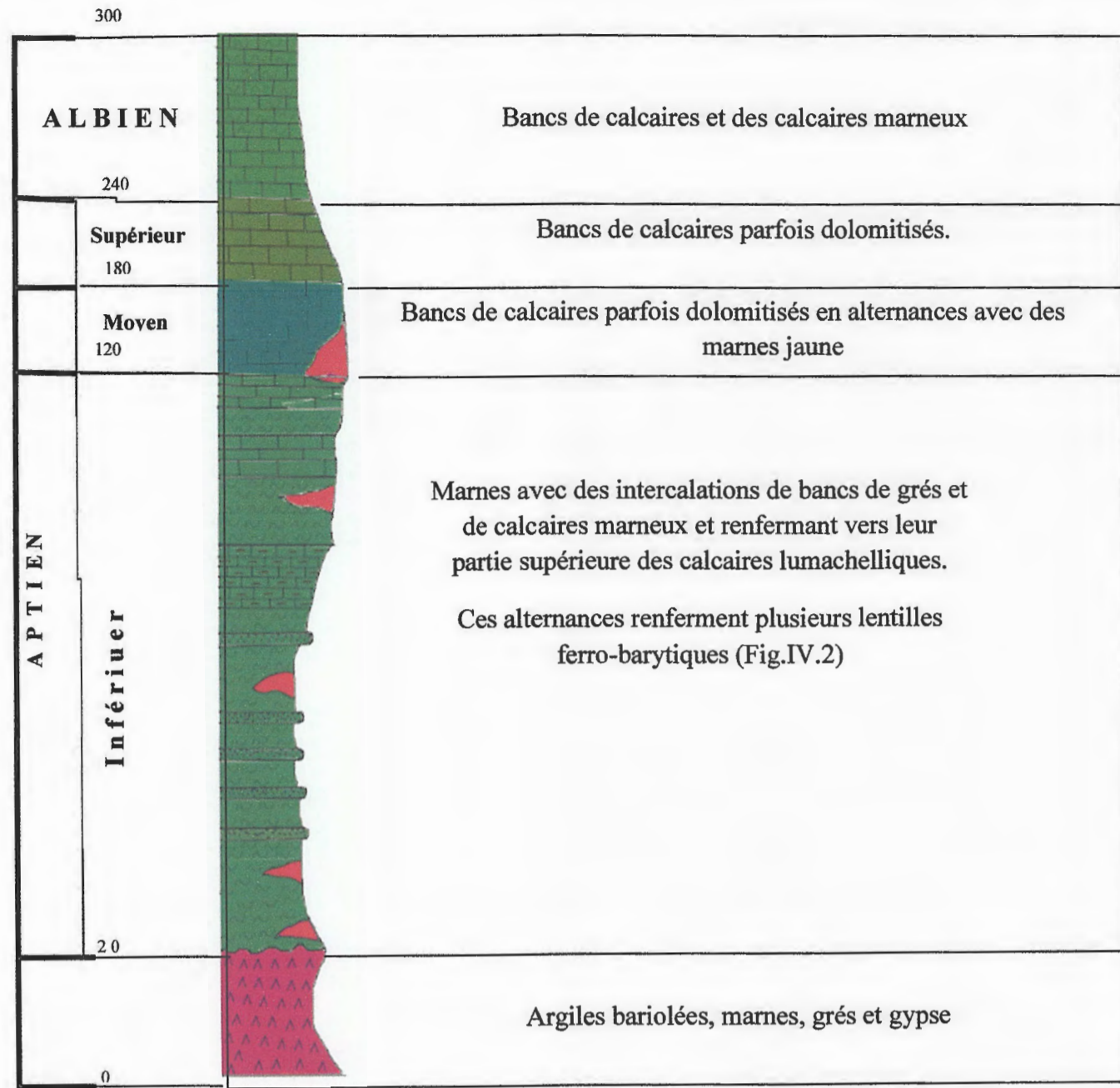


Fig.IV.1- Colonne lithostratigraphique des termes de l'Aptien du massif de Mkhirriga montrant la répartition des lentilles ferro-barytiques dans les alternances détritiques et les amas à la base de l'Aptien carbonaté..

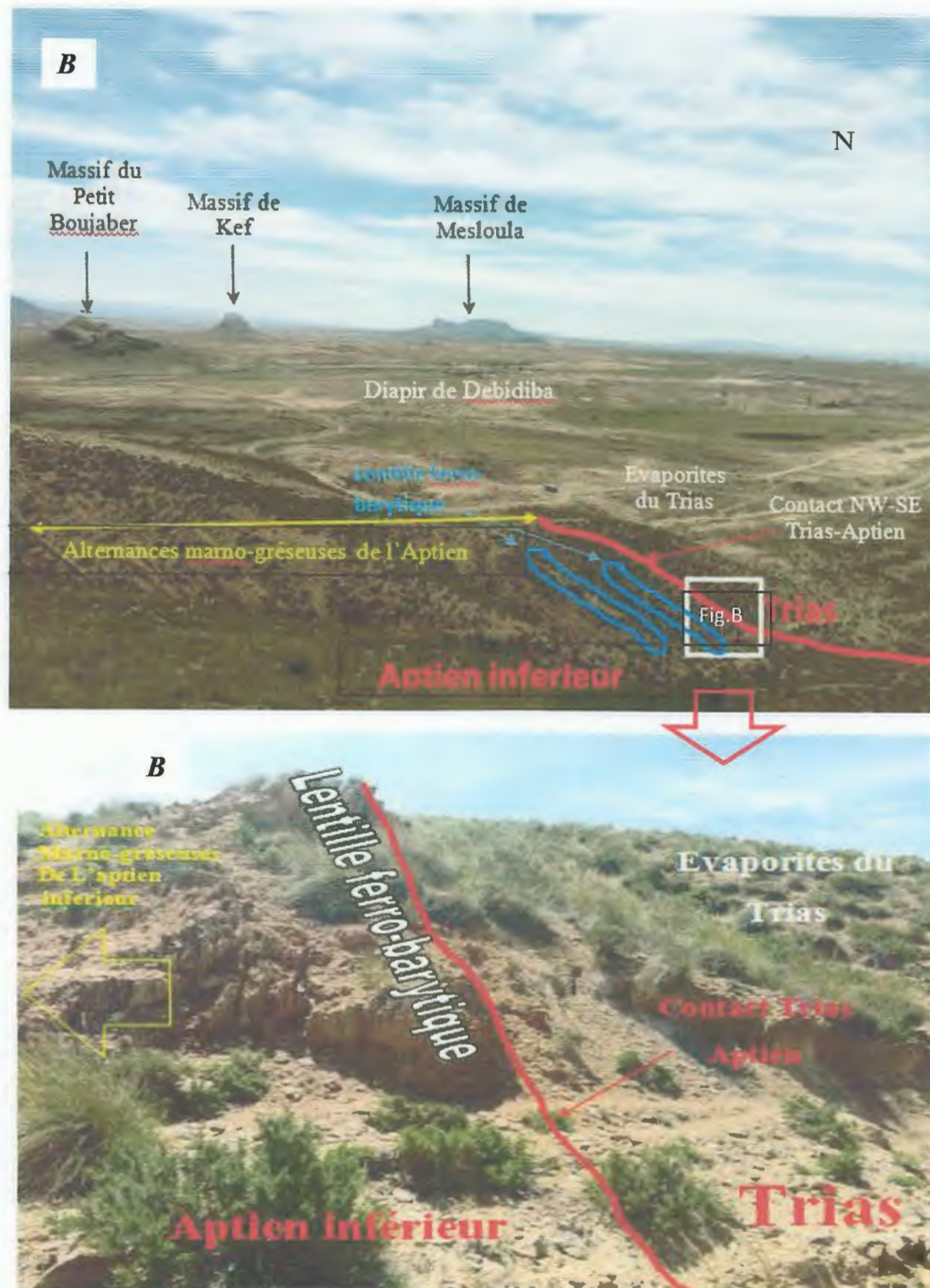


Fig. IV.2- Distribution stratigraphique des corps minéralisés lenticulaires ferro-barytiques. **A)** Vue d'ensemble sur les dimensions et la répartition au-dessus du contact « Trias-Aptien » des différentes lentilles ferro-barytiques au sein des alternances à dominance détritiques de l'Aptien inférieur. **B)** Vue rapprochée sur la lentille ferro-barytique disposée à la base des alternances détritiques de l'Aptien inférieur au contact de nature tectonique avec les évaporites du Trias.

IV.2.2- Les corps minéralisés filoniens

Selon L. Sami (2011) les indices minéralisés présentant des morphologies filoniennes sont principalement encaissés dans les roches carbonatées gargasiennes qualifiées de « récifales » par les travaux de l'ORGM (1996 in Sami, 2004 et 2011) et par L. Sami (2004 et 2011). L'examen sur terrain et l'analyse macroscopique des échantillons au laboratoire n'a montré aucune trace d'organismes constructeurs tels que les coraux. Ces derniers ont certes pu édifier des constructions récifales locales de dimensions réduites comme celles décrites dans la formation carbonatée de l'Ouenza (Dubourdieu, 1956 ; Thibiéroz et Madre, 1976 ; Chikhi, 1980 ; Bouzenoune, 1993), cependant ils n'ont pu être observés à Mkhirriga. Dans ce massif, l'encaissant des minéralisations consiste en des calcaires néritiques bioclastiques.

Sur la base de leur habitus morphologiques, ces minéralisations filoniennes ont été subdivisées en deux catégories (Sami, 2011) :

a) Des *minéralisations filoniennes « proprement dites »* consistant en des filons et filonnet subverticaux de direction NE-SW affectant les calcaires gargasiens. Ce type de minéralisation se trouve essentiellement sur le versant NE du massif de Mkhirriga. La longueur des filons varie de 50 à 300 m et leur épaisseur varie de 0,5 à 6 m. Au passage dans les marnes et les calcaires gréseux de l'Aptien supérieur (Clansayésien), les filons s'estompent et se biseautent (Sami, 2011).

b) Des *minéralisations en imprégnation ou en remplissage de cavités* se trouvant principalement sur le versant SW du massif portées par les roches carbonatées aptiennes. Selon L. Sami (2011), ce type de minéralisation se présente sous forme d'imprégnations et de remplissage de vides et de cavités montrant un aspect bréchiq.

Nos travaux de terrain nous ont effectivement permis de retrouver ces corps minéralisés filoniens ou en remplissage de cavités karstiques (Fig.IV.3). Dans les deux cas, nous avons retrouvé ces morphologies dans les calcaires massifs de l'Aptien moyen (Gargasien). Les cavités karstiques présentent des dimensions pouvant aller au mètre et montrent un remplissage à fluorite souvent géodique montrant des formes cubiques avec des arêtes dépassant parfois le centimètre (Fig.IV.3.A). Ces cubes de fluorite sont souvent recouverts par un encrouement calcitique qui rend difficile son identification si ce n'est la forme cubique de la fluorite. La forme filonienne montre des caisses de dimension métrique développant parfois des boursouffures donnant un aspect irrégulier des contacts de la caisse filonienne avec l'encaissant carbonaté (Fig.IV.3.B). Ces caisses filoniennes, de direction NE-SW, sont à remplissage de calcite, barytine, fluorite et oxydes de fer.



Fig.IV.3- Morphologie des corps minéralisés encaissés par les roches carbonatées gargasiennes du massif de Mkhirriga. A) Cavité karstique remplie par de la calcite et de la fluorite se trouvant à la base des calcaires gargasien. B) Caisse filonienne à remplissage de calcite, barytine, fluorite et oxydes de fer.

IV.3- Pétrographie des minéralisations

Les minéralisations du massif de Mkhirriga sont principalement à fluorite, barytine et galène. Trois types de textures ont pu être distingués (Sami, 2011) :

IV.3.1- Les textures géodiques

Les textures géodiques se rencontrent dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques et dans les minéralisations filoniennes. Dans les minéralisations ferro-barytiques, la texture géodique est représentée par un encaissant dolomitisé montrant une barytine collomorphe remplissant des géodes de dimension pouvant aller jusqu'à 10 cm. Les stades tardifs de remplissage de ces géodes sont représentés par de la fluorite et de la galène (Fig.IV.4 A)

IV.3.2- Les textures zébrées

Les textures zébrées, décrites par L. Sami (2004), se rencontrent particulièrement dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques. Les échantillons décrits par cet auteur montrent un remplacement des carbonates primaires par de la barytine et par de la fluorite.

Un stade tardif de minéralisation est représenté par le remplissage des cavités et des fractures par de la galène (Fig.IV.4 B).

IV.3.3- Les textures bréchiques

Les textures bréchiques se rencontrent dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques. Les brèches sont constituées par des éléments carbonatés anguleux de taille millimétrique à centimétrique sertis par une matrice détritique. La minéralisation, consistant principalement en des grains millimétriques à centimétriques de galène, se trouve disséminée dans la phase de liaison de la brèche (Fig.IV.4 C et D).

IV.3.4- Les textures rubanées

Les textures rubanées ont été décrites par L. Sami (2004). Elles se rencontrent dans les minéralisations filoniennes de direction NE-SW encaissées par les calcaires gargasien. L'aspect rubané que montrent ces minéralisations témoigne d'un remplissage polyphasé. L. Sami (2004) a identifié trois (03) phases de dépôt (Fig.IV.4 E) :

- i- une première phase de dépôt caractérisée par la mise en place de la barytine 1 (Ba1), suivie par une bande de fluorite claire, massive et en gros cristaux (F1) ;
- (ii)- une deuxième phase de dépôt responsable de la mise en place d'une bande de barytine blanche porcelannée (Ba2), elle-même suivie par une bande de fluorite secondaire en petits cristaux (F2), plus sombre finement cristallisée ;
- (iii)- enfin une troisième et dernière phase de dépôt caractérisée par la mise en place d'un liseré de galène soit en agrégats bien cristallisés soit en remplissage massif.

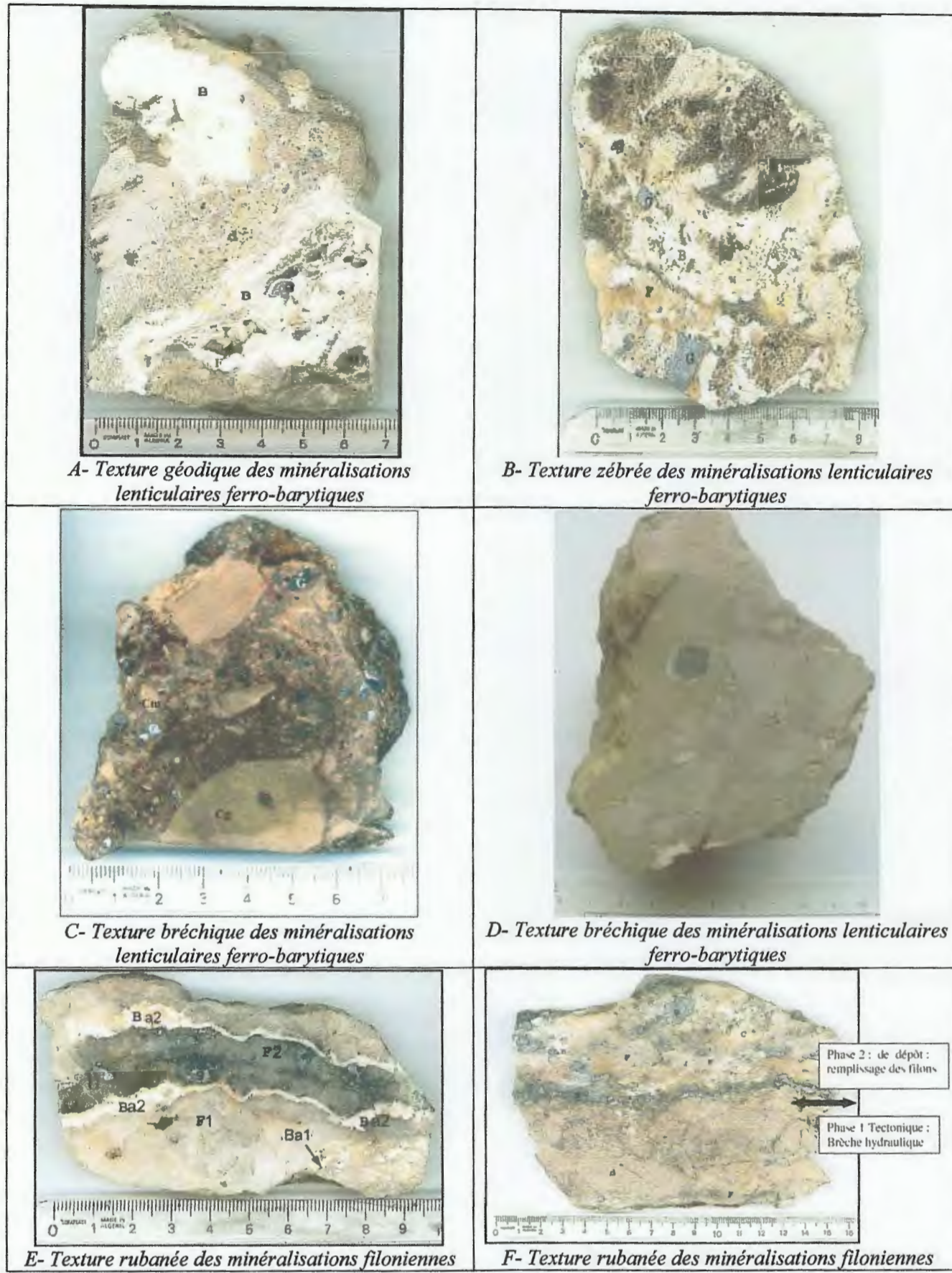


Fig.IV.4- Aspects macroscopiques des textures des minéralisations du massif de Mkhirriga (les photos A, B, C, E et F sont d'après Sami, 2004).

