



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Larbi Tébessi-Tebessa-



Faculté des Science Exactes et des Sciences de la Nature de la vie

Département : des sciences de la terre et de l'univers

MEMOIRE DE MASTER

Domaine : Science de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Option : Géologie des bassins Sédimentaires

Thème

**Géologie et Métallogénie de complexe carbonaté
Aptien de massif de l'Ouenza. (Willaya de Tebessa)**

Présenté par :

-HOUAME Karime

- CHALOUG Aymen

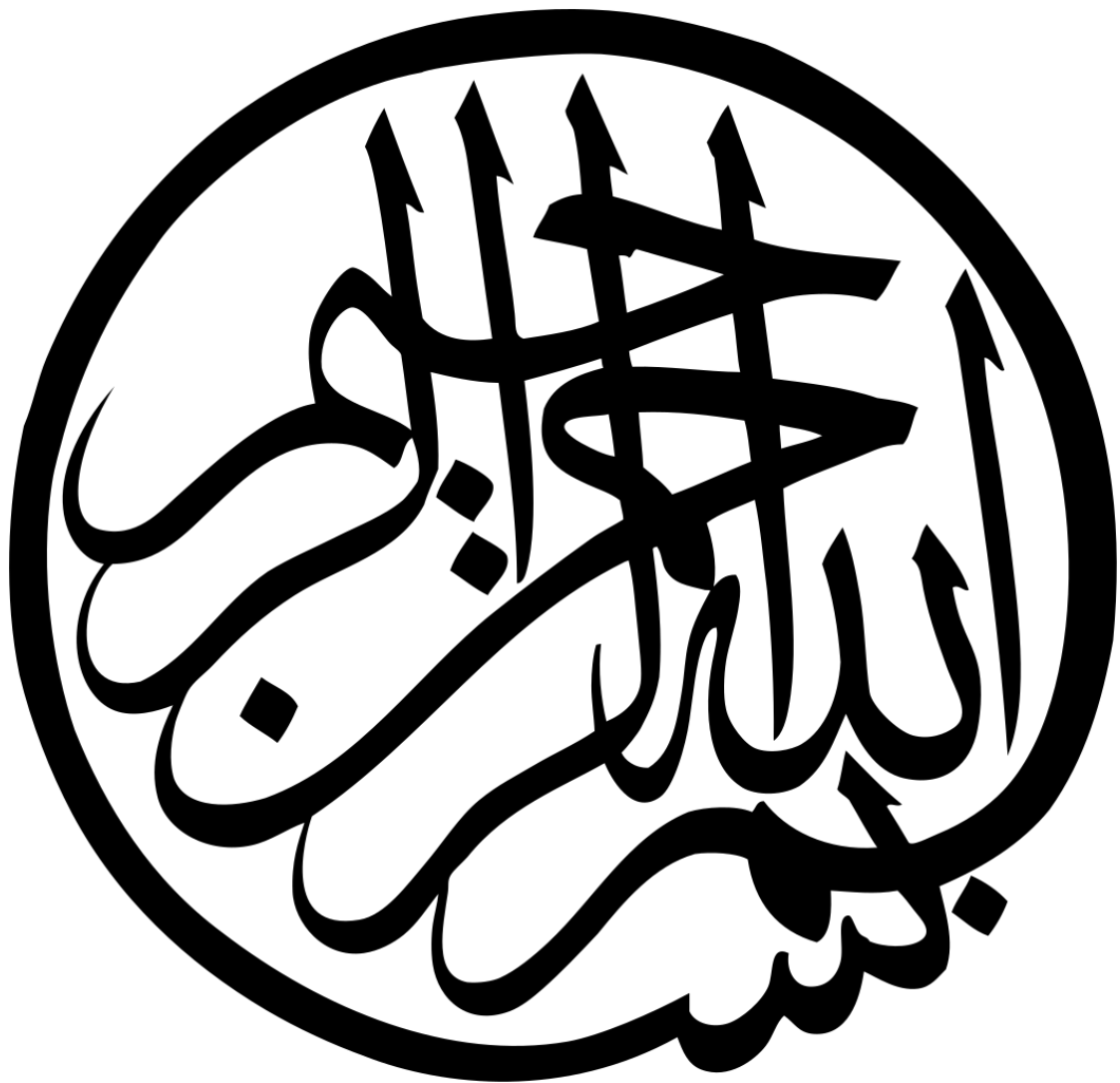
Devant les jurys :

Président :	M. BOUBAYA. DJ	MCA	Université Larbi Tébessi
Examineur :	M. DEFAFLIA. N	MCA	Université Larbi Tébessi
Rapporteur :	M. HADJAM. R	MAA	Université Larbi Tébessi

Date de soutenance :

Note :

Mentions :





Remerciement

En préambule à ce mémoire nous remercions ALLAH le tout puissant et miséricordieux, qui nous a donné la sante, la force et la patience d'accomplir ce modeste travail, et aussi le courage durant ces longues années d'études.

La première personne que nous tenons à remercier très chaleureusement est notre promoteur MR. RIAD HADJAM qui nous a permis de bénéficier de son encadrement, les conseils qu'il nous a prodigué, la patience qui ont constitué un apport considérable sans lequel ce travail n'aurait pas pu être mené au bon port, la confiance qu'il nous a témoignés ont été déterminants dans la réalisation de notre travail de recherche.

Nos vifs remerciements vont également aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre recherche en acceptant d'examiner notre travail et de l'enrichir par leur proposition.

Nous souhaitons adresser nos remerciements les plus sincères aux professeurs, pour la richesse et la qualité de leur enseignement et qui déploient de grands efforts pour assurer à leurs étudiants une formation actualisée.

Sans oublier de remercier tous les enseignant du département de génie électrique.

En fin, on remercie tous ceux qui de près ou de loï ont contribué a la réalisation de ce travail.

Résumé

La série urgonienne de massif de l'Ouenza s'étage de l'Aptien supérieur à l'Albien basal, le développement des faciès urgoniens dans cette série est en relation avec les remontées diapiriques qui se sont manifestées dès l'Aptien.

La série urgonienne de l'Aptien de l'Ouenza est caractérisée par trois formations lithostratigraphiques:

-La formation de Mesloulou qui est présente dans toute la région étudiée, composée d'une ritmite marne-calcaire, d'âge gargasien inférieur à moyen;

-La formation de l'Ouenza, qui surmonte la formation de Mesloulou, est formée de calcarénites, marnes, et calcaires à Coraux, Orbitolines, Rudistes déposés dans divers milieux de la plate-forme et de la barrière et les foraminifères benthiques de lagon (plate-forme interne).

-La formation de Koudiat Ettebaga, reconnue seulement dans les zones périclinales, elle est composée par des calcaires, marnes et sables Cette formation est d'âge clansayésien -Albien basal.

Sur le plan métallogénique le massif carbonaté de l'Ouenza recèle deux types de minéralisations :

❖ Le type le plus important est représenté par la minéralisation ferrifère sous forme de carbonates de fer (sidérite et ankérite), qui serait issue de la substitution méta somatique

❖ Le deuxième type de minéralisation est de moindre importance, il s'agit d'une minéralisation polymétallique qui se localise dans des fractures orientées NE-SW. Elle recoupe la minéralisation ferrifère et les formations crétacées. Elle est généralement rapportée à un évènement miocène.

Mots clés: Mellègue, Urganien, Aptien, Intrusions diapiriques, sidérite, hématite, minéralisation polymétallique.

ABSTRACT

The Urgonian deposits of the Mellègue are dated as upper Aptian to lower Albian. They are separated by two known discontinuities.

The Aptian interval of the Mellègue has been subdivided into three lithostratigraphic formations:

- ✓ Mesloula formation, composed of marls and limestone, dated as Lower to middle Gargasian
- ✓ Ouenza formation, this formation is composed of limestone with thin beds of marls. The lithofaciès associations are highly diverse, with rudists, corals and orbitolines
- ✓ Limestone, marls and silts, ranges from Clansayésian to lower Albian composed of - Koudiat Ettebaga.

The mineralization encountered in the massifs of Ouenza- Boukhadra is of two types:

* The most important type is iron ore mineralization in the form of iron carbonates (siderite and ankerite), which is believed to be derived from meta-somatic substitution of reefal limestones. This is oxidized to hematite and goethite above the hydrostatic level. It is the ore currently mined at the mine.

* The second type of mineralization is of less importance, it is a polymetallic mineralization that is localized in NE-SW oriented fractures. It intersects iron mineralization and Cretaceous formations. It is usually related to a Miocene event.

ملخص

السلسلة الأورغونية الضخمة تتموقع في المستوى ما بين الأبتيان العلوي والأبتيان السفلي، والتطور الملحوظ في الطبقات الأورغونية التابعة لهذه السلسلة له علاقة مع ظهور أو تطور الديابيريك، الذي بدوره يشكل الألبينات.

حسب الدراسة للخصائص الطباقية لهذه المنطقة فإنها تتكون من ثلاث تشكيلات رسوبية ذات خصائص تكوينية موحدة وهي التالي:

1- تشكيلة مسلوقة: وهي عبارة عن تشكيلة رسوبية متكونة أساسا من الصلصال ذات طبيعة رملية يتخللها تشكيلات طباقية ذو بنية كلسية وهي تؤرخ للقارزيا السفلي. هذه المنطقة عل تماس مباشر مع القاعدة هذه الأخيرة ذات بنية تتكوم من المعادن الملحية.

2- تشكيلة ونزة: هذه التشكيلة الرسوبية متكونة أساسا من الصخور الكلسية تحتوي على مستحاثات. كل مستحثة ترمز لي حقبة جيولوجية وهي للقارزيا العلوي والتي مكان توضع هذه التشكيلة مقارنة بمنسوب مياه البحر وعمقه إذ تشير دراسة هذه المستحاثات إلى معرفة طرق توضع هذه الطبقات. مستحثة الاربطولين تدل على توضع الرسوبيات في أعماق مباشرة بعد الطبقة الصلصال ثم تلي تلي طبقة الصخور الكلسية التي تحتوي على مستحاثات متعدد الارجل التي تعيش على شكل مستعمرات. ومن القرب من سطح تترسب الصخور التي تحتوي على صخور كلسية متكونة أساسا من هياكل مستحاثات الريدست والمستحاثات التي تعيش على عمق صغير من مستوى سطح المياه.

3- تشكيلة كدية الطباقة: هي عبارة عن طبقة رسوبية ذات طبيعة صلصالية تعود تاريخها إلى الكلانزايسا وهو تابع لحقبة الابسيا العلوي. هذه التشكيلة الرسوبية تتخللها أساسا ممرات كلسية تحتوي على مستحثة الاربطولين.

TABLE DE MATIERE

Introduction Générale.....	1
Chapitre 01 Généralité.....	2
Généralité.....	3
I. Introduction :.....	3
II. Cadre géographique :.....	3
III. Cadre géologique régionale :.....	5
III.1. Stratigraphie :.....	5
III.2. Cadre structurale :.....	10
III.4) Evolution paléogéographique :.....	16
IV. But et méthodologie de travail :.....	18
a. L'étude du terrain :.....	18
b. L'étude du laboratoire :.....	18
c. Historique des travaux de recherche :.....	18
V. Conclusion :.....	20
Chapitre 02.....	22
Géologie.....	22
Lithostratigraphie et sédimentologie de djebel l'OUENZA.....	23
I. Introduction :.....	23
1-Formation de Mesloulou:.....	24
2- Formation de l'Ouenza:.....	24
3-Formation de Koudiat Ettebaga:.....	24
II- Extension régionale des faciès urgoniens.....	25
III. Bio_lithostratigraphie de l'Aptien supérieur de djebel de l'Ouenza:.....	27
III.1. Formation de MESLOULA.....	27
III.2. Formation de L'OUENZA.....	27
III.3. Formation de KOUDIET ETTEBAGA.....	28
IV. Etude sédimentologique.....	32
IV.1. Définition du terme Urgonien.....	32
IV.2. Système biosédiments Urgoniens.....	32
VI.3. Différents domaines de la plateforme urgonien de massif carbonaté aptien de l'Ouenza.....	34
Conclusion :.....	36
Chapitre 03.....	37
Gitologie.....	37
Les minéralisations de l'Ouenza.....	38
I. Introduction :.....	38

II.1. Minéralisations ferrifères	39
II.2. La minéralisation polymétallique	42
III. Conclusion.	53
Conclusion générale	54
Bibliographie	56

Liste des Figures

Figure 1: Situation et cadre géographique de la région d'étude.....	4
Figure 2: Carte géologique de confins Algéro-tunisiens (D'après cartes géologiques au 1/50.000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenz in SAMI.L)	6
Figure 3: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiu 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Othmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000).	7
Figure 4: Carte géologique des Monts du Mellègue (Vila, 1980)	11
Figure 5: Principaux ensembles structuraux des monts du Mellègue (Vila, 1980)	15
Figure 6: Carte paléogéographique de la Tunisie et des confins algéro-tunisiens durant l'Aptien (in Memmi, 1989).	17
Figure 7: Carte géologique du massif de l'Ouenza (Dubourdiu, 1956)	23
Figure 8: Découpage lithostratigraphique de la série aptienne des monts de Mellègue d'après (TLLI.M.2008)	25
Figure 9: Disposition des plate-formes urgoniennes et leur relation avec les extrusions diapiriques (TLILI.M.2008)	26
Figure 10: Coupe géologique à travers le massif de l'Ouenza (Dubourdiu, 1956).	27
Figure 11: Corrélation lithostratigraphique entre les différents secteurs de l'Ouenza	29
Figure 12: F1-Siltites et Biomicrites silteuses de taille 20 à 100 μ de la zone de l'Ouenza	30
Figure 13: F2 -Calcaires biomicrite à orbitolines de la zone de l'Ouenza	30
Figure 14: F4-Calcaires biolithites à polypiers et gastéropodes de la zone de l'Ouenza.....	30
Figure 15: F3- Biosparite à Huîtres: calcaire formée essentiellement d'huîtres), d'échinides et de brachiopodes.....	30
Figure 16: F8- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et Milioles) de la zone de l'Ouenza	31
Figure 17: F6-Calcaires bioconstruits à rudistes de la zone de l'Ouenza.	31
Figure 18: Fig18 :F9- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et Milioles) de la zone de l'Ouenza	31
Figure 19: Principaux éléments d'une plateforme urgonienne (Arnand Vanneau.1979)	33
Figure 20: Interprétation séquentielle des faciès de la plate-forme externe de la formation de l'Ouenza.	34
Figure 21: Interprétation séquentielle des faciès de la plate-forme interne de la formation de l'Ouenza.	35
Figure 22: Profil synthétique montrant la répartition spatiale des principaux faciès	36

Figure 23: Carte géologique du massif de l'Ouenza (Dubourdiou, 1956)	39
Figure 24: Sédimente développé en système cristallin	40
Figure 25: Hématite à éclat métallique	41
Figure 26: oxydation de l'Hématite et la transformation	41
Figure 27: la goethite se forme des boules noires à éclat métallique.....	41
Figure 28: figure présente la transition de minéral de fer	42
Figure 29: Poches de cuivre gris (cg) associé a la calcite a gros grains (douamis)	43
Figure 30: barytine en lattes en remplissage de la faille NE-SW qui recoupe le secteur d'hallatif au niveau de la route souk Ahras.....	44
Figure 31: Contact trias-calcaire aptien, minéralisé au niveau de koudiat zerga	44
Figure 32: Quartz diagénétique (QI) a inclusions de la calcite diagénétique.....	46
Figure 33: texture drusique qui montre la calcite a gros grains encapuchonée par une calcite pinacoide (Douamis).....	46
Figure 34: échantillon montrant deux génération de barytine : une barytine a aspect laiteux massive entourant des cubes de la fluorine et cimenter les elements de l'hématite, et une barytine tardive (Ba.II) en gerbe recoupe l'ensemble (Ez Zerga)	47
Figure 35: Aspect macroscopique d'un échantillon montrant des cristaux cubique, gris sombre de fluorine (FI), surmontée par de la barytine blanche en latte (Ba.I) (Lounis SAMI .2011).....	47
Figure 36: Barytine (Ba.I) en lattes teintée en bleu $G \times 10$	48
Figure 37: Fluorine incluse dans la galène section polie. LN.G $\times 10$	48
Figure 38: texture drusique montrant des cristaux de fluorine cubiques en remplissage de cavités de dissolution (Ez Zerga) (Lounis SAMI.2011).....	49
Figure 39: quartz diagénétique (QI) en fines aiguilles prismatiques (Lounis SAMI.2011).....	49
Figure 40: Agrégat de cristaux de quartz pyramidés qui poussent sur l'hématite massive avec un tapissage fin calcite tardive (Lounis SAMI.2011).....	50
Figure 41: Dickite (Dick) entourant des cristaux de quartz (QII) lame mince. LPA.G. $\times 10$ (Lounis SAMI.2011).....	50
Figure 42: Cube de galène (Ga) poussant entre les cubes de fluorine (FI) (Lounis SAMI.2011)....	51
Figure 43: cuivre gris (Cg) sur l'hématite massive (hém) (Hallatif) veinule de cuivre gris (cg) recoupant la barytine en lattes (Ba.I) lame mince LPN.G $\times 5$ (Lounis SAMI.2011).....	52
Figure 44: Succession paragénetique des minéralisations du massif de l'Ouenza. (Lounis SAMI.2011).....	52

Introduction

Générale

Chapitre 01

Généralité

Généralité

I. Introduction :

Notre zone d'étude est localisée dans la partie orientale de l'atlas saharien. Cette zone caractérisé par la richesse de matière minérale utile, présence des plus importants des gisements de fer en Algérie actuellement en exploitation .et des multiples indices polymétalliques répertoriés ou non qui pourraient un jour déboucher sur la mise en évidence de grands gisements économiques.

