



Université d'Oran 2  
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers  
Laboratoire de géodynamique des bassins et bilan sédimentaires  
**MEMOIRE**

Pour l'obtention du diplôme de Magister  
En Sciences de la Terre

**Apport de la Géochimie  
à l'événement OAE2  
au Djebel Bou-Arif (AURES) ALGERIE ORIENTALE**

Présenté et soutenu publiquement par :  
Mr GARAH Abdelmoumen

Devant le jury composé de :

Mr. SEBANE A.	Professeur	Université Oran 2	Président
Mme. SEBANE-TOUAHRIA A.	MCA	Université Oran 2	Rapporteur
Mr. BENHAMOU M.	Professeur	Université Oran 2	Examineur
Mr. BENYOUCEF M.	MCA	Université Mascara	Examineur

Oran, 2017

## SOMMAIRE

Dédicace  
Avant propos  
Résumé  
Abstract  
ملخص

### CHAPITRE I : GENERALITES

I.	INTRODUCTION.....	01
II.	CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL.....	01
III.	CADRE GEOLOGIQUE GENERAL .....	02
1-	Le domaine interne.....	02
2-	Le domaine des flyschs.....	03
3-	Le domaine externe.....	03
IV.	CADRE STRATIGRAPHIQUE .....	06
1-	Le Tiras.....	06
2-	Le Jurassique.....	06
3-	Le Crétacé.....	08
V.	CADRE GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE .....	13
VI.	CADRE STRUCTURAL LOCAL .....	14
VII.	HISTORIQUE DES TRAVAUX .....	15
VIII.	OBJECTIF ET METHODES DE TRAVAIL.....	15

### CHAPITRE II : ETAT ACTUEL DES CONAISSANCES SUR L'EAO2

I.	ETAT ACTUEL DES CONAISSANCES SUR L'EAO 2 .....	18
1.	Le passage Cénomaniens-Turonien à l'échelle globale .....	18
1. 1.	Introduction .....	18
1. 2.	Extension géographique de l'EAO2 .....	21
II.	REPARTITION DES DEPOTS CENOMANO-TURONIENS AU NORD DE L'AFRIQUE .....	22
III.	LE PASSAGE CENOMANIENS-TURONIENS EN ALGERIE.....	23
IV.	IMPLICATION STRATIGRAPHIQUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES.....	25

### CHAPITRE III : LITHOSTRATIGRAPHIE

I.	INTRODUCTION.....	27
II.	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DE LA COUPE.....	28

1. Situation de la coupe géologique.....	28
2. Découpage lithostratigraphique .....	29
A- La formation des “Marno-calcaires de Bou Arif”.....	29
B- La formation des“Calcaires de Bou Arif” .....	35
III. ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE .....	40
1. La formation des « Marno-calcaires de Bou Arif ».....	40
2. La formation des « Calcaires de Bou Arif ».....	40
IV. ANALYSE MICROSCOPIQUE DE LA COUPE ETUDIEE.....	43
V. Enchainement vertical des faciès et interprétation.....	60
VI. Conclusion.....	61

#### CHAPITRE IV : PALEOENVIRONNEMENT ET PALEOGEOGRAPHIE

I. INTRODUCTION.....	62
II. ETUDE MORPHOLOGIQUE DES FORAMINIFERES .....	62
1. Indices biocoenotiques.....	62
1. 1. Méthodes de calcul.....	62
1. 2. Paramètres quantitatifs.....	63
2. Indice d’Ouverture/Fermeture sur les populations des foraminifères.....	63
3. Résultats et discussion.....	66
III. ANALYSE GEOCHIMIQUES.....	67
1. Isotopes stables.....	67
2. Mesure du Carbone Organique Total (COT).....	67
IV. ANALYSES MINERALOGIQUES.....	68
1. Taux de dolomite, Quartz et d’argiles.....	68
2. Taux de CaCO <sub>3</sub> .....	69
V. RAPPORT ENTRE FORAMINIFERES/GEOCHIMIE.....	71
VI. SYNTHESE PALEO-ENVIRONNEMENTAL.....	72
VII. CORRELATION REGIONALE AU COURS DU PASSAGE CENOMANO)- TURONIEN.....	74
VIII. PALEOGEOGRAPHIE.....	76
1. Paléogéographique du domaine atlasique oriental au cours de passage Cénomanién- Turonien.....	76
2. Modèle de sédimentation de « Black Shales » proposé pour le secteur de Bou Arif durant le Cénomanién-Turonien.....	77
IX. ETUDE COMPARATIVE AVEC LA COUPE DE HAMMEM MELLEGUE EN TUNISIE.....	77
1. Corrélation avec le faciès de Bahloul.....	77
2. Corrélation avec la coupe de Hammem Mellegue en Tunisie.....	80
X. CONCLUSION.....	83
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>84</b>

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES  
LISTE DES FIGURES

## *Dédicace*

*Je dédie ce modeste travail :*

*Aux deux plus chères êtres dans ma vie, la flamme qui éclaire ma vie «ma mère », source de tendresse, d'amour et de sacrifice et mon respectueux père L'homme qui m'a tout donné, qui se sont sacrifiés jour après jour pour le bonheur de leurs enfants. « Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma profonde reconnaissance et ma très grande affection ».*

*A la mémoire de mes deux grands pères : Amar (CHAOUACH) et AOUI Belkhir*

*A la mémoire de ma grande mère : AKAKBA Djemaa*

*A ma grande mère ZOHRA.*

*A mes chers frères : Latif, Omar et surtout Ahmed (Abdou).*

*A ma très chère sœur.*

*A toute ma famille (paternelle et maternelle) notamment pour mon cher oncle : AOUI Salem.*

*A tous mes ami(e)s sans exception que je connais de près ou de loin, surtout :*

*Djalel, Hani, Abdellatif, Imad, Yassine, Hichem, Bouabdallah, Fayssal, Khaled, Sofiane, Madjid, Amine, Youssef, Abbes, Raouf, Aboud, Salim, Fethi, Saad, Nabil, Mourad, Mouhammed, Moustapha.*

*GAREH Abdelmoumène*

## Avant propos :

Avant tout, nous remercions le DIEU le tout puissant qui nous a offert sagesse et santé afin de réaliser ce modeste travail.

Mes remerciements vont d'abord à ma directrice de mémoire Madame **SEBANE Abdia**. Le résultat auquel nous sommes parvenus relève en grande partie de son investissement personnel. Elle m'a apporté des soutiens multiformes pendant toute la durée de ce mémoire. Je ne pourrai jamais la remercier à la hauteur de sa contribution qui est inestimable.

Ma gratitude particulière va à Monsieur **SEBANE Abbès**, Professeur à l'Université d'Oran d'avoir accepté, sans hésitation, de présider le jury, ainsi que pour ses précieux conseils. Je lui suis profondément reconnaissant.

Je tiens également à exprimer toute ma reconnaissance aux membres de mon jury qui ont accepté d'évaluer le résultat de mes travaux :

Monsieur **BENHAMOU Miloud**, Professeur à l'Université d'Oran, d'avoir accepté, lire et de juger ce travail ainsi que pour son soutien moral.

Je tiens à remercier Monsieur **BENYOUCEF M**, Maître de conférences A à l'Université de Mascara, d'avoir accepté et faire partie de ce jury.

Mes sincères remerciements vont aussi à Madame **Fatiha KECHID-BENKHEROUF**, Professeur à la FSTGAT/USTHB, qui a déterminé les foraminifères.

Je tiens à remercier monsieur **SEDDIKI**, professeur à l'université d'Oran2 pour l'appareillage mets à ma disposition de son laboratoire.

Je tiens à exprimer toutes mes reconnaissances à tous les enseignants du Département des Science de la Terre, en particulier à ceux qui m'ont enseigné lors de ma formation (en graduation et en post-graduation).

Mes remerciements s'adressent également à tous mes enseignants de l'université Batna notamment: YAHYAOUI Abdelwahab, Mr. HADJ IBRAHIM Youcef et Mr. CHAABANE.

Je tiens également à remercier tout le personnel du laboratoire de géologie (département d'Oran).

Je remercie tous ceux qui ont contribué de près ou de loin, par leur indéfectible soutien, à l'élaboration de ce mémoire. Que les personnes auxquelles on pense ici nous pardonnent, d'avoir fait le choix de ne pas les citer nommément car la liste aurait été trop longue.

Enfin, je ne saurais clore cette liste sans remercier les membres de l'administration et ceux de la bibliothèque pour leur compétence et leur patience.

A tous merci pour les moments de joie qu'on a partagé.

GARAH Abdelmoumen

## RESUME

La problématique s'articule sur plusieurs axes qui sont d'ordre lithologique, sédimentologique, paléontologique (biostratigraphie axée sur les foraminifères benthiques et planctoniques) et sur la réalisation des analyses géochimiques et minéralogiques.

Au terme de cette étude :

1- La sédimentologie nous a permis de reconnaître le niveau à filaments considérée comme un repère biologique précieux et les niveaux de « black shales » riche en matière organique (MO). Ces différentes signatures et leur coïncidence ont été utilisées pour définir la limite Cénomanién-Turonien. Ainsi, cette limite est marquée notamment par l'événement anoxique global des océans.

2- De point de vue stratigraphique, certains auteurs ont précisé que le passage Cénomanién-Turonien, est caractérisé par la zone à *Whiteinella archaeocretacea* définie à sa base par la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et à son sommet par la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica*. Ce foraminifère planctonique définit le Turonien inférieur à moyen. Notons que cette zone est reconnue dans le domaine thétysien, en domaine boréal, en Amérique. L'étude sur les foraminifères planctoniques dans le secteur d'étude a contribué à reconnaître la zone à *Whiteinella archaeocretacea* sans la sous-zone à *Rotalipora cushmani* et sous la sous-zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*. La confrontation de nos résultats avec ceux trouvés en Tunisie et dans le reste du monde est satisfaisante.

3- L'étude paléoécologique qui consiste en l'analyse des différentes espèces de foraminifères planctoniques et benthiques, nous a permis de mettre en évidence des phases successives dans le comportement des foraminifères (paliers d'extinction) en relation avec le développement de l'événement anoxique du passage Cénomanién-Turonien « OAE 2 ». le comptage des microfossiles (foraminifères) a été combiné avec l'analyse des microfaciès de calcaires. Les fluctuations des rapports microfossiles et des microfaciès indiquent un environnement de dépôt relativement profond et calme, souvent mal oxygéné, sur une plate-forme intermédiaire vers l'extérieur.

4- L'étude géochimique a mis en évidence des dépôts de « black shales » pour le passage Cénomanién-Turonien riche en matière organique (MO). Ces résultats relèvent de l'événement géologique global qui a eu lieu pendant cet intervalle. La distribution de la MO suit la paléogéographie figurant à l'intervalle du passage C/T, avec des blocs plus ou moins soulevés baignés par une zone à minimum d'oxygène (ZMO), où la circulation réduite a peut-être fait augmenter le déficit en oxygène.

5- La chimiostratigraphie. Les analyses ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) sont utilisés à des fins de corrélation, parfois à l'échelle d'un même bassin et souvent entre des domaines paléogéographiques éloignés. Les résultats de ces analyses ont permis d'intégrer notre

étude sur le signal du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  des couches, outil paléocéanographique et stratigraphique couramment utilisé, aux travaux antérieurs.

Les résultats de nos analyses laissent supposer une coïncidence de ces signatures géochimiques (pics, excursions) et biologiques (apparitions, disparitions, prolifération de certains taxons) à l'échelle régionale, voir même globale.

En outre, la corrélation des données isotopique du carbone, complétée par d'autres résultats géochimiques et par des données biostratigraphiques, a permis une subdivision fournissant un outil de corrélation à l'échelle régionale, compatible avec ce qui a été observé à l'échelle globale.

**Mots clés:** passage Cénomaniens/Turonien (C -T), Filaments, Evénement anoxique océanique 2 (EAO-2), « Black Shales », foraminifères planctoniques.



## Abstract

The problem is based on several axes that are lithologic, sedimentological, paleontological (biostratigraphy focusing on benthic and planktonic foraminifers) and on the realization of geochemical and mineralogical analyzes.

At the end of this study:

1- The Sedimentology allowed us to recognize the filament event as a valuable biological reference point and the level "Black Shales", that one rich in organic matter (MO), these different signatures and their coincidence were used to define the boundary C / T. thus, this limit is marked notably by the global anoxic event of the oceans.