IV.4- Minéralogie des minéralisations

Etant donné que nous n'avons pas pu disposer de moyens d'investigation adéquats pour déterminer les principaux minéraux constituant l'association paragenétique des minéralisations du massif de Mkhirriga, nous avons repris, en les synthétisant, les résultats des travaux de L. Sami (2004 et 2011). Dans ces travaux, les déterminations minéralogiques se sont basées sur des examens macroscopiques et microscopiques et sur des analyses sur roche totale par diffractométrie aux rayons X.

IV.4.1- Les minéraux de gangue

Les principaux minéraux de gangue identifiés par L. Sami (2004) aussi bien dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques que les minéralisations filoniennes sont : la dolomite, la calcite, le quartz et la kaolinite. La dickite et la célestine ont été retrouvés uniquement dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques.

a) La dolomite

Deux types de dolomite ont été distingués :

- i- une dolomite primaire (D1)* qui serait probablement d'origine diagénétique apparaissant sous forme d'une dolomicrosparite dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques et sous forme granulaire dans les minéralisations filoniennes ;
- ii- une dolomite secondaire (D2)* plus tardive dite épigénétiques qui résulterait de la dissolution et recristallisation de la dolomite primaire (D1).

b) Le quartz

Plusieurs générations de quartz ont été distinguées :

- i- un quartz primaire (Q1)* qui corrode la dolomite primaire et paraissant antérieur à la dolomite secondaire ;
- ii- un quartz secondaire (Q2)* contenant des inclusions de dolomite (D1), de barytine et de célestine ;
- iii- un quartz tardif (Q3)* se superposant sur l'ensemble des minéraux précédents. Ce quartz a été identifié uniquement dans les minéralisations filoniennes.

c- La calcite

C'est un minéral plutôt rare dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques. Dans les minéralisations filoniennes elle se présente en grandes plages spathiques en remplissage des fissures dans les brèches et dans les vides géodiques. Elle est souvent remplacée par la barytine tardive de type géodique.

Signalons également la présence d'autres minéraux de gangue comme la kaolinite, la dickite et la célestine. Ces deux derniers minéraux identifiés uniquement dans les minéralisations ferro-barytiques.

IV.4.2- Les minéraux utiles des minéralisations**a- La fluorite**

Deux générations de fluorite ont été distinguées :

i- une fluorite 1 : dans les minéralisations ferro-barytiques cette fluorite se présente sous forme de grandes plages xénomorphes renfermant des inclusions granulaires du quartz 1 (Q1) et de barytine 1 (Ba1) alors que dans les minéralisations filoniennes elle constitue des rubanements sur les épontes des filons et renferme des inclusions de barytine 1 (Ba1) ;

ii- une fluorite 2 : apparaissant sous forme de cristaux automorphes se superposant à l'ensemble des minéraux des minéralisations ferro-barytiques alors que dans les minéralisations filoniennes elle occupe le centre des filons et est recoupée par la galène filonienne ou en dissémination. Elle est antérieure à la barytine 2 et à la galène.

b- La barytine

Deux générations de barytine ont été distinguées :

i- une barytine 1 (Ba 1) : dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques, cette barytine se présente sous forme de grandes plages xénomorphes renfermant parfois des inclusions de célestine indiquant le minéral précurseur à partir duquel elle s'est formée. Elle peut aussi se trouver en inclusions dans le quartz bipyramidé secondaire (Q2). Elle est antérieure à la fluorite 2 automorphe. Dans les minéralisations filoniennes, elle se présente en petites plages allongées en inclusions dans la fluorite.

ii- une barytine 2 (Ba 2) : elle remplit les vides géodiques et les fissures tardives des minéralisations ferro-barytiques où elle recoupe la barytine 1 (Ba 1), la fluorite, la célestine et le quartz. Dans les minéralisations filoniennes, elle se présente sous forme de grandes lattes allongées et rayonnantes, elle est postérieure à la fluorite 1 et antérieure à la fluorite 2.

c- Les minéraux métalliques (sulfures et sulfosels)

Beaucoup moins abondants que la fluorite et la barytine, les minéraux métalliques présents dans les minéralisations ferro-barytiques lenticulaires et dans les minéralisations filoniennes sont représentés principalement par de la galène et très accessoirement par de la pyrite. De la chalcopryrite, du cuivre gris et de la sphalérite ont cependant été identifiés uniquement dans les minéralisations filoniennes.

i- La galène : dans les minéralisations ferro-barytiques elle se présente sous forme de grains et d'agrégats disséminés dans la gangue dolomitique ; au microscope, elle apparaît sous forme de grandes plages xénomorphes montrant souvent des auréoles d'altération en cérusite.

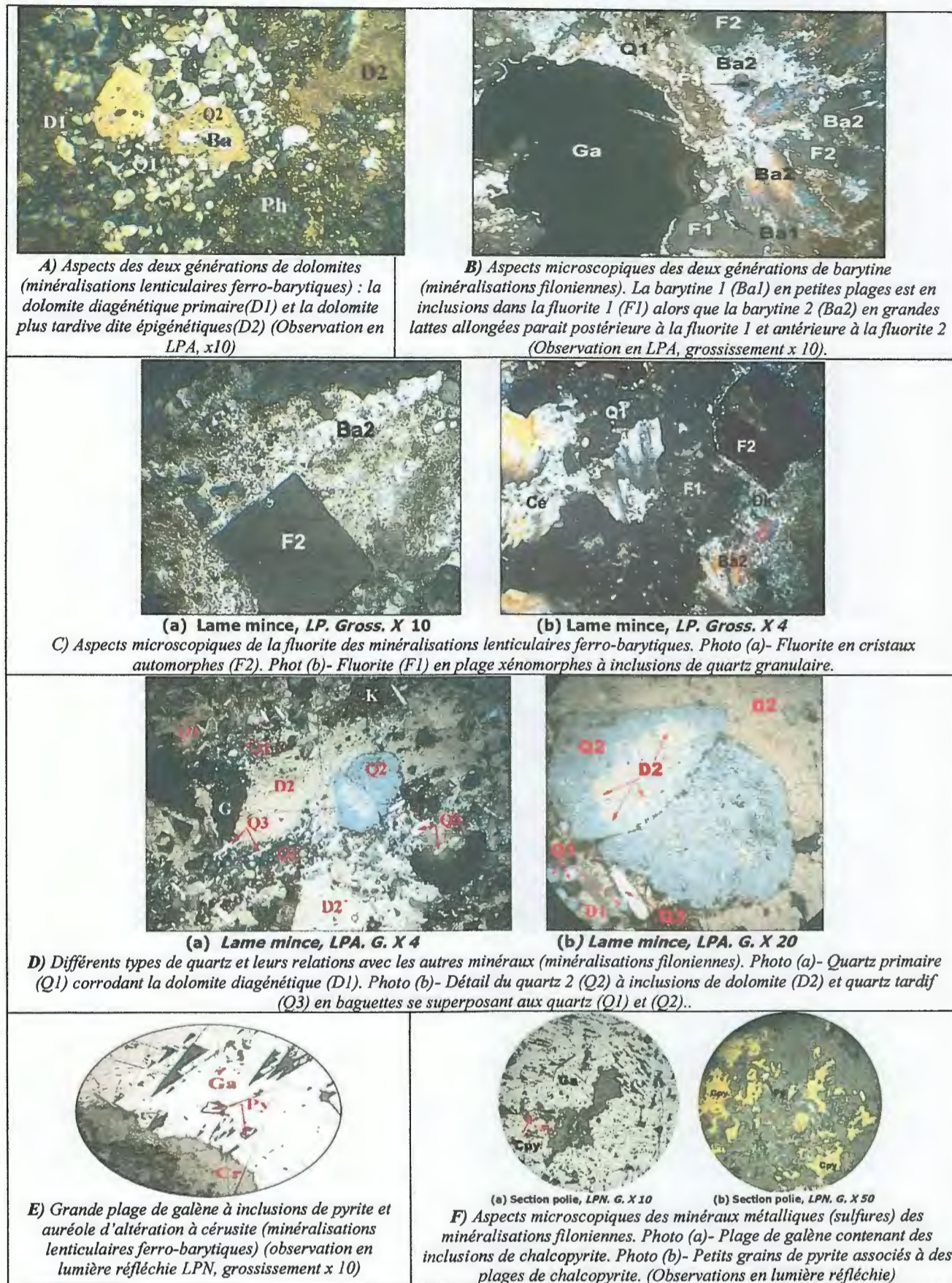


Fig.IV.5- Aspects microscopiques des principaux minéraux de gangue et des minéraux utiles (métalliques et autres) des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques et des minéralisations filoniennes du massif de Mkhirriga (toutes les illustrations sont d'après L. Sami, 2004).

ii- La pyrite : elle est très peu abondante et Dans les minéralisations filoniennes, elle est en remplissage tardif dans les veinules, poches et vides géodiques souvent associée à la fluorite et la barytine non identifiable macroscopiquement. Au microscope, elle se présente sous forme de petits grains disséminés en inclusions dans la gangue dolomitique et dans la galène.

iii- La chalcopyrite : sous forme de petites plages xénomorphes dans la matrice dolomitique en association avec la pyrite et le cuivre gris qui la corrode. Elle souvent en inclusions dans la galène.

iv- Le cuivre gris : c'est un minéral très discret se présentant soit sous forme de petites plages isolées xénomorphes baignant dans la gangue dolomitique, soit sous forme de petits agrégats remplaçant la chalcopyrite. Il est souvent altéré en covellite.

v- La sphalérite : elle est très rare et n'a été détectée que par les analyses par diffractométrie RX. Lorsqu'elle n'est pas altérée en smithsonite, au microscope, elle apparait sous forme de grains isolés dans la masse dolomitique.

Signalons enfin la présence d'autres minéraux d'altération tels que les oxydes et les hydroxydes de fer abondant particulièrement dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques.

IV.5- Paragenèse et succession paragenétique

De cet aperçu minéralogique il apparait que la paragenèse minérale des minéralisations du massif de Mkhirriga est assez simple. Elle est représentée par la dolomite, quartz, calcite et kaolinite comme principaux minéraux de gangue et fluorite, barytine et galène comme minéraux essentiels d'une première paragenèse et galène, pyrite, sphalérite, chalcopyrite et cuivre comme minéraux d'une deuxième paragenèse polymétallique. Notons que la deuxième paragenèse à minéraux cuprifère n'a été retrouvée que dans les minéralisations filoniennes et qu'elle est absente dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques.

La mise en place des minéralisations du massif de Mkhirriga s'est faite selon un processus polyphasé entrecoupé par des phénomènes de dolomitisations, silicification, recristallisations et fracturations. L'analyse des relations mutuelles entre les différents minéraux composant la paragenèse minérale des minéralisations du massif de Mkhirriga permis à L. Sami (2004 et 2011) d'élaborer un scénario probable de mise en place aussi bien pour les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques que pour les minéralisations filoniennes fluo-barytiques et polymétalliques (Fig.IV.7) et (Fig. .IV.8). Dans les deux cas, le scénario de mise en place des minéralisations comporte trois phases : une première phase diagénétique, une deuxième phase épigénétiques et une troisième phase d'altération supergène.

a) **La phase diagénétique** : au cours de cette phase se sont formés des minéraux de néoformation tels que la dolomite primaire (D1), la pyrite, l'anhydrite et du quartz.

	Diagénétique	Epigénétique			Supergène
Dolomite	<u>D1</u>				
Quartz		<u>Q1</u>		<u>Q2</u>	
Calcite				<u>Ca</u>	
Kaolinite		<u>K</u>			
Dickite		<u>Dk</u>			
Anhydrite	<u>Ah</u>				
Célestine			<u>Ce</u>		
Barytine			<u>Ba1</u>	<u>Ba2</u>	
Fluorite			<u>F</u>		
Pyrite	<u>Py</u>		<u>Py</u>		
Galène				<u>G</u>	
Cérusite					
Smithsonite					
Oxydes Fer					

Fig.IV.6- Succession paragénétique probable des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques du massif de Mkhirriga (Sami, 2011)

	Diagénétique	Epigénétique			Supergène
Dolomite	<u>D1</u>				
Quartz		<u>Q1</u>	<u>Q2</u>	<u>Q3</u>	
Calcite		<u>Ca1</u>		<u>Ca2</u>	
Kaolinite		<u>K1</u>			
Dickite		<u>Dk</u>			
Anhydrite	<u>Ah</u>				
Barytine			<u>B1</u>	<u>B2</u>	
Fluorite			<u>F1</u>	<u>F2</u>	
Pyrite	<u>Py</u>				<u>Py</u>
Chalcoppyrite					<u>Cpy</u>
Sphalérite					<u>Sp</u>
Galène					<u>Ga</u>
Cuivre gris					<u>Cg</u>
Cérusite					
Smithsonite					
Oxydes Fer					

Fig.IV.7- Succession paragénétique probable des minéralisations filoniennes fluo-barytiques et polymétalliques du massif de Mkhirriga (Sami, 2011)

b) La phase épigénétiques : cette phase a été subdivisée en plusieurs épisodes :

i- un premier épisode de fracturation, dissolution et recristallisation : cet épisode a été marqué par :

- * un processus de dolomitisation matérialisé par la recristallisation de la dolomite primaire diagénétique (D1) en dolomite secondaire épigénétiques (D2) ;
- * un processus de silicification ayant entraîné la formation du quartz 1 (Q1) ;
- * un processus de kaolinitisation des dolomites suivi par le dépôt de la dickite ;
- * le dépôt de la célestine par transformation et recristallisation de l'anhydrite. Ce processus n'a été identifié que dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytique.

ii- un deuxième épisode de fracturation : cet épisode a été marqué par :

- * le dépôt d'une pyrite hydrothermale, de la barytine 1 (Ba1) et de la fluorite dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques ;
- * le dépôt de la barytine 1 (Ba1) suivi de la fluorite 1 (F1) et un processus de silicification ayant permis le dépôt du quartz 2 (Q2) dans les minéralisations filoniennes.

iii- un troisième épisode de fracturation : cet épisode a été marqué par :

- * le dépôt de la calcite spathique, de la barytine 2 (Ba2) et de la galène dans les minéralisations lenticulaires ferro-barytiques qui ont également subi une légère silicification ;
- * le dépôt de la calcite spathique, de la barytine 2 (Ba2) et de la fluorite dans les minéralisations filoniennes avec également une légère silicification.

iv- un quatrième épisode de fracturation : cet épisode identifié uniquement dans les minéralisations filoniennes a été marqué par le dépôt de sulfures (pyrite, chalcopryrite, sphalérite, galène) et du cuivre gris.

c) La phase d'altération supergène : cette phase a été marquée par l'altération supergène des minéraux primaires. Ainsi les sulfures de plomb (galène) sont produit la cérusite, les sulfures de zinc (sphalérite) ont donné la smithsonite, les sulfures de fer (pyrite) ont produit les oxydes et hydroxydes de fer et les sulfures et sulfosels de cuivre (chalcopryrite et cuivre gris) ont donné la covellite.

Chapitre V : Géochimie

V.1- Introduction

Depuis une décennie, on commence à cerner les conditions de mise en place des minéralisations directement ou indirectement liées aux extrusions des évaporites triasiques de la région frontalière algéro-tunisienne. Les données obtenues par des études, notamment universitaires ayant fait appel aux techniques les plus modernes comme la microthermométrie des inclusions fluides et la géochimie isotopique, ont permis d'approcher les conditions physico-chimiques (température, pression, salinités...) qui ont régné lors de la genèse de ces minéralisations (Paraire-Akrour, 1991 ; Bouzenoune, 1993 ; Bouzenoune et al, 1997 ; Bouzenoune et al, 1998, Diane et al, 1996 ; Salmi-Laouar, 2004, Salmi-Laouar et al, 2004, Salmi-Laouar et al, 2007 ; Sami, 2011 entre autres).

La plupart des gisements périadiabirique de la région de Tébessa sont polymétalliques à Pb-Zn, Cu, Ba, Fe et sont souvent accompagnés par des concentrations de fluorite. Cette dernière, bien qu'elle ne constitue pas des sites d'intérêt économique, elle est cependant présente dans la plupart des massifs. On la trouve, en effet, dans les massifs de Mkhirriga, Ouenza, Es Souabaa, Hameimat nord, Hameimat sud. Etant donné que le minéral « fluorite » est souvent translucide voir transparent, il constitue un bon minéral qui s'y prête bien aux études des inclusions fluides. A cet effet, la fluorite des gisements de la région de Tébessa a fait l'objet d'études d'inclusions fluides (Paraire-Akrour, 1991 ; Sami, 2011).

Dans l'objectif d'approcher les caractères géochimiques des fluides ayant induit la genèse de ces minéralisations polymétalliques et fluorées, nous avons repris les données analytiques disponibles dans la bibliographie en essayant de les réinterpréter. Les données géochimiques analytiques utilisées concernent celles obtenues par l'étude des inclusions fluides contenues dans les fluorites ainsi que les données relatives aux isotopes stables (Oxygène, Carbone, Soufre) des différents minéraux constitutifs des paragenèses minérales des minéralisations polymétalliques.

Ces deux catégories de données, lorsqu'elles sont combinées, permettent de déterminer :

- la température et éventuellement la pression de mise en place des minéralisations ;
- la nature et l'origine des fluides qui ont induit la genèse de ces minéralisations ;
- la ou les sources des différents éléments chimiques qui composent les minéraux de la paragenèse minérale ;
- la nature des éventuels mécanismes de production de certains éléments chimiques (réduction bactérienne ou thermochimique du soufre) ;
- les modalités d'évolution des fluides tout le long des processus minéralisateurs.

V.2- Microthermométrie des inclusions fluides

Les inclusions fluides sont de petites cavités, de dimension de moins d'un micromètre à plusieurs centaines de micromètres, remplies de fluides piégés à l'intérieur des minéraux. Elles constituent pratiquement les seuls témoins directs des fluides présents lors de la formation des minéraux qui les renferment. Leur étude permet, par conséquent, d'accéder aux informations relatives à la composition de ces fluides et à celles relatives aux conditions de pression et température qui régnaient lors des processus minéralisateurs. Elles constituent donc d'excellents géothermobaromètres.