D'après les auteurs tels que (Flandrin 1932, Laffitte 1939, Madre 1969, Kazi Tani 1986 et Guiraud 1973 et 1990), elle fait partie de l'Atlas saharien oriental. C'est cette dénomination qui est retenu dans le présent travail. En effet cette région présente un grand nombre de caractères de l'Atlas saharien comme :

- la direction atlasique des anticlinaux et synclinaux, qui sont perchés et orientés SW-NE;
- sa morphologie marquée par des reliefs isolés souvent escarpés d'altitude dépassant parfois les 1200 mètres, qui surgissent comme des îles au dessus de régions basses rigoureusement uniformes ;
- son climat, particulièrement rude, qui est celui des steppes subarides avec un été très chaud est sec et un hiver froid ;
- et une végétation, généralement steppique avec de rares forêts de pins d'Alep. Seules quelques terrasses sont cultivées. Les vastes espaces de steppe sont consacrés à l'élevage extensif du mouton ou à de maigres semis de blé dur.

II. Cadre géographique :

Le massif de l'Ouenza est situé dans le Nord-est algérien. Il se trouve à 160 km au Sud de la ville d'Annaba, dans l'Atlas saharien oriental, près des frontières Algéro-tunisiennes. La distance entre ce massif et la ville de Tébessa dont il est rattaché administrativement atteint 72 km (Fig. 1). Les principales voies de communications sont représentées par un réseau routier reliant l'Ouenza aux villes voisines ; Tébessa, Souk-Ahras et Annaba. Une ligne de chemin de fer relie la mine de l'Ouenza au complexe sidérurgique d'El Hadjar où s'effectue le traitement du minerai de fer.

La topographie est très caractéristique de celle de l'Atlas saharien. Son relief est assez accidenté. L'altitude maximale signalée à Djebel Ouenza est de 1206m à Chagoura. La région présente un climat semi désertique : hiver relativement froid et un été chaud et sec, avec une précipitation annuelle moyenne de 400 mm. Les principaux cours d'eau sont : Oued Mellègue, Oued Harraba et Oued El Ksab, dont les débits sont irréguliers et varient selon la saison et la quantité de précipitation. La couverture végétale est pauvre ; elle est représentée par de petites forêts de pins. La population vit généralement de l'activité minière et de l'élevage d'ovins et de caprins.



Figure 1: Situation et cadre géographique de la région d'étude.

III. Cadre géologique régionale :

Les Monts de Mellègue font partie intégrante de l'Atlas saharien, qui se poursuit en Tunisie par l'Atlas tunisien. Il est composé de trois faisceaux de plis organisés en échelons et formant du Sud-ouest vers le Nord-est ; Monts des Ksour, Djebel Amour, Monts de Ouled Nail, les Aurès et les Monts de Mellègue (Fig. 2).

Plusieurs études ont été réalisées dans la région des confins algéro-tunisiens, considèrent les formations triasiques comme des diapirs polyphasés liés aux phases compressives depuis l'Aptien jusqu'au Quaternaire (Dubourdiou, 1956; Thibièrez et Madre, 1976; Rouvier et al., 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot et al., 1988; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000). Certains auteurs rattachent une relation entre la mise en place des diapirs à des phases tectoniques distensives permettant la mise en place des formations triasiques en surface par une éventuelle halocinèse à caractère diapirique classique (Laatar, 1980; Orgeval et al., 1986; Smati, 1986; Chikhaoui, 1988; Hatira, 1988; Perthuisot et al., 1988). Quant à Vila (1994, 1995, 1996, 2001; Vila et Charrière, 1993; Vila et al., 1994; Vila et al., 1996), ils considèrent les formations triasiques comme d'importantes lentilles empruntées des fractures ouvertes qui vont être resédimentées et interstratifiées au sein des séries crétacées, à la manière de "glaciers de sel" sous-marins.

III.1. Stratigraphie :

La géologie de Mellègue a fait l'objet de plusieurs études déjà publiées (Dubourdiou, 1956; Rouvier, 1977; Perthuisot, 1978 et Perthuisot, 1992), qui ont noté la présence d'une zone large qui s'étend sur une centaine de kilomètres dite: «zone des diapirs » entre les Monts du Mellègue au Nord et la flexure saharienne au Sud.

Le caractère lithologique de faciès sédimentaires et la subdivision stratigraphique ont été établis à la base des travaux de plusieurs géologues parmi lesquels (Dubourdiou ; 1956, Chikhi ; 1980 et Vila ; 1994). Il s'agit de formations de dépôts mésozoïques – cénozoïques allant de Trias au Quaternaire (Figs. 3 et 4). En intégrant la lithostratigraphie de quelques formations du massif de l'Ouenza, encaissant généralement des minéralisations ferrifère et polymétallique, nous distinguons :

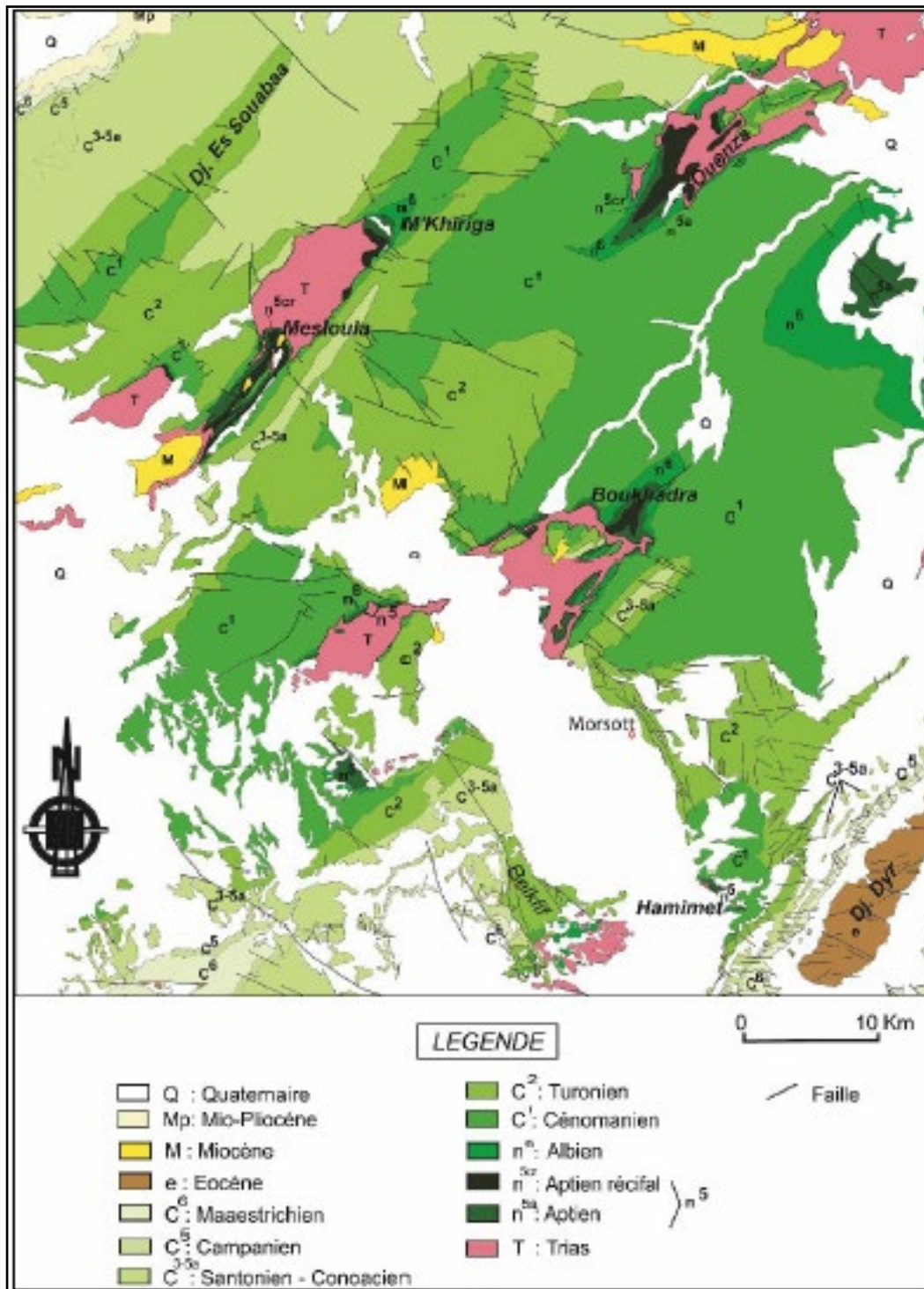


Figure 2: Carte géologique de confins Algéro-tunisiens (D'après cartes géologiques au 1/50.000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenz in SAMI.L)

		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.
	Paléogène	EUR	Maest.	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.
		IUR	Con-Sant.	500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo	④ 180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		O C	Cénom.	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.
		S O	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	300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
Barrém			① < 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloula).	
M E	Jurassique		?		
	Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.	

Figure 3: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdieu 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi, 1980 ; Othmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000).

III.1.1. Secondaire

III.1.1.1. Trias :

Le Trias des Monts de Mellègue est considéré comme diapirique depuis les travaux de Flandrin en 1932. Il affleure à la faveur d'extrusions et occupe généralement la partie centrale des structures anticlinales (Perthuisot et Rouvier, 1992; Aoudjehane et al. 1990; 1992).

Les affleurements les plus importants sont ceux de l'Ouenza, de Boukhadra, de Mesloula, de Hameimat Nord et de Hameimet Sud.

Le Trias est constitué de marnes bariolées à gypse, de dolomies, de calcaires dolomitiques, de grès et des fragments de roches qui constituent les formations typiques du Trias en Algérie (Dubourdiou, 1956). Un signe caractéristique du Trias est la présence de grains de pyrite et de petits cristaux de quartz bipyramidal.

III.1.1.2. Jurassique :

Il est absent en affleurement et dans les sondages pétroliers des confins algérotunisiens (Dubourdiou, 1956; Chevenine et al., 1989).

III.1.1.3. Crétacé :

1- Crétacé inférieur :

Le Crétacé inférieur est représenté par les étages suivants:

a) Barrémien :

Il affleure dans l'anticlinal de Sidi Embareka au Nord-est de Djebel Ouenza (Dubourdiou, 1956). Il est constitué de marnes grises et jaunes non fossilifères, intercalés par des calcaires argileux, noduleux. Sa puissance est de 200m en moyenne (Dubourdiou ; 1956).

b) Aptien :

Il affleure sur des vastes surfaces, et de ce fait il devient le plus remarquable dans la région. Les dépôts de l'Aptien sont distribués surtout dans les bandes soulignées par les diapirs, dans le noyau des anticlinaux, et dans d'autres horsts de la région. Ils sont étudiés en détail par rapport à leur rôle de milieu encaissant pour la mise en place de minéralisations polymétallique et ferrifère.

L'étude lithostratigraphiques de l'Aptien effectuée dans le massif de l'Ouenza a montré la succession suivante:

b.1 L'Aptien marneux :

Il est remarquable par la dominance des marnes verdâtres qui se forment des pseudo-bancs. Elles représentent les termes les plus anciens de l'Aptien (Masse et Thieuloy, 1979) d'âge Aptien inférieur à moyen. Ces marnes alternent avec des calcaires gréseux ou des grès sur une vingtaine de mètres. Les grès sont à ciment sparitique et à oxydation partielle. L'ensemble est surmonté par des bancs de calcaires d'une épaisseur moyenne de 30m;

b.2 L'Aptien calcaire :

Il surmonte l'Aptien marneux, renfermant le plus souvent des Miliolites, des Rudistes, des Orbitholines et des Lamellibranches (Chikhi-Aouimeur, 1980). Ces niveaux sont caractérisés par l'abondance du quartz automorphe, avec une épaisseur qui varie entre 108m et 172m. Ces

calcaires sont considérés comme un métallotecte lithologique puisqu'ils encaissent l'essentiel de la minéralisation ferrifère et/ou polymétallique (Dubourdiou, 1956 ; Bouzenoune, 1993).

b.3 Clansayésien :

Il affleure dans divers anticlinaux de la région étudiée, il s'agit des marnes grises, jaunes à Ammonites avec des calcaires gréseux (Dubourdiou, 1956). Sa puissance est de 100 à 200m.

La formation aptienne présente une épaisseur totale qui varie de 250 à 600m (Dubourdiou, 1956).

c) Albien :

L'Albien est marqué par une faune riche en Ammonites. Durant l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est percée par le Trias, entraînant le redressement des couches et la complexité des structures (plis évasés, plis en champignon, etc.), généralement scellées par le Vraconien: Ouenza, M'zouzia, Boukhadra (Nedjari-Belhocène et Nedjari, 1984 ; Othmanine, 1987 et Bouzenoune, 1993). L'Albien se caractérise par des marnes argileuses dans la partie inférieure, des calcaires argileux dans la partie moyenne et des marnes noires dans la partie supérieure. Dubourdiou, (1956) a étudié plusieurs massifs de la région de l'Ouenza. Il a démontré que les calcaires aptiens sont surmontés par des marnes datées de l'Albien inférieur par des Ammonites. Vila et al (1994) ont signalé la présence d'une barre carbonatée albienne qui s'individualise à l'Ouenza, de part et d'autre de la côte 1288m. Ces calcaires deviennent plus marneux vers la terminaison périclinale et présentent la même association microfaunique qu'à la base de l'Albien de Djebel Boujaber. La puissance des dépôts albiens est d'environ 400 – 500 m.

d) Vraconien :

Il est généralement transgressif sur le Trias à l'Ouenza (Thibieroz et Madre, 1976) et sur l'Aptien au Djebel Slata (Smati, 1986) et au Djebel Hmeimet (Othmamine, 1987). Il est composé totalement de marno- calcaires gris, bleus, séparant des petits bancs de calcaires et vers le bas des marno- calcaires très gréseux de 500m d'épaisseur.