2- From a stratigraphic point of view, some authors have specified that the Cenomanian-Turonian passage is characterized by the zone at *Whiteinella archaeocretacea* defined at its base by the last occurrence of *Rotalipora cushmani* and at its summit by the first occurrence of *Helvetoglobotruncana helvetica*. This planktonic foraminifer defines the lower to middle Turonian. Note that this zone is recognized in the Thétysian domain, in the boreal domain, in America. The study on planktonic foraminifers in the study area helped to recognize the area at *Whiteinella archaeocretacea* without the sub-area at *Rotalipora cushmani* and under the *Helvetoglobotruncana helvetica* subzone. The comparison of our results with those found in Tunisia and the rest of the world is satisfactory.

3- The palaeoecological study, which consists in the analysis of the different species of planktonic and benthic foraminifera, took us to highlight successive phases in the behavior of foraminifers (extinction levels) in relation to the development of the "anoxic event of the Cenomanian-Turonian passage "OAE 2". The counting of microfossils (foraminifera) was combined with the microfacies analysis of induced limestones. Fluctuations in microfossil ratios and microfacies indicate a relatively deep and calm deposition environment, often poorly oxygenated, on an intermediate platform to the outside.

4- The geochemical study revealed deposits of "Black Shales" for the Cenomanian-Turonian passage rich in organic matter (MO). These results are the result of the global geological event that occurred during this interval. The OM distribution follows the paleogeography at the C / T passage interval, with more or less raised blocks bathed by a zone of low oxygen (OM), where reduced circulation may have increased oxygen deficiency.

5. Chemotherostratigraphy. The analyzes ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) are used for correlation purposes, sometimes at the scale of the same basin and often between distant paleogeographic domains. The results of these analyzes allowed us to integrate our study on the signal of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of the carbonates, a paleoceanographic and stratigraphic tool commonly used, to the previous work.

The results of our analyzes suggest that the coincidence of these geochemical (peaks, excursions) and biological signatures (apparitions, disappearances, proliferation of certain taxa) at regional, even global scale.

In addition, a correlation of isotopic carbon data, supplemented by other geochemical data and biostratigraphic data, allowed for a subdivision providing a regional correlation tool compatible with what is observed on a global scale.

**Key words:** Boundary Cenomanian / Turonian (C/T), Filament, oceanic anoxic event 2 (OAE -2), “Black Shales”, planctonic foraminifera.

## ملخص

الإشكالية تتمركز حول عدة محاور المتعلقة بالترتيب، الصخري، الرسوبي والمستحاثي (دراسة الطبقات المتمحورة حول المنخربات السطحية و القاعية) وايضا على القيام بتحاليل معدنية و جيوكيميائية.

في نهاية هذه الدراسة :

1- سمحت لنا دراسة الرسوبيات بالتعرف على مستوى بالخيوط والمعتبر كمعلم حيوي جد هام وكذلك على "السجلات السوداء" الغنية بالمواد العضوية. واستخدمت هذه التوقعات وصدفة من أجل التعرف على حدود السينوماني تيروني. و بالتالي يتموضع على وجه الخصوص بالحدث اللا اوكسجيني المحيطي.

2- بوجهة نظر طبقية. بعض الباحثين دققوا الحد بين السيموماني و التيروني عند قاعدة "

*Whiteinella archaeocretacea* عند قاعدته من الظهور الأخير ل *Rotalipora cushmani* وعلى قمته من التواجد الأول ل *Helvetoglobotruncana helvetica*. هذه العوالق ذات عمر تورونيان ادنى الى متوسط. نلاحظ أنه تم العثور على هذه المنطقة في التيتيس، والمنطقة الشمالية في أمريكا. كما ساعدت دراسة المنخربات و العوالق في منطقة الدراسة إلى التعرف على المنطقة ل *Whiteinella archaeocretacea* دون المنطقة المتميزة ب *Rotalipora cushmani* وتحت منطقة *Helvetoglobotruncan helvetica*. مقارنة نتائجا مع تلك الموجودة في تونس وبقية العالم مرضية.

3- دراسة وسط العيش القديم يعتمد على تحليل مختلف أنواع العوالق و المنخربات القاعية، وأحاطت بنا إلى تسليط الضوء على مراحل متتالية في سلوك المنخربات (مستويات الانقراض) فيما يتعلق بتطوير الحدث الأوكسجين في الانتقال من السينوماني لل تيروني. "OAE 2" عدا الأحافير الدقيقة (المنخربات) وجنبا إلى جنب مع التحليلات الدقيقة للصحور. تقارير تقلبات الأحافير الدقيقة و التحليلات الدقيقة للصحور تشير إلى ان بيئة الترسيب عميقة نسبيا وهادئة، وغالبا ما تكون نسبة الاكسجين فيها ضئيلة.

4- وأظهرت الدراسة الجيوكيميائية لصحور "السجيل السوداء" ذات العمر الرابط بين السينوماني و التيروني و الغنية بالمواد العضوية. وتبين هذه النتائج داخل الحدث الجيولوجي الشامل ان توزيع المادة العضوية متعلق بمحيط العيش في نطاق السينوماني لل تيروني. هذا الاخير تابع لمنطقة متميزة بنسبة أكسجين ضئيلة (ZMO)، حيث ان انخفاض التداول قد زاد من تناقص الأوكسجين.

5- تشيموستراتيغرافي. وتستخدم التحليلات  $\delta^{13}C$ ،  $\delta^{18}O$  لغرض الربط بين مختلف المناطق، وأحيانا على مستوى نفس الحوض، وغالبا ما بين المناطق المتقاربة. نتائج هذه التحليلات يسمح لدمج إشارة دراسة  $\delta^{13}C$  و الكربونات  $\delta^{18}O$ ، دراسة شكل المحيطات قديما والطبقية تستخدم عادة لعمل سابق.

وتشير نتائج تحليلاتنا تزامن هذه التوقعات الجيوكيميائية (قمم والرحلات) والبيولوجية (ظهور واختفاء، وانتشار أصناف معينة) على المستوى الإقليمي أو حتى العالمي.

وبالإضافة إلى ذلك، يسمح وجود علاقة لبيانات نظائر الكربون، على أن تستكمل النتائج الجيو-كيميائية الأخرى والبيانات الطباقية، إحدى وحداتها توفير أداة ارتباط على المستوى الإقليمي، بما يتفق مع ما لوحظ على نطاق عالمي.

**كلمات مفتاحية:** الفاصل سينوماني تيروني، الخيوط الحدث الاكسجيني المحيطي 2، السيجيل الاسود، المنخربات العالقة.

**CHAPITRE I**  
**GENERALITES**

## I. INTRODUCTION

Les Monts des Aurès, des Nementchas et du Mellegue constituent la partie orientale de la chaîne atlasique en Algérie et se continuent vers l'est par l'Atlas tunisien. Ils se rattachent à un bassin subsident d'âge mésozoïque, intermédiaire entre la plate-forme saharienne au sud et la zone préatlasique au Nord.

Les terrains cénomano-turonien qui affleurent dans la partie septentrionale des Aurès, ont fait l'objet de quelques études à thématiques multiples (stratigraphique, biostratigraphique et structurale).

L'exemple étudié dans ce présent travail porte sur les terrains Cénomano-Turonien qui affleurent dans l'autochtone aurésien au Nord des Monts de Batna.

## II. CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL

Le Djebel de Bou Arif est situé à environ 10 km au NE de la ville de Batna et au Sud de la ville d'El Madher (fig. 1). Il est orienté sensiblement NE-SW. Il est bordé au Nord par la plaine d'El Madher, au Sud par le bassin de Timgad et vers l'ouest par Djebel Kasserou et Djebel Sharif.

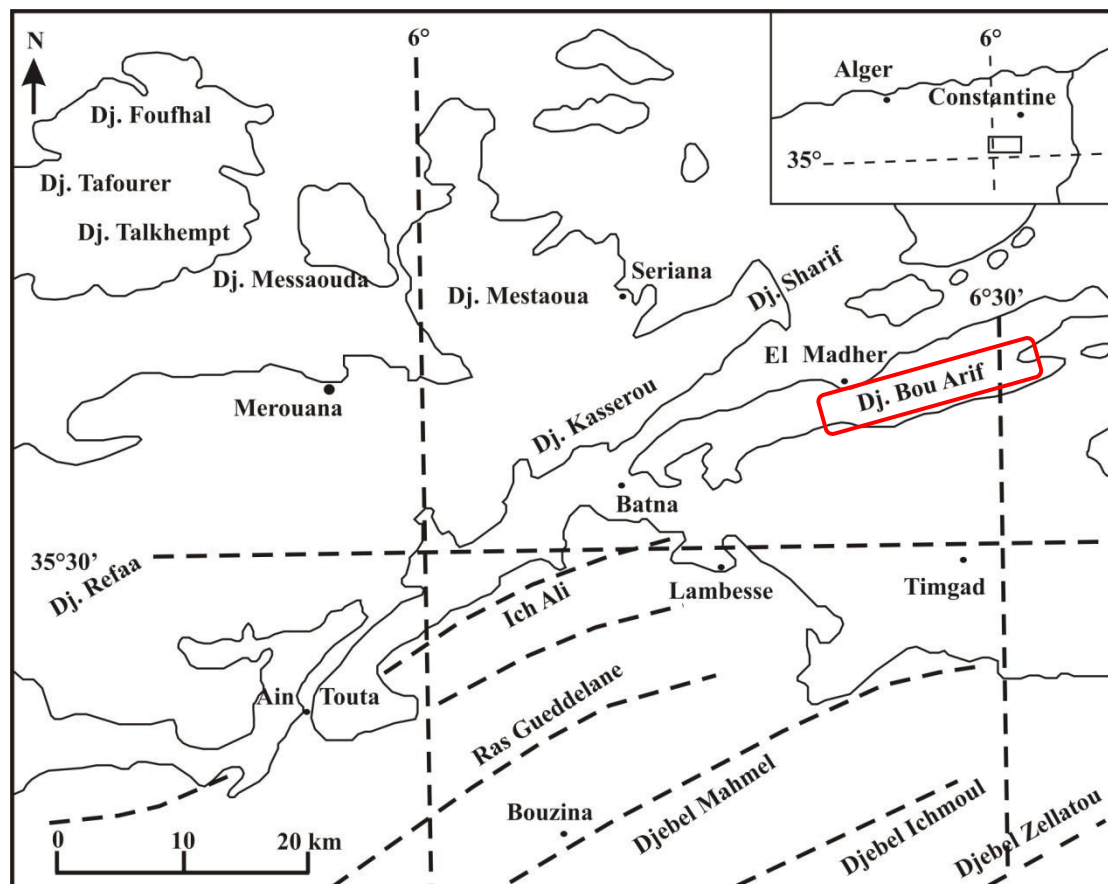


Fig.1. Situation géographique du Djebel Bou Arif.

La coupe étudiée est bordée au Nord par Mechta Chaabet Lalam et au Sud par le bassin de Timgad.

### III. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

Pour mieux comprendre l'histoire géologique de la région d'étude, il paraît indispensable de la situer dans son contexte géologique régional ; c'est-à-dire dans le cadre des chaînes côtières d'Afrique du Nord (Wildi, 1983) ou Maghrébides (Durand Delga, 1980).