Pour valider les données issues de l'étude des inclusions fluides, il est nécessaire que les conditions suivantes soient réalisées :

- la composition et le volume du fluide piégé ne doivent pas varier depuis le piégeage ;
- le fluide piégé était homogène au moment du piégeage.

Les méthodes d'étude des inclusions fluides sont actuellement très diverses et parfaitement maîtrisées (Roedder, 1984 ; Shepherd et al. 1985). Elles peuvent être rapportées à quatre grands groupes :

i- les méthodes optiques qui ont pour but de repérer les positions des inclusions dans les cristaux et d'évaluer les proportions relatives des différentes phases (liquide, vapeur, gaz, solides). La proportion relative de la vapeur est étroitement liée à la température de formation du minéral hôte ;

ii- les méthodes microthermométriques par chauffage et par refroidissement permettant de suivre le comportement des différentes phases en fonction de la température. Par chauffage on mesure entre autres la température d'homogénéisation (T_h) du fluide multiphasé piégé dans l'inclusion, la température de dissolution (T_{ds}) des sels (halite ou autres). Par refroidissement, on mesure entre autres la température de début de fusion (T_{df}) du fluide congelé qui correspond à la température eutectique (T_e) permettant de déterminer la nature du système auquel appartient le fluide, la température de fin de fusion de la glace (T_{fg}) incluse dans l'inclusion. La T_{fg} permet de déterminer la salinité du fluide piégé dans l'inclusion.

iii- les méthodes d'extraction et d'analyse du fluide piégé ;

iv- les méthodes spectroscopiques qui consistent à déterminer la nature et la proportion des constituants à partir des interactions entre différentes formes de rayonnement et le contenu de l'inclusion.

Les données utilisées dans le présent chapitre ont été obtenues par l'utilisation des deux premières méthodes. Elles sont reprises des études effectuées par H. Paraire-Akrour (1991) et

par L. Sami (2011). Ces auteurs ont étudié les inclusions fluides piégées dans la fluorite des massifs de l'Ouenza (sites de Hallatif et de Zerga), d'Essoubaa, de Mkhirriga et de Hameimat nord. La provenance, les minéraux hôtes, les types d'inclusions fluides étudiées et la nature des phases contenues dans ces inclusions sont récapitulés dans le tableau (V.1).

Site minéralisé	Minéral	Type d'inclusion	Nature des phases
Kef MKhirriga	Fluorite 1 (Zone filonniene)	Biphasées	Aqueuse –vapeur
	Fluorite 2 (Zone filonniene)	Biphasées	Aqueuse –vapeur
	Fluorite (Zone Ferro-barytique)	Biphasées	Aqueuse –vapeur
Hameimat nord	Fluorite	Biphasées	Aqueuse –vapeur
Ouenza	Fluorite (Hallatif)	Biphasées	Aqueuse –vapeur
	Fluorite (Zerga)	Biphasées	Aqueuse –vapeur
Es Souabaa	Fluorite	Biphasées	Aqueuse –vapeur
	Fluorite	Biphasées	Hydrocarbures –vapeur
	Fluorite	Triphasées	Aqueuse-Hydrocarbures-vapeur

Tableau V.1- Provenance, minéraux hôtes, types d'inclusions fluides et nature des phases contenues dans les inclusions fluides étudiées par H. Paraire-Akrour (1991) et L. Sami (2011).

Les résultats des mesures effectuées par ces auteurs sont d'abord présentés sous forme d'histogrammes pour déterminer l'ordre de grandeur des paramètres mesurés et leurs variations relatives au sein d'un même site minéralisé ainsi que d'un site à un autre au sein du même massif et d'un massif à un autre. Les données des Th et Tfg sont ensuite combinées dans des diagrammes binaires permettant de déduire des comparaisons et d'éventuelles évolutions.

V.2.1- Résultats et discussions

V.2.1.1- Résultats relatifs aux températures d'homogénéisation (Th)

Les résultats relatifs aux températures d'homogénéisations (Th) obtenues à partir des mesures effectuées sur les inclusions fluides contenues dans les fluorites du massif de Mkhirriga sont représentés sur la figure (V.1).

Nous rappelons que dans le chapitre relatif à la géologie des minéralisations nous avons distingué, sur la base de la morphologie des corps minéralisés et de la localisation lithostratigraphique de ces corps minéralisés, deux types de minéralisations fluorées. Des minéralisations fluorées filoniennes polymétalliques encaissées dans les calcaires de l'Aptien moyen (Fig.IV.3) et des minéralisations fluorées lenticulaires ferro-barytiques se trouvant au contact avec les évaporites triasiques et dans les alternances détritiques de l'Aptien inférieur (Fig.IV.4). Dans les deux cas, deux générations de fluorites ont été distinguées par L. Sami (2011), une fluorite (F1) en plages xénomorphes et une fluorite (F2) en cristaux automorphes (Fig.IV.5.B et C).

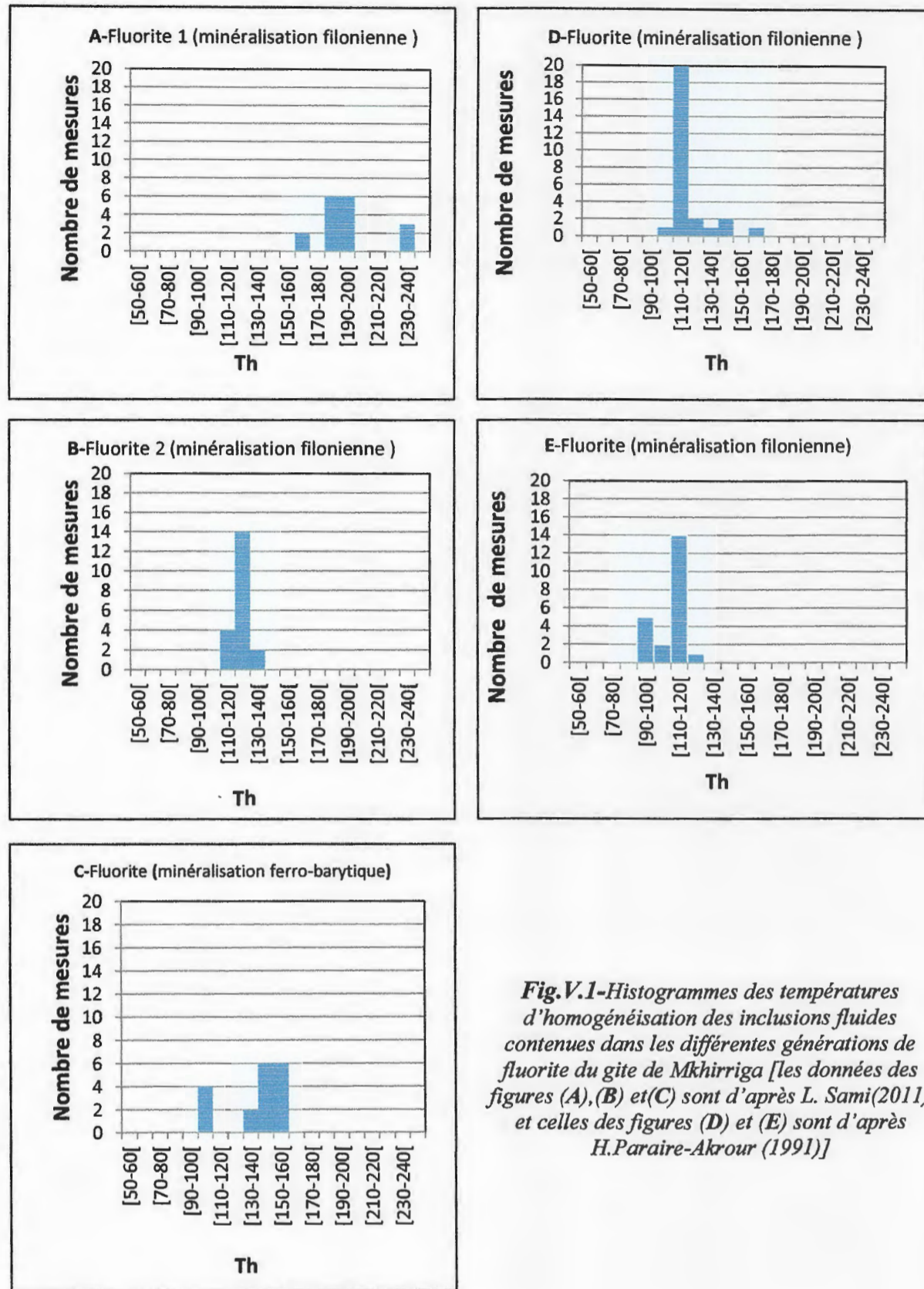


Fig.V.1-Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides contenues dans les différentes générations de fluorite du gite de Mkhirriga [les données des figures (A), (B) et (C) sont d'après L. Sami (2011) et celles des figures (D) et (E) sont d'après H. Paraire-Akrour (1991)]

Pour les fluorites des minéralisations polymétalliques filoniennes, les valeurs des Th sont comprises entre 180 °C et 200 °C avec quelques valeurs dans l'intervalle 230-240 °C pour la fluorite 1 (Fig.V.1.A) et dans la gamme des 120-130 °C pour la fluorite 2 (Fig.V.1.B).

Pour les fluorites des minéralisations ferro-barytiques lenticulaires, les valeurs des Th sont comprises entre 140 °C et 160 °C avec quelques valeurs dans l'intervalle 100-110 °C (Fig.V.1.C).

Les valeurs des Th mesurées par H. Paraire-Akrou (1991) sur des inclusions fluides incluses dans deux échantillons de fluorite des minéralisations filoniennes polymétalliques sont concentrées dans l'intervalle 110-120 °C (Fig.V.1.D et E).

Au vu de ces résultats, il apparaît que les fluorites du massif de Mkhirriga ont piégé des fluides relativement chauds dont les Th sont comprises entre 100 °C et 200 °C avec quelques valeurs à 240 °C. Cette gamme des températures est discontinue et s'exprime sous forme de pics à 100-110 °C, 120-130 °C, 140-160 °C, 180-200 °C et 230-240 °C (Fig.V.1). Les raisons qui pourraient rendre compte de cette dispersion des valeurs de Th entre 100 °C et 240 °C sont multiples, parmi lesquelles on peut citer :

- les mesures des Th pourraient avoir été effectuées soit sur des inclusions fluides de très petites dimensions rendant difficiles l'observation des changements de phases commettant ainsi des erreurs sur les mesures de températures, soit sur des inclusions fluides dont le contenu a été modifié après piégeage par étranglement et scission de l'inclusion primaire en deux inclusions secondaires dont les volumes et les compositions sont différents (processus de « necking-down » ou de « stretching ») ;
- les mesures des Th pourraient avoir été effectuées sur des inclusions fluides, effectivement primaires comme il a été mentionné par les auteurs qui les ont étudiés, et dans ce cas ces mesures rendraient compte soit de l'existence de plusieurs fluides piégés à des températures différentes, soit à l'existence d'un seul fluide pour l'ensemble des fluorites qui a subi une évolution avec la cristallisation des minéraux dans une ambiance thermique croissante ou décroissante ou encore en « dents de scie ».

Les quelques observations microscopiques que nous avons effectuées sur les esquilles des fluorites des minéralisations filoniennes du massif de Mkhirriga, montrent qu'il s'agit d'inclusions de petites dimensions ne dépassant pas les 100 microns et nombreuses sont les inclusions qui montrent le phénomène de « Necking-down » ou de « stretching » (étranglement et subdivision de l'inclusion primaire en deux ou plusieurs inclusions). Cependant, nous avons également observé des inclusions primaires. L'existence de ces dernières inclusions nous permet d'opter pour la seconde explication qui rendrait compte de la dispersion des

valeurs des Th par l'évolution d'un fluide dans une ambiance thermo-croissante ou thermo-décroissante ou encore variable.

Dans les minéralisations fluorées filoniennes polymétalliques, les fluorites de première génération (F1) ont piégé des fluides relativement plus chauds que ceux piégés dans les fluorites de deuxième génération (F2). Nous pouvons donc dire, du moins sur la base des mesures faites sur les fluorites des minéralisations filoniennes, que l'évolution du fluide minéralisateur s'est effectuée dans une ambiance thermo-décroissante. Quant aux mesures des Th effectuées sur les fluorites des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques (Sami, 2011) et sur les fluorites filoniennes (Paraire-Akrour, 1991), ces auteurs n'ont pas précisé la génération de fluorite sur laquelle les mesures ont été effectuées.

Les Th des fluorites associées aux minéralisations ferro-barytiques sont intermédiaires entre celles des fluorites de première génération (F1) et de deuxième génération (F2) des minéralisations filoniennes. Elles pourraient représenter un stade intermédiaire entre celui de (F1) et de (F2). Les Th des fluorites associées aux minéralisations filoniennes mesurées par H. Paraire-Akrour (1991) sont similaires à celles des fluorites de deuxième génération (F2) des minéralisations filoniennes mesurées par L. Sami (2011).

En somme, on peut dire que les fluorites du massif de Mkhirriga se sont déposées à partir d'un seul fluide qui a thermiquement évolué par refroidissement selon un « continuum » de cristallisation (plusieurs générations de fluorites) qui s'est étalé depuis les températures relativement élevées de l'ordre de 240 °C jusqu'aux températures relativement plus faible de l'ordre de 100 °C.

Les mesures de Th, effectuées par H. Paraire-Akrour (1991) sur les inclusions fluides contenues dans les fluorites du massif de Hameimat Nord, montrent des valeurs s'étalant de 60 °C à 120 °C (Fig.V.2.A, B et C) réparties sur trois pics principaux : [60-70 °C], [80-100 °C] et [110-120 °C]. Dans l'ensemble, les Th des inclusions fluides des fluorites de Hameimat Nord paraissent plus faibles que celles inclusions fluides des fluorites de Mkhirriga. Par contre, comme à Mkhirriga, la dispersion des valeurs exprimerait un « continuum » de cristallisation des cristaux de fluorite dans une ambiance thermique en évolution permanente. En l'absence de critères chronologiques entre les différents cristaux de fluorites on ne peut déterminer si cette évolution s'est déroulée dans une ambiance thermo-croissante ou thermo-décroissante.

Les mesures de Th, effectuées par L. Sami (2011) sur les inclusions fluides contenues dans les fluorites du massif d'Es-Souabaa, montrent des valeurs s'étalant de 60 °C à 120 °C (Fig.V.2.D, E et F), similaires à celles des fluorites du massif de Hameimat Nord.

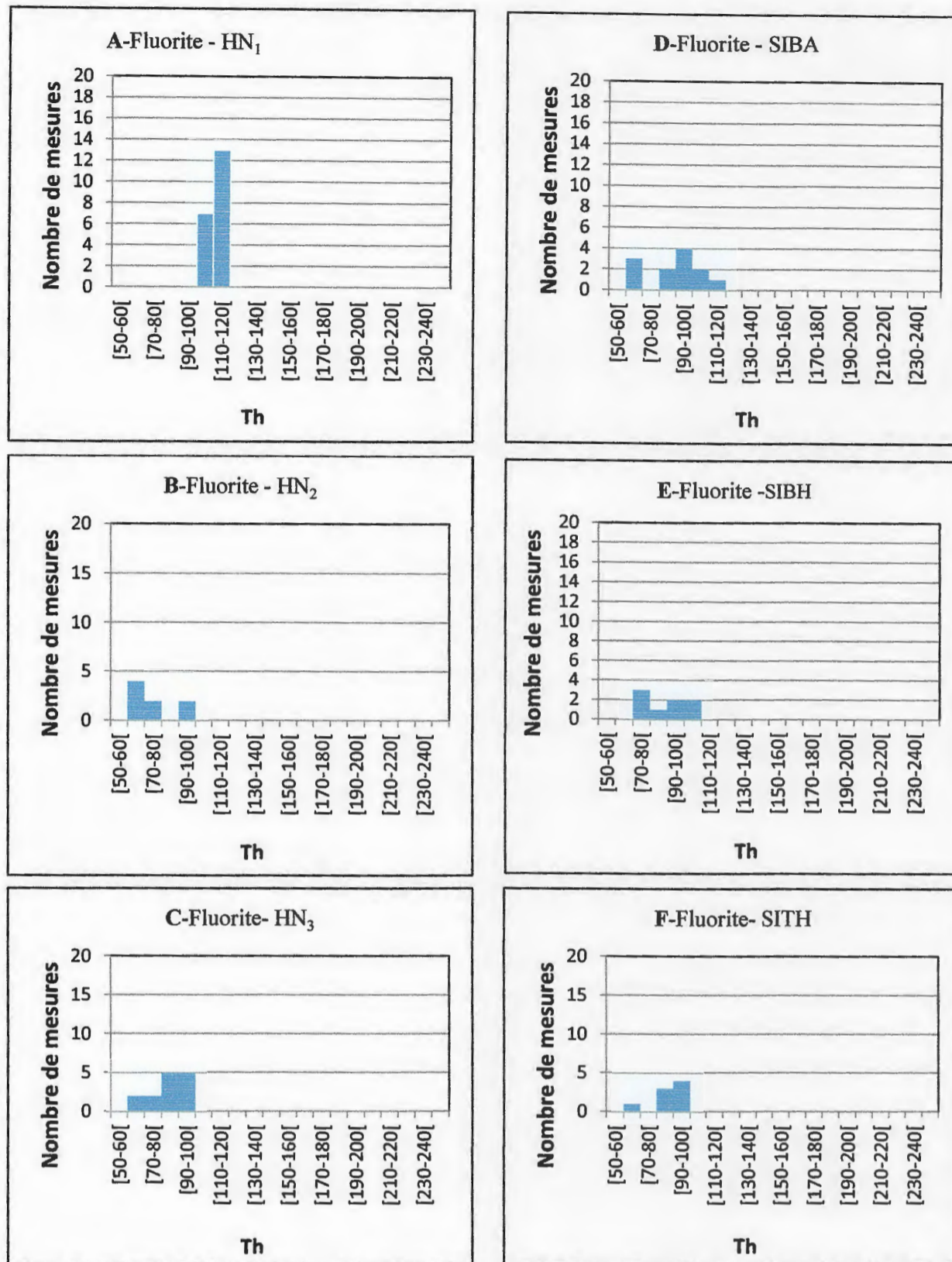


Fig.V.2.A-Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa. Massif de Hameimat Nord : (A) échantillon HN.1, (B) échantillon HN.2, (C) échantillon HN.3. Massif d'Es-Souabaa : (D) « SIBA » - Souabaa inclusion biphasée aqueuse, (E) « SIBH » - Souabaa inclusion biphasée à hydrocarbure et (F) « SITH » - Souabaa inclusion triphasée à hydrocarbure. Les données des figures B et C sont d'après H. Paraire-Akrou (1991) et celles des figures A, D, E et F sont d'après L. Sami (2011).