2 - Crétacé supérieur :

Il comprend les étages suivants : Cénomaniens, Turonien et Sénonien.

a) Cénomaniens :

Il est constitué de marnes argileuses verdâtres, caractérisées par des intercalations de la calcite fibreuse. Dubourdiou. (1959) a distingué la présence de deux assises : L'assise inférieure qui est formée par des marnes jaunes avec des marno-calcaires blancs feuilletées, et l'assise supérieure constituée des calcaires argileux, gris blancs avec quelques niveaux de calcaires gris noirs. La puissance du Cénomaniens est de 600 à 900 m.

b) Turonien :

Les formations du Turonien n'affleurent qu'à Koura Ouenza aux environs de l'Ouenza. Elles constituent les flancs des grands anticlinaux et synclinaux. Elles sont présentées par des calcaires marneux en plaquettes gris- foncé à noir, et à la base, avec de la matière organique et de rares concentrations pyritiques et marcacitiques.

Ces calcaires caractérisent stratigraphiquement le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur. Le Turonien supérieur est caractérisé par le développement des faciès marno-calcaires. La puissance totale du Turonien est de 150 à 250 m.

c) Sénonien :

Le Sénonien est représenté dans les régions de Souk Ahras et de Morsott, par un Sénonien inférieur (Coniacien-Santonien), représenté par des calcaires marneux et des marnes avec une puissance ne dépassant pas les 300m, (Dubourdiou, 1959); et un Sénonien supérieur (Campanien-Maastrichien), qui affleure au Sud de Tébessa et représenté par la succession des calcaires marneux du Campanien, des marnes gypsifères et enfin des calcaires massifs à rognons de silex riches en Inocérames avec une épaisseur comprise entre 200 à 500m..

III.1.2.Tertiaire :

Les dépôts tertiaires sont présentés par: l'Eocène, le Miocène inférieur et moyen et le Mio-pliocène (David, 1956).

a) L'Eocène :

L'Eocène inférieur et moyen est représentés par des calcaires à silex et des calcaires à Nummulites, près des périmètres des Monts de Mellègue, avec une puissance de 200 m.

b) Miocène inférieur et moyen :

Le Miocène inférieur et moyen présente des dépôts qui reposent transgressivement sur les formations d'âge albien-sénonien et même sur le Trias. Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grès. Son épaisseur peut atteindre dans le bassin de Ouled Soukiès (Nord-Ouest de l'Ouenza) 1000 m (Dubourdiou, 1956; Kowalski et Hamimed, 2000). A leur base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993), avec une épaisseur moyenne de 150m (Dubourdiou, 1956).

c) Mio-pliocène :

Il est distribué surtout dans la moitié Nord de la région d'étude. Il est présenté par des conglomérats bariolés, grès et sables, argiles et calcaires lacustres. Sa puissance est de 150m.

III.1.3.Quaternaire :

Il est caractérisé par des dépôts qui se répartissent dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes. Il renferme des croûtes de calcaires, limons, éboulis, cailloutis et poudingues avec une épaisseur de 10 à 30 m dans les fossés (Dubourdiou; 1956).

III.2. Cadre structurale :

Deux directions structurales majeures caractérisent la région des confins Algérotunisiens (Fig. 5). La première NE-SW est marquée par les extrusions triasiques et la deuxième NW-SE à WNW-ESE, marquée par les fossés d'effondrements, d'où l'existence d'une continuité des grands ensembles structuraux de part et d'autre de la frontière, où leurs minéralisations arrivent obliquement sur la frontière (Rouvier *et al.*, 1990).

Les principaux traits structuraux de la région sont représentés par la subsidence, le diapirisme, les plissements, les failles et les fossés d'effondrements.

a) La subsidence :

Au cours de Crétacé la tendance générale qui caractérise le bassin de l'Atlas Saharien est une subsidence considérable, rapide et continue (près de 5000m de sédiments post-aptiens) entraînant des poussées horizontales de direction NE- SW. Cette subsidence est suivie d'un bombement sous marin formant des hauts- fonds de direction NE- SW qui sont induits par l'activité diapirique à partir des fractures profondes du socle Masse *et al.*, (1982) et Bouzenoune, (1993).

b) Le diapirisme :

Les diapirs représentent l'une des principales caractéristiques de l'Atlas saharien oriental. A l'affleurement ils sont allongés sur une bande de 80 km environ, de direction NE-SW. Le diapirisme est contrôlé par le fluage et l'ascension (Perthuisot, 1988).

✚ LE FLUAGE :

L'écoulement fluide des évaporites est d'autant plus important que la température soit élevée, il est pratiquement réalisé aux alentours de 300° C pour le sel gemme et à des températures plus basses pour les sels potassiques ou les sulfates hydratés.

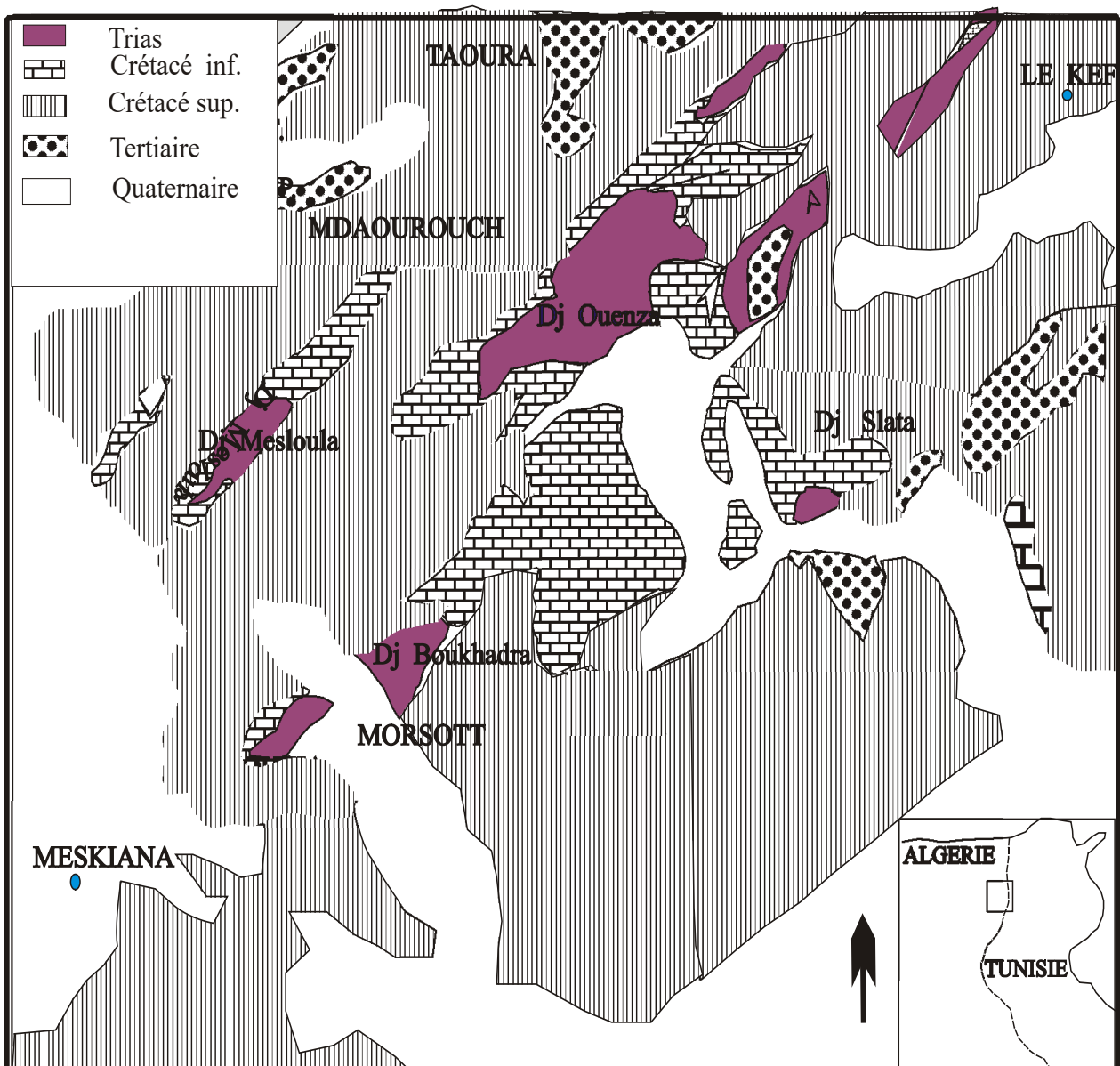


Figure 4: Carte géologique des Monts du Mellègue (Vila, 1980)

✚ L'ASCENSION :

Elle est assurée par la densité, il s'agit d'une migration verticale du matériel plastique jusqu'à une altitude qui dépend du rapport des densités. Cette migration ne peut se faire sans si la

densité du matériel plastique est inférieure à la densité globale de la couverture, on appelle ce phénomène « Halocinèse ».

III.2.1. Les diapirs des Monts du Mellègue :

En Algérie, la série triasique n'est connue que partiellement en surface. Des roches du Trias affleurent à la faveur d'extrusions soit , sous forme de masses chaotiques où dominant le gypse, les argiles et les dolomies, soit organisées en unités stratifiées localisées plutôt sur les plans des structures.

Les chlorures, signalés dans le salifère principal du Nord-est saharien (Busson et Cornet, 1989), sont présents dans la région du Mellègue dans la partie enracinée du diapir de l'Ouenza. Les pointements triasiques, très nombreux dans la région, sont localisés dans la partie Nord-est de l'Ouenza, (Dubourdiou, 1964 et Madre, 1969) et Sud-ouest de Boukhadra et au cœur de Djebel Mesloul.

En 1994, Vila a subdivisé le Trias des confins algéro-tunisiens en trois domaines (Fig. 6), qui sont :

✓ **Un domaine du Trias allochtone : « au front des nappes » :**

le domaine du Trias allochtone est analysé surtout aux environs de Sédrata, de Tifech et de Souk-Ahras où des recouvrements pelliculaires sur de grandes surfaces, observés sur le terrain, sont confrontés aux données gravimétriques ou électriques. Ils correspondent à de très spectaculaires charriages sur des séries miocènes pouvant atteindre le Serravallien-Tortonien.

✓ **Un domaine à " glaciers de sel " sous-marins de matériel triasique resédimenté :**

Il est d'abord analysé au Djebel Ladjebel. Une coupe de son flanc nord permet d'observer l'interstratification du matériel triasique dans des formations d'âge albien. Le contact inférieur et le contact supérieur sont soulignés par des conglomérats polygéniques plus ou moins grossiers et parfois pour ce dernier par des lentilles de carbonates récifaux. Près du célèbre gisement de fer du Djebel Boukhadra, classiquement considéré comme localisé sur un diapir en champignon, au-dessus de l'Aptien calcaire et du Clansayésien marneux, deux horizons carbonatés albiens successifs sont bien datés par des microfaunes. Ils encadrent une masse lenticulaire de matériel triasique resédimenté, elle-même limitée dessus et dessous par deux horizons conglomératiques à galets de Trias.

L'interprétation du matériel triasique de l'ensemble Ladjebel-Boukhadra en termes de « glacier de sel » sous-marin du type de *l'off-shore* (Curnelle & Marco, 1983), mis en place en extension au pied d'un escarpement de bloc basculé, permet de rendre compte du résultat des forages miniers et de nombreuses données (géométriques, gravimétriques, structurales et géochimiques).

Elle semble pouvoir être étendue aux vastes secteurs triasiques voisins d'Algérie orientale (M'kririga-Mesloul et Bou Khadra-Mzouzia) et de Tunisie septentrionale.

Des indices tectoniques (failles normales fossilisées) et sédimentologiques (slumps, complexe albien à blocs d'Hallatif) permettent de penser que la pente nécessaire à l'écoulement gravitaire des masses évaporitiques resédimentées était déjà prête.

Si l'on retient cette interprétation, l'ensemble Djebel Ladjebel-Djebel Boukhadra correspondrait ainsi au premier grand « glacier de sel » sous-marin décrit à l'affleurement dans le monde. Plus au Sud, au Djebel Boujaber les masses interstratifiées ont un volume bien moindre. La datation au Djebel Boujaber de l'Aptien et de l'Albien par des microfaunes variées de plateforme ou pélagiques, la présence de matériel triasique remanié et des comparaisons avec les résultats de quelques forages pétroliers voisins, permettent d'infirmer le modèle sédimentaire classique de

-Les indices directs, tels que les remaniements sédimentaires d'éléments triasiques montrent le percement des masses triasiques.

-Les indices indirects ; comme le changement des faciès, les variations des épaisseurs et les constructions récifales.

Les plus anciennes preuves d'activités diapiriques identifiées sont d'âge aptien à l'Ouenza, Boukhadra et Mesloula, où les galets de dolomies du Trias sont repris tout au long de la sédimentation de la série aptienne.

III.2.3. Les plissements :

L'ensemble des formations sédimentaires a été plissé suivant une direction NE-SW. Ces plis anticlinaux souvent percés dans leurs charnières par le Trias-diapirique. Ils sont généralement relayés par des vastes structures synclinales. D'après (Dubourdiou, 1956), la série du Mellègue a été plissée au cours du Paléogène (Eocène supérieur-Oligocène).

III.2.4. La tectonique cassante :

En dehors des accidents de faible ampleur et de directions diverses, les structures anticlinales sont recoupées par deux systèmes de failles:

- Le premier système est constitué par des failles principales ou bien ce qu'on appelle les failles majeures orientées, en principe, subparallèlement aux axes des anticlinaux sous l'effet du plissement. Les couches tendres se plissent et les couches dures se cassent au niveau des pendages des roches qui sont subverticaux à inverses. Ce système est orienté suivant deux directions tectoniques majeures : Nord-est (30° - 60°) et Nord-Ouest (280° - 320°).
- Les failles du deuxième ordre, sont caractérisées par des rejets importants et des pendages de l'ordre de 60° de direction Est-Ouest. Elles sont presque perpendiculaires aux failles principales, et parfois, elles les regroupent, ce qui favorise des concentrations métallifères.

➤ Fossés d'effondrements :

Les confins algéro-tunisiens, sont représentés par des fossés d'effondrements de direction NW-SE et E-W, qui sont bordés par des accidents majeurs, et qui sont formés par des dépôts plio-quaternaires avec une puissance de 170m dans le fossé de Tébessa-Morsott (Dubourdiou et al., 1950) et environ 300 m dans celui de Kasserine (Zouari, 1984) ; Durozoy, (1950) ; Castany, (1951 et 1954) ; Dubourdiou, (1956); David, (1956); Kazi Tani (1986); Othmanine (1987), ont considéré ces fossés d'effondrements comme étant le résultat d'une intense activité tectonique distensive post-miocène inférieur.

Alors que les premières manifestations sont enregistrées au Crétacé et l'effondrement majeur a eu lieu au Pliocène, selon Bismuth, (1973); Chihi, (1984); Chihi et al. (1984 et 1991); Ben Ayad et al. (1991).