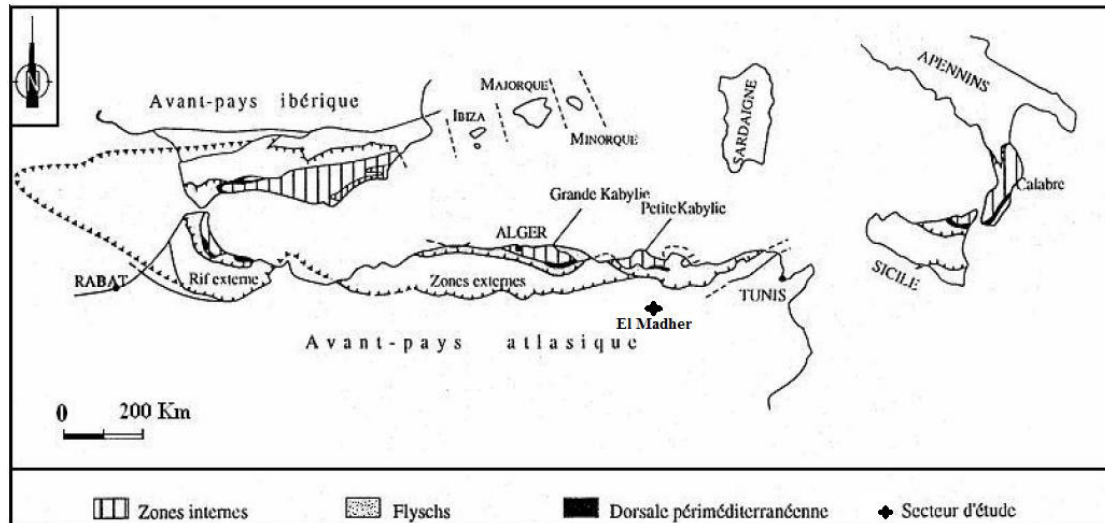


Fig. 2. Le secteur étudié dans le cadre alpin des Maghrébides (d'après Durand Delga et Fontboté 1980, *in* Djaiz 2011).

Les Maghrébides (fig.2) qui forment une chaîne à vergence sud, s'étendent sur plus de 2000 km depuis Gibraltar jusqu'à la Sicile. Cette chaîne résulte de la structuration du bassin maghrébin et de ses marges. Ce dernier se situe entre les marges continentales africaine et européenne (Bouillin, 1986).

Les nappes ou les structures qui constituent la chaîne des Maghrébides sont à vergence sud et sont issues de trois domaines paléogéographiques :

- Le domaine interne
- Le domaine des flyschs
- Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain.

#### 1. Le domaine interne

Ce domaine est formé d'éléments issus de la dilacération de la plaque d'Alboran : socle cristallophyllien continental aminci et couverture sédimentaire du Paléozoïque au Tertiaire. Cette couverture peut être en partie désolidarisée de son socle pour former des nappes de charriages.

On attribue au socle (Raoult, 1970) trois ensembles lithologiques :

- un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites.
- Un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes oeillés.
- La couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, comprenant des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur.

Pour ce qui est de la Dorsale kabyle ou Chaîne calcaire, les auteurs (Durand Delga, 1980 ; Raoult, 1970 et Vila, 1980) ont distingué des unités internes, médianes et externes. Ces séries constituaient, à l'origine, la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire du socle kabyle. Les unités externes et médianes ont été désolidarisées de leur substratum pour être ensuite plissées et chevauchées par le socle kabyle et la dorsale interne.

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

Le domaine des nappes des flyschs correspond à un secteur marin profond et mobile durant la période allant du Jurassique moyen au Burdigalien. Il est lié, jusqu'à l'Eocène supérieur, à la bordure sud de la plaque d'Alboran.

Au Crétacé inférieur, des flyschs terrigènes relativement proximaux se déposent dans la partie nord du bassin des flyschs Maurétaniens de Gélard (1969). En revanche, dans la partie méridionale sont signalés des flyschs distaux (flysch Massylien de Raoult, 1970).

A l'Oligocène et au Miocène basal, un flysch grés-micacé (le flysch Numidien) se dépose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch Maurétanien. Les séries gréseuses de la nappe numidienne qui affleurent dans le sud du bassin Massylien au nord du domaine externe tellien, se sont formées durant l'Aquitainien et le Burdigalien basal.

Les flyschs reposent, avec des modalités structurales variées, sur les zones internes et occupent une position allochtone par rapport aux zones externes. La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées. Elle est épargnée des accidents qui affectent l'édifice allochtone excepté au Nord de Constantine et d'El Aria où on note la présence d'un écaillage.

## **3. Le domaine externe**

Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain (Wildi, 1983). La structure en grandes nappes à vergence sud, s'exprime dans les zones des divers segments : Rif au Maroc, Tell en Algérie et Kroumirie en Tunisie. On peut distinguer deux grands types de séries :

- Les séries telliennes
- Les séries de l'avant pays tellien

### 3.1. Les séries telliennes

En Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens (fig.3), les séries telliennes ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Ce sont, du Nord au Sud (Wildi, 1983 ; Vila, 1980) (fig.4):

- Les unités ultra-telliennes, constituées par des marno-calcaires clairs et attribuées au Crétacé inférieur ;
- Les unités telliennes au sens strict, avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les enchevêtrements de faciès néritiques du Crétacé supérieur à l'Eocène restent modérés ;
- Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites sont représentées par des faciès néritiques d'âge Crétacé supérieur à l'Eocène.

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

### 3.2. Les série de l'avant pays

La chaîne des Maghrébides est bordée, au sud, par des avant-pays de nature et de comportement tectonique variables.

On peut considérer, successivement:

#### 3.2.1. L'avant-pays septentrional

Les séries constituent, selon Vila (1980), un vaste ensemble d'unités allochtones, regroupant d'Ouest en Est : les unités sétifiennes, le môle néritique constantinois et les séries des Sellaoua.

Les travaux réalisés récemment par Chadi (2004) et Coiffait (1992), dans le Constantinois mettent en doute l'allochtonie du môle néritique et de ses confins méridionaux. Néanmoins, ils n'écartent pas l'idée des chevauchements locaux d'ampleur réduite. Ces auteurs ont établi que la couverture marneuse se superpose normalement sur les calcaires néritiques sous-jacents du môle néritique constantinois. Cependant Vila (1993) ne partage pas cette idée.

##### 3.2.1.1. Unité néritique constantinoise

Les séries néritiques constantinoises forment des massifs isolés de tailles variables qui sont caractérisés principalement par des formations carbonatées du Mésozoïque. Cette unité fut considérée pendant longtemps comme autochtone (Durand Delga, 1969). Villa (1980) contredit l'idée d'autochtonie supposée par Durand Delga et la considère comme allochtone en raison de son chevauchement sur les écaïlles de Sellaoua et les unités sud-sétifiennes. Les travaux récents de Chadi (1991) et Coiffait (1992) ont permis de confirmer le caractère autochtone de cette unité.



### 3.2.1.2. Unités sud- sétifiennes

Ces unités considérées par Savornin (1920) comme « bati pré-saharien », ont été considérées par Vila (1980) comme « ensemble allochtone sud-sétifien ».

Elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de plates formes admettant des intercalations pélagiques.

### 3.2.1.3. Unités des Sellaoua

Ces unités sont issues d'un sillon allongé du SW au NE. Elles affleurent au SE des massifs qui composent l'unité néritique constantinoise et elles comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur.

Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites ; l'Oligocène est signalé par Vila (1980) et par Coiffait (1992).

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

## 3.2.2. L'avant pays méridional (atlasique)

Ce domaine est subdivisé en deux zones qui sont séparées par une ligne Batna-Timgad-Garaet El Tarf. La partie Nord est caractérisée par une organisation des structures plissées bien apparente mais perd un peu de sa régularité dans les Monts de Bélezma, Ain Yagout et Oum El Bouagui. Au Sud de cette ligne, les structures plissées du Nord aurésien sont régulières et analogues à celles des confins Algéro-Tunisiens. Ce domaine paléogéographique est subdivisé en deux unités.

### 3.2.2.1. Le para autochtone Nord-Aurésien

Il constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique. Ce para-autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Aïn Yaghout et par les Djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Aïn Kercha et d'Oum El Bouaghi.

Cet ensemble a été violemment affecté par la tectonique alpine. Le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le cœur d'un vaste pli couché.

### 3.2.2.2. L'autochtone Nord-aurésien

Il s'agit là du domaine atlasique, caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'Eocène selon des directions atlasiques, et par une manifestation halocinétique d'âge Aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les Monts de Tébessa.

### 3.2.2.3. L'autochtone Aurésien

Il constitue l'autochtone atlasique des monts des Aurès. Il est défini par l'ensemble des structures formées par les monts de Batna et par les Djebels : Bou Arif, Amrane, Chir et Foug Toub.

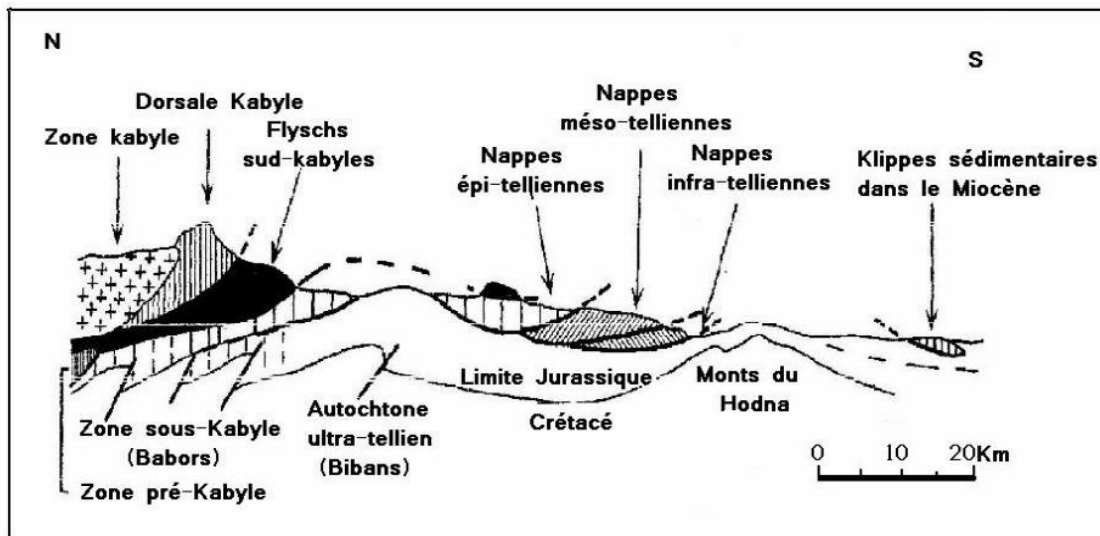


Fig.3. Coupe illustrant les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (d'après Durand-Delga, 1969, in Djaiz 2011)

#### IV-CADRE STRATIGRAPHIQUE

D'après les études antérieurement réalisées par plusieurs géologues dans la région (Laffitte, (1939) ; Herkat, (1982), Marmi, (1995) et Guiraud, (1997)), l'inventaire stratigraphique dressé a révélé que les séries les plus anciennes affleurant dans le secteur sont attribués au Trias. Les dépôts les plus récents sont d'âge Quaternaire.

##### 1-Le Trias

Il a été évoqué pour la première fois par l'équipe de la SONATRACH (Guellal *et al.*, 1973). Il est représenté par une mince lame de brèche gypseuse qui apparaît au niveau de la charnière du pli couché et faillé. Ce pli fait chevaucher les dolomies jurassiques du Djebel Toumbaït sur les marnes schisteuses du Crétacé basal (fig.5).

##### 2-Le Jurassique

Le Jurassique affleure de façon très inégale dans la région d'Ain Yaghout. Il s'agit des plus anciennes formations qui affleurent normalement. Le meilleur exemple est celui de Djebel Toumbaït (fig.8). Les affleurements de ce dernier ont été décrits par: Janiak (1951, in Marmi 1995), Guiraud (1973), Vila (1980), Maupin (1982), Marmi (1995) et Sebane (2013).