Bien que les fluorites du massif d'Es-Souabaa contiennent des inclusions trois types d'inclusions distinctes par la nature des phases piégées (inclusions biphasées aqueuses « SIBA », inclusions biphasées à hydrocarbures « SIBH » et inclusions triphasées à hydrocarbures « SITH »), l'ensemble de ces inclusions montrent des Th comprises entre 60 °C et 120 °C. Comme pour les fluorites du massif de Hameimat et comparativement à celles de Mkhirriga, les fluorites d'Es-Souabaa semblent être formées à des températures relativement plus faibles que celles de formation des fluorites de Mkhirriga. De la même façon, on remarque que les modalités de dispersions des valeurs de Th entre 60°C et 120 °C, du moins pour les inclusions biphasées aqueuses (Fig.V.2.D), militerait pour un « continuum » de cristallisation dans une ambiance thermique en évolution permanente. Quant aux inclusions fluides à hydrocarbures, l'implication d'un fluide distinct, contenant des hydrocarbures, est nécessaire pour expliquer ce type d'inclusions.

Les mesures de Th, effectuées par H. Paraire-Akrour (1991) sur les inclusions fluides contenues dans les fluorites des sites de KoudiatZerga et de Hallatif du massif de l'Ouenza, montrent des valeurs s'étalant de 80 °C à 170 °C (Fig.V.3.A, B et C). Celles de KoudiatZerga sont comprises entre 110 °C et 150 °C avec un pic dans l'intervalle [130-140] °C (Fig.V.3.A). Celles du quartier Hallatif, les mesures ont été faites sur deux échantillons OH.2 et OH.5 qui présentent des valeurs de Th sensiblement similaires. Les Th de l'échantillon OH.2 sont comprises entre 80 °C et 170 °C avec un pic dans l'intervalle [130-140] °C (Fig.V.3.B) et celles de l'échantillon OH.5 sont comprises entre 100 °C et 170 °C avec un pic dans l'intervalle [130-140] °C (Fig.V.3.C).

Les Th mesurées par L. Sami (2011) sur les inclusions fluides des fluorites de KoudiatZerga sont comprises entre 120 °C et 140 °C avec un pic dans l'intervalle [120-130] °C (Fig.V.3.D) alors que les Th mesurées par le même auteur sur les inclusions fluides du quartier Hallatif sont comprises entre 100 °C et 170 °C avec un petit pic dans l'intervalle [120-130] °C (Fig.V.3.E).

De ces résultats, il apparaît que, d'après les mesures de H. Paraire-Akrour (1991), les fluorites du massif de l'Ouenza se sont formées à des températures comprises entre 80 °C et 170 °C avec un pic dans l'intervalle [130-140] °C aussi bien pour les fluorites de Koudiat Zerga que pour celles du quartier Hallatif. Ces Th sont en quelque sorte confirmées par les mesures effectuées par L. Sami (2011) sur les fluorites des mêmes secteurs avec un pic des valeurs dans un intervalle sensiblement inférieur [120-130] °C.

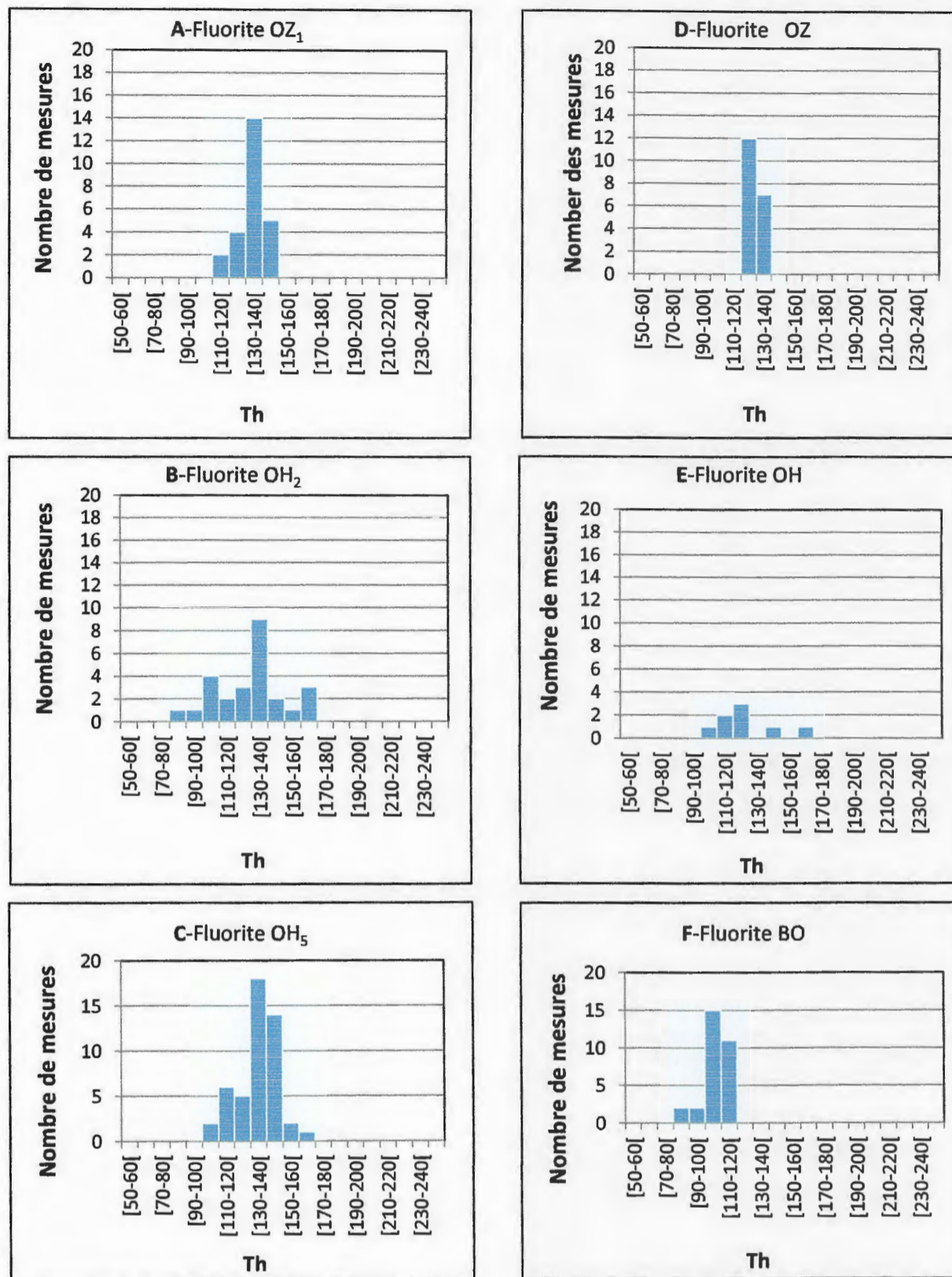


Fig.V.3-Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa. Massif de l'Ouenza : (A) Fluorites de Koudiat Zerga, échantillon OZ.1, (B) Fluorite de Hallatif, échantillon OH.2, (C) Fluorite de Hallatif, échantillon OH.5, (D) Fluorites de Koudiat Zerga « OZ », (E) Fluorite de Hallatif « OH ». Massif de Boudjaber : (F) Fluorite de Boudjaber « BO ». Les données des figures (A), (B), (C) et (F) H. Paraire-Akrour (1991) et celles des figures (D) et (E) sont d'après L. Sami (2011).

Il ya lieu de signaler que les Th des fluorites de l'Ouenza montrent également une dispersion des valeurs qui militerait pour une formation de ces fluorites à partir d'un seul fluide dont la température a évolué au fur et à mesure de la cristallisation.

Les inclusions fluides contenues dans les fluorites du massif de Boudjaber montrent des Th comprises entre 80 °C et 120 °C avec un pic dans l'intervalle [100-110] °C (Fig.V.3.F). Elles sont moins dispersées que celles de l'Ouenza et le pic du plus grand nombre de valeurs se trouve également dans un intervalle légèrement plus faible.

Conclusion

La synthèse des données relatives au Th mesurées sur les inclusions fluides piégées dans les fluorites du massif de Mkhirriga et de quelques autres massifs de la région située au Nord de Tébessa, permet de relever les points suivants :

- i-** les fluorites des massifs de Mkhirriga, Ouenza, Hameimat Nord ; Es Souabaa et Boudjaber se sont formées à des températures allant de 60 °C à 240 °C ;
- ii-** les fluorites de première génération des minéralisations filoniennes et celles des minéralisations lenticulaires ferro-barytines du massif de Mkhirriga semblent être formées à des températures relativement plus élevées que celles des fluorites de deuxième génération du massif de Mkhirriga et de celles des autres massifs ;
- iii-** Les fluorites des massifs de Hameimat Nord et d'Es Souabaa semblent être formées dans la même gamme des températures ;
- iv-** les fluorites du massif de l'Ouenza semblent être formées à des températures intermédiaires entre celles de formation des fluorites de Hameimat et d'Es Souaaba d'une part et celles de formation des fluorites de Mkhirriga ;
- v-** les fluorites du massif de Boudjaber se sont formées à des températures plus faibles que celles des fluorites de l'Ouenza et Mkhirriga ;
- vi-** les Th des inclusions fluides des fluorites de l'ensemble des massifs ont montré des valeurs dispersées sur des gammes moyennement larges sans discontinuité marquée. Cette dispersion pourrait être liée aux modalités de mise en place de l'ensemble des fluorites. Ces dernières se seraient mises en place à partir d'un seul fluide dans une ambiance thermo-décroissante.

V.2.1.2- Résultats relatifs aux températures de fin de fusion de la glace (Tfg)

La méthode d'étude des inclusions fluides par microthermométrie dans sa phase de refroidissement ou cryométrie consiste à faire refroidir l'échantillon à des températures très basses (-150 °C) et le laisser se réchauffer naturellement en notant les températures auxquelles s'effectuent les changements de phases à l'intérieur de l'inclusion fluide. La température de fin de fusion de la glace (Tfg) est l'une de ces températures que l'on mesure. Elle correspond à la température à laquelle le dernier cristal de glace disparaît. Elle est directement liée à la salinité du fluide. Plus la salinité est élevée et plus la température de fin de fusion de la glace est faible.

Dans le cas des systèmes simples comme le système H₂O-NaCl, les températures de fin de fusion de la glace peuvent être utilisées pour estimer les salinités grâce aux équations déterminées par R.-J. Bodnar (1993). Dans le cas des inclusions aqueuses de systèmes plus complexes comme le système H₂O-NaCl-CaCl₂, l'estimation de la concentration en NaCl peut être effectuée à partir des mesures de températures de fin de fusion de la glace et de températures de fusion de l'hydrohalite, NaCl₂H₂O (Haynes, 1985).

Les mesures des « Tfg » effectuées par L. Sami (2011) sur les fluorites du massif de Mkhirriga s'étalent de -5,4 °C à -11,4 °C (Fig.V.4). Les salinités correspondant à ces Tfg, déduites des tables de par R.-J. Bodnar (1993), sont comprises entre 8,41 % équ. NaCl et 15,37 % équ. NaCl (Fig.V.4).

Les fluorites des minéralisations filoniennes du massif de Mkhirriga montrent des valeurs de Tfg comprises entre -5 °C et -13 °C avec un pic dans l'intervalle [(-9)-(-11)] °C (Fig.V.4.A.1) correspondant à des salinités comprises entre 8 et 16 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [12-14] % équ. NaCl (Fig.V.A.2) pour les fluorites de première génération (F1) et des valeurs de Tfg comprises entre -7 °C et -11 °C avec un pic dans l'intervalle [(-9)-(-11)] °C (Fig.V.4.B.1) correspondant à des salinités comprises entre 10 et 14 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [12-14] % équ. NaCl (Fig.V.B.2) pour les fluorites de deuxième génération (F2).

Les fluorites des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques du massif de Mkhirriga montrent des valeurs de Tfg comprises entre -5 °C et -13 °C avec un pic dans l'intervalle [(-9)-(-11)] °C (Fig.V.4.C.1) correspondant à des salinités comprises entre 8 et 16 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [12-14] % équ. NaCl (Fig.V.C.2).

A la lecture de ces résultats, on s'aperçoit que les fluides qui sont à l'origine des fluorites du massif de Mkhirriga étaient relativement salins caractérisés par des salinités de 12 à 14 % équ. NaCl.

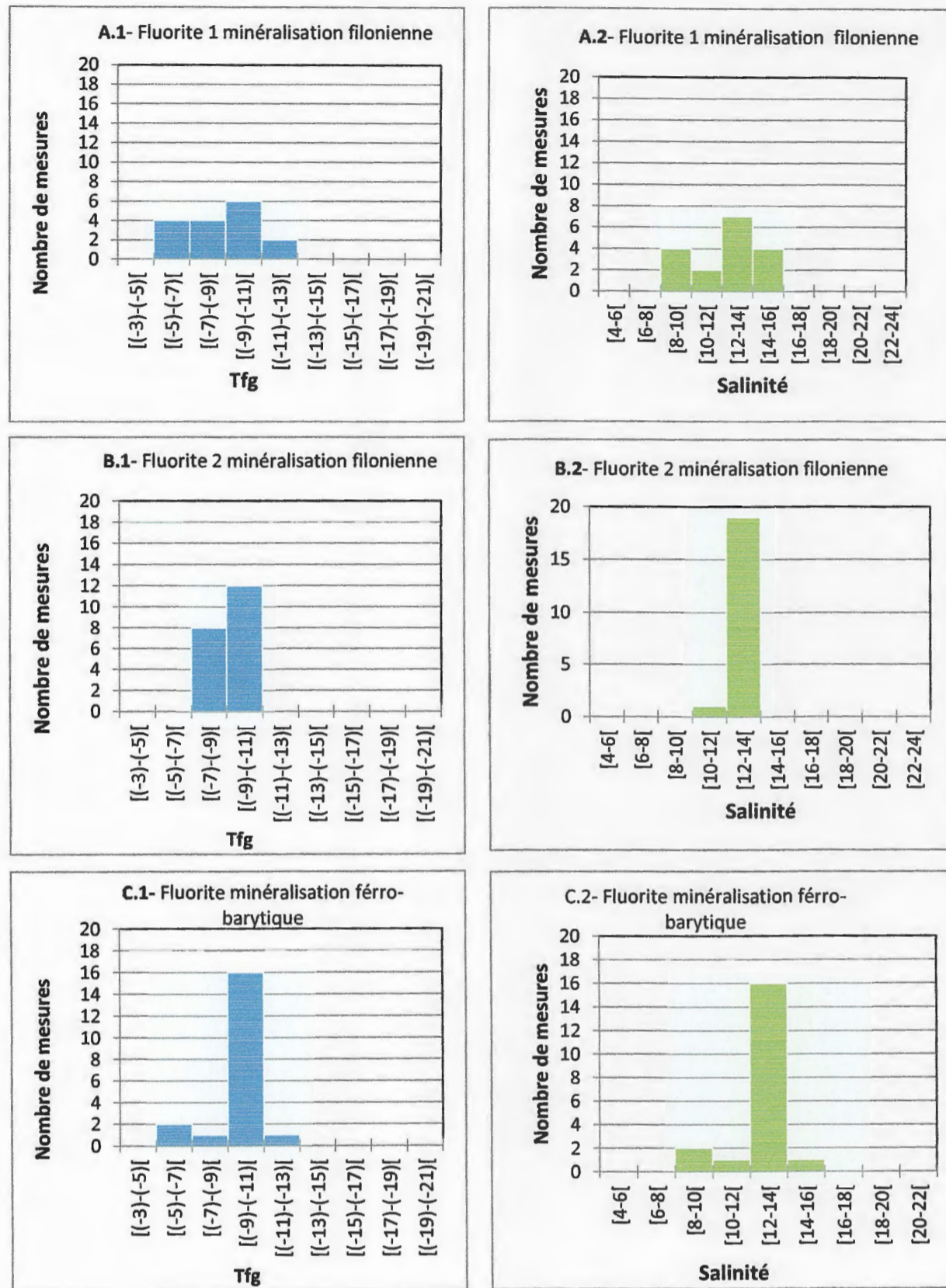


Fig.V.4-Histogrammes des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) [A.1, B.1et C1] et dessalinités[A.2, B.2 et C.2] des inclusions fluides de la fluorite du massif de Mkhirriga (données d'après L.Sami, 2011).

L'ensemble des fluorites de Mkhirriga montre des gammes de Tfg similaires correspondant à des salinités du même ordre de grandeur. Cette similarité des Tfg (salinités) d'inclusions fluides piégées dans des fluorites de différentes générations traduirait l'existence d'un seul fluide à partir duquel l'ensemble des fluorites s'en est formé.

Les fluorites des minéralisations du massif de Hameimat Nord montrent des valeurs de Tfg comprises entre -11 °C et -19 °C avec un pic dans l'intervalle [(-15)-(-17)] °C (Fig.V.5.A.1) correspondant à des salinités comprises entre 12 et 22 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [18-20] % équ. NaCl (Fig.V.5.A.2).