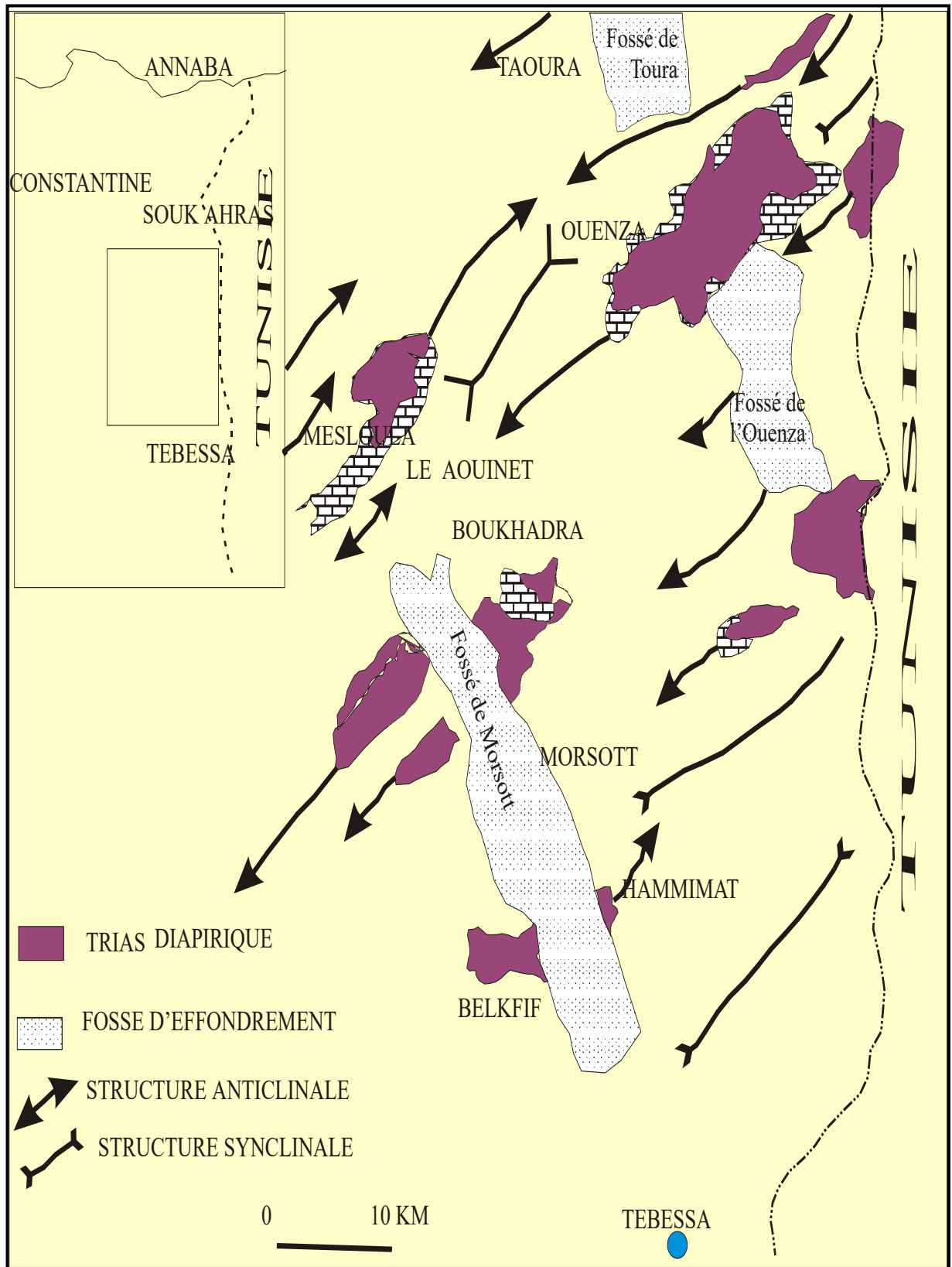


Figure 5: Principaux ensembles structuraux des monts du Mellègue (Vila, 1980)

III.4) Evolution paléogéographique :

L'histoire paléogéographique des monts de Mellègue a commencé au Trias par une série puissante de dépôts salifères et argilo-gypsifères dans les bassins lacustres et lagunaires (Chavenine et al. 1989). Une légère transgression est enregistrée au Trias moyen (Muschelalk), dont les traces sont conservées en intercalation de calcaires noirs stratifiés (Dubourdiou, 1956).

Les dépôts du Jurassique sont absents dans la région en question (Dubourdiou, 1956) mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (Beghoul, 1974).

Les gres du Barrémien représentent les plus anciens rochers crétacés affleurant dans la région essentiellement par une sédimentation marneuse. Ces sédiments se sont déposés sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdiou, 1956). La présence des niveaux à huîtres indique qu'à la fin du Barrémien, la tranche d'eau ne devait pas dépasser 200 mètres au maximum (Dubourdiou, 1956).

À l'Aptien, la mer était plus étendue qu'au Barrémien. Le fait marquant est le développement des faciès urgoniens sur des hauts fonds correspondant aux extrusions diapiriques. Autour de ces hauts fonds s'est développée une puissante série marneuse de mer ouverte (Fig. 7).

À l'Albien, la sédimentation est transgressive (Ammouri, 1986 ; Chavenine, 1989).

Au Cénomaniens, dans des conditions abyssales, une intense sédimentation marnoargileuse à intercalation de calcaires peu développés a eu lieu. Dans la région du Mellègue cette période est caractérisée par des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (Othmanine, 1987).

Au cours du Turonien inférieur, les conditions profondes changent vers un milieu néritique chaud, où s'installent d'importantes masses carbonatées. À partir du Turonien supérieur, une assise marneuse a été accumulée dans une mer relativement profonde, parfois rompue par des intercalations calcaires. Ce même régime continue jusqu'au Campanien inférieur (Chavenine et al., 1987).

Le Campanien et le Maestrichien sont marqués par des conditions de mer peu profonde et une prédominance des calcaires crayeux rarement récifaux. La sédimentation Crétacée marine s'arrête à la fin du Maestrichien inférieur.

Le remaniement de silex réputé d'âge Yprésien à la base du Miocène, où se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur et moyen.

À partir du Miocène supérieur, une phase de régression commence. Toutes les formations post-miocènes sont continentales et continuent jusqu'à la Quaternaire donnant naissance aux plaines et vallées actuelles.

➤ Le Mellègue dans le contexte paléogéographique de l'Aptien (FIG. 8)

La tendance générale à la distension qui a caractérisé le bassin de l'Atlas saharien oriental durant le Crétacé a eu pour conséquence une intense subsidence provoquée par une importante accumulation sédimentaire, formant des hauts fonds de direction NE-SW où s'étaient développés des amas carbonatés comme ceux de l'Ouenza, de Boukhadra et de Mesloul.

Du point de vue paléogéographique, la région de l'Ouenza-Boukhadra fait partie d'une vaste province paléogéographique étendue de part et d'autre de la frontière algéro-tunisienne. Au cours du Crétacé, trois zones principales se sont individualisées (Fig. 8), (Castany, 1951 et Burolet, 1956).

Au Nord, une importante subsidence à dépôts argilo-marneux s'est développée en formant ce qu'on appelle le sillon Tunisien. Le faciès pélagique se développe sur de grandes aires. La sédimentation est calcaro-marneuse. Au Sud, sur une aire plus stable il y'a eu le dépôt des faciès littoraux. Les dépôts se traduisent par des calcaires détritiques à oolites, plus ou moins dolomités et à rares intercalations de marnes. La partie médiane qui correspond à la zone des hauts fonds, est moins subsidente par rapport au sillon tunisien favorisant le développement des faciès urgoniens de l'Ouenza, Boukhadra et de Mesloula.

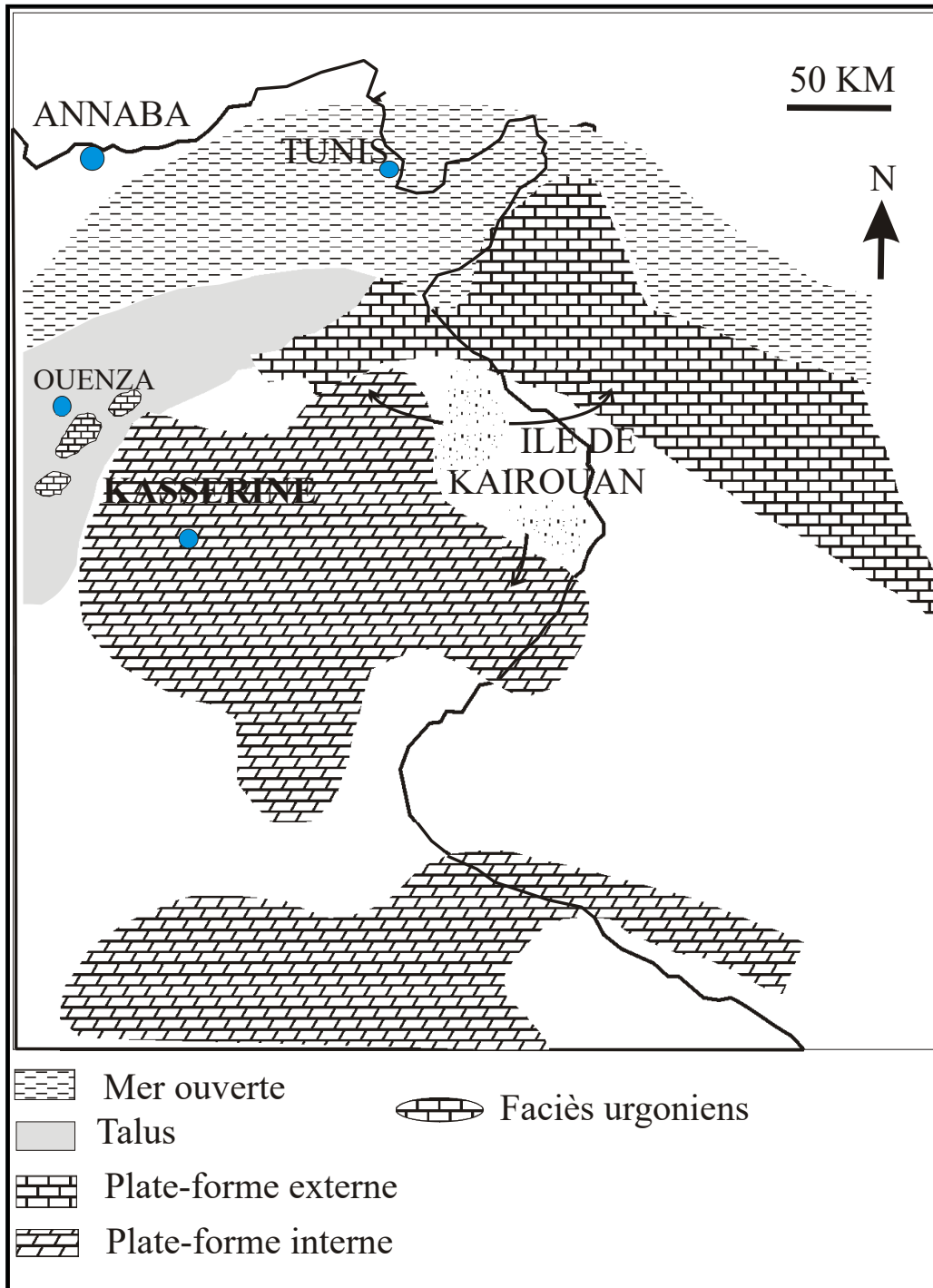


Figure 6: Carte paléogéographique de la Tunisie et des confins algéro-tunisiens durant l'Aptien (in Memmi, 1989).

IV. But et méthodologie de travail :

L'intérêt essentiel de cette étude réside dans la reconstitution du complexe carbonaté urgonien qui s'est développé durant l'Aptien supérieur dans l'extrémité orientale du domaine atlasique.

Le présent mémoire rentre dans le cadre de la préparation du diplôme de Master en géologie: Option « Environnement sédimentaire ». Il nous a été proposé une étude géologique et métallogénique du complexe carbonaté aptien du massif de Djebel Ouenza wilaya de Tébessa.

Ce complexe recèle une minéralisation ferrifère très importante, notre bute est de reconstituer le domaine paléogéographique, de classer les roches encaissâtes vu leurs structures apparente et leurs textures après l'étude microscopique, et d'étudier l'origine des minerais encaissés dans les calcaires aptiens.

a. L'étude du terrain :

On a levé une coupes lithologiques dans la série Aptienne du Djebel Ouenza ce levé a été accompagnés d'un échantillonnage des différents faciès et des divers groupes faunistiques qui présentent le développement des bioconstructions.

Ces coupes donnent des compléments importants pour l'étude descriptive du complexe urgonien.

b. L'étude du laboratoire :

Une étude pétrographique effectuée sur des lames minces représentant les différents faciès de la région ainsi que l'existence des microfossiles qu'ils nous ont aidés à identifier l'âge des terrains étudier.

Une étude pétrographique effectuée sur des lames minces représentant les différents faciès a été élaborée.

c. Historique des travaux de recherche :

Le territoire étudié fait partie d'une ancienne région minière où les recherches et l'exploitation des métaux remontent à l'antiquité.

➤ Travaux anciens :

Les premiers renseignements géologiques se rapportent à la première moitié du 19^{ème} siècle et sont exposés dans les ouvrages de G. Tissot (1854- 1859), M. Coquant (1878- 1881), M. Romel (1888- 1890) et d'autres chercheurs.

En 1912, J.Blaiac dans son étude géologique du bassin de la Seybouse, signalait dans les calcaires qu'il attribuait déjà à l'Aptien, des sections de *Requienia* et *Toucasia* associés à *Orbitolina lenticularis* et *Exogyra aquila*.

J.Pervinquière, la même année, étudiait les formations équivalentes en Tunisie et figurait quelques rudistes (*Horiopleura lamberti*, *Polyconites* sp. du djebel Serj).

- La partie méridionale de ces plis est recoupée par des fossés d'effondrement qui sont remplies par de formations quaternaires. Ces fossés résultent d'une tectonique distensive, orienté NW-SE d'âge Miocène inférieur.

Enfin, ces déformations de structures entre compression et distension sont accompagnées d'épisodes d'ascension et de percement du Trias (diapirisme), la mise en place du diapir a commencé dans les monts de Mellègue dès l'Aptien (Thibieroz et Madre, 1976). Nous retiendrons donc que l'histoire géologique des monts de Mellègue a été gouvernée par une tectonique tant compressive que distensive accompagnée toujours par le diapirisme triasique.

Chapitre 02

Géologie

Lithostratigraphie et sédimentologie de djebel l'OUENZA

I. Introduction :

La série aptienne est bien développée dans plusieurs secteurs des monts du Mellègue, elle présente des faciès très diversifiés et qui varient considérablement d'un point à un autre, notamment au niveau des faciès carbonatés. D'après les datations, elle se situe dans l'Aptien supérieur (Gargasien et Clansayésien, Masse et Thieuloy, 1979) et probablement dans l'Albien inférieur (Vila, 1993 et 1994).

Le djebel Ouenza est un massif montagneux situé dans la partie septentrionale des monts du Mellègue., il présente un relief accidenté (point culminant à 1260 m) , déchiqueté et dont le profil est modifié d'année en année par les travaux d'exploitation d'une importante mine de fer.

Dans le massif de l'Ouenza, plusieurs secteurs présentant des masses calcaires ont été distingués secteurs de Douamis, Hallatif, Conglomérat, Sainte Barbe, Koura Ouenza et Damous el Hamam..