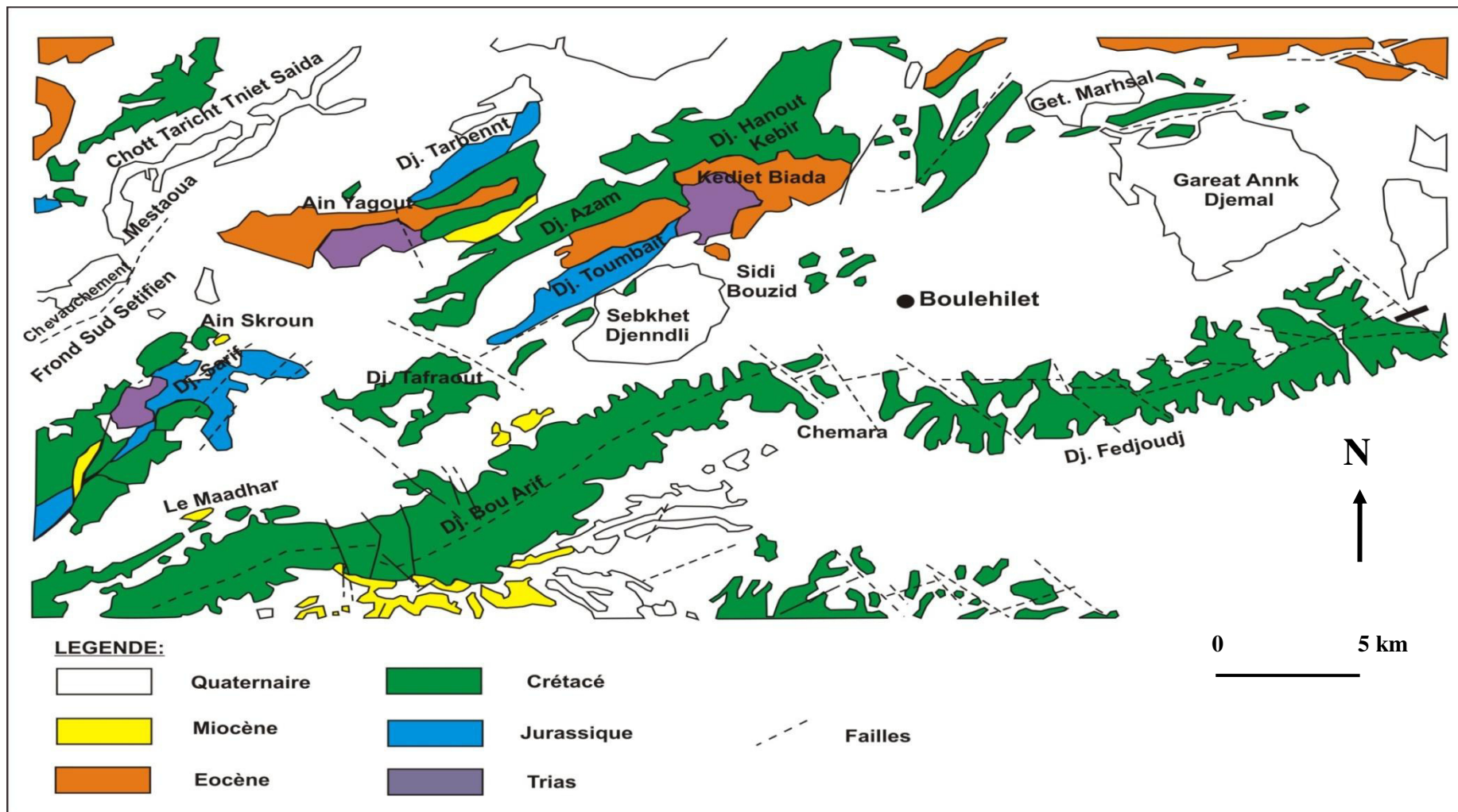


Fig. 4- Schéma géologique des Aurès septentrionaux (Vila, 1980).

### 3- Le Crétacé

Contrairement au Jurassique, les formations crétacées affleurent largement dans la région d'étude et ses environs. Le passage Jurassique-Crétacé n'est pas délimité avec précision. En Tunisie, où le domaine est nettement plus marin, cette limite a pu être positionnée grâce aux Calpionelles. Le Crétacé est constitué d'une succession concordante allant du Berriasien au Maastrichtien.

#### 3-1- le Crétacé inférieur

**A- Le Néocomien :** la subdivision de cet étage en Berriasien, Valanginien et Hauterivien demeure difficile bien qu'il affleure au cœur des grands plis aurésiens. La datation a été faite approximativement, par extrapolation vu le manque de données paléontologiques. L'épaisseur globale du Néocomien varie de 1000 à 1200m à l'Est et de 450 à 970m à l'Ouest.

##### A/a- Le Berriasien

Composé généralement d'argiles grises à gris foncé, indurées avec des intercalations de siltstones. Dans le Ravin Bleu il correspond à des calcaires de faciès pélagique (Donze et al, 1975). Au SW des Aurès il apparaît sous un faciès néritique à brachiopodes (Kefer Rihane, Dj. Azreg). L'épaisseur de cet étage est estimée à 500m d'après les données de subsurface. La base du Berriasien à Dj. Toumbaït est identifiée grâce aux radiolaires et *Tintinoïdiens*, *Calpionella alpina* et *C. elliptica*. L'apparition des Calpionelles peut correspondre au Portlandien inférieur (Vila et Guellal, 1973). Néanmoins, les Ammonites telles que *Spiticeras* sp. et *Berriasella* aff. *Privasensis*, présentes dans ces niveaux indiquent le Berriasien moyen (Vila, 1977).

##### A/b- Le Valanginien

Ces formations affleurent rarement dans la région d'étude, on les trouve uniquement dans Dj. Azreg des Aurès ainsi qu'au Nord d'Ain Yagout à Dj. Tarbent (Marmi, 1995) et dans les Monts de Bellezma. Dans les Aurès, le Valanginien est caractérisé à la base par une assise marneuse avec un niveau à fossile pyriteux, par des argiles blanches à ammonites pyriteuses et à petits cristaux de gypse, surmonté par des calcaires à Ostracées et des grès (Djaiz, 2011). Le sommet est formé de grès et de calcaires pisolithiques (Djaiz, 2011).

Plusieurs auteurs ont identifié cet étage par une faune valanginienne caractéristique. Dans les marnes gréseuses de l'anticlinal de Bellezma, Coquand (1862) avait signalé des *Hoplites neocomiensis* et Laffitte (1931) a trouvé des Bélemnites subfusiformis. Vila et Guellal (1973, 1980) ont cité la présence des Ammonites pyriteuses, dont *Neolissoceras grasi*, *Phylloceras tethys*, *Neocomites neocomiensis*, *Lytoceras* sp. , *Olcostephanus* sp. , *Valanginites* sp. (Dét. Busnardo, Guellal et Vila, 1973 in Vila, 1980).

Le Valanginien est bien représenté dans l'anticlinal de Dj. Bou Arif. Il est constitué essentiellement par des faciès détritiques (argilites et grès quartzeux) à la base et carbonatés au sommet riche en fossiles. L'épaisseur des sédiments varie entre 80 à 480m. L'assise des dépôts valanginiens est considérée comme un bon repère stratigraphique. Les roches terrigènes, essentiellement argileuses du Valanginien ne sont pas résistantes au processus d'érosion. Elles se décomposent facilement et dessinent dans l'assise des vallées étroites. (Djaiz, 2011).

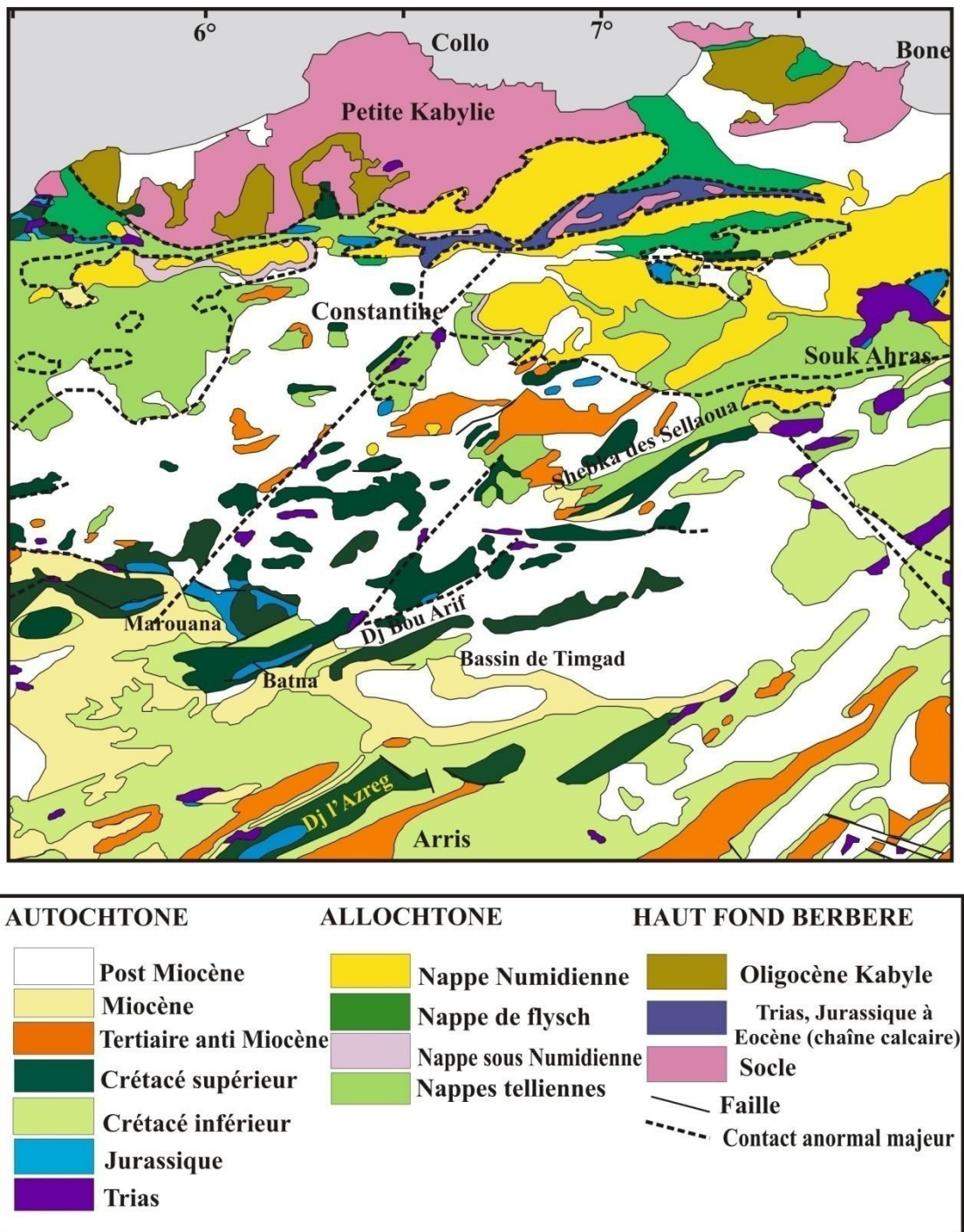


Fig. 5- carte géologique de l'Algérie nord orientale (d'après Vila, 1980).

### A/c- L'Hauterivien

Le passage Valanginien-Hauterivien reste indéfini par insuffisance de données paléontologiques, ainsi qu'à la ressemblance des faciès. (Marmi, 1995). Les formations hauteriviennes sont constituées par des dolomies prédominantes, des calcaires et des marnes moins répandues. Par endroits, les grès quartzeux alternent avec des argiles.

Dans les Aurès, cet étage est marqué à la fois par un faciès calcaro-gréseux au SW qui varie de 200 à 500 mètres, formé essentiellement par des calcaires pisolithique à algues, et un faciès gréseux et dolomitique peu fossilifère au NE formant les crêtes de Chelia et de Bordjem (Bureau, 1975) indiquant un milieu de sédimentation néritique peu profond qui persiste toujours après le Valanginien (Laffitte, 1935).

Dans les Monts de Bellezma, il se présente sous forme de calcaire à *Toxaster africanus* et Polypiers, mais il est souvent dolomitique (Djaiz, 2011).

Dans les Monts de Batna, Bureau (1986) a attribué les niveaux silteux valanginiens à l'Hauterivien en se basant sur une faune de polypiers solitaires *Montivaltia* sp. (Dét. Mr et Mme Beauvais).

### B- Le Barrémien

Dans le massif de Bou Arif, le Barrémien (250m) est représenté par des alternances de grès et des calcaires à débris de coquilles qui ont fourni une ammonite indéterminable (Bureau, 1975). Pour Vila, (1981) ce dernier constitue le cœur de l'anticlinal avec environ 400m d'épaisseur, de bas en haut :

- 150 m de grès en bancs métriques. Ces grès présentent des stratifications obliques et entrecroisées, des plages ferrugineuses, les grains de quartz sont peu arrondis et ne dépassent pas 2mm.
- 50 m de calcaires micritiques, légèrement gréseux et noduleux. Ces derniers se présentent sous forme de plaquettes centimétriques et métriques à débris de mollusques. Ces micrites grises contiennent une microfaune typiquement barrémienne décrites par Vila (1980), avec *Choffatella decipiens* (SCHLUMB), *Neotrocholina friburgeensis* (GUILLAUM et REICHEL), des *Milioles*, *Lituola* sp. , *Salpingoporella dinarica* (RADOICIC).
- 200 m de grès massifs, blancs métriques analogues à ceux de la base. Au sommet, ils sont décimétriques, ferrugineux et plus fins, à ciment argilo-carbonaté. Vers le haut, le ciment dolomitique et de plus en plus persistant avec de moins en moins de silt dans le ciment. Une surface ferrugineuse à piste de vers lithophages au toit marque la limite entre les grès et la série marneuse de l'Aptien inférieur.