Les fluorites des minéralisations du quartier Zerga du massif de l'Ouenza montrent des valeurs de Tfg comprises entre -11 °C et -19 °C avec un pic dans l'intervalle [(-15)-(-17)] °C (Fig.V.5.B.1) correspondant à des salinités comprises entre 14 et 22 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [18-20] % équ. NaCl (Fig.V.5.B.2).

Les fluorites des minéralisations du quartier Hallatif du massif de l'Ouenza montrent des valeurs de Tfg comprises entre -15 °C et -19 °C avec un pic dans l'intervalle [(-17)-(-19)] °C (Fig.V.5.C.1) correspondant à des salinités comprises entre 18 et 22 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [20-22] % équ. NaCl (Fig.V.5.C.2).

Les inclusions fluides biphasées aqueuses (SIBA) piégées dans les fluorites des minéralisations du massif d'Es Souabaa montrent des valeurs de Tfg comprises entre -5 °C et -11 °C avec un pic dans l'intervalle [(-9)-(-11)] °C (Fig.V.6.C.1) correspondant à des salinités comprises entre 6 et 14 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [12-14] % équ. NaCl (Fig.V.6.C.2).

Les inclusions fluides triphasées à hydrocarbures (SITH) piégées dans les fluorites des minéralisations du massif d'Es Souabaa montrent des valeurs de Tfg discontinues comprises entre -5 °C et -15 °C avec un pic dans l'intervalle [(-5)-(-7)] °C (Fig.V.6.B.1) correspondant à des salinités comprises entre 6 et 18 % équ. NaCl avec un pic dans l'intervalle [8-10] % équ. NaCl (Fig.V.6.B.2).

La synthèse des données relatives aux Tfg mesurées sur les inclusions fluides piégées dans les fluorites des différents massifs de la région de Tébessa et à partir desquelles sont déduites les salinités des fluides impliqués dans la formation de ces fluorites, permet de tirer les constatations suivantes :

i- les salinités des fluides impliqués dans la formation des fluorites des minéralisations périadiapirique de la région de Tébessa sont comprises entre 8 et 22 % équ. NaCl ;

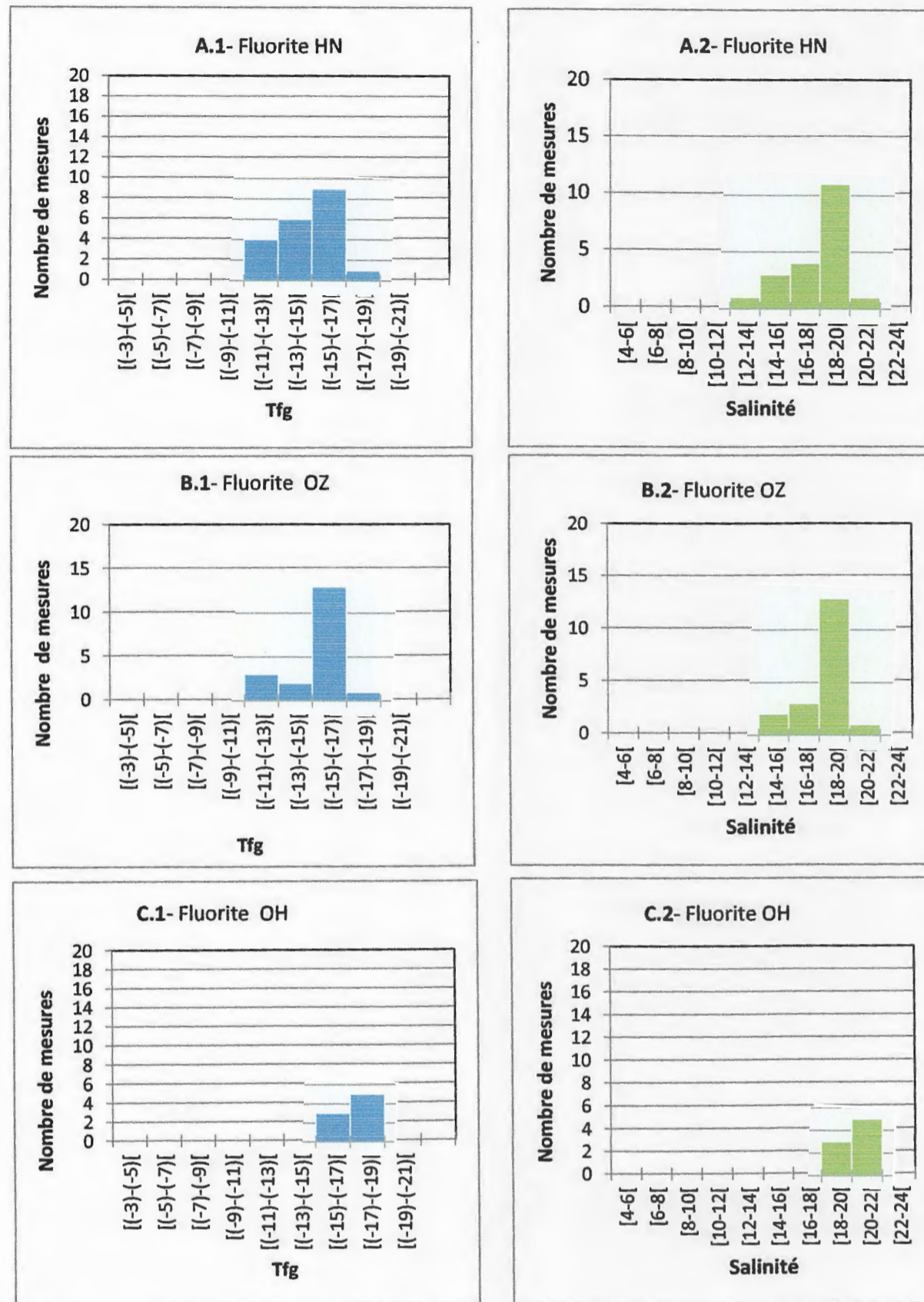


Fig. V.5- Histogrammes des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) et des salinités des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa. (A) Massif de Hameimat Nord, (B) Massif de l'Ouenza : quartier Zerga, (C) Massif de l'Ouenza : quartier Hallatif. (Toutes les données des Tfg sont d'après L. Sami, 2011).

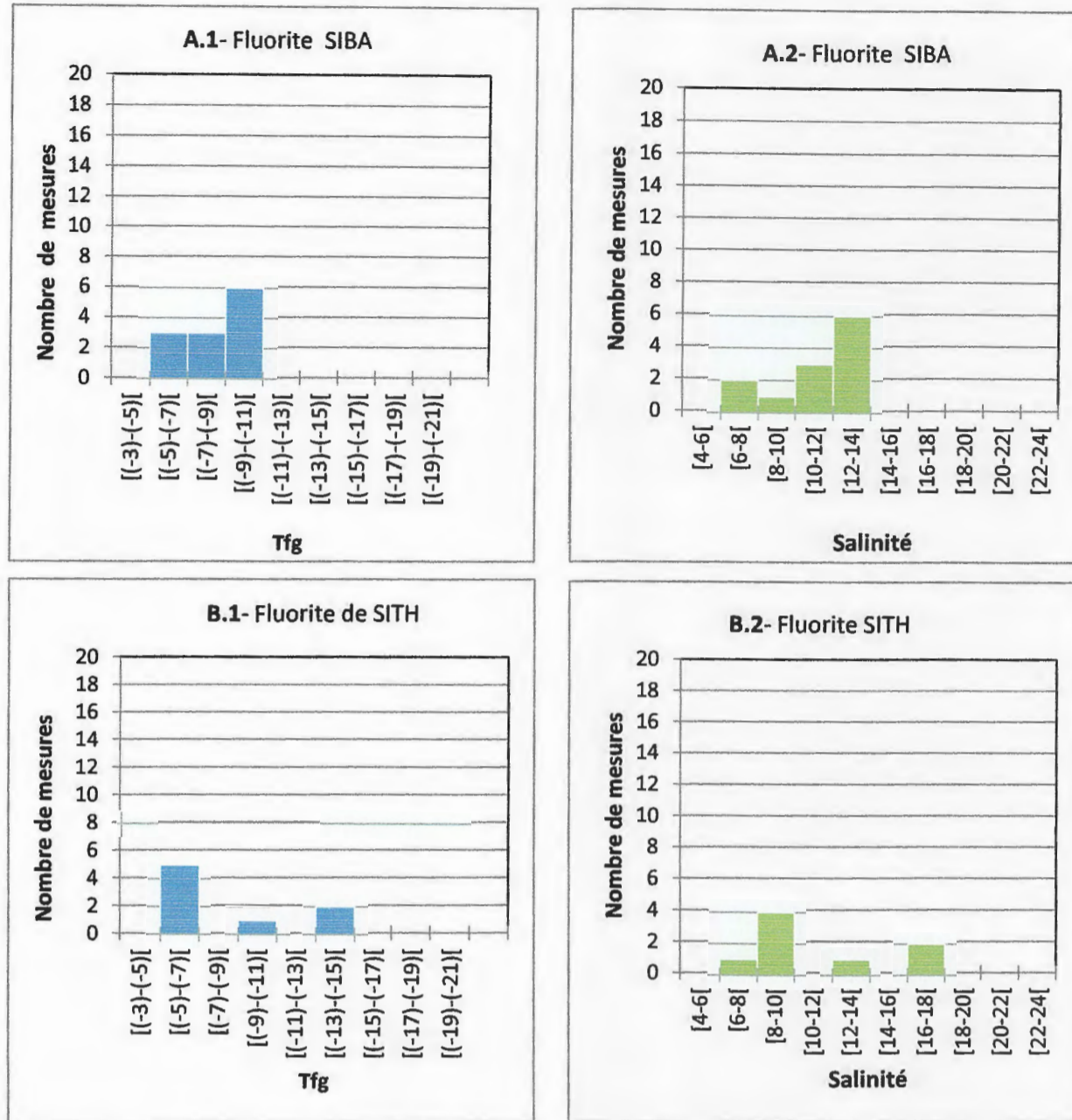


Fig.V.6-Histogrammes des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) des inclusions fluides piégées dans la fluorite associée aux minéralisations du massif d'Es Souabaa. (A) Tfg des inclusions fluides biphasées aqueuses « SIBA », (B) Tfg des inclusions fluides triphasées à hydrocarbure « SITH » (Données d'après L. Sami, 2011).

ii- les salinités des fluides à l'origine de la formation des fluorites des massifs de l'Ouenza et de Hameimat Nord (18-22 % équ. NaCl) sont plus élevées que celles des fluides qui déposent les fluorites du massif de Mkhirriga ;

iii- l'ensemble des fluorites du massif de Mkhirriga présentent la même gamme de salinités comprises entre 12 et 14 % équ. NaCl. Cette ressemblance dans les salinités traduit une genèse des minéralisations fluorées du massif de Mkhirriga à partir d'un seul et même fluide ;

iv- les inclusions fluides du massif d'Es Souabaa ont enregistré deux types de fluides distincts, l'un aqueux sans hydrocarbures caractérisé par des salinités de 8-10 % équ. NaCl et l'autre aqueux à hydrocarbures et caractérisé par des salinités plus élevées de 12-14 % équ. NaCl.

V.2.2- Corrélation Th versus Tfg

La projection des valeurs de Th en fonction de Tfg (Fig.V.7) montre les gammes des températures de mise en place des fluorites associées aux minéralisations du massif de Mkhirriga. Cette figure indique que les fluorites de ce massif se sont mises en place dans une ambiance thermique caractérisée par des températures comprises entre 100 et 200 °C. On note, cependant, l'existence, de quelques températures dépassant les 200 °C. Cette figure montre également que les fluides qui sont à l'origine de ces fluorites avaient des salinités, déduites des Tfg, assez élevées comprises entre 8 et 16 % équ. NaCl correspondant à des Tfg comprises entre -5 °C et -13 °C. Sur la base des Tfg (salinités), on remarque que l'ensemble des variétés de fluorites, distinguées dans le chapitre relatif à la gîtologie, est caractérisé par une même gamme de salinités traduisant leur formation à partir d'un seul et même fluide (Fig.V.7).

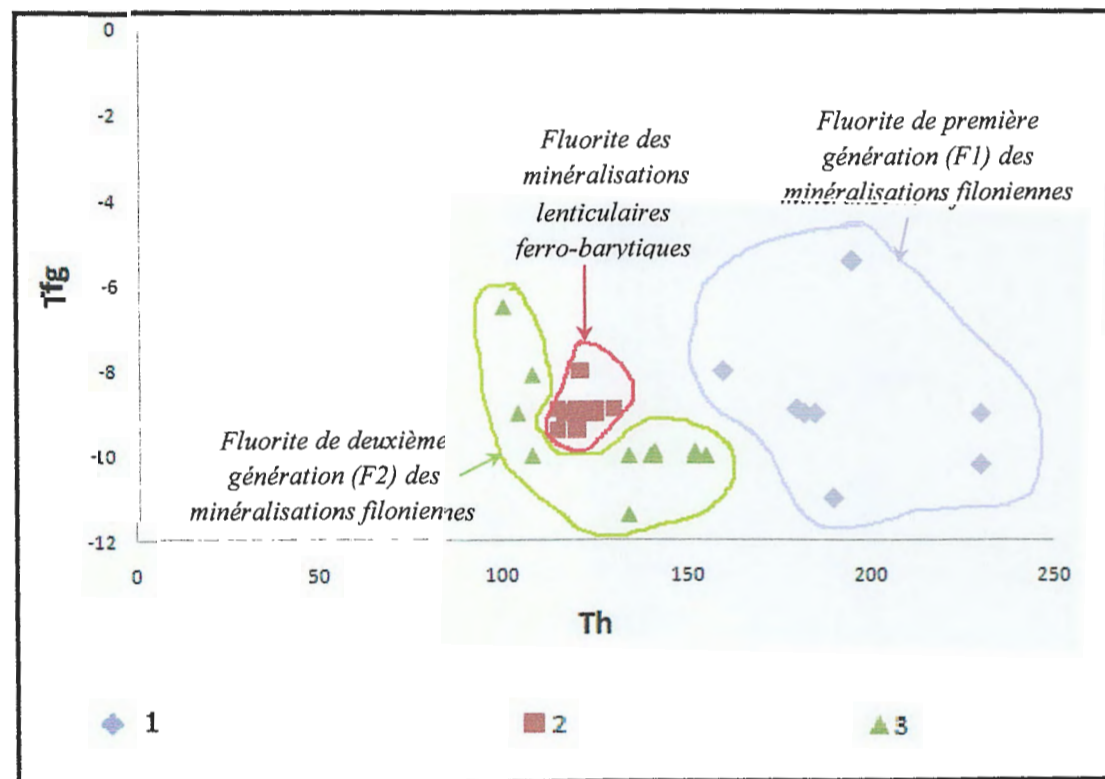


Fig.V.7-Diagramme Th vs Tfg des inclusions fluides des fluorites du massif de Mkhirriga. (1) Fluorite de première génération (F1) des minéralisations filoniennes, (2) Fluorite des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques, (3) Fluorite de deuxième génération (F2) des minéralisations filoniennes.

Par contre, ces différentes fluorites se distinguent par leur température de formation. La fluorite de première génération (F1) des minéralisations filoniennes s'est formée à des températures (180-240 °C) relativement plus élevées que celles des fluorites de deuxième génération (F2) des mêmes minéralisations (Fig.V.7). Les fluorites des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques se sont formées à des températures intermédiaires entre celles des fluorites de première génération et celles des fluorites de deuxième génération (Fig.V.7). Cette disposition traduit une mise en place des fluorites du massif de Mkhirriga à partir d'un seul et même fluide salin dans une ambiance thermo-décroissante.

La projection dans le diagramme Th vs Tfg des données des fluorites de l'ensemble des minéralisations péri-diapiriques des massifs de la région de Tébessa, montre qu'il s'agit de minéralisation épithermales qui se sont mises en place à des températures comprises entre 60 °C et 240 °C (Fig.V.8 et V.9).

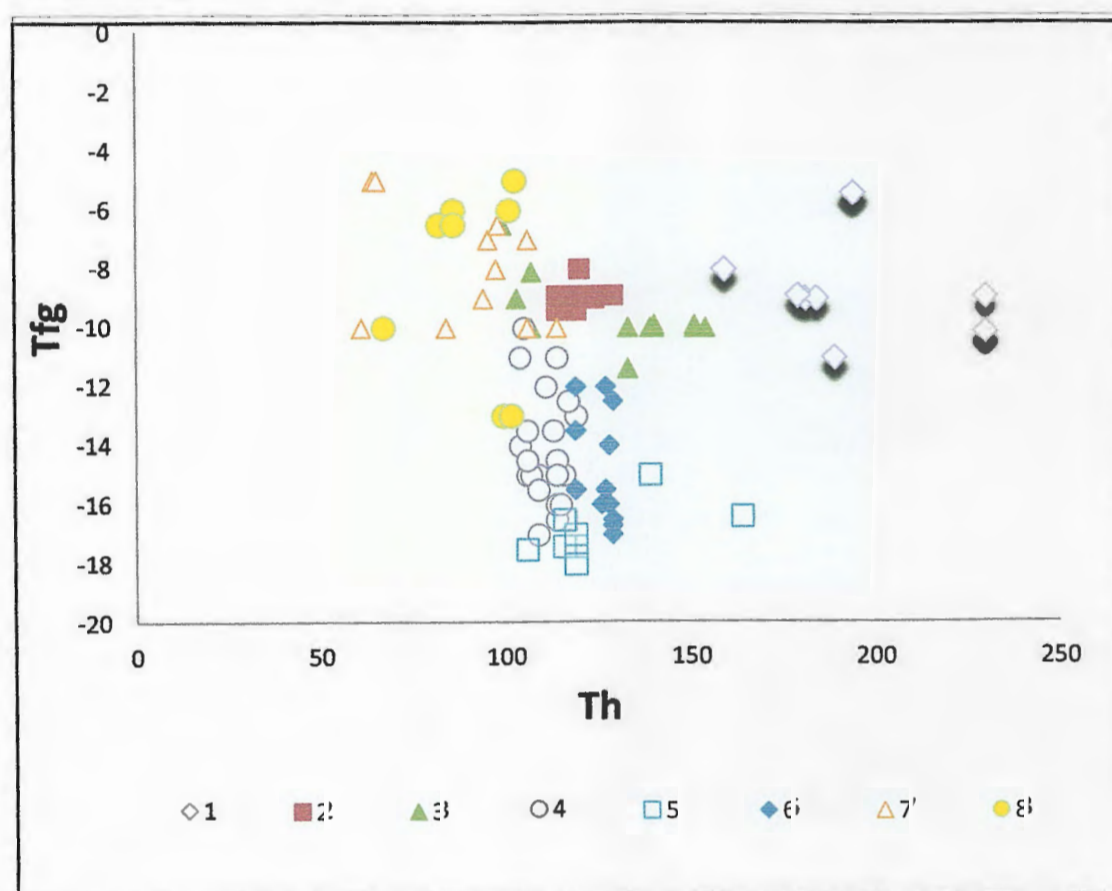


Fig.V.8-Diagramme Th vs Tfg des inclusions fluides piégées dans les fluorites des minéralisations péri-diapiriques de quelques massifs de la région de Tébessa. (1) Fluorite de première génération « F1 » des minéralisations filoniennes de Mkhirriga, (2) Fluorite de deuxième génération « F2 » des minéralisations filoniennes de Mkhirriga, (3) Fluorite des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques de Mkhirriga, (4) Fluorite du massif de Hameimat Nord, (5) Fluorite de l'Ouenza « Halatif », (6) Fluorite de l'Ouenza « Zerga », (7) Fluorite de Souabaa « inclusions biphasées aqueuses », (8) Fluorite de Souabaa « inclusions à hydrocarbures ». (Toutes les données sont d'après L. Sami, 2011).