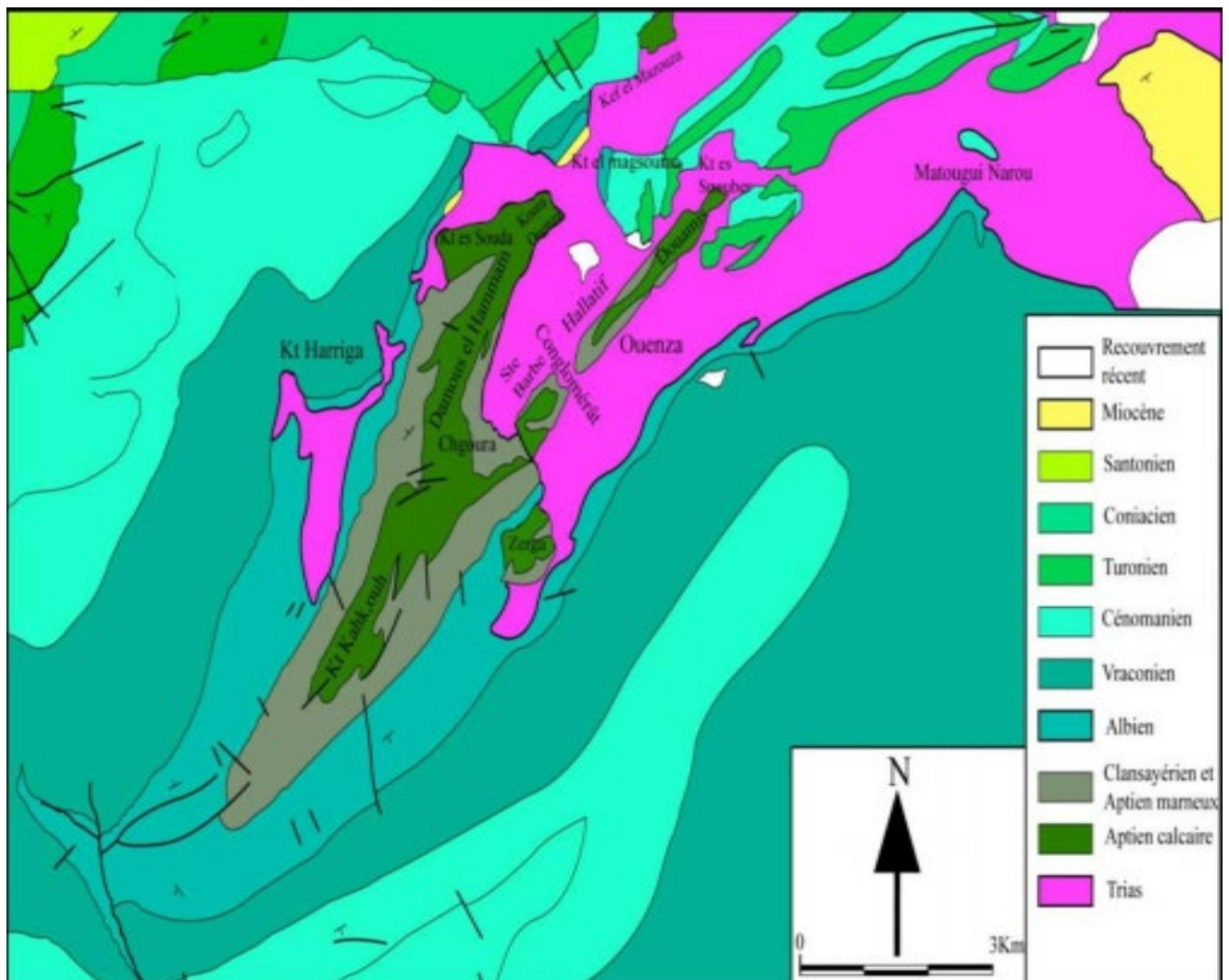


Figure 7: Carte géologique du massif de l'Ouenza (Dubourdiou, 1956)

L'Aptien supérieur de des monts de Mellègue est représenté par trois formations lithostratigraphiques (fig)

1-Formation de Mesloul:

Elle est représentée principalement par des marnes qui atteignent une épaisseur variant de 40m à l'Ouenza et plus de 100m à Mesloul. Cette formation a été attribuée au Gargasien inférieur et moyen (Masse & Thieuloy 1979).

2- Formation de l'Ouenza:

Dans le secteur de djebel Ouenza, cette formation est scindée en deux membres:

a- membre inférieur: Il s'agit d'une série calcaire de plusieurs dizaines de mètres. Elle se compose de la superposition de passées marneuses et des barres de calcaires massifs organogènes, de puissance plurimétriques.

b-membre supérieur:C'est un amas lenticulaire de calcaires construits dont la puissance fait quelques dizaines de mètres dans la plupart des secteurs, mais peut atteindre 200mètres (Ouenza).

3-Formation de Koudiat Ettebaga:

Cette formation est constituée essentiellement de marnes à intercalations de niveaux calcaires et gréseux. Elle est scindée en deux membres bien distincts:

a- Membre inférieur constitué d'une alternance de marnes, calcaires et calcaires à Orbitolines.

b- membre supérieur , caractérisé par le développement des niveaux de calcaires bioclastiques.

réduction de l'épaisseur annonce la proximité de l'apex diapirique. L'accumulation calcaire est localisée sur les zones hautes et subsidentes liées à la montée des séries salifères (Thibieroz & Madre, 1976).

C'est ainsi que la sédimentation carbonatée de plate-forme a été contrôlée par l'halocinèse du matériel triasique, l'accumulation sédimentaire peut être reliée à une subsidence localisée aux bordures des diapirs.

L'extension des plate-formes à faciès urgoniens serait réduite, elles sont de type insulaires, développées selon les axes diapiriques majeurs (NE –SW). Ces plate-formes insulaires ont commencé à fonctionner à partir des zones hautes commandées par des diapirs triasiques en voie d'ascension. (Voire figure. 09).

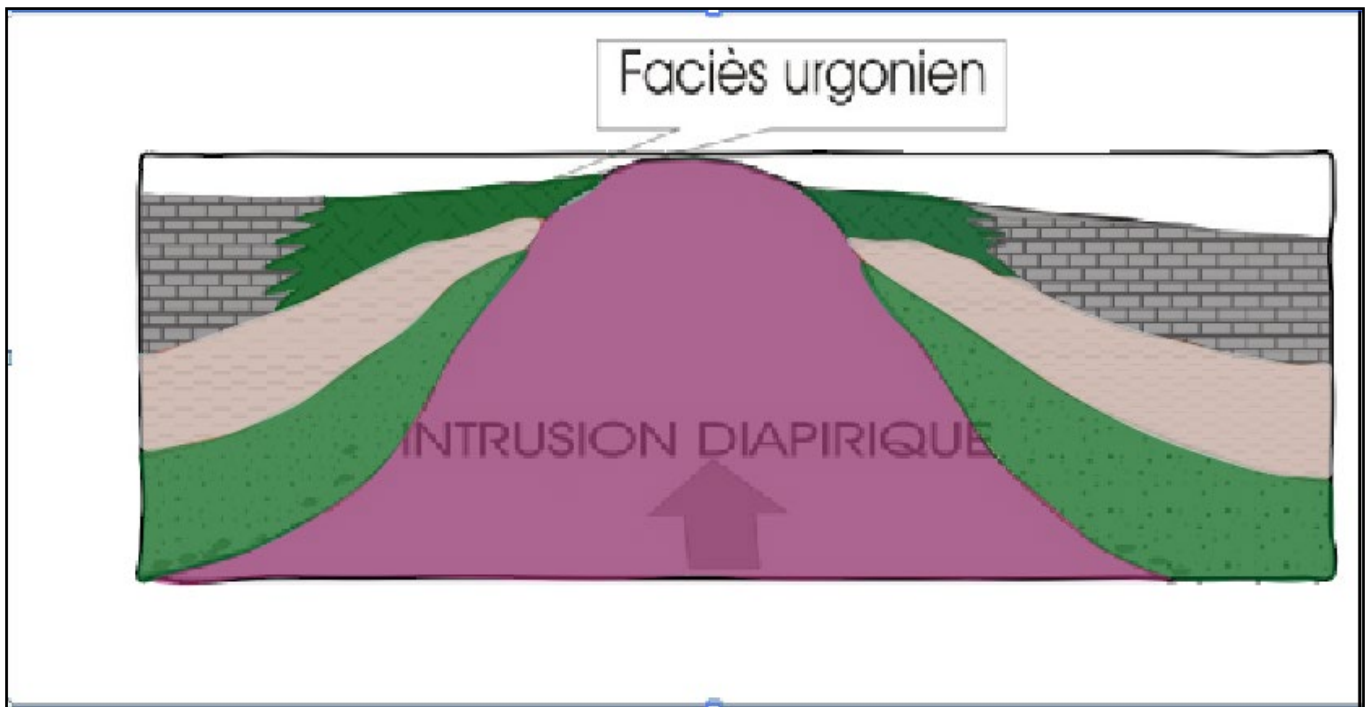


Figure 9: Disposition des plate-formes urgoniennes et leur relation avec les extrusions diapiriques (TLILI.M.2008)

III. Bio_lithostratigraphie de l'Aptien supérieur de djebel de l'Ouenza:

L'Aptien supérieur de djebel de l'Ouenza est représenté par trois formations lithostratigraphique suivantes:

III.1. Formation de MESLOULA

1-Marnes sableuses (11 mètres):

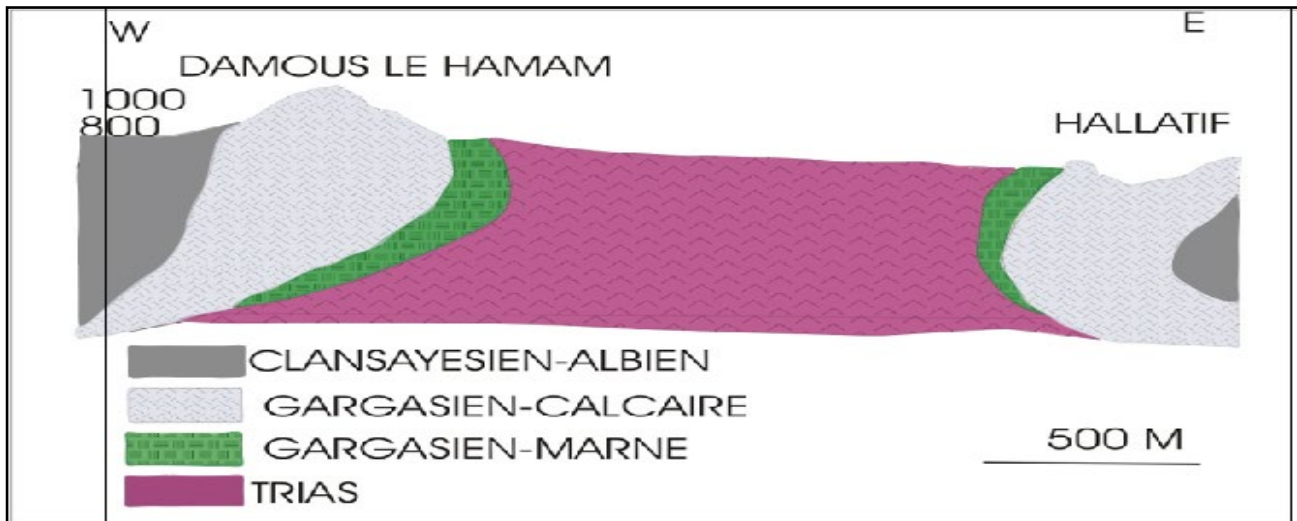


Figure 10: Coupe géologique à travers le massif de l'Ouenza (Dubourdiou, 1956).

Il s'agit d'une série marneuse, de teinte grise qui se débitent en plaquettes. Sa partie inférieure est riche en intercalations sableuses, tandis que dans sa partie supérieure, se développe des bancs de calcaires bioclastiques gréseux, riches en huîtres et en échinides. Les bancs de calcaires, de puissance décimétrique, présentent une patine brune. Le ciment est micritique très riche en organismes: huître).

III.2. Formation de L'OUENZA

1. Calcaires bioclastiques graveleux (1,75m)

Ce niveau se présente en bancs décimétriques, de couleur bleutée à la cassure et brune à la patine. Ils sont constitués par des débris enroulés d'orbitolines, d'huîtres et d'échinodermes baignant dans un ciment sparitique.

2. Biosparite à Huîtres (2,3 mètres):

C'est une barre calcaire formée essentiellement d'huîtres, d'échinides et de brachiopodes (La partie inférieure de ce niveau remanie des éléments dolomitiques du Trias, conférant à la roche un aspect bréchiq .

3. Calcaires construits à madréporaires (6m)

Ce niveau correspond à une masse calcaire non stratifiée. Ces calcaires sont difficiles à examiner du fait de la recristallisation des calcaires. Il s'agit de calcaire boundstone de couleur

grisâtre, où il est difficile de trouver la structure originelle. Toutefois il est possible d'observer les colonies lamellaires (bindstone) appartenant à des Microsélénidés.

4. Calcaires à rudistes (4,5m):

Surmontant les calcaires à polypiers, ce niveau montre le développement des radiolitidés au détriment des coraux. Les rudistes se présentent en gerbes où les individus ne dépassent pas le nombre de sept. Ces rudistes baignent dans une vase micritique et auxquels peuvent s'adjoindre des polypiers arborescents et des foraminifères benthiques et Miliolés.

5. Calcaires micritiques (4,75m):

Au-dessus des calcaires construits, viennent des bancs micritiques, bien stratifiés, de couleur grise à la patine et bleutée à la cassure. Ce faciès est riche en microfaune: Foraminifères (*Ovalveolina reicheli* de CASTRO,), Ostracodes. A ces organismes s'ajoutent le plus souvent des rudistes de petite taille.

6. Siltite (0,75m)

Ce niveau se présente en intercalation dans les bancs calcaires. Il est de patine brune et de cassure grisâtre, constitué par des grains de quartz très fins de forme arrondie, liés par un ciment carbonaté. Ce faciès montre sporadiquement des tests d'orbitolines

7. Calcaire bioclastique (0,70m)

Il se présente en masses non stratifiées, de couleur bleutée à la patine et grisâtre à la cassure. Les éléments figurés sont constitués par des débris ou d'organismes entiers: orbitolines, Gastéropodes. Ces niveaux de calcaire sont bioturbés et affectés par des figures d'émersion.

8. Calcaires graveleux à orbitolines (2,70m)

Ce niveau se présente en bancs massifs d'épaisseur décimétrique. Il est constitué par des tests d'orbitolines et des débris roulés appartenant à des rudistes, polypiers et bryozoaires.

III.3. Formation de KOUDIET ETTEBAGA

1. Alternance marno-calcaire à orbitolines (25m):

C'est un ensemble marno-calcaire, matérialisé sur le terrain par une combe marneuse, de teinte grisâtre, montrant des intercalations de bancs de calcaire, d'épaisseur décimétrique, de couleur brune à la patine et grise à la cassure. Ces bancs sont très riches en orbitolines, échinides et huîtres. Le plus souvent, des niveaux silteux viennent s'intercaler dans la série, matérialisés par des lits et des passées.

2. Calcaires graveleux (15m):

Au-dessus de l'ensemble marno-calcaire décrit précédemment, se dresse une barre de calcaire graveleux dans laquelle on reconnaît deux faciès: un faciès construit à la base, formé de la superposition de plusieurs colonies lamellaires de polypiers et un

3. Ensemble marno-calcaire (32m):

Les niveaux calcaires sont représentés par des bancs bioclastiques (grainstone), à patine grise, de puissance pluridécimétrique, ils sont isolés en bancs intercalés dans des passées marneuses grises.

4. Masse calcaire (12m)

De l'ensemble marno-calcaire, émerge une barre de calcaire qui apparait à la faveur d'une masse de forme lenticulaire.