### C- L'Aptien

Affleure beaucoup plus dans les Aurès et dans l'avant pays atlasique en général (Marmi, 1995). Il est caractérisé par deux ensembles lithologiques distincts :

- Ensemble inférieur marneux, à passées gréseuses. Il est à noter que les affleurements marneux de l'Aptien inférieur dans le centre des Aurès (Dj. Azreg) sont caractérisés par la présence des Ammonites. Dans les anticlinaux de Bellezma, de Khenchela et de Bou Arif, les marnes sont dépourvues d'Ammonites mais occupent la même position.
- Ensemble supérieur calcaireux à céphalopodes, à orbitolines et des sections de Rudistes (Polyconites), surmontée par une barre gréseuse à Koudiate Tenoune Knine (Bou Arif) au NE de Batna (Laffitte 1936).

A Bou Arif la série aptienne est comprise entre deux surfaces de ravinement et marquée au toit par un Hard Ground à Hanout Kebir. Elle est caractérisée par une base marneuse surmontée par une série de grosses barres de calcaires parfois dolomitique et de dolomie ferrugineuse.

### **D- L'Albien**

L'Albien est mieux représenté dans tous les anticlinaux de l'Aurès, où il est généralement bien daté. On le rencontre aussi à Dj. Bou Arif, Dj. Hanout Kebir, les massifs du Bellezma, Khenchela et Ich Moul-Chelia (Laffitte, 1935). Du point de vue faciès l'Albien peut être divisé en deux termes :

Un Albien inférieur : dont l'épaisseur varie de 140m (Dj. Bou Arif) à 240m, caractérisé par des argiles silteuses à intercalations de calcaires oolithiques et lumachelliques à Dj. Hammimat Guerra.

Au Sud il est représenté par des grès fins localement argileux à passées de calcaires et d'argiles, marqués par la pyrite, la lignite, la glauconie et la calcite. Cependant au Nord, à Dj. Bou Arif, se sont des grès à intercalations de marnes et de dolomies, surmontés par des calcaires noduleux et des dolomies indiquant le faciès de mer peu profonde.

Un Albien supérieur : dont l'épaisseur varie de 100-170m à l'Ouest et de 240-520m à l'Est dans les régions de Djahfa, Hammimat Guerra et Ammamat Kebir. Le terme supérieur de l'Albien est caractérisé par des bancs de calcaires argileux silteux, oolithiques à intercalations de marnes silteuses, à passées de calcaires argileux, des grès à passées d'argiles et de marnes.

Au Nord Ouest, il correspond à des faciès marno-calcaires à intercalations de calcaires argileux. Les marnes sont silteuses à Dj. Bou Arif, surmontées par une surface durcie dans la série de Dj. Fourhal où l'on signale la présence d'un niveau glauconieux bien marqué.

### 3-2- Le Crétacé supérieur

Au point de vue répartition géographique le Crétacé supérieur affleure sur une grande aire dans le massif aurésien ou dans l'avant pays atlasique et même au cœur du bassin néogène de Timgad ; notre région d'étude dans ce travail.

Le caractère d'une sédimentation marno-calcaire de type plate-forme (milieu hémipélagique) a permis aux anciens auteurs d'établir une stratigraphie exhaustive grâce à une association faunistique abondante et varié (Marmi, 1995).

#### A- Le Cénomanién

Au Nord Ouest à Dj. Hanout Kebir, les marnes sont indurées à débris d'Ammonites, alors qu'à Dj. Bou Arif, les formations du Cénomanién n'affleurent que sporadiquement autour de cet anticlinal dans sa partie occidentale. Il comprend à la base deux barres marno-calcaire à niveau glauconieux séparées par des marnes grises (150 m). Le sommet est caractérisé par une alternance de calcaire et de marne gris beige (150 m) en bancs métriques. (Djaiz, 2011)

Sur le flanc septentrional du Dj. Bou Arif ; exactement à l'Ouest d'El Madher ; Marmi (1995) a récolté deux Ammonites dans un niveau marneux incluant quelques bancs de biomicrite ? Il s'agit de *Neolobites vibrayanus* d'ORB et *Newboldiceras spinosum* KOSSMAT, caractérisant le Cénomanién moyen.

De façon générale le milieu marin installé à l'Albien supérieur se maintient au cours du Cénomanién (Addoum, 1995). Il est à noter que cet étage surmonte en concordance le Crétacé inférieur.

#### B- Le Turonien

Le Turonien occupe de grandes surfaces dans les Aurès et le bassin de Timgad. Il s'observe dans les massifs de Dj. Bou Arif, Dj. Amrane, Dj. Ich Ali, Dj. Bellezma, Dj. Metlili, Dj. Azreg, Dj. Ich Moul-Chelia et Dj. Khenchela.

Il est à noter que les faciès du Cénomanién et du Turonien sont très comparables (Marmi, 1995). Laffitte et Coquand déterminent la limite inférieure à partir de la disparition de la faune cénomaniénne et l'apparition du faciès à Rudistes (*Praeradiolites biskarensis*). La limite supérieure est déterminée par la présence des faciès récifaux ou subrécifaux à Hippurites et céphalopodes succédant aux marnes à ammonites du Coniacien. A la périphérie du massif Dj. Azreg, affleurent des récifs composés de calcaires à Rudistes (100 à 300 m), à l'intérieur du massif dominant des marno-calcaires (80 m) peu fossilifères à rares céphalopodes.

Le Turonien correspond à un ensemble de 150 m d'épaisseur qui affleure sur les versants nord et Sud de la partie SW du massif de Dj. Bou Arif. (Djaiz, 2011). Il est à dominante marneuse avec des niveaux de calcaires marneux en plaquettes bitumineuses, contenant des niveaux glauconieux. Les



niveaux sommitaux sont marqués par deux barres calcaires zoogènes d'aspect noduleux riches en débris de mollusques.

### V- CADRE GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ETUDE

La coupe a été levée sur la partie Nord occidentale du Djebel Bou Arif. Cette région connue sous le nom de Fidis, est représentée essentiellement par les Djebels de Bou Arif et la plaine de Mechta Chaabet Lalam. Notre travail porte sur un levé de coupe (SE-NW), localisé sur le flanc Nord de Djebel Bou Arif.

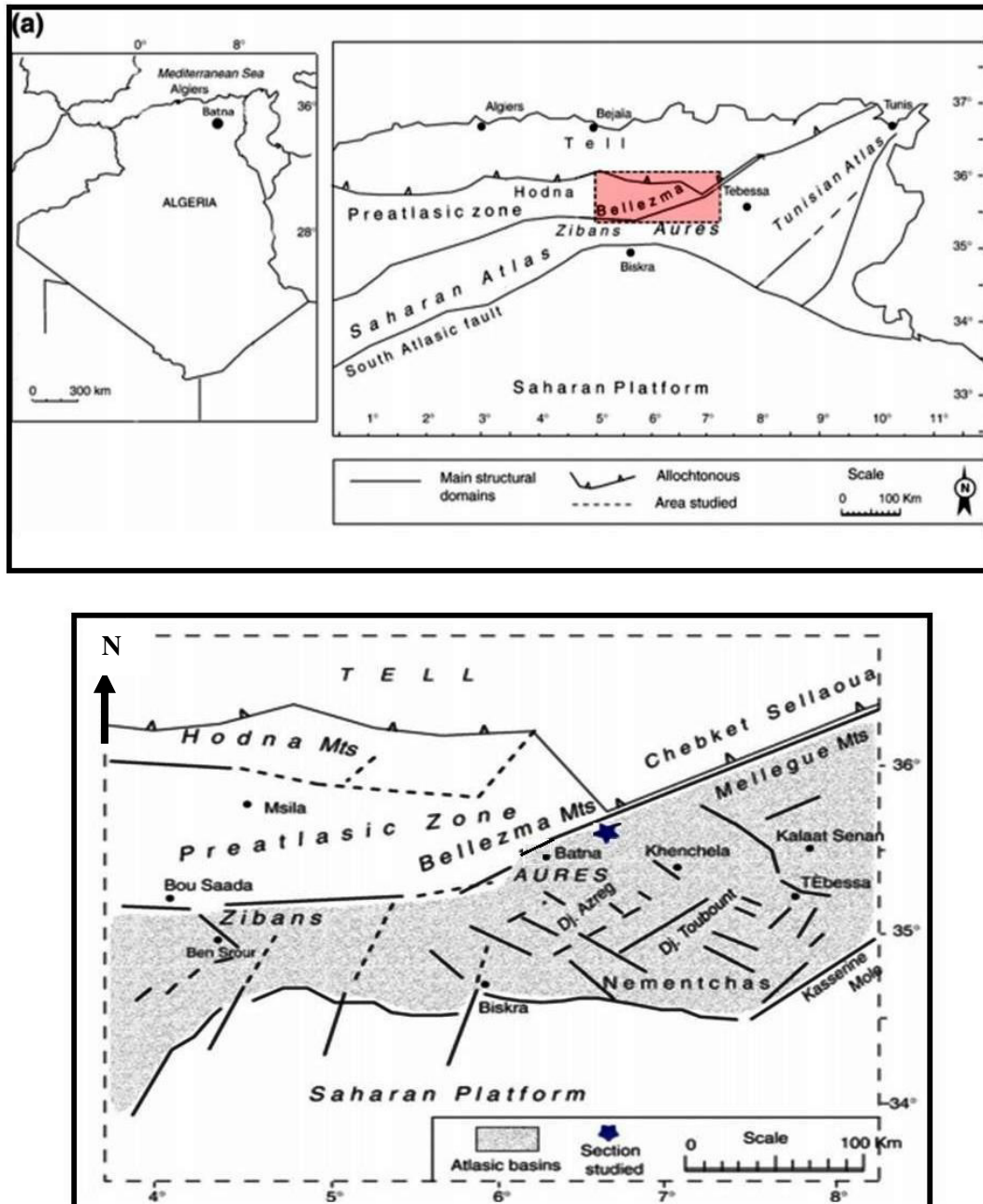


Fig. 6: (a) les principaux domaines structuraux de l'Algérie orientale, (b) Carte paléogéographique du domaine atlasique oriental et localisation de la région d'étude (Herkat. M, 2007).

## VI- CADRE STRUCTURAL LOCAL

Les structures appartenant à l'axe du Djebel Bou Arif sont affectées par deux phases tectoniques séparées par une surface d'érosion. La première phase est anté-miocène et donne naissance à des structures de direction atlasique NW-SE.

La deuxième, postérieure à la formation de la surface d'érosion et au dépôt du Miocène, est caractérisée par une compression nord-sud qui engendre une structure anticlinale affectée par des décrochements dextres qui sont responsables de la dislocation en baïonnette et des écaillages. Les flancs méridionaux de cette structure anticlinale sont verticaux (Vila, 1980).