Les gammes des Tfg, comprises entre $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ et $-19\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig.V.10), indiquent que ces minéralisations fluorées se sont mises en place à partir de fluides salins caractérisés par des salinités comprises entre 6 et 22 % équ. NaCl (Fig.V.11). Etant donné l'environnement géologique de ces minéralisations, marqué par la présence d'extrusions de formations évaporitiques triasiques diapiriques composées entre autres par des roches salifères, ces salinités relativement élevées s'expliquent logiquement par des fluides minéralisateurs de bassin ayant inter-réagi avec ces roches salifères.

Les minéralisations fluorées de première génération du massif de Mkhirriga sont celles qui se sont formées aux températures les plus élevées (180-240 $^{\circ}\text{C}$) alors que celles de Souabaa sont celles qui se sont formées aux températures les plus faibles (60-120 $^{\circ}\text{C}$). Les fluorites des autres massifs se sont formées à des températures intermédiaires entre celles des fluorites de Mkhirriga et celles des fluorites de Souabaa (Fig.V.8 et V.9).

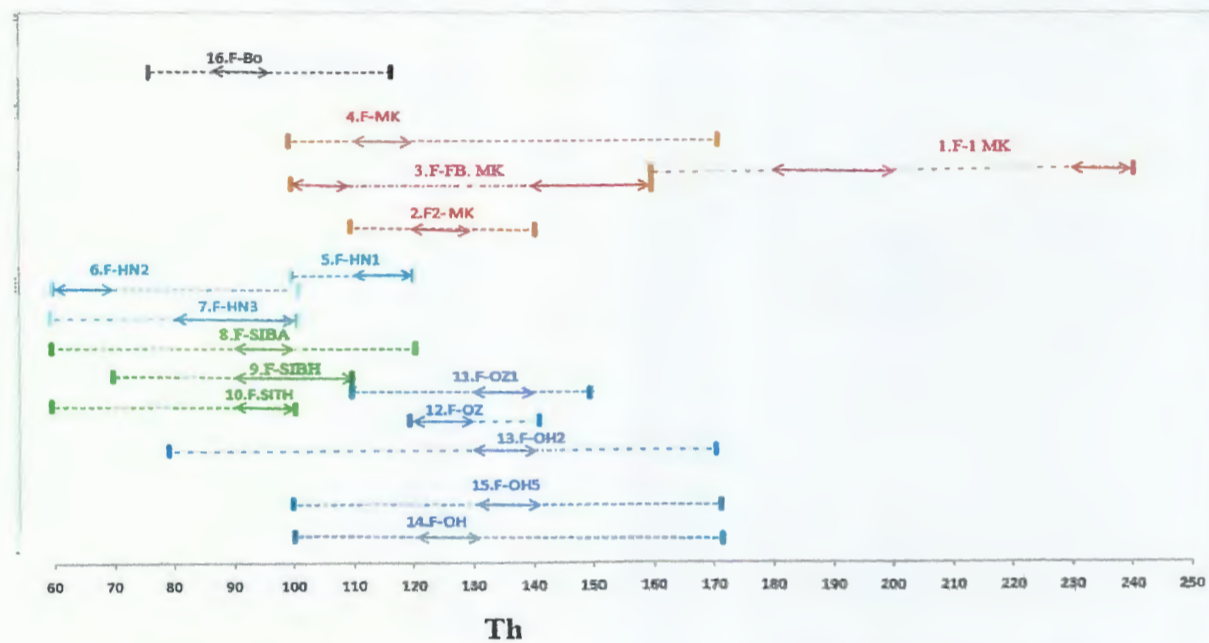


Fig.V.9- Gamme des températures d'homogénéisation(Th) des inclusions fluides contenues dans la fluorite des massifs de la région de Tébessa.

Massif de Mkhirriga : (1) fluorite de première génération des minéralisations filoniennes, (2) fluorite de deuxième génération des minéralisations filoniennes, (3) fluorite des minéralisations ferro-barytiques et (4) fluorite des minéralisations filoniennes selon H.Paraire-Akrour (1991)

Massif de Hameimat Nord : (5) échantillon HN.1, (6) échantillon HN.2, (7) échantillon HN.3.

Massif d'Es-Souabaa : (8) « SIBA » - Souabaa inclusion biphasée aqueuse, (9) « SIBH » - Souabaa inclusion biphasée à hydrocarbure et (10) « SITH » - Souabaa inclusion triphasée à hydrocarbure.

Massif de l'Ouenza : (11) Fluorite de KoudiatezZerga, échantillon OZ.1, (12) Fluorite de Hallatif, échantillon OH.2, (13) Fluorite de Hallatif, échantillon OH.5, (14) Fluorite de KoudiatezZerga, (15) Fluorite de Hallatif « OH ».

Massif de Boudjaber : (16) Fluorite de Boudjaber

Les données de (1), (2), (3), (5)(8), (9), (10), (14), (15) sont d'après L. Sami (2011) et celles de (6), (7), (11) et (12), (13), (16) sont d'après H. Paraire-Akrour (1991).

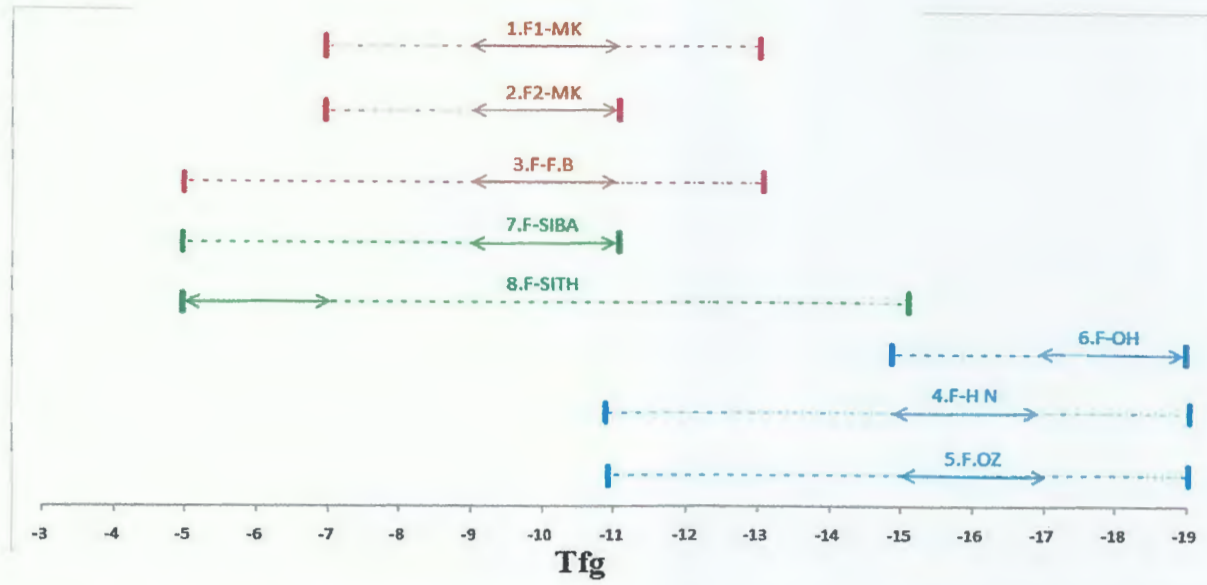


Fig.V.10- Gamme des températures de fin de fusion de la glace (Tfg) des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa. (Même légende que celle de la figure V.9).

Massif de Mkhirriga : (1), (2) et (3).
Massif de Hameimat Nord : (4) échantillon HN.1
Massif de l'Ouenza : (5) quartier Zerga, (6) quartier Hallatif.
Massif d'Es-Souabaa : (7) « SIBA », (8) « SITH »
 (Toutes les données des Tfg sont d'après L. Sami, 2011).

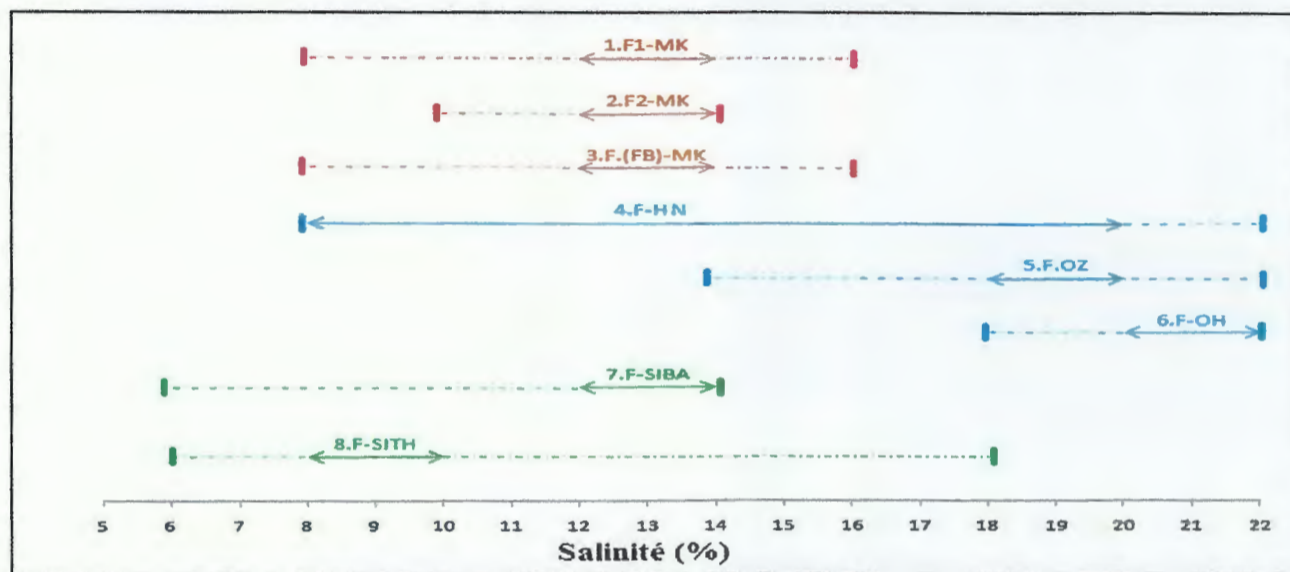


Fig.V.11- Gamme des salinités déduites des Tfg des inclusions fluides de la fluorite des massifs de la région de Tébessa. (Même légende que celle de la figure V.9)

Massif de Mkhirriga : (1), (2) et (3).
Massif de Hameimat Nord : (4) échantillon HN.1
Massif de l'Ouenza : (5) quartier Zerga, (6) : quartier Hallatif.
Massif d'Es-Souabaa : (7) « SIBA », (8) « SITH »
 (Toutes les données les données des Tfg à partir desquelles sont déduites les salinités sont d'après L. Sami, 2011)

V.3- Géochimie des isotopes stables (Oxygène, Carbone, Soufre)

V.3.1- Introduction

Les isotopes stables sont des atomes d'un même élément qui ont le même nombre de protons et d'électrons mais un nombre de neutrons différents. Ils se distinguent donc par leur masse et cette différence de masse se répercute directement sur leur comportement (fractionnement) dans divers processus naturels en général et géologiques en particuliers.

Les isotopes stables les plus communément utilisés sont l'oxygène (O), le carbone (C), le soufre (S) et l'hydrogène (H) qui sont des éléments importants de la lithosphère, de la biosphère et de l'hydrosphère. L'oxygène, le carbone et le soufre sont des constituants essentiels des minéraux tels que les silicates, les oxydes, carbonates, phosphates, les sulfure et autres. Ces minéraux forment non seulement pas les roches sédimentaires, ignées et métamorphiques mais aussi des gisements métallifères ou non métallifères. L'oxygène et l'hydrogène sont des constituants essentiels des fluides hydrothermaux.

La composition isotopique de ces éléments (O, C, S, H) inclus dans les différents fluides et minéraux contient d'importantes informations sur l'origine et les conditions de formation de ces fluides et minéraux. La composition isotopique, notée (δ), d'un quelconque élément est donnée par l'expression :

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

où

$R = D/H, {}^{13}C/{}^{12}C, {}^{18}O/{}^{16}O, {}^{34}S/{}^{32}S$: rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger dans l'échantillon et dans le standard

Du fait des faibles variations de R , on exprime donc les compositions isotopiques sous forme d'une déviation par rapport à un standard. Le rapport isotopique de l'échantillon qu'on veut étudier est comparé à celui d'un échantillon standard, en utilisant le terme de delta (δ). La valeur numérique de (δ) mesure donc la différence ou la déviation de R entre l'échantillon et le standard. Cette différence est mesurée en ‰. Par exemple un échantillon ayant un $\delta = +10$ ‰ veut dire que l'échantillon étudié est 10 ‰ (ou 1 %) fois plus riche en isotope lourd (${}^{13}C, {}^{18}O, {}^{34}S$). D'une façon générale, les échantillons ayant des valeurs de (δ) positives sont plus enrichis en isotopes lourds par rapport au standard. Par contre ceux qui ont des (δ) négatives sont plus appauvris en isotopes lourds ou bien plus enrichis en isotopes légers que l'échantillon standard.

Pour chaque système isotopique, il existe un ou plusieurs standards. Les plus utilisés sont :

- pour l'*hydrogène* et l'*oxygène*, le standard universel est l'eau de mer : SMOW (Standard Mer Ocean Water) ;
- pour le *carbone* le standard est représenté par la Bélémnite provenant de la Pee Dee formation d'âge Crétacé en Caroline du sud (USA). On le note PDB. Dans les travaux anciens ce standard a été également utilisé pour l'oxygène ;
- pour le *soufre*, les mesures sont reportées par rapport au rapport $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ de la Troilite (FeS) d'une météorite du Canyon Diabolo en Arizona (USA), il est noté CDT.

Dans le cas des études des gisements de substances minérales utiles, les isotopes stables sont utilisés comme « géothermomètres » et comme « traceurs » pour obtenir des informations sur :

- les températures de mise en place des minéralisations ;
- l'origine des fluides minéralisateurs ;
- la source ou les sources des constituants des minéralisations ;
- les processus physico-chimiques minéralisateurs.

Dans le cadre du présent mémoire et dans l'objectif de déduire au moins partiellement ces informations, nous avons utilisé les données des isotopes stables du soufre, du carbone et de l'oxygène publiées par S. Salmi-Laouar (2004) et L. Sami (2011). Pour les isotopes du soufre, les principaux minéraux utilisés sont les sulfates (gypse) du Trias, les sulfates (barytine) associée aux minéralisations et les sulfures (galène, sphalérite, pyrite et cuivre gris). Pour les données relatives à l'oxygène et le carbone elles proviennent de la calcite comme minéral de gangue associée aux minéralisations. Les échantillons analysés par ces auteurs proviennent des gisements dits « périadiapirique » de cette région frontalière avec la Tunisie.

V.3.2- Les isotopes de l'oxygène et du carbone

La projection des données isotopiques relatives aux isotopes de l'oxygène et du carbone dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰/PDB) vs $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰/PDB) permet de déduire les points suivants (Fig.V.12) montre que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ varient de -3 à -12 ‰/PDB alors que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ varient de -1 à +8 ‰/PDB, la majorité des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ se trouve dans le domaine des carbonates marins et l'ensemble des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ se trouve en dehors du domaine des carbonates marins.

Les principaux réservoirs de carbone sont la matière organique et le carbone sédimentaire. Ces deux réservoirs sont isotopiquement différents. Cette différence est due aux différents mécanismes de fractionnement dont les deux principaux sont :

- les effets cinétiques durant la photosynthèse qui entraîne un appauvrissement en ^{12}C du CO_2 restant et un enrichissement en ^{12}C (donc des $\delta^{13}\text{C}$ négatifs) de la matière organique synthétisée.
- les réactions d'échange entre le CO_2 (gaz) atmosphérique et les espèces carbonatées aqueuses dissoutes (HCO_3^-), qui tendent à enrichir les carbonates en ^{13}C (donc des $\delta^{13}\text{C}$ positifs).