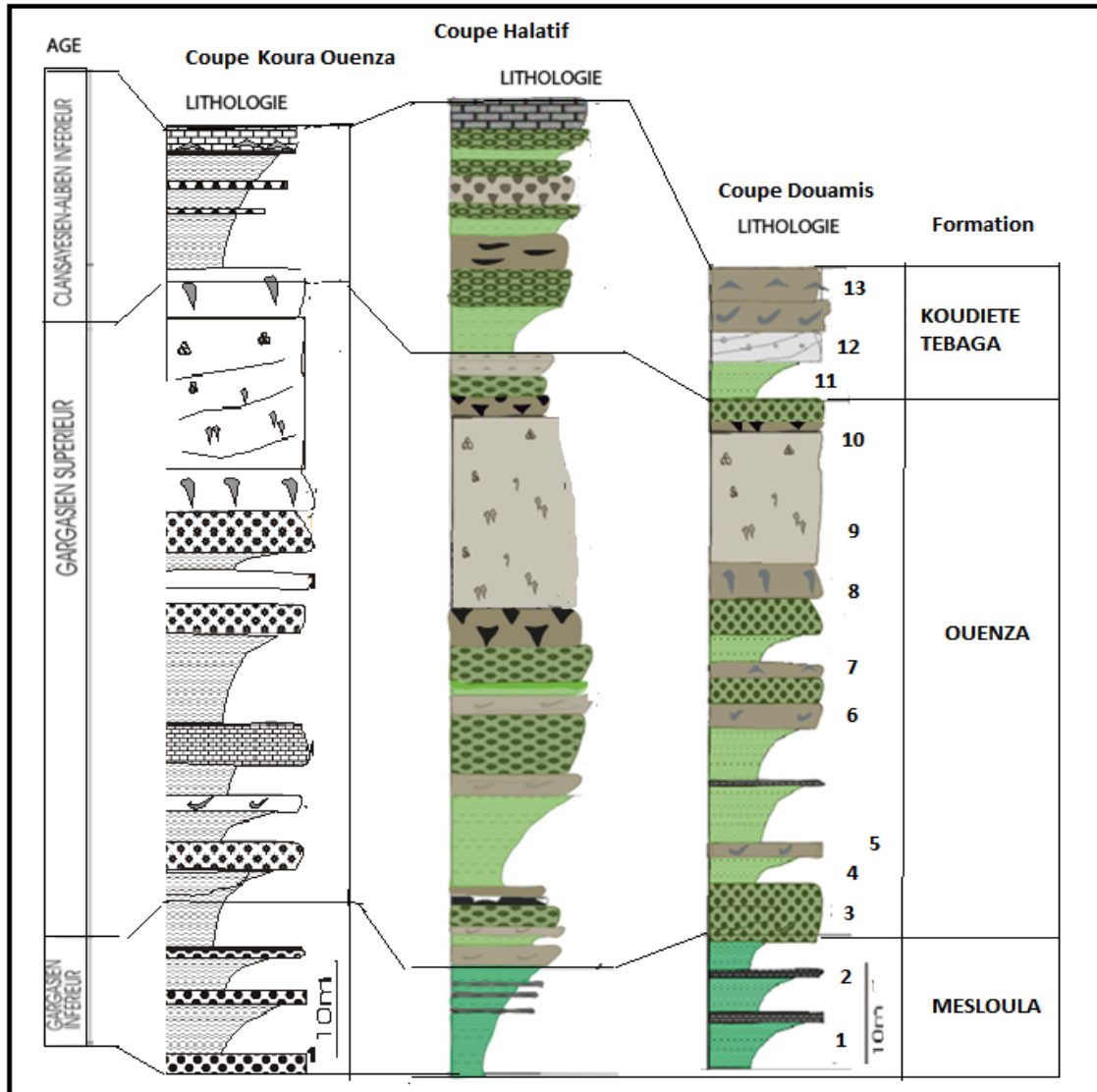


Figure 11: Corrélation lithostratigraphique entre les différents secteurs de l'Ouenza

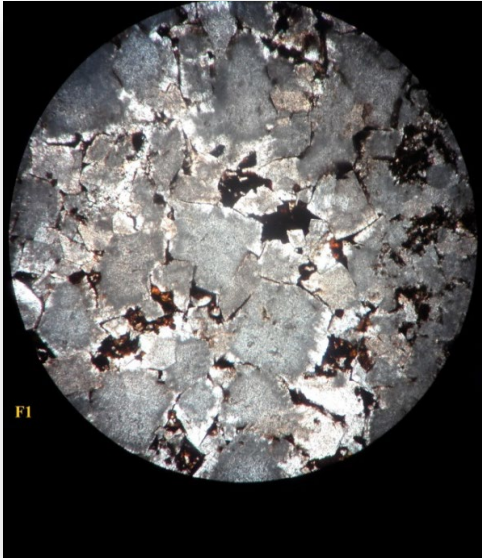


Figure 12: F1-Siltites et Biomicrites silteuses de taille 20 à 100 μ de la zone de l'Ouenza

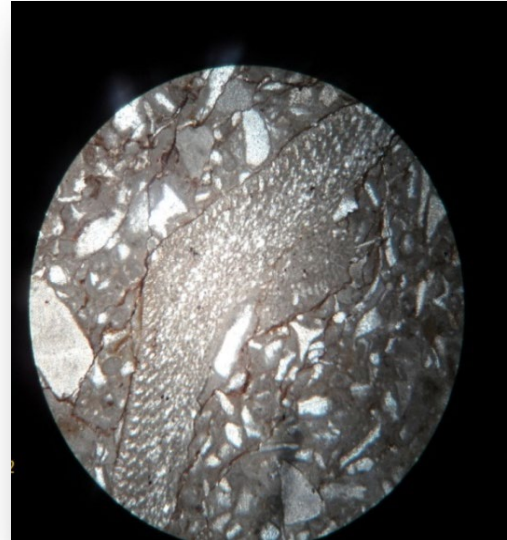


Figure 13: F2 -Calcaires biomicrite à orbitolines de la zone de l'Ouenza

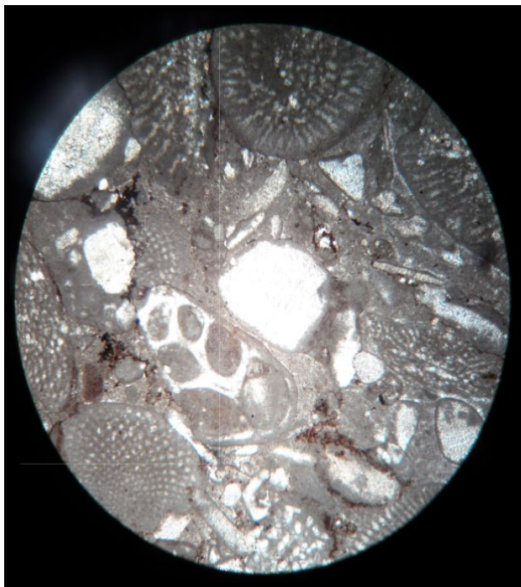


Figure 15: F3- Biosparite à Huîtres: calcaire formée essentiellement d'huîtres), d'échinides et de brachiopodes

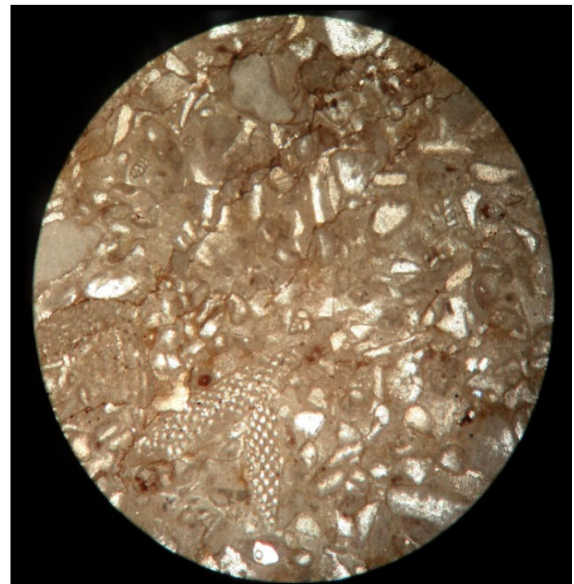


Figure 14: F4-Calcaires biolithites à polypiers et gastéropodes de la zone de l'Ouenza.

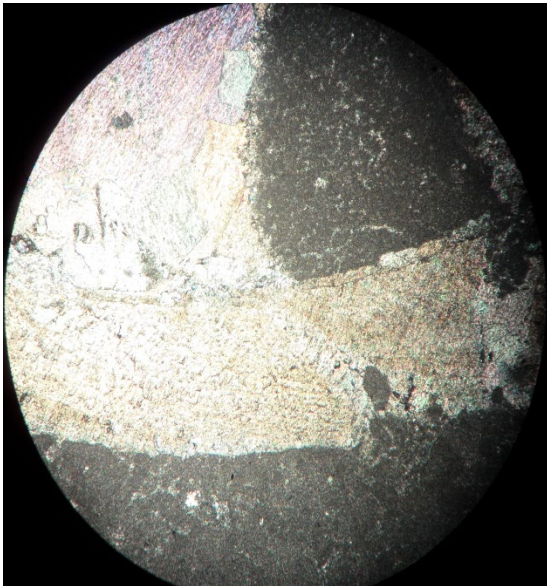


Figure 17: F6-Calcaires bioconstruits à rudistes de la zone de l'Ouenza.

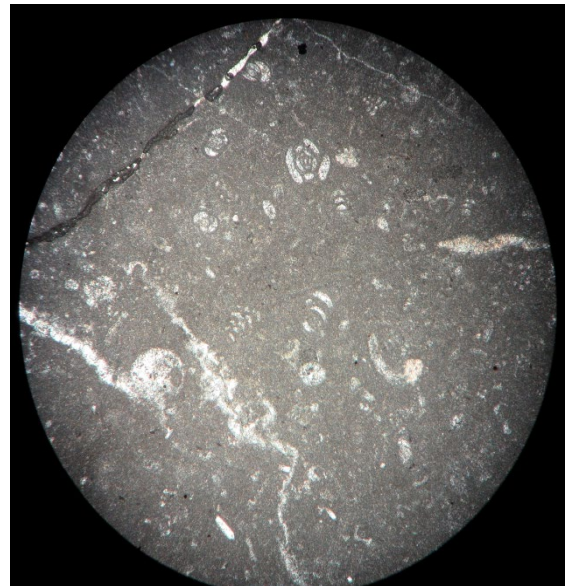


Figure 16: F8- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et Miliolles) de la zone de l'Ouenza

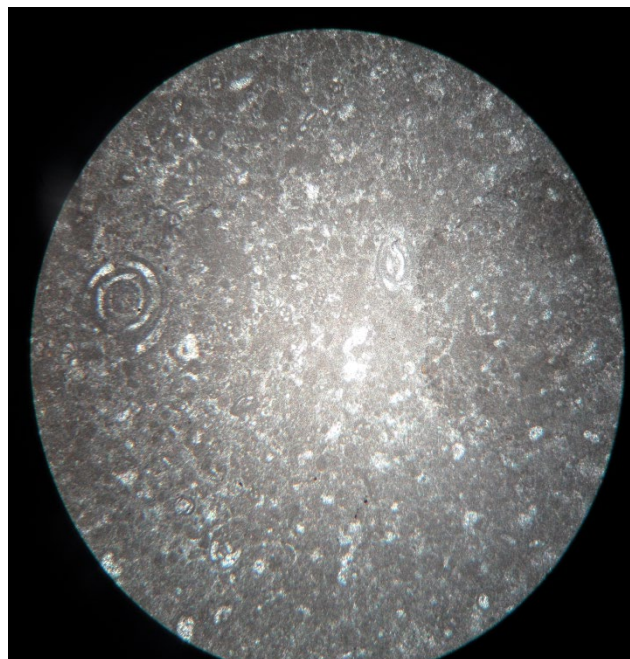


Figure 18: Fig18 :F9- Calcaires biomicrite à Foraminifères benthiques (Ovaleveolina reicheli et Miliolles) de la zone de l'Ouenza

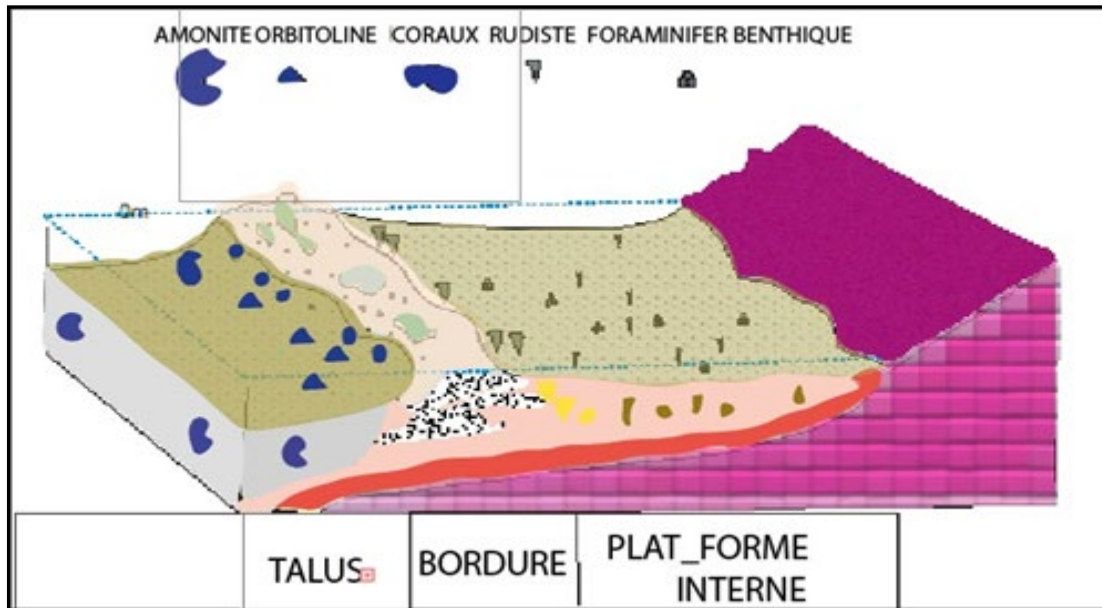


Figure 19: Principaux éléments d'une plateforme urgonienne (Arnaud Vanneau.1979)

❖ Bordure externe de la plateforme

C'est la zone qui fait la limite entre la plate-forme et le domaine ouvert (bassin). Deux grands cas classiques de bordures peuvent exister: avec ou sans dispositif formant barrière.

Cas d'une barrière

Des barrières ont été décrites organisées et édifiées de diverses manières:

- des constructions coralliennes sont connues dans le Vercors (Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1982), en Provence (Masse, 1976). Cependant ce dispositif, habituel à d'autres époques, est ici sporadique. Il n'était donc pas un élément nécessaire des systèmes urgoniens: les plates-formes urgoniennes n'étaient pas des récifs coralliens

- des cordons oolithiques ont été décrits (Krishev, 1972 en bordure de la plate-forme du Prébalkan) mais eux non plus ne constituent pas la règle, à la différence de ce que montrent beaucoup de plates-formes jurassiques

Pas de barrière

Il se peut aussi qu'aucune morphologie particulière n'ait concrétisé la marge externe de la plate-forme. Celle-ci devait alors s'élever progressivement, par une pente faible, depuis le fond du bassin externe jusqu'aux biotopes à Rudistes

VI.2.3. La plate-forme urganien

Caractérisé par des biotopes à Rudistes sur un substrat meuble sablo vaseux avec des péloïdes, bioclastes miliolidés de milieu calme. Les fonds à bioclastes remaniés représentent des milieux d'énergie forte

❖ Ensemble margino-littoral

Il correspond aux étages infra, médio et supralittoral selon P.Masse (1976) qui distingue, pour l'Urgonien provençal, les milieux suivants: plages et marais maritimes avec lagunes plus ou moins déssalées, fonds algo-sédimentaires. Pour compléter l'inventaire des possibilités il faut ajouter les marges pénétrées par les détritiques, sableux ou argileux.

VI.3. Différents domaines de la plateforme urgonien de massif carbonaté aptien de l'Ouenza

A. Plate-forme externe/distale

F1-Siltites et Biomicrites silteuses

Le sédiment est formé de nombreux cristaux de silt altérés, de forme arrondie et dont la taille varie de 20 à 100µ. Ceux-ci baignent dans une matrice carbonatée. Les éléments figurés sont très rares, représentés par quelques individus de foraminifères (*Textulariella sp. Hedbergella sp.*) et par des ammonites et des fragments de crinoïdes et de spatangues.

F2 Biosparites à huîtres et spatangues

Le sédiment est formé de nombreux fragments d'huîtres, de minces débris de spatangues généralement perforés, de très rares orbitolines, serpules et foraminifères planctoniques cimentés par des intraclastes et des péloïdes. Le liant est sparitique, rarement microsparitique La texture est de type wackestone à packstone.