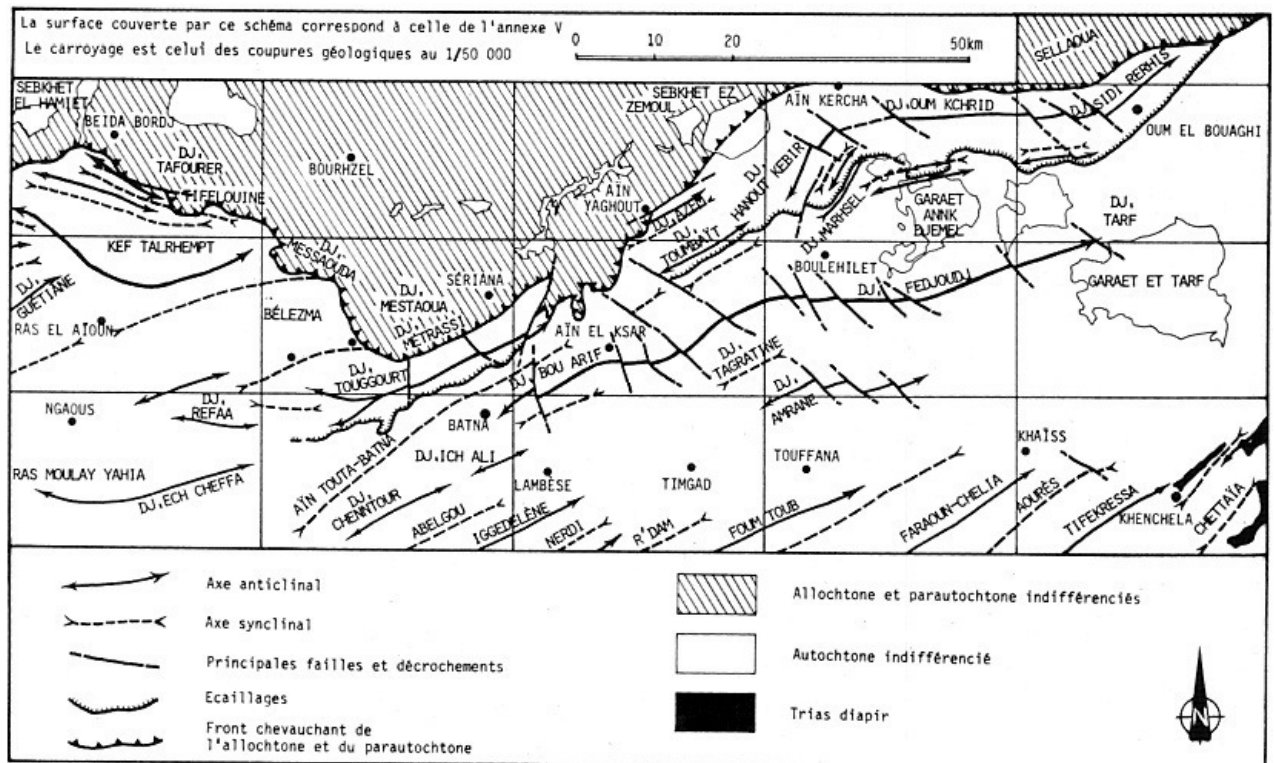


Fig. 7. Schéma structural de l'autochtone des Monts du Bélezma, d'Ain Yaghout et du Nord des Aurès (d'après Vila, 1980).

Les styles tectoniques présents au niveau du Djebel Bou Arif sont représentés par un réseau très dense de décrochements dextres qui affectent les structures existantes ainsi que les accidents longitudinaux de direction SW-NE.

Le Djebel Bou Arif est ainsi tronqué sur environ 1,5 Km selon un mouvement dextre provoquant un raccourcissement considérable de la partie Sud du synclinal d'El Madher; le Djebel Bou Arif et la ride anticlinale des Monts de Batna n'y sont plus séparés alors que par un mince seuil alluvionnaire (vallée de Fesdis).

Le Djebel Tombait, situé plus au Nord, se trouve également décroché de sa structure originelle (la ride anticlinale des Monts de Batna) par un accident de même nature.

## **VII-HISTORIQUE DES TRAVAUX**

Les études géologiques ont commencé à partir des années trente du siècle précédent.

Les premières études se sont intéressées à la stratigraphie, la paléontologie et la minéralogie. La première synthèse accompagnée par une carte géologique au 1/2000000, a été élaborée par Renou en 1848 dans son ouvrage « Structure géologique de l'Algérie ».

La deuxième moitié du siècle précédent est caractérisée par des études plus détaillées portant sur la géologie et la gîtologie. A partir de 1882, plusieurs travaux (Coquand, 1862) ont vu le jour et ont permis d'apporter des renseignements précieux, concernant principalement la géologie régionale, la paléontologie et la stratigraphie.

En 1849, Fournel définit pour la première fois dans les Aurès un âge Crétacé inférieur.

Plus tard, Savornin (1931) étudie la région Hodenienne et précise la stratigraphie du Cénomaniens et du Turonien des environs de Batna. Laffitte (1939) complète les observations sur le Crétacé supérieur grâce à la découverte de quelques céphalopodes.

Les recherches géologiques de l'année 1930 aboutissent à la publication de nombreux ouvrages tels que « Géologie de l'Algérie et de l'Afrique du Nord » Savornin, 1931.

La stratigraphie du Crétacé et du Tertiaire des Monts de Belezma-Batna est exposée rapidement dans la thèse de Bellion (1972).

Guiraud dans sa thèse (1973) réalisa une étude structurale et paléogéographique dans la région Hodenienne, les Aurès, le Bellezma et Batna.

De nouvelles données stratigraphiques et micropaléontologiques sur la couverture jurassico-crétacée du Dj. Toumbait sont établies par MAUPIN (1982).

Les recherches de Bureau (1967-1986) caractérisent l'évolution des Monts de Belezma-Batna selon la conception des blocs basculés.

Les travaux les plus récents ont été entrepris par Kazi-Tani (1986), Yahiaoui (1990), Marmi (1995), Djaiz (2011), Groshney (2007) et Slami (2014).

## **VIII-OBJECTIF ET METHODES DE TRAVAIL**

L'étude entreprise sur la région est fondée sur des travaux de terrain et de laboratoire. Le but fixé est d'avoir une vue globale sur la stratigraphie, la sédimentologie et la géochimie des sédiments comblant les bassins ainsi que les

terrains environnants, déterminant ainsi la dynamique de fonctionnement de ces bassins.

Dans le cadre de ce travail le matériel récolté est soumis à plusieurs techniques d'analyses de laboratoire : détermination paléontologiques (sur microfaune dégagée et lames minces), analyses microscopiques (loupe binoculaire, microscope polarisant), traitements informatiques des données, analyses minéralogiques, recherche de la MO et analyses géochimiques.

L'étude stratigraphique sera exposée en précisant ; les nouvelles données par rapport aux travaux antérieurs. L'accent sera mis sur les paléoenvironnements des dépôts.

L'étude sédimentologique, viendra ensuite compléter les informations obtenues par la stratigraphie, elle est fondée sur les l'analyse des microfaciès.

Enfin l'étude géochimique précisera les différentes associations géochimiques dans les roches du passage Cénomano-Turonien, elle localisera les niveaux stratigraphiques géochimiquement anormaux et fixera les teneurs du fond géochimique local, en rapport avec les sédiments riches en matière organique (MO).

### **1 - Lames minces**

Les échantillons calcaires indurés ont fait l'objet de confection de lames minces dans un laboratoire belge (Liège) afin d'analyser le microfaciès et le contenu micropaléontologique en section.

### **2 - Analyse de la minéralogie totale**

Dans un premier temps, les échantillons ont été séchés à l'étuve à 40°C et broyés manuellement en utilisant un mortier en agate, puis passés manuellement au tamis à 150µm. La poudre ainsi obtenue est placée dans un support rond spécialement conçu pour la diffraction, afin de remplir correctement ces cadres, nous avons utilisé la méthode du « retourner plaquer » « back-side method » de Moore et Reynolds (1989).

Cette méthode consiste à placer le porte échantillon à l'envers sur une lame de verre dépolie et nettoyée. On remplit le porte échantillon à l'aide d'une spatule puis on compacte régulièrement et délicatement la poudre afin de limiter toute orientation préférentielle des minéraux. On pose le disque de plexiglas en vérifiant qu'il s'adapte parfaitement (même niveau) au porte échantillon, on fixe le support arrière noir puis on retourne la préparation. Pour finir on indique le numéro de l'échantillon au crayon sur le support en plexiglas.

Ces échantillons de poudre désorientée ont été soumis à la diffraction des rayons X.

On rentre dans l'appareil les échantillons, on programme ainsi le « job », on choisit la procédure « poudre sans rotation » pour analyse en routine entre 2 à 45°2 $\theta$ . On vérifie l'acquisition du spectre avant l'interprétation.

L'estimation des minéraux présents ont été déterminés de manière semi quantitative ( $\pm 5\%$ ) selon Cook et al. (1975). L'intensité du pic de diffraction principal de chaque minéral a été mesurée et corrigée par un facteur multiplicatif (Cook et al., 1975)

Les intensités corrigées sont sommées et le pourcentage relatif de chaque minéral est calculé par rapport à une somme ramenée à 100%.

### **3 - Carbone Organique Total : analyse de la perte au feu**

Principe : Des échantillons sont soumis à une élévation de température, ils subissent des transformations chimiques. Différentes expositions à des températures spécifiques durant des laps de temps déterminés, précédés et suivis d'une pesée.

Les différentes pesées sont reportées sur un tableau, les résultats sont exploités selon le protocole : perte au feu (LOI) et calculés en appliquant les formules en référence des Techniques in sedimentology. Blackwell, Oxford M. Tucker (1988).

### **4 - Lavage des marnes**

Sur le terrain, nous avons tenté de définir les différents ensembles lithostratigraphiques à partir des levés détaillés (banc par banc).

Cette étude a requis pour chaque échantillon 2 kg de sédiment prélevé dans un même niveau marneux à plusieurs points afin d'obtenir un échantillonnage significatif.

Au laboratoire chaque échantillon est trempé dans l'eau pendant plusieurs heures (24h), il est ensuite lavé sur une colonne de quatre tamis dont les mailles sont respectivement 500 $\mu$ , 250  $\mu$ , 125  $\mu$  et 62  $\mu$ .

Une fois la fraction argileuse éliminée, le résidu est recueilli dans une coupelle et mis à sécher dans une étuve.

Le tri se fait ensuite à la loupe binoculaire et la microfaune récoltée est rassemblée dans des cellules.

Enfin, la détermination des foraminifères crétacés a été réalisée par Mme F.BENKHEROUF de l'USTHB Alger.

**CHAPITRE II**  
**ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES SUR**  
**L'EA02**

## I - ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES

### 1- Le passage Cénomanién-Turonien à l'échelle globale

#### 1-1-Introduction

Le Crétacé (~140-65 Ma) est une période de haut niveau marin, caractérisée par de fortes teneurs en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère réputée sans calotte de glace, avec de faibles gradients latitudinaux de température (Barron & Washington, 1982 ; Berner et al., 1983 ; Arthur et al., 1985 ; Haq et al., 1987 ; Arthur et al., 1988 ; Weissert, 1989 ; Caldeira & Rampino, 1991 ; Wilson & Norris, 2001 ; Norris et al., 2002).

Le passage Cénomanién-Turonien (centré autour d'une limite à 93,5 Ma) coïncide avec l'un des événements anoxiques océaniques crétacés définis par Schlanger & Jenkyns (1976). Les trois principaux OAE (« Oceanic Anoxic Event ») du Crétacé ont eu lieu à l'Aptien-Albien (OAE1), au passage Cénomanién-Turonien (OAE2) et pendant le Coniacien et le Santonien (OAE3). Il est généralement admis que les transgressions majeures du Crétacé (Vail, 1977), contemporaines de ces événements (Fig. 8), ont favorisé le développement de l'anoxie et sans doute contribué à l'expansion de celle-ci jusqu'au domaine de plate-forme.

Ces périodes, particulièrement propices à l'accumulation de matière organique d'origine marine dans les sédiments, sont caractérisées par l'extension verticale d'une zone à oxygène minimum (Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980). Ce phénomène suppose un ralentissement des circulations océaniques ainsi que des conditions climatiques favorables à une haute productivité.

Ces événements ont des signatures sédimentologiques, biologiques et géochimiques bien spécifiques dont la plupart sont classiquement utilisées à des fins de corrélation à l'échelle régionale ou entre différents domaines paléogéographiques.

Ainsi, les séries sédimentaires présentent souvent des dépôts d'horizons noirs, plus ou moins sombres, riches en matière organique et facilement repérables sur le terrain « *black-shales* ». Les anoxies, entraînant une asphyxie du benthos, sont par suite, associées à des crises biologiques (événement à « filaments », événement à « Heterohelix », occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica*, extinction de certains genres et espèces d'Ammonites, extinction des riches assemblages de foraminifères benthiques, et disparition des foraminifères planctoniques du genre *Rotalipora*) (e.g. Jarvis et al., 1988 ; Batt, 1993 ; Huber et al., 1999 ; Premoli Silva et al., 1999).