D'une manière générale, les carbonates qui précipiteraient dans l'eau de mer auraient des $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -4 et +4 ‰/PDB alors que les carbonates qui précipiteraient dans les milieux lacustres par exemple et qui utiliseraient le carbone d'origine organique (synthétisé par les plantes et les organismes) auraient des $\delta^{13}\text{C}$ très négatives (entre -25‰ et -32‰ ‰/PDB).

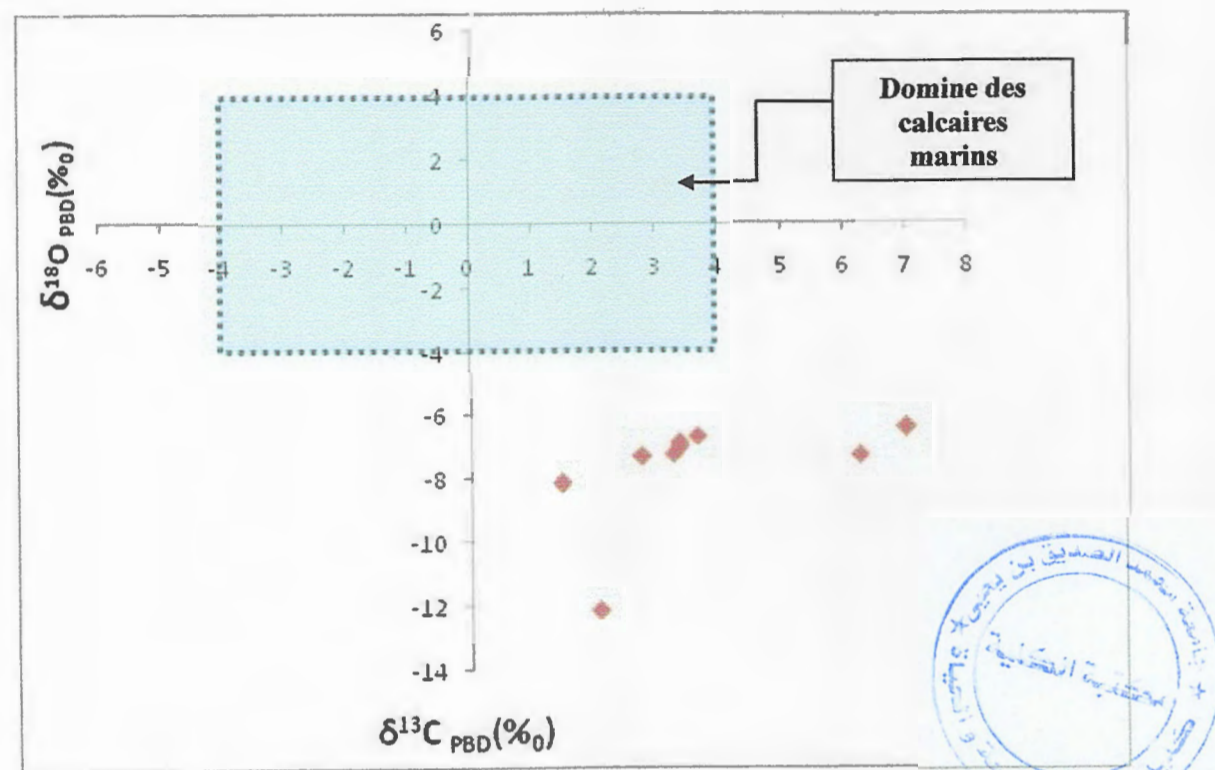


Fig.V.12-Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ des calcites associées aux minéralisations de quelques gisements « péri-diapiriques » de la région de Tébessa (les données sont d'après S. Salmi-Laouar, 2004 et L. Sami, 2011).

Pour les calcites associées aux minéralisations des gisements de la région de Tébessa, la majorité des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ se trouve dans l'intervalle des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins [-3 à +3 ‰/PDB]. Nous pouvons donc dire que le carbone de ces calcites est d'origine minérale. Il proviendrait de la réutilisation du carbone des roches carbonatées qui encaissent les minéralisations des massifs de la région. Les quelques valeurs supérieures à +4 ‰/PDB pourraient être expliquées par l'effet de la température sur le fractionnement des isotopes du carbone entre les calcites et les fluides minéralisateurs. D'après l'étude des inclusions fluides, ces températures dépasseraient les 100 °C.

Les compositions isotopiques de l'oxygène peuvent être influencées par plusieurs facteurs, parmi lesquels :

- l'effet de la température lors de cristallisation du minéral. En effet, lors de la cristallisation d'un minéral (calcite par exemple) dans un fluide (fluide minéralisateur par exemple), les isotopes de l'oxygène subissent un fractionnement entre le minéral et le fluide qui est régi par le facteur de fractionnement et ce dernier est thermo-dépendant. A températures élevées, le minéral acquiert de l'oxygène léger (^{16}O) et montre des $\delta^{18}\text{O}$ négatifs ;
- la nature du fluide dans lequel précipite le minéral. Un minéral qui précipite dans une eau météorique appauvrie en ^{18}O (ou enrichie en ^{16}O) caractérisée par de très faibles compositions isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} < 0$) aura un $\delta^{18}\text{O}$ négatif. Un minéral qui précipite dans une eau marine caractérisée par des $\delta^{18}\text{O} = 0$ aura un $\delta^{18}\text{O}$ compris entre -4 et +4 ‰/PDB.

Au vu des valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ des calcites associées aux minéralisations de la région de Tébessa, il apparaît clairement que ces calcites se seraient précipitées soit à hautes températures, soit à partir de fluides appauvris en ^{18}O comme les eaux météoriques par exemple. Les deux possibilités peuvent évidemment se combiner. Etant donné les températures obtenues par l'étude des inclusions fluides qui sont supérieures à 100 °C, il est logique d'attribuer l'appauvrissement en ^{18}O de ces calcites à l'effet de la température des fluides à partir desquels ces calcites se sont formées.

V.3.3- Les isotopes du soufre

Le soufre est largement distribué dans la lithosphère, la biosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère. Il est présent à l'état oxydé sous forme de sulfates dans les océans et dans les évaporites et à l'état réduit, il est surtout sous forme de sulfures associés aux roches ignées, sédimentaires et métamorphiques et aux gisements.

C'est pour cette raison que la composition isotopique du soufre est généralement utilisée pour l'étude des gisements sulfurés.

Les variations de la composition isotopique du soufre sont dues à deux processus principaux :

- la réduction des ions sulfatés en sulfure d'hydrogène par certaines bactéries anaérobiques, il en résulte un enrichissement du H₂S en ³²S ;
- diverses réactions d'échange isotopique entre les ions sulfurés et les solides par lesquels le ³⁴S est généralement concentré dans les composés ayant un degré d'oxydation du soufre élevé.

Les isotopes du soufre sont donc fractionnés :

- durant la réduction des sulfates en sulfures par les bactéries ;
- par les réactions d'échange entre les composants contenant du soufre, ions et molécules.

La réduction bactérienne des sulfates enrichit l'hydrogène sulfuré (H₂S) en ³²S par 50 ‰ ou plus par rapport aux sulfates.

Les résultats des analyses isotopiques du soufre du gypse triasique prélevés de quelques extrusions évaporitiques de la région de Tébessa montrent des valeurs de δ³⁴S comprises entre +13,4 et +16 ‰/CDT (Fig.V.13). Ces valeurs reflètent donc les valeurs de δ³⁴S des eaux de la mer triasique. Elles montrent que ces sulfates sont isotopiquement homogènes et qu'ils n'ont pas subi d'interactions depuis leurs dépôts. Ils reflètent ainsi la composition isotopique de la mer de cette époque dans la région (Salmi-Laouar et al, 2007 ; Sami, 2011).

Les compositions isotopiques du soufre des barytines montrent des valeurs comprises entre +17,9 et +24 ‰/CDT (Fig.V.13).

Les compositions isotopiques du soufre des sulfures montrent des valeurs de δ³⁴S comprises entre 0 et +10 ‰/CDT (Fig.V.13).

Selon S. Salmi-Laouar (2004) et L. Sami (2011), les valeurs de δ³⁴S des sulfures indiquent une origine commune du soufre. Ce dernier dériverait vraisemblablement des sulfates triasiques par réduction du SO₄ des sulfates des évaporites triasiques. Les travaux géologiques et gîtologiques effectués dans cette région des diapirs ont bien montré qu'il existe une relation directe entre la mise en place des masses triasiques et le dépôt des minéralisations polymétalliques (Dubourdieu, 1956; Rouvier et al., 1985 ; Othmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993 ; Bouzenoune et al., 1995 ; Salmi-Laouar, 2004 ; Salmi-Laouar et al., 2004, 2007, Sami, 2004 et Sami et al. 2013).

Ces minéralisations polymétalliques polyphasées essentiellement sulfurées sont constituées par des paragenèses à sulfures précoces et d'autres plus tardives, l'ensemble présentant des valeurs δ³⁴S relativement homogènes. Ceci suggère que les différents épisodes sulfurés sont

génétiquement liés et que le soufre dérive, de la même source, c'est-à-dire des sulfates évaporitiques du Trias.

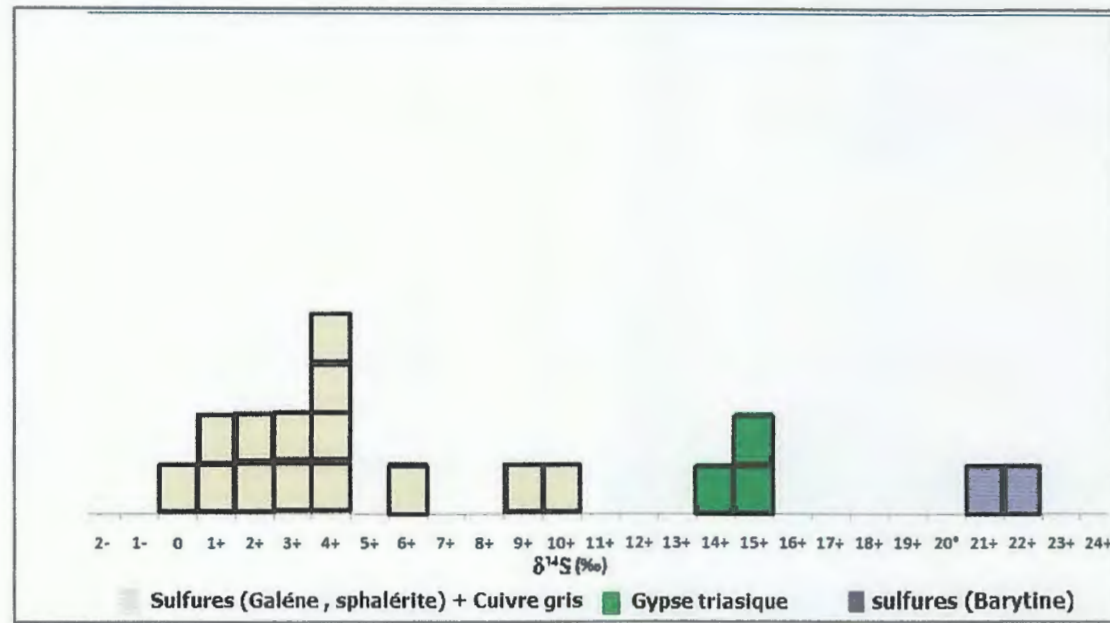


Fig.V.13-Diagramme montrant la composition isotopique du soufre ($\delta^{34}S$ en ‰_{CDT}) des sulfures, des sulfates (gypse) triasiques et de la barytine associée aux minéralisations de quelques gisements péridiapiriques de la région de Tébessa (les données sont d'après Salmi-Laouar, 2004 et Sami (2011)).

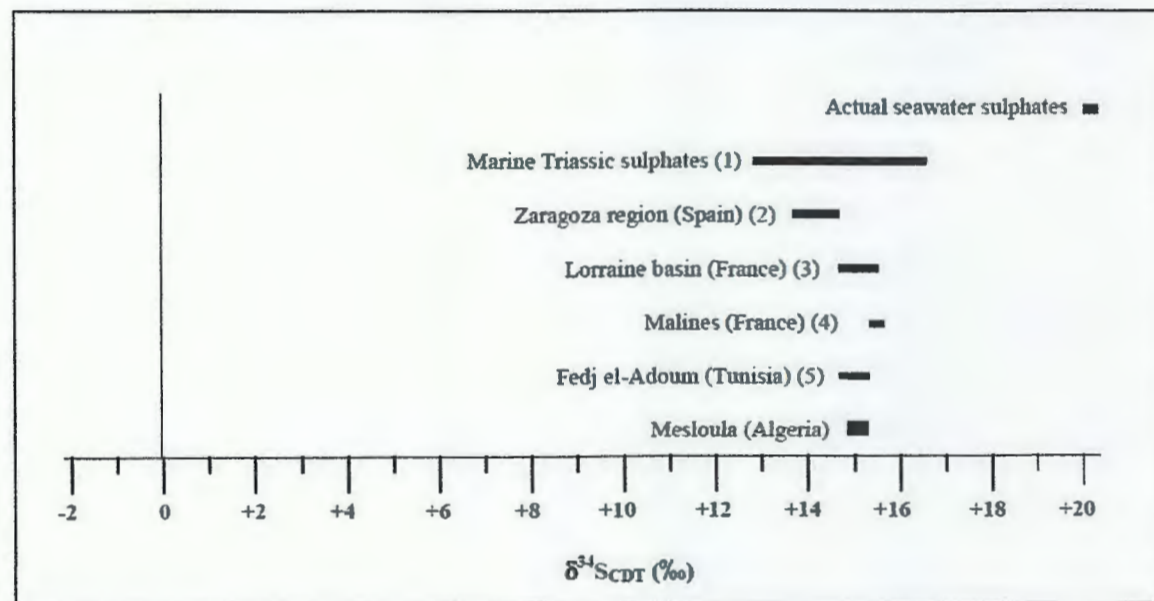


Fig.V.14-Composition isotopique du soufre des sulfates triasiques de Mesloul comparée avec celle des sulfates triasiques d'Europe et d'Afrique du Nord. (1) d'après Thode et Monster (1965); (2) d'après Birnbaum and Coleman (1979); (3) d'après Fanlo et Ayora (1998); (4) et (5) d'après Charef (1986); Mesloul d'après Salmi-Laouar (2004) et Sami (2011).

D'autre part, les résultats des études des inclusions fluides entreprises par certains auteurs dans cette région des diapirs montrent des températures d'homogénéisation comprises entre 100 °C et 200°C avec parfois mais plus rarement des valeurs dépassant les 200 °C (Charef et Sheppard, 1987 ; Paraire-Akrou, 1991 ; Bouzenoune et al., 1995; Orgeval, 1995; Sheppard et al., 1996; Diane et al, 1996; Bouzenoune et al., 2006 ; Salmi-Laouar et al, 2004 et 2007 ; Salmi, 2011 et 2013). Dans de telles températures, la réduction du soufre des sulfates triasiques par les processus biologiques est exclue parce que les bactéries ne peuvent pas survivre à ces températures élevées (Machel, 2001). Par contre, la réduction thermochimique peut bien avoir lieu, le soufre réduit en H₂S, pauvre en S³⁴, est intégré dans la structure de sulfures, alors que le (SO²⁻)₄ restant dans le fluide, enrichi en isotope lourd, se dépose sous forme de sulfate (barytine) (Fig.V.13). Ce mécanisme impliqué dans la genèse des minéralisations de la région des diapirs a bel et bien été mis en évidence dans plusieurs gisements grâce aux données des isotopes stables et des inclusions fluides (Salmi-Laouar, 2004, Salmi-Laouar et al ,2004 et 2007 ; Sami, 2011 ; Sami et al, 2013). La comparaison des valeurs isotopiques des sulfures avec celles des sulfates triasiques de Tunisie (Charef, 1986; Charef et al., 1986; Sheppard et al., 1996) ainsi qu'à celles obtenues dans la plupart des formations triasiques dans le monde, montre qu'elles sont semblables (Fig.V.14).

Les données des isotopes du soufre ont donc permis d'apporter de nouvelles informations sur la composition isotopique de la mer triasique dans l'ensemble des massifs appartenant à la «zone des diapirs» de l'Atlas saharien oriental. Cette composition est semblable à celle obtenue sur la mer triasique dans le monde. D'autre part, les données isotopiques du soufre des minéralisations péri-diapiriques confirment l'idée du «Trias réservoir du soufre» qui a été longtemps proposée par les différents auteurs.(Rouvier et al, 1985 ; Bouzenoune, 1993 ; Salmi-Laouar, 2004 , Sami, 2011).

V.4- Conclusion

En guise de conclusion à ce chapitre, nous retenons les faits suivants :

- i-** les minéralisations fluorées du massif de Mkhirriga font partie d'un ensemble de minéralisations dites « péri-diapiriques » qui se sont mises en place dans des conditions épithermales à des températures comprises entre 60°C et 240 °C ;
- ii-** les fluorites du massif de Mkhirriga, du moins celles précoces de première génération associées aux minéralisations filoniennes, se sont mises en place dans les conditions les plus chaudes (180-240 °C) ;

- iii- les fluorites, plus ou moins tardives (fluorites de deuxième génération des minéralisations filoniennes et celles des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques), se sont mises en place dans des conditions thermiques plus modérées (100-160 °C) ;
- iii- les modalités de mise en place de ces minéralisations fluorées se sont déroulées à partir d'un seul et même fluide dans une ambiance « thermo-décroissante » ;
- iv- les compositions isotopiques du carbone des calcites hydrothermales associées à ces minéralisations indiquent une origine minérale du carbone. Il proviendrait de la réutilisation du carbone sédimentaire de l'encaissant aptien de ces minéralisations ;
- v- les compositions de l'oxygène (inférieures à -4 ‰/PDB) indiquent que ces mêmes calcites se sont formées à des températures relativement élevées (>100 °C) ;
- vi- les isotopes du soufre ont permis de confirmer le lien génétique entre les sulfates des évaporites triasiques, les minéraux sulfatés (barytine) et sulfurés (galène, sphalérite, pyrite, cuivre gris...) des minéralisations. La réduction thermo-chimique des sulfates triasiques est le mécanisme retenu pour produire le soufre utilisé dans la genèse de ces minéralisations barytiques et sulfurées polymétalliques.