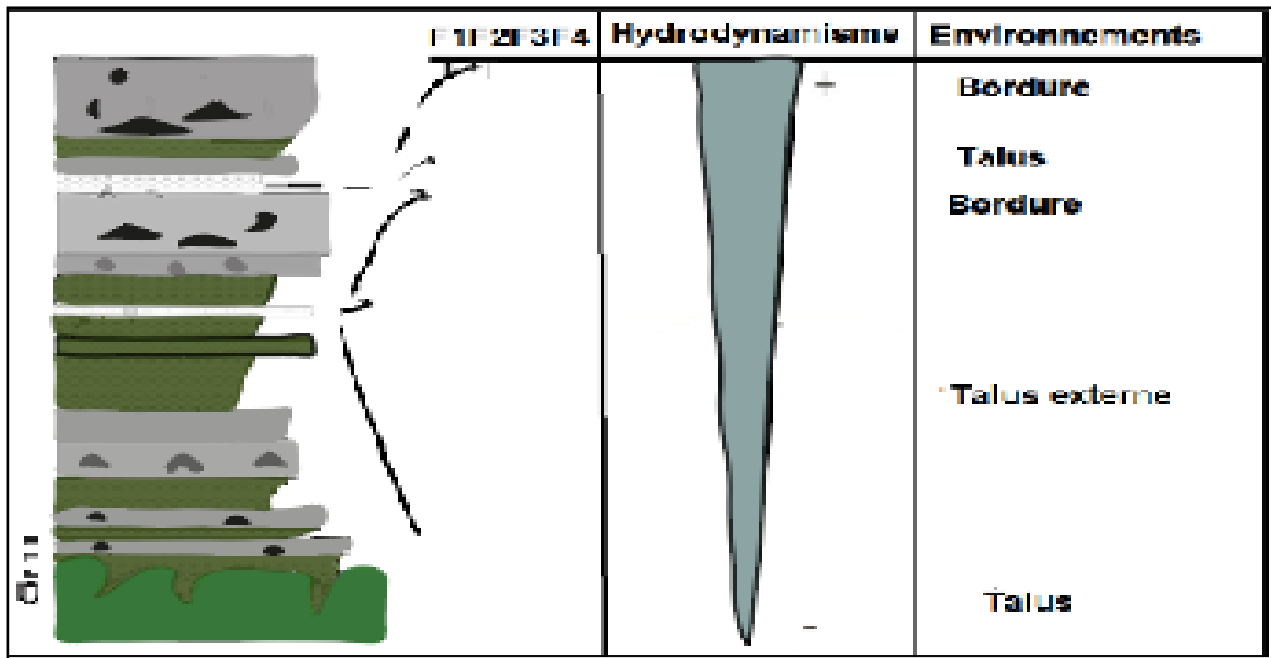


Figure 20: Interprétation séquentielle des faciès de la plate-forme externe de la formation de l'Ouenza.

F3 Biomicrites à orbitolines

Les éléments figurés sont représentés par des tests d’orbitolines entassés, formant l’essentiel du volume du faciès. De rares fragments de spatangues, de gastéropodes et d’huîtres sont mêlés aux orbitolines.

La matrice est micritique, renfermant le plus souvent des tests de foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp.)

B. Bordure de la plateforme

➤ **Faciès**

Les sédiments de la bordure de la plate-forme sont répartis sur l’ensemble des secteurs étudiés et particulièrement le secteur de l’Ouenza où ils atteignent leur maximum d’épaisseur.

Biosparites à madréporaires (f4 et f5): Ces faciès sont superposés aux dépôts du talus de la plate-forme, ils se présentent sous forme de bancs mal lités, passant horizontalement ou verticalement à des bioconstructions qui donnent des affleurements lenticulaires de quelques mètres de puissance et de plusieurs centaines de mètres d’extension comme c’est le cas sur le flanc SE de djebel Ouenza. Ces faciès correspondent à des bioconstructions de madréporaires.

C. Plateforme interne (LAGON)

Les affleurements des faciès de la plate-forme interne sont localisés dans tous les secteurs étudiés, ils se présentent sous forme de masses calcaires, lenticulaires, constituant dans le paysage des ressauts bien marqués.

➤ **Faciès**

a- Biolithites et biomicrite à Rudistes (f6, f7)- Ces faciès correspondent à des bioconstructions et des bioaccumulations de Rudistes qui se présentent sous forme de petites colonies dont chacune est formée de quelques individus isolés par une vase à débris grossiers de rudistes.

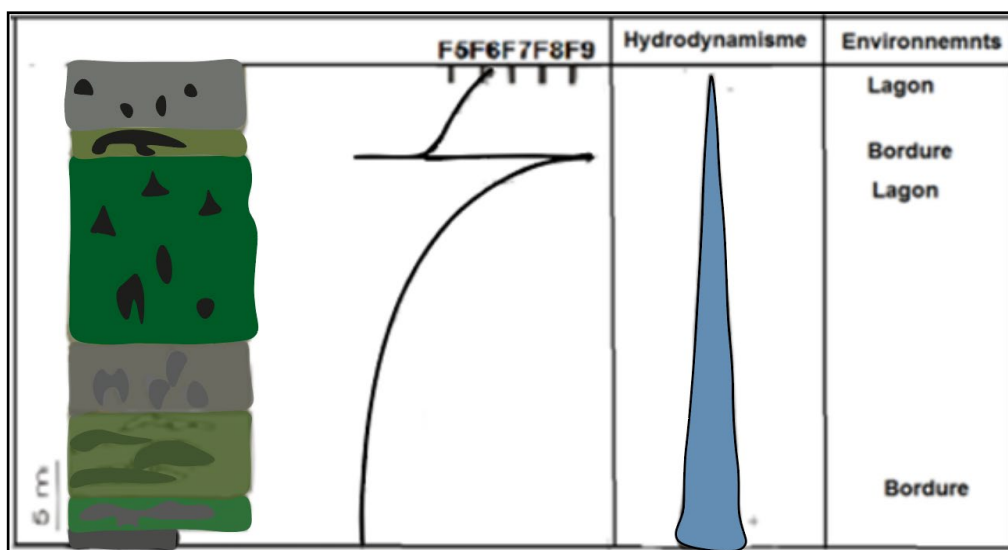


Figure 21: Interprétation séquentielle des faciès de la plateforme interne de la formation de l’Ouenza.

Chapitre 03

Gitologie

Les minéralisations de l'Ouenza

I. Introduction :

Comme la plupart des massifs du domaine atlasique de la frontière Algéro Tunisienne, le massif de l'Ouenza est situé au croisement des deux plus importants éléments structuraux de la région: le diapir de l'Ouenza et le fossé d'effondrement MORSOTT. Ce massif recèle des concentrations minérales de Fe, Pb, Zn, Cu, Ba, F, Sr.

La mise en place de ces minéralisations est probablement contrôlée par une intense activité diapirique et par une fracturation tardive.

Il y a de deux types :

- ✓ Le type le plus important est représenté par la minéralisation ferrifère sous forme de carbonates de fer (sidérite et ankérite), qui serait issue de la substitution métasomatique des calcaires récifaux aptiens. Celle-ci est oxydée en hématite et goethite au-dessus du niveau hydrostatique. Elle constitue le minerai actuellement exploité au niveau de la mine.

L'exploitation du gisement de fer se fait par quartiers du NE vers le SW : Douamis, Hallatif, Conglomérats, Sainte Barbe, Chagoura Nord, chagoura Sud et Ez Zerga.

- ✓ Le deuxième type de minéralisation est de moindre importance, il s'agit d'une minéralisation polymétallique qui se localise dans des fractures orientées NE-SW. Elle recoupe la minéralisation ferrifère et les formations crétaées. Elle est généralement rapportée à un évènement miocène (Bouzenoune 1993 et Bouzenoune et al., 1995, 1997 et 2006).

Du point de vue géologique le Djebel l'Ouenza est un grand pli anticlinal d'axe NESW, il s'étend sur près de 12 km avec une largeur pouvant atteindre 5 Km au niveau de pic (1288 m). Il est interrompu au Nord par l'effondrement de Béni Barbare - Ouled Soukiét. Sa structure actuelle résulte non seulement des ruptures tectoniques, mais aussi du redressement des séries induites par l'ascension du diapir triasique.

Du point de vue structural, le Djebel l'Ouenza est marqué par une tectonique souple, matérialisé par sa structure générale qui correspond à un grand anticlinal de direction NE-SW et par le prolongement des barres calcaires à un fort pendage. Ces barres calcaires sont biens redressées et même renversé au contact avec le diapir triasique (sur la route de Souk Ahras au niveau du quartier Hallatif).

Ce massif est affecté d'une tectonique cassante exprimée par de nombreux accidents d'orientation NW-SE. Cette importante fracturation, très rapprochées et parallèle au pli. Elle est illustrée par la grande faille du pic et une série de failles parallèles (Les failles de Merah el Maiz). Cette direction est bien matérialisée à Douamis ou il existe une faille de direction N70, à remplissage bréchiq sur une épaisseur décimétrique, qui affecte les calcaires aptiens.



Figure 28: figure présente la transition de minéral de fer

- 1- La calcite CaCO_3**
- 2- La sédirite FeCO_3**
- 3- L'Hématite Fe_2O_3**

II.2. La minéralisation polymétallique

Cette minéralisation polymétallique a déjà fait l'objet d'une étude partielle par Bouzenoune (1993), qui a mis l'accent sur le contexte minéralogique de ces indices. Il distingue sur l'ensemble du massif de l'Ouenza deux domaines ; un domaine à Pb et accessoirement Cu et Ba situé à Koudiat el Kahkough au niveau de la fermeture périclinale SW du massif et un domaine à Cu, Ba, F et accessoirement Pb situé au NE le long de l'arête Sainte Barbe-Koudiat Es Snouber.

Plusieurs indices polymétalliques à fluorine, barytine, cuivre gris et galène ont été reconnus au niveau du djebel Ouenza. Du Nord Est vers le Sud Ouest ces indices sont :

a- l'indice de Douamis situé à l'extrémité NE du Djebel Ouenza. Il montre une minéralisation essentiellement à cuivre gris associée à de la calcite à gros grains, sous forme de poches et de nids (Fig. 26). Le cuivre gris apparaît sous forme d'éléments bréchiques à texture massive ainsi qu'en remplissage de veinules anastomosées.



Figure 29: Poches de cuivre gris (cg) associé à la calcite à gros grains (douamis)

Au niveau du parement Est de la carrière de Douamis, il a été observé sous forme de remplissage de fractures NE-SW, du cuivre gris bien cristallisé qui apparaît sous forme de beaux cristaux de tétraédrite associée à de la fluorite violette et à du quartz biyramidé de taille centimétrique (02 à 10 cm). Pohl et al (1986), ont décrit dans cette partie de l'ankérite associée au cuivre gris qui a été considérée comme une ankérite hydrothermale.

Dans cette partie, la minéralisation à cuivre gris est généralement très oxydée et elle montre souvent de beaux cristaux millimétriques d'azurite et de malachite. Parfois ces minéraux apparaissent sous forme d'encroutements ou d'induits tapissant les petites veinules

b) Dans le quartier Hallatif, la minéralisation est observée en 02 endroits : - **i)** à l'intérieur de la carrière, dont l'accès se fait par les ateliers de Ferphos. Dans cet endroit la minéralisation est localisée au contact des calcaires aptiens avec le Trias.

L'observation montre qu'il s'agit d'une minéralisation à fluorite, barytine et cuivre gris. La fluorite apparaît en textures drusiques à cristaux centimétriques de couleur violette à bleu pâle et jaunâtre, associée à de la barytine crêtée, parfois massive. Le cuivre gris sous forme de poche et en remplissage de petites veinules recoupe le minerai hématitique; - ;

a) sur la route de Souk Ahras ; cet indice est le plus connu parmi ceux de l'Ouenza. La minéralisation à fluorine, barytine s'observe dans deux endroits :

- au niveau de la faille principale NE-SW, qui constitue une faille ouverte. Elle montre un remplissage typique de barytine blanche crêtée, en grosse lattes de 5 à 20 cm.

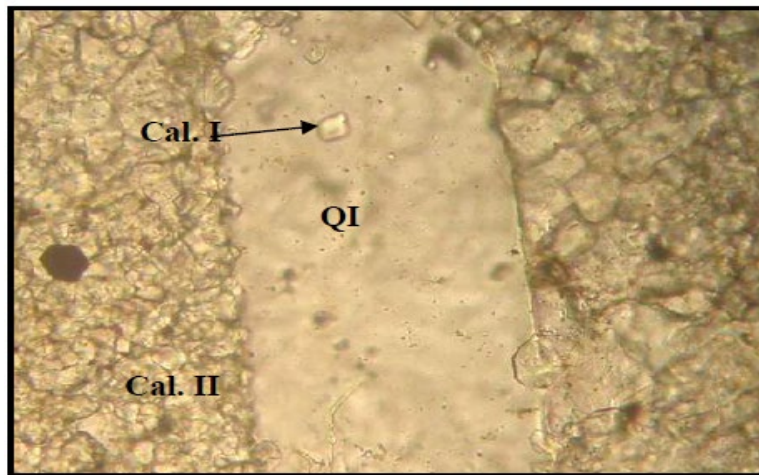


Figure 32: Quartz diagénétique (QI) a inclusions de la calcite diagénétique

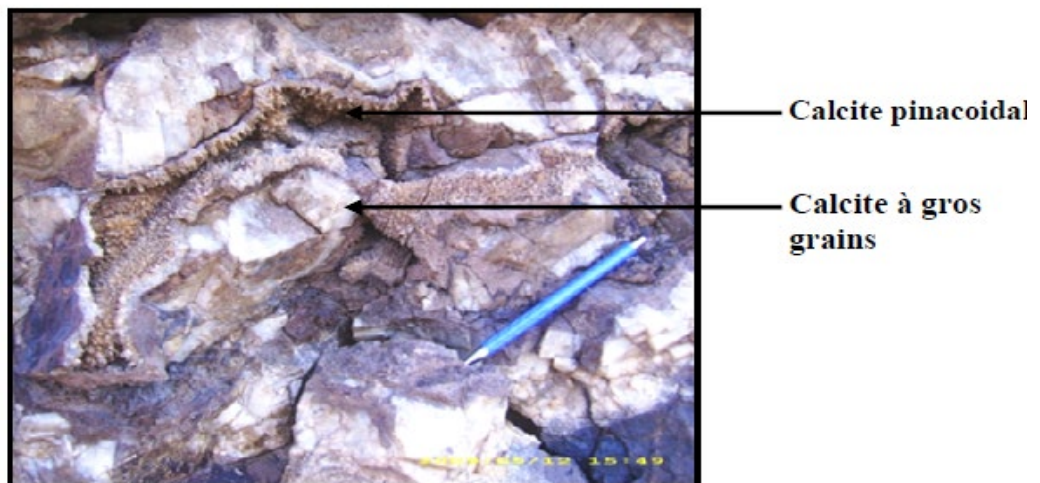


Figure 33: texture drusique qui montre la calcite a gros grains encapuchonnée par une calcite pinacoide (Douamis)

Elle apparait aussi en veinules dans les calcaires. Dans certains cas elle constitue le ciment des éléments béchiques. Elle est de couleur blanchâtre à rosâtre. Elle présente parfois un aspect mielleux lorsqu'elle est teintée par les oxydes. En définitive l'étude montre qu'il existe plusieurs générations de calcites (Belagh et Mouchène 2010)

La barytine est souvent associée à la fluorine, à la galène, à la calcite et à la sidérite blonde et ou l'hématite (fig. 31). L'observation macroscopique montre qu'il existe deux générations de barytine (fig. 31) : **une barytine I** qui apparait généralement en lamelles.

Elle est de couleur blanche et se présente sous diverses formes: en crête, en agrégats massifs, en veinules et parfois bréchique. Au microscope, c'est une barytine en grandes lattes rayonnante (fig. 32). L'observation montre également des cristaux de quartz (inclus dans la barytine (fig. 32).