Ces événements sont également accompagnés d'une excursion positive du rapport isotopique du carbone des carbonates et de la matière organique, même dans les zones où il n'y a pas de manifestation sédimentaire de l'anoxie. Ceci atteste du caractère global de ces crises anoxiques puisque l'ensemble du cycle océanique

du carbone est perturbé pendant ces périodes (fig.9) (e.g. Pratt & Threlkeld, 1984 ; Arthur et al., 1988 ; Gale et al., 1993 ; Paul et al., 1999 ; Tsikos et al., 2004).

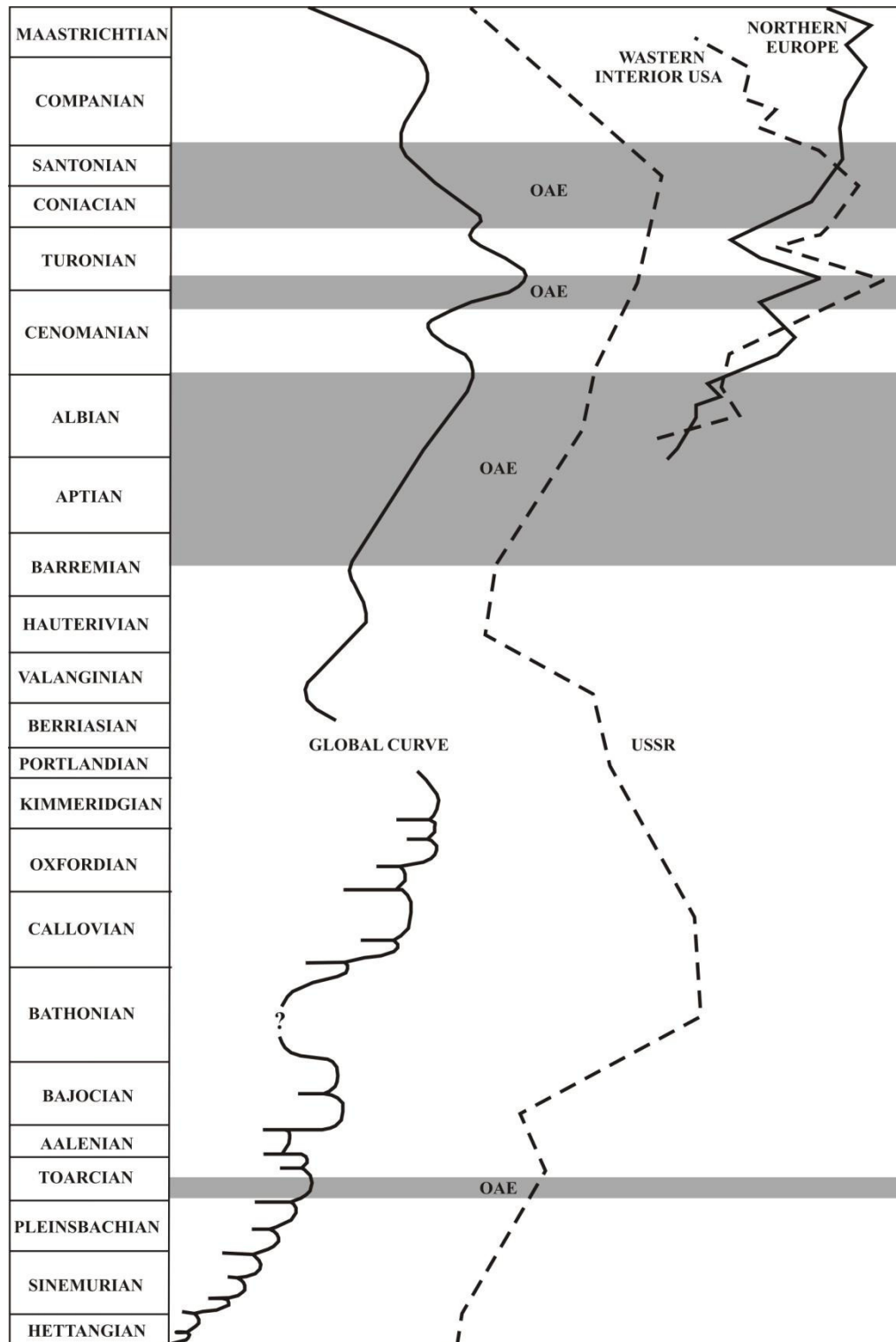


Fig. 8: Extension temporelle des trois événements anoxiques océaniques en relation avec les variations du niveau marin relatif (d'après Jenkyns, 1980).



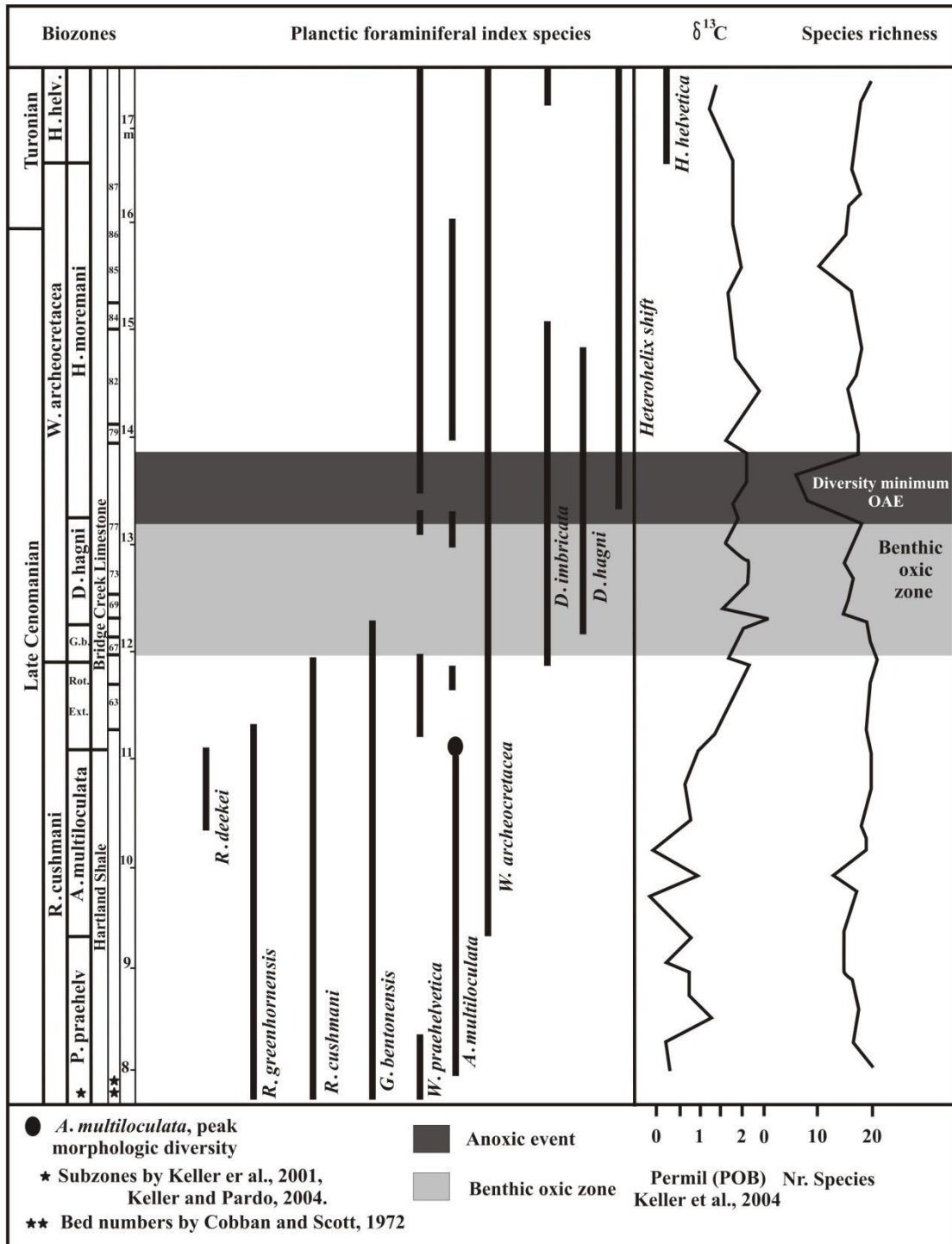


Fig. 9: Biozonation de foraminifères planctoniques à haute résolution du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur. La courbe  $\delta^{13}\text{C}$  et la richesse spécifique à Pueblo, Colorado, le stratotype global Section et point (GSSP). L'excursion  $\delta^{13}\text{C}$ , zone oxiqie benthique, diversité minimum et évènement anoxiqie océanique (OAE) marquant les principaux horizons marqueurs (G.Keller et *al.*,2008).

## 1-2- Extension géographique de l'EAO2

La figure 10 donne une indication sur l'étendue et la répartition géographique des formations riches en carbone organique du Cénomano-Turonien (C-T). Ces faciès ont été rencontrés sur tous les continents, depuis l'Afrique à l'Europe et jusqu'en Amérique. L'EAO2 a été reconnu dans de nombreux forages océaniques, dans l'Atlantique (sites 105, 138, 367, 398, 530, 549, 551, 603, 641), dans l'océan Pacifique (sites 305, 310, 310 et site abyssal 585) et enfin, sur la marge ouest-australienne (site 763; Thurow et *al.*, 1992). Parmi les niveaux les plus étudiés, on peut citer, en Europe, l'horizon Bonarelli en Italie centrale et le Black Band dans le Yorkshire, en Angleterre. L'horizon Bonarelli est un niveau d'environ 1m d'épaisseur, constitué par une alternance d'argiles et d'argiles limoneuses toutes deux de couleur gris-olive, ainsi que de microgrès et grès fins vert olive et riches en radiolaires (Arthur et Premoli Silva, 1982; Marcucci Passerini et *al.*, 1991).

Sur le continent nord-américain, les traces de l'EAO2 ont été reconnues dans l'Arctique canadien (Wall, 1983 in Schlanger et *al.*, 1987) et l'Alaska (Lanphere et Tailleur, 1983, in Schlanger et *al.*, 1987). Plus au sud, en Amérique du Sud, des formations de cet âge sont bien connues notamment sous forme des couches riches en matière organique de la Luna, au Vénézuéla, de la Villeta en Colombie et de Napo, en Equateur (Finch, 1981, in Schlanger et *al.*, 1987).

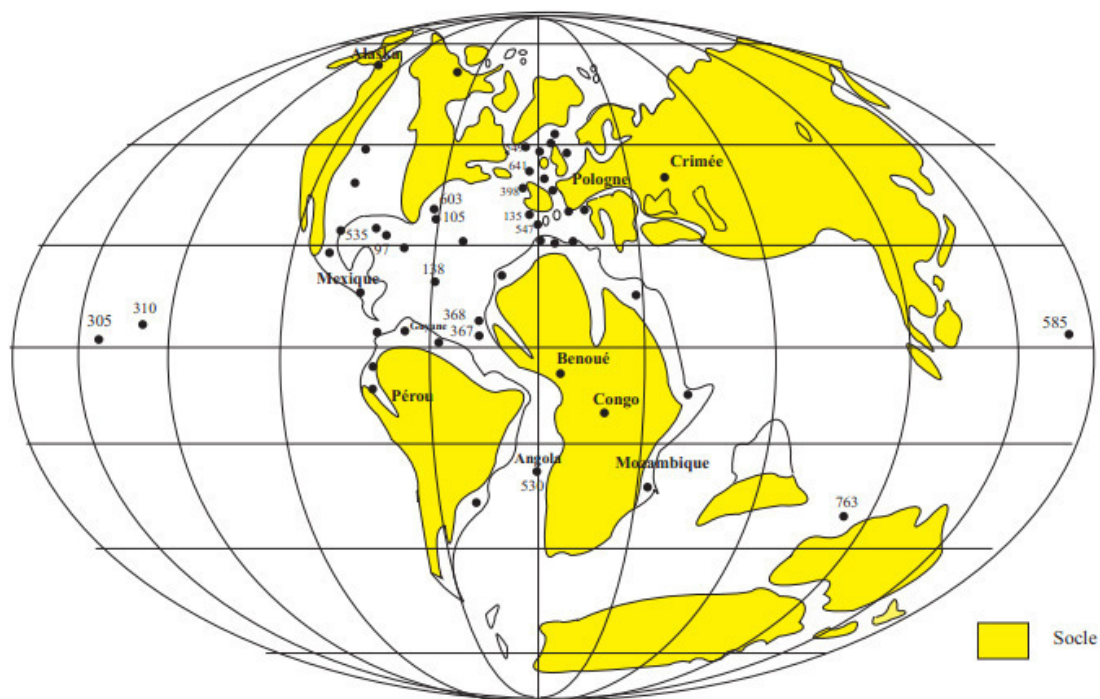


Fig.10: Carte paléogéographique de la répartition de l'événement anoxique océanique au Cénomano-Turonien avec localisation des forages DSDP. Principalement d'après Schlanger et *al.*, (1987) et des données complémentaires de Herbin et *al.*, (1986), Arthur et *al.*, (1990).