Conclusion générale

Le massif de Mkhirriga est l'une de ces structures anticlinales qui caractérisent cette région au Nord de Tébessa de l'Atlas saharien oriental. L'ossature de cet anticlinal est assurée par les roches carbonatées néritiques albo-aptiennes. Ces formations flanquent la terminaison NE du grand diapir de Debidiba. La terminaison SW étant représentée par l'anticlinal de Mesloula.

Les minéralisations polymétalliques (Pb, Zn, Cu, Ba) et fluorées que recèlent le massif de Mkhirriga sont des minéralisations péri-diapiriques, variante des fameux gisements du type « Mississippi Vallet Type » ou « MVT ». Elles sont encaissées dans des roches à dominance carbonatée de l'Aptien. Ces minéralisations s'expriment sous forme d'une vingtaine de sites minéralisés répartis sur l'ensemble du massif.

Sur la base de la morphologie des corps minéralisés et du contenu minéralogique deux types de minéralisations sont distingués : des minéralisations filoniennes polymétalliques et fluorées, avec deux générations de fluorites, encaissées dans les roches carbonatées gargasiennes et des minéralisations lenticulaires fluorées et ferro-barytiques intercalées au contact Trias-Aptien et au sein des alternances détritiques de l'Aptien inférieur.

La microthermométrie des inclusions fluides contenues dans les fluorites et la géochimie des isotopes stables (O, C, S) des minéraux associés aux minéralisations polymétalliques a permis d'approcher les conditions de mise en place de l'ensemble de ces minéralisations.

Ces minéralisations se seraient mises en place dans des conditions épithermales à des températures comprises entre 60°C et 240 °C. Les fluorites les plus précoces de première génération associées aux minéralisations filoniennes se sont mises en place dans les conditions les plus chaudes (180-240 °C) alors que les fluorites, plus tardives, de deuxième génération des minéralisations filoniennes et celles des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques, se sont mises en place dans des conditions thermiques plus modérées (100-160 °C). Les modalités de mise en place de ces minéralisations fluorées se sont déroulées à partir d'un seul et même fluide dans une ambiance « thermo-décroissante ».

Les compositions isotopiques du carbone des calcites hydrothermales associées à ces minéralisations indiquent une origine minérale du carbone. Il proviendrait de la réutilisation du carbone sédimentaire de l'encaissant aptien de ces minéralisations. Les compositions de l'oxygène indiquent que ces mêmes calcites se sont formées à des températures relativement élevées (>100 °C). Les isotopes du soufre ont permis de confirmer le lien génétique entre les sulfates des évaporites triasiques, les minéraux sulfatés (barytine) et sulfurés (galène, sphalérite, pyrite, cuivre gris...) des minéralisations. La réduction thermo-chimique des

sulfates triasiques est le mécanisme retenu pour produire le soufre utilisé dans la genèse de ces minéralisations barytiques et sulfurées polymétalliques.

- Aoudjehane, M. ; Bouzenoune A. ; Rouvier H. et Thibiéroz J. (1992):** Halocinèse et dispositifs d'extrusions du Trias dans l'Atlas saharien oriental (NE algérien). *Géol. Médit., Marseille, XIX, 273-287.*
- Akrour, H. ; Aoudjehane, M.; Thibieroz, J.; Otmanine, A. et Touahri, B. (1991):** Gîtes et indices de fluorine d'Algérie du Nord : Inventaire et réflexions. *Bull. Off. Nat. Géol. Algérie, vol.2, n°1, pp.11-28.*
- Beghoul, M. (1974):** Etude géologique de la région des Hameimat (S.E. Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. *Thèse Doct. Ing. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, France. 140p.*
- Ben Tahar, F. (2010) :** Evolution tectono-sédimentaire de l'Aptien de la région de Telidjene (Tébessa Algérie nord orientale). *Mémoire de Magister, FSTAT., Université cheikh Larbi Tebessi-Tébessa, Algérie. 109p.*
- Blès, J.L., 1969.** Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (SE Constantinois, Algérie). Les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis. *Bull. Serv. Carte géol., Algérie, Nlle.Série, pp. 39: 7-17.*
- Bouskia, N. et Boumedjene, O. (1996) :** le massif de Boudjaber (W.de Tébessa) : apports microtectonique et pétrographique de l'aptien calcaire. *Mémoire d'Ingénieur, IST, université de Constantine.*
- Bouzenoune, A. (1993):** Minéralisations péri-diapirique de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). *Thèse Doct, d'Univ. Paris IV. P 206, France.*
- Bouzenoune; Rouvier, H. et Thibieroz, J. (1995):** Trias de l'Ouenza : contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 6, n°1, pp3-24.*
- Birnbaum and Boleman, M. L., 1979.** Source of sulphur in the Ebro Basin (Northern Spain). Tertiary non marine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes. *Chemical Geology, 25, pp. 163-168.*
- Burollet, P.F. (1956) :** Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Min. Géol. Tunisie, n° 18, p. 354p.*
- Camoin, G.; Bouju, J.P; Maurin, A.F.; Pethuisot, V. & Rouchy, J.M. (1990) :** Relation récifs-diapirs : l'exemple du Sénonien de Khenshla (Algérie centre-orientale). *Bull. Soc. Géol. France (8), VI, n°5, pp. 831-841.*
- Castany, G. (1951) :** Etude géologique de l' Atlas tunisien oriental. *Annales Mines Géol. Tunis, no8, 2 vol.*

- Charef, A. (1986)** : La nature et le rôle des phases fluides associées à la minéralisation Pb-Zn dans les Formations carbonatées et leurs conséquences métallogéniques: étude des inclusions fluides et des isotopes (H, C, O, S, Pb) des gisements des Malines (Friillce), Jbel Hallouf-Sidi Bou Aouane et Fedj-el-Adoum (Tunisie). *Thèse d'Etat. INPL -CRPG, Nancy, France, 291p.*
- Chikhi-Aouimeur, F. (1980)**: Les rudistes de l'Aptien supérieur de Djebel Ouenza (Algérie NE). Paléontologie, contexte stratigraphique et paléogéographique. *Thèse 3ème cycle, USTHB, Alger, 114pages.*
- Chihi, L. (1984)** : Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie centrale) et des structures voisines : J. Selloum et J. Maargaba. *Thèse 3ème cycle, Géol.Struct. , Paris XI, 116 p.*
- Claypool G, et al., (1980)** The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations. *ChemGeol 28:199-260*
- David, L. (1956)** : Etude géologique des monts de la haute Medjerda. *Thèse Sci., Paris, n.s, Bull, n°11, 189p.*
- Dubourdieu, G. (1956)** : Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Thèse. Sci. Paris. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s, Bull., n°10, 659p.
- Dubourdieu, G. (1959)**: Esquisse géologique du Djebel Mesloula (Algérie orientale). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s, Bull., n°21, 162p.*
- Dubourdieu G. et Durozoy G. (1950)**: Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bulletin du Service Géologique de France, 5ème série, t. XX, pp.257-266.*
- Durand-Delga M. (1969)** : Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Pub. Serv. Géol. Algérie, n°39, 89-131.*
- Durozoy, G. (1956)** : Carte géologique de l'Algérie à 1/50.000, feuille n° 206 (Tébessa) avec notice explicative. *Publ. Du Serv. Carte Géol. de l'Algérie.*
- Dianne, E.-B. et Perthuisot, V. (1996)**: Première approche des conditions de genèse des minéralisations à Pb-Zn du Djebel Mesloula (Est algérien): étude micro thermométrique des inclusions fluides primaires de la calcite. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie Vol. 7, no 1, pp. 59-69.*
- Anlo, F. and Yora, C., 1998.** The evolution of the Lorraine evaporate basin: implications for the chemical and isotope composition of the Triassic ocean. *Chemical Geology, 146, 135-154.*
- Fleury, J. J., (1969)** : Stratigraphie du Crétacé et de l'Eocène (Aptien- Lutétien) de la Feuille Morsott. *Pub. Du Serv. Carte Géol. de l'Algérie. Bull. Nille Série N° 39, pp. 145-157.*
- Haddouche, O. (2003)** : Contribution à l'étude géologique et géochimique des minéralisations à Pb-Zn, Fe, Ba (Sr) de la région d'EL Ouasta (Souk Ahras). *Mémoire Magister, FSTGA, USTHB Bab Ezzouar Alger.*

- Herkat, M. (1999)** : Manifestations diapiriques du Trias dans les séries du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien et des Aurès. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol 3, n°1, pp16-25.
- Kazi Tani, N. (1986)**: Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doct.ès Sciences, Univ. Pau et des pays de l'Adour*, 2 tomes.
- Kowalski, W.M. et Hamimed, M. (2000)**: Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien ? Dilemme du Matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol 11, n°1, pp 29-60.
- Lessard, L. (1955)** : Faciès béchique dans le Crétacé supérieur et âge des Premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenshla (Constantinois). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, N.S, No5, Trav. Collab.*, pp. 381-390.
- Machel, H.G. 2001**:Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and newinsights. *Sedimentary Geol.*, 140, pp.143-175.
- Masse, P. et Thieuloy J.P. (1979)**: Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien Sud-constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 7, n°1, pp.65-71.
- Madre, M. (1969)** : Contribution à l'étude géologique et métallogéniques du Djebel Ouenza (Est-algérien). *Thèse 3ème cycle, Paris, France*, 98p.
- Masse, P. et Chikhi-Aouimeur, F. (1982)**: La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Méditer., Marseille*, vol. IX, n°3, pp. 259-267.
- Nedjari-Belhocène, S. et Nedjari, A. (1984)**:Le Boukhadra : esquisse paléogéographique aptienne. *5ème séminaire National des Sciences de la Terre, Alger*, pp.102.
- Orgeval, J.J.; Giot, D.; Karoui, J.; Monthel, J. et Sahli, R. (1986)**:Le gisement de Zn-Pb de Bou Grine (Atlas tunisien). Description et historique de la découverte. *Chron. Rech. Min.*, n°482, pp. 5-32.
- Otmanine, A. (1987)** : Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tébessa-Morsott. Relation entre la paléogéographie albo-aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. *Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI*, n°87-58, Paris, 220p.
- Perthuisot, V. (1978)**:Dynamisme et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. *Trav. Labo. De Géol., ENS, Paris*, n° 9, 312 p.
- Price, P.E. & Kyle, J.R. (1986)** : Genesis of salt-dome-hosted metallic sulfide deposits : the role of hydrocarbons and related fluids. In : *W.E. Dean ed., Proceeding of the symposium on the organic and ore deposits, Denver region Explor. Geologists Soc.*, pp.171-184.
- Raoult J.F (1974)** : géologie de centre de la chaîne numidique (nord de Constantine, Algérie) *thèse, Paris*, 163 page.

- Rouvier et al.,(1985)** : Pb-Zn deposits and saltbearing diapirs in southern Europe and North Africa. *Econ. Geol.*, vol. 80, pp.666-687.
- Rouvier, H. (1973)** : Géologie et l'extrême -Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. *Thèse Un. P. et M. Curie, Paris. France.* 898 p.
- Rudis (1985)** : Carte géologique au 200.000^e. *Edition Ministère de l'Industrie Lourde.*
- Salmi-Laouar et al., (2004)** : Rapport isotopiques du soufre de l'oxygène et du carbone dans le massif de Boujaber, NE algérien : Origine des minéralisations à Pb-Zn-Ba et Source des fluides. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie Vol. 15, n°1.* pp. 3-25.
- Salmi-Laouar, S. (2004).** Contribution à l'étude géologique et géochimie des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn, Pb, F, Ba, Fe, Hg) de la «zone des diapirs» du nord de Tébessa(NE algérien). *Nouvelle Thèse de Doctorat, Univ. Badji-Mokhtar. Annaba, Algérie, 190 p.*
- Salmi-Laouar et al.,(2007)** : Premières données isotopiques sur la mer triasique dans l'Atlas Saharien Oriental (Algérie). *Bulletin de Service Géologique National, vol. 18, N°3, pp. 315-323.*
- Sami, L. (2004)** : Contribution à l'étude géologique et géochimique des minéralisations à Pb-Zn, Ba et F dans la région de Méskiana : Exemple des indices d'Es Souabaa et de M'Khiriga, (Atlas Saharien oriental). *Mémoire de Magistère, FSTGA., USTHB Bab Ezzouar Alger.*
- Sami, L. (2011)** : Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins Algéro-tunisiens. *Thèse doctorat, FSTGA., USTHB Bab Ezzouar Alger.*
- Sami, L., Koli, O., Boutaleb, A. ; Laouar, R.; Salmi-Laouar, S. et Prochaska, W. (2011)** : Caractérisation géochimique des fluides minéralisateurs de l'indice à Ba-F-Pb-Zn de Kef M'khiriga (Monts du Mellègue, NE Algérien). *Bull. Serv. Géol. Algérie. Vol.22, N°1, pp. 47-68.*
- Smati, A. (1986)** : Les gisements de Pb-Ba et de Fe du djebel Slata (Tunisie du Centre-Nord) : Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisement de Sidi Amor Ben Salem et de Slata fer. *Thèse Doct. 3ème cycle, Lab. Géol. Appl., Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 250 p.*
- Taode and Monster. (1965)** : Sulfur isotope geochemistry of petroleum, evaporates, and ancient seas. *American Association of Petroleum geology Mem., 4, pp. 367;377.*
- Thibieroz, J. et Madre, M. (1976)** : Le gisement de sidérite du Djebel El Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du nord, Alger, t.67, fasc. 3-4, pp. 126-150.*
- Vila, J.M. (1980)** : La chaîne alpine d'Algérie nord-orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse Doct d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 665p.*
- Vila J. M. et Charrière A. (1993)** : Découverte d'Albien calcaire et du Trias resédimenté au Dj. Boujaber (partie ouest Algérie); corrélation avec les forages et conséquences sur

l'organisation du Crétacé inférieur des confins algéro-tunisiens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t.316, Série II, pp. 243-249.*

Vila, J.M. (1994) : Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro tunisiens: Trias allochtone, « glaciers de sel » sous-marins et vrais diapirs. *Mém. Serv. Géol. Algérie, n°*, pp. 105-152.

Vila, J.M.; Benkhérouf, F. ; Charrière A. (1994) : Interprétation du matériel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens): un vaste « glacier de sel » sous-marin albien, à l'image des structures off-shore d'Aquitaine. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 318, série II, pp. 109-116.*

Vila, J.M. (1996) : Halocinèse distensive albienne à « glacier de sel » sous-marin et plissements tertiaires du secteur Ouenza-La djebel-Méridéf. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 7, n°1, pp3-34.*

Zerdazi, A. (1990) : Etude gravimétrique du môle d'Ain M'Lila et de l'Atlas saharien Septentrional (Nord-Est de l'Algérie). *Thèse Doct. Es Sciences, Fac. Des Sciences, Univ. De Lausanne, 227 p.*

Résumé

Le massif de Mkhirriga fait partie des nombreux massifs qui marquent l'orographie de cette région frontalière algéro-tunisienne de l'Atlas saharien oriental. Il est caractérisé par une série sédimentaire essentiellement mésozoïque plissée lors de la phase atlasique éocène en une structure anticlinale d'orientation NE-SW. Cet anticlinal est occupé en son « cœur » par les évaporites du Trias diapiriques montrant des contacts tectoniques avec les formations aptiennes. Ces dernières sont détritiques à la base (Aptien inférieur) et carbonatées néritiques dans leur partie supérieure (Aptien moyen). Elles constituent l'encaissant principal des minéralisations de ce massif.

Sur la base de la morphologie des corps minéralisés et du contenu minéralogique deux types de minéralisations sont distingués : des minéralisations filoniennes polymétalliques et fluorées, avec deux générations de fluorites, encaissées dans les roches carbonatées gargasiennes et des minéralisations lenticulaires fluorées et ferro-barytiques intercalées au contact Trias-Aptien et au sein des alternances détritiques de l'Aptien inférieur.

La microthermométrie des inclusions fluides contenues dans les fluorites et la géochimie des isotopes stables (O, C, S) des minéraux associés aux minéralisations polymétalliques a permis d'approcher les conditions de mise en place de l'ensemble de ces minéralisations.

Ces minéralisations se seraient mises en place dans des conditions épithermales à des températures comprises entre 60°C et 240 °C. Les fluorites les plus précoces de première génération associées aux minéralisations filoniennes se sont mises en place dans les conditions les plus chaudes (180-240 °C) alors que les fluorites, plus tardives, de deuxième génération des minéralisations filoniennes et celles des minéralisations lenticulaires ferro-barytiques, se sont mises en places dans des conditions thermiques plus modérées (100-160 °C). Les modalités de mise en place de ces minéralisations fluorées se sont déroulées à partir d'un seul et même fluide dans une ambiance « thermo-décroissante ».

Les compositions isotopiques du carbone des calcites hydrothermales associées à ces minéralisations indiquent une origine minérale du carbone. Il proviendrait de la réutilisation du carbone sédimentaire de l'encaissant aptien de ces minéralisations. Les compositions de l'oxygène (inférieures à -4 ‰/PDB) indiquent que ces mêmes calcites se sont formées à des températures relativement élevées (>100 °C). Les isotopes du soufre ont permis de confirmer le lien génétique entre les sulfates des évaporites triasiques, les minéraux sulfatés (barytine) et sulfurés (galène, sphalérite, pyrite, cuivre gris...) des minéralisations. La réduction thermo-chimique des sulfates triasiques est le mécanisme retenu pour produire le soufre utilisé dans la genèse de ces minéralisations barytiques et sulfurées polymétalliques.

Mots clé : Mkhirriga, formations aptiennes, minéralisations filoniennes, minéralisations lenticulaires ferro-barytiques, fluorite, inclusions fluides, isotopes stables, évaporites triasiques