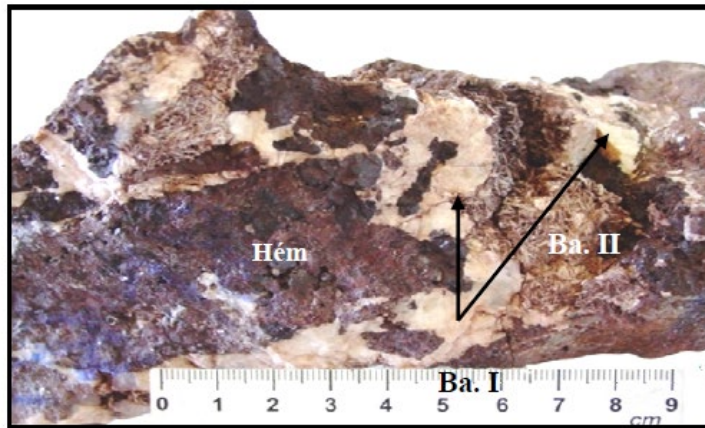


Figure 34: échantillon montrant deux génération de barytine : une barytine a aspect laiteux massive entourant des cubes de la fluorine et cimenter les elements de l'hématite, et une barytine tardive (Ba.II) en gerbe recoupe l'ensemble (Ez Zerga)

La barytine II, apparait en gerbe. Au microscope, elle montre des cristaux allongés en forme de gerbes recoupant la fluorite. Cette barytine remplace la calcite à gros grains zonée. Ces cristaux en gerbe sont recoupés par une calcite tardive et par le cuivre gris

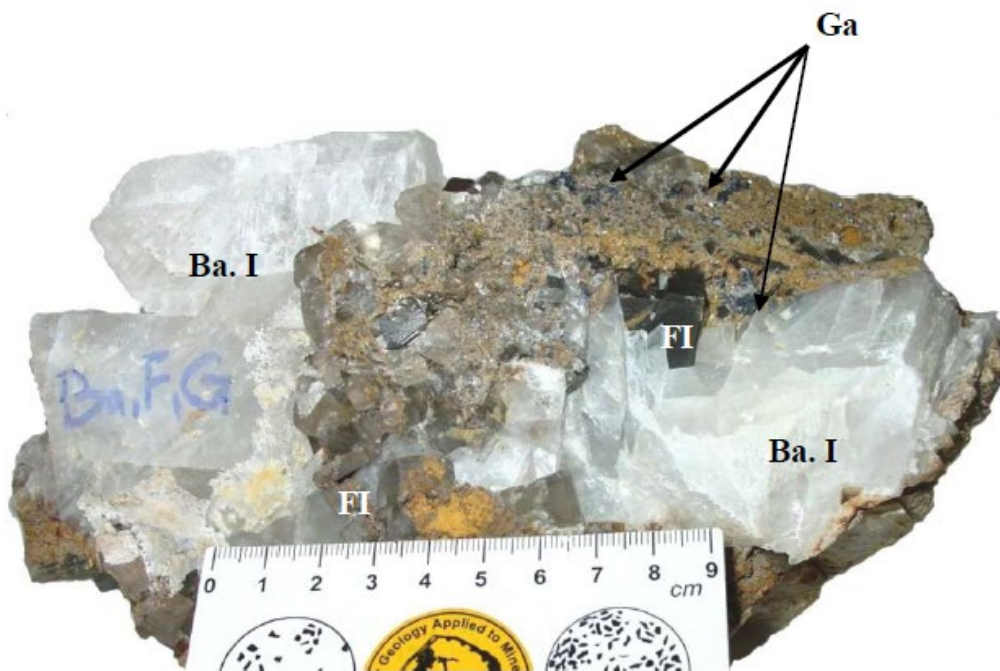


Figure 35: Aspect macroscopique d'un échantillon montrant des cristaux cubique, gris sombre de fluorine (FI), surmontée par de la barytine blanche en latte (Ba.I) (Lounis SAMI .2011)



Figure 40: Agrégat de cristaux de quartz pyramidés qui poussent sur l'hématite massive avec un tapissage fin calcite tardive (Lounis SAMI.2011)

Enfin le **Quartz III (QIII)** apparaît translucide, sous forme des druses dans les vides de dissolutions, associés à la fluorine (F II) et à la barytine (Ba. II).

La Dickite, est observée dans les quartiers Ez Zerga, Sainte Barbe et conglomérat.

Elle apparaît sous forme de petits cristaux tendres, blancs à éclat nacré. L'observation microscopique montre que cette dickite est antérieure à la barytine I est postérieure au Quartz II (Fig. 38)

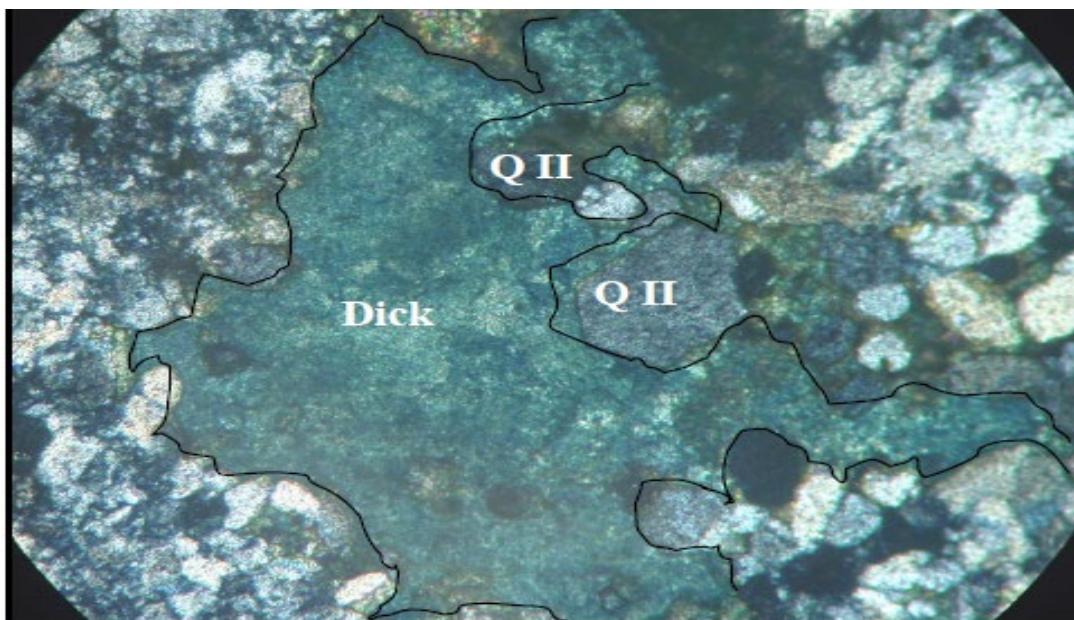


Figure 41: Dickite (Dick) entourant des cristaux de quartz (QII) lame mince. LPA.G.× 10 (Lounis SAMI.2011).

Les sulfures sont représentés par de la galène qui se présente sous forme de disséminations dans les calcaires et se manifeste également en cristaux cubiques qui poussent sur la fluorine et la

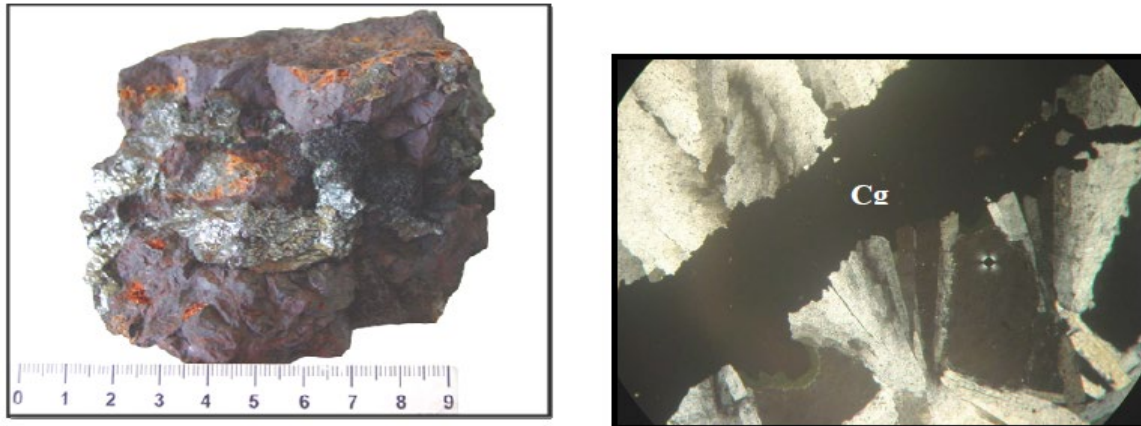


Figure 43: cuivre gris (Cg) sur l'hématite massive (hém) (Hallatif) veinule de cuivre gris (cg) recoupant la barytine en lattes (Ba.l) lame mince LPN.G×5 (Lounis SAMI.2011)

L'analyse des différentes observations macroscopiques et microscopiques, permet de proposer le tableau de la succession paragénétique probable de la façon suivante et qui tiens compte de la minéralisation ferrifère.

Minéraux	Diagénétique	Epigénétique						Supergène	
		Ca2	Ca3	F1	F2	Ca4	Ca5		Ca6
Calcite	Ca1	Ca2	Ca3	F1	F2	Ca4	Ca5	Ca6	
Quartz	Q1			Q2		Q3			
Sidérite/Ankérite									
Fluorite				F1	F2				
Barytine				B1	B2				
Dickite			Dk						
Pyrite				Py					
Chalcopyrite				Cpy					
Sphalérite				Sp					
Galène				Ga					
Hématite									
Cuivre gris							Cg		
Minéraux d'oxydations									

Figure 44: Succession paragénétique des minéralisations du massif de l'Ouenza. (Lounis SAMI.2011).

Conclusion générale

Conclusion générale

Le territoire étudié se situe dans la partie N-E de l'Atlas saharien, il fait partie des monts du Mellègue. Sur le plan administratif, il se rattache à la wilaya de Tébessa dont le centre de la wilaya, la ville de Tébessa, se trouve à 45 Km au Sud-est suivant la route nationale N° 16 Annaba - Tébessa. non loin des frontières Algéro-Tunisiennes. Les localités les plus proches sont : El - Morsott, Ouenza.

La région des monts du Mellègue est représentée par du Trias évaporitique, avec une enveloppe qui va, à l'affleurement, du Crétacé inférieur au Miocène, recouverte notamment par du matériel quaternaire de nature classique d'origine continentale.

L'analyse lithostratigraphique réalisée dans le secteur étudié permet de scinder la série étudiée en trois ensembles.

1- Un ensemble tendre, très bien exposé dans le secteur étudié, montre une série marneuse qui surmonte des niveaux détritiques terrigènes à l'extrême de base. Le contact avec le substratum triasique est souligné par une brèche qui remanie des éléments du Trias. Ce niveau marque la transgression aptienne sur la zone émergée du diapir.

2- Dans le second ensemble, les faciès sont représentés par des calcaires très riches en Polypieds, Rudistes, Bryozoaires, Orbitolines.

3- Dans le dernier ensemble le passage latéral de ce niveau montre une diminution progressive des bioconstructions et apparitions d'une alternance plus ou moins régulière de calcaires à Orbitolines et de marnes.

Les minéralisations rencontrées dans Les massifs de l'Ouenza sont de deux types :

* La minéralisation à ferrifère : Elle apparaît sous trois types morphologiques : en amas en couches conformes à la stratification des calcaires encaissants, et en filonnet. Elle est constituée par un minerai primaire sidéritique qui résultait de la transformation des calcaires par substitution, et un minerai secondaire hématitique issu de l'oxydation du premier au dessus de niveau hydrostatique. Le minerai oxydé actuellement en exploitation, est formé d'hématite, de goethite et autres ocres limonitiques.

* La minéralisation à Ba, F, Pb, Zn et Cu : elle est constituée par de la galène, du cuivre gris, de la pyrite, de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la barytine et de la fluorine. il s'agit d'une minéralisation polymétallique qui se localise dans des fractures orientées NE-SW. Elle recoupe la minéralisation ferrifère et les formations crétacées. Elle est généralement rapportée à un événement miocène.

Bibliographie

Bibliographie

1. Amouri, M. (1986) : Le gisement de Bou Jaber (Atlas Tunisien Central). Un exemple de minéralisation Pb-Zn-F-Ba dans un Paleokarst. Rev. Sc. Terre. Tunisie. Vol 4, pp. 87113.
2. Beghoul, M. (1974): Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. Thèse Doct. Ing., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, France. 140p. (inédit).
3. Bouzenoune, A. (1993): Minéralisations péri-diapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse Doct, d'Univ. Paris IV. P 206.
4. Bouzenoune, A.; Rouvier, H.; Thibieroz, J. (1995): Trias de l'Ouenza : contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 6, n°1, pp3- 24.
5. Chikhi-Aouimeur, F. (1980): Les rudistes de l'Aptien supérieur de Djebel Ouenza (Algérie NE).v Paléontologie. Contexte stratigraphique et paléogéographique. Thèse 3ème cycle, USTHB, Alger, 114p.
6. Chihi, L. (1984) : Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisiecentrale) et des structures voisines : J. Selloum et J. Maargaba. Thèse 3 ème.
7. Amouri, M. (1986) : Le gisement de Bou Jaber (Atlas Tunisien Central). Un exemple de minéralisation Pb-Zn-F-Ba dans un Paleokarst. Rev. Sc. Terre. Tunisie. Vol 4, pp. 87113.
8. 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.
9. 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.
10. MADRE M. (1969) : Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Djebel Ouenza(Est algérien). Thèse de doctorat 3 ème cycle. Fac. Sc. Paris 98 p.
11. MASSE J.P. (1979) : Les Rudistes (Hippuritacea) du Crétacé inférieur. Approche paléoécologique. Géobios, numéro spécial, n°3, p. 277- 288. Lyon.
12. Masse, P. & 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.
13. NEDJARI-BELAHCENE S & NEDJARI A (1984) : Le Boukhadra: esquisse paléogéographique aptienne. 5 ème séminaire national des sciences de la terre. Alger, résumé p. 102-103.
14. OTMANINE A. (1987) : Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn, Fe sidéritique autour du fossé Tébessa- Morsott (Algérie) Relations entre paléogéographie aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse de doctorat de 3 ème cycle, Univ. Pierre & Marie Curie, Paris VI, 221 p.
15. PERTHUISOT V. & ROUVIER H. (1992) : Les diapirs d'Algérie et de Tunisie : des appareils variés résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. Bull. soc. Géol. France., t. 163, N° 6, p. 751- 760. Paris.
16. THIBIEROZ J. & MADRE M.(1976) : Le gisement de sidérite de djebel Ouenza (Algérie) est contrôlée par un golfe de lamer aptienne. Bull. de la société d'histoire naturelle de l'Afrique du Nord.. t67, fasc.3-4, p 125- 150, 9 fig. Alger.

Bibliographie

17. TLILI M., .ELMI S., .MEKAHLI L. (2003) : Synthèse biostratigraphique et sédimentologie du complexe urgonien du Mellègue (SE. Constantinois). 2 ème séminaire de la stratigraphie BeniAbbes
18. TLILI M, .ELMI S ET .MEKAHLI L. (2004) : Paléoenvironnements et dynamique de la marge septentrionale du domaine atlasique oriental (Mellègue) durant l'Aptien..1 er séminaire national des sciences de la terre au service du développement durable. P. 82. Tébessa. VILA J.M. (1993) : Comportement des terrains triasiques des confins algéro-tunisiens: Le Trias dans tous ses états. Livret-guide excursions coll. "Trias 93, Algérie" .Publ. CRD Sonatrach, Boumerdès, Algérie. III.1 à III.26.
19. 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. Mémoires du service géologique de l'Algérie. n 6, p 105- 152, 25.
20. VILA J.M., BENKHROUF F., & CHARRIERE A. (1994) : Interprétation du matériel triasique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Un vaste "galacier de sel" sous marin albien à l'image des structures off-shore d'Aquitaine. CRAS Paris, t 318, série II, p. 109- 116.