## II- REPARTITION DES DEPOTS CENOMANO-TURONIENS AU NORD DE L'AFRIQUE

En Tunisie centrale (Fig. 11), les niveaux les plus connus sont les formations de Bahloul, constituées de calcaire feuilletés et de passées argileuses riches en organismes planctoniques (Robaszynski et *al.*, 1993; Maamouri et *al.*, 1994; Accarie et *al.*, 1996). Dans la Libye, les études relatives à ces formations sont assez rares. Par contre, plus au sud, au Maroc, ces formations ont été intensément étudiées. On les rencontre notamment dans la région du Haut Atlas (Essaouira au nord et Agadir au sud) où elles se présentent sous forme de marnes et de calcaires riches en nodules siliceux contenant de la matière organique immature avec une teneur de COT pouvant dépasser 11% (Einsele et Wiedmann, 1982). Au sud de l'Anti-Atlas, particulièrement dans la région de Tarfaya, de nombreux affleurements du Cénomano-Turonien ont été décrits (Leine, 1986; El Albani et *al.*, 1999a; Kuhnt et *al.*, 2001; Kolonic et *al.*, 2002). Ce sont essentiellement des schistes bitumineux avec des teneurs en COT supérieures à 18 %. Ceux-ci sont considérés comme les principales roches mères dans ce bassin. Plus au sud, dans les bassins sénégal-mauritaniens, le forage océanique profond DSDP 367, permet de mettre en évidence une série Cénomano-Turonienne particulièrement riche en carbone organique (Herbin et *al.*, 1986). Ces formations se présentent comme une alternance complexe d'argilites calcaires, de marnes noires laminées, d'argilites olive-gris et d'argilites noires. La matière organique d'origine marine et préférentiellement concentrée dans les niveaux argileux avec des valeurs de COT en moyenne de 10% mais qui peuvent parfois atteindre 40% dans certains niveaux d'argilites (Herbin et *al.*, 1986). Cette valeur correspond à la plus forte teneur en carbone organique rencontrée sur la marge Ouest-africaine. Des formations à teneur élevée en COT (environ 10%) ont été aussi rencontrées dans des forages offshore (CM1, CM2, CM10), en Casamance (Lancelot et Seibold, 1977).

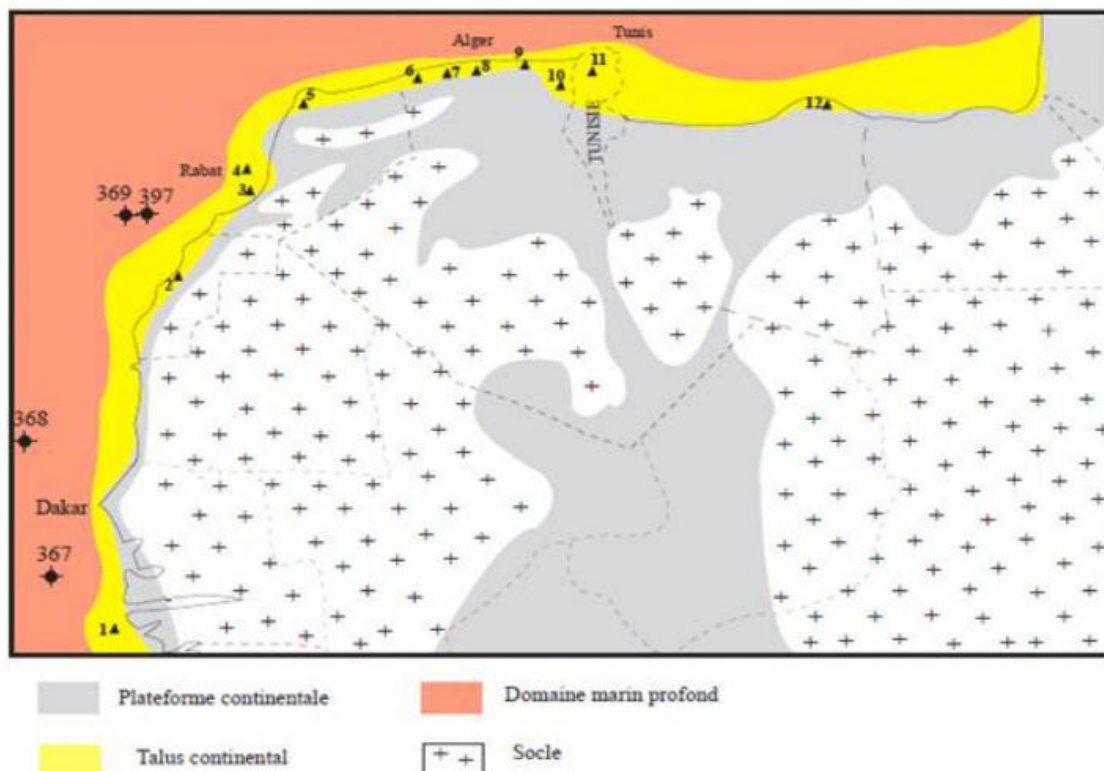


Fig. 11: Carte paléogéographique et de localisation des faciès du Cénomano-Turonien du Nord-Ouest de l'Afrique d'après Stampfil et *al.*, (2001).

1. Casamance; 2. Tarfaya; 3. Agadir; 4. Essaouira; 5. Rift; 6. Tessala; 7. Ouarsenis; 8. Titteri; 9. Biban; 10. Nementcha; 11. Bahloul.

### III- LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN EN ALGERIE

**1 - Lithologie :** Au Nord et dans l'Atlas saharien oriental, le passage du Cénomanién supérieur au Turonien inférieur est représenté par une alternance rappelant la Formation Bahloul connue en Tunisie. Il s'agit de marnes noires et de calcaires en plaquettes (Laffite. 1939, Dubourdiou. 1956, Kuhnt et *al.* 1990, Naili et *al.* 1995, Herkat. 1999, Grosheny et *al.* 2007 et 2008). Dans les Monts des Ouled Nail, des Djibels Mimouna et Cheggaig (Herkat. 1999, Grosheny et *al.* 2008) ont signalé l'absence des « *Black-Shales* ». A l'Ouest dans l'Atlas saharien occidental, la transition du Cénomanién supérieur au Turonien inférieur est matérialisée par une corniche calcaire épaisse de 40 m notée B1. Elle est formée d'une succession de bancs calcaires sublithographiques à litage mal distinct, coiffant les argiles d'âge Cénomanién (Bassoullet. 1973). Au sud, dans le Sahara oriental, les dépôts marins du Cénomanién et du Turonien riches en faunes ont recouvert tout le Sahara oriental depuis l'Atlas jusqu'au Hoggar, avec une extension moindre à l'Ouest (Laffite. 1939, Fabre. 1976).

Dans le Tinhert, au dessus des marnes à gypse cénomaniennes vient une grosse barre calcaire riche en ammonites, échinides, gastéropodes et bivalves (Busson

et al. 1999). Ces auteurs ont placé la limite Cénomaniens-Turonien (C-T) à la partie terminale de cet ensemble carbonaté.

## 2 - Biostratigraphie et bio-événements

**2- 1. L'Est de l'Atlas saharien :** Selon Dubourdiou. 1956, dans les Monts du Mellegue (coupes de l'Ouenza, Houd Esrir et Boukhadra), l'approche du Turonien est reconnue par le changement de la sédimentation et de la faune (ammonites et inocérames) de l'étage précédent (Cénomaniens). Benkherouf. 1988, en étudiant la coupe du Djebel Dyr a rangé la partie sommitale du Cénomaniens et le Turonien inférieur. dans la zone de foraminifères planctoniques à *Whiteinella archaeocretacea* définie par l'apparition de *Dicarinella hagni* et la présence de *Whiteinella* sp. Naili et al. 1995, en étudiant une série de coupes dans les Monts de Morsott, ont noté l'existence d'ammonites (*Calycoceras naviculare*, *Eucalycoceras pentagonum*, *Neolobites vibrayanus* et de foraminifères planctoniques (*Rotalipora cushmani*, *Dicarinella hagni* et *Whiteinella* sp. du Cénomaniens supérieur, dans les calcaires laminés noirs feuilletés ils signalent des empreintes de *Vascoceras* sp.?, et *Pseudaspedoceras* sp. ? *P. pseudonodoides*.

Le Turonien inférieur a été caractérisé par la présence de *Fagesia* sp., *Watinoceras* sp., et *Hevetoglobotruncana helvetica* Ruault- Djerrab et al. 2010. En étudiant la coupe de Chemla et d'autres coupes dans les Monts de Morsott, l'événement à « Heterohelix » et à « Filaments » a été reconnu ainsi que les biozones de foraminifères planctoniques de la limite céno-mano-turonienne.

**2- 2. Aux Aurès et aux Monts des Ouled Nail :** Laffite. 1939, avait signalé aux Aurès la difficulté de placer la limite stratigraphique entre les deux étages et avait noté que le Cénomaniens était plus fossilifère que le Turonien. Il s'est basé sur la disparition de *Praeradiolites biskarensis*, *Orbitolines*, *Aspidiscus cristatus* et *Heterofdiadema libycum* fossiles caractéristiques du Cénomaniens supérieur. Dans les travaux de Herkat. (1999, 2002, 2004, 2005), Grosheny et al. 2008 sur les Aurès et les Monts des Ouled Nail (Khanguet Grouz, Chebeibita), le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur ont été caractérisés à l'aide d'ammonites, de foraminifères, d'ostracodes et d'inocérames. Le travail de Maandi. 2011, fondé sur l'étude des foraminifères planctoniques a apporté de nouvelles données biostratigraphiques et a contribué à une meilleure connaissance du passage Cénomano-Turonien (biozones à *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Hevetoglobotruncana helvetica*, limites stratigraphiques, événement à Heterohelix et à Filaments).

**2- 3. Dans l'Atlas saharien occidental :** Bassoulet. 1973 a caractérisé le Cénomaniens supérieur par la présence de *Neolobites* sp., *Hebergella (Asterohedbergella) asterospinosa*, *Thomasinella* sp., *Flabellamina* sp. et des ostracodes. Le Turonien inférieur a été défini par : *Vascoceras* cf. *gamai*.

#### IV- IMPLICATION STRATIGRAPHIQUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

Ces taxons sont considérés comme de « bons fossiles stratigraphiques », les espèces planctoniques sont largement utilisées à des fins de datation de part leur vaste répartition géographique, leur développement prolifique et leur évolution rapide (Fig. 12).

La majorité des études géologiques du XIX<sup>ème</sup> siècle et du début du XX<sup>ème</sup> utilisait essentiellement ces organismes en tant qu'outil biostratigraphique. Depuis maintenant près d'un siècle, ils sont aussi étudiés pour « leurs liens aux conditions climatiques en géologie » (e.g. Phillipi, 1910). Mais leur écologie ne fut abordée de façon quantitative qu'en 1935 par Schott. L'environnement contenant les foraminifères planctoniques est très complexe et sa description inclut de nombreux paramètres comme la température, la salinité, la profondeur de mélange de la colonne d'eau, la turbidité, la composition nutritive, le type et l'abondance de proie (Hemleben et *al.*, 1989; Kemle-von Mücke et Hemleben, 1999), marquant le fort lien entre les foraminifères planctoniques et les paramètres hydrologiques.

L'analyse micropaléontologique, réalisée pour la coupe levée dans la partie Nord-ouest du Djebel Bou Arif a permis de détecter une association abondante de foraminifères planctoniques uniquement, dans les intervalles du passage Cénomaniens-Turonien de la région de Chaabet Lalam. Elle est bien marquée soit dans les niveaux indurés (en plaque mince), soit dans les niveaux tendres (les formes dégagées).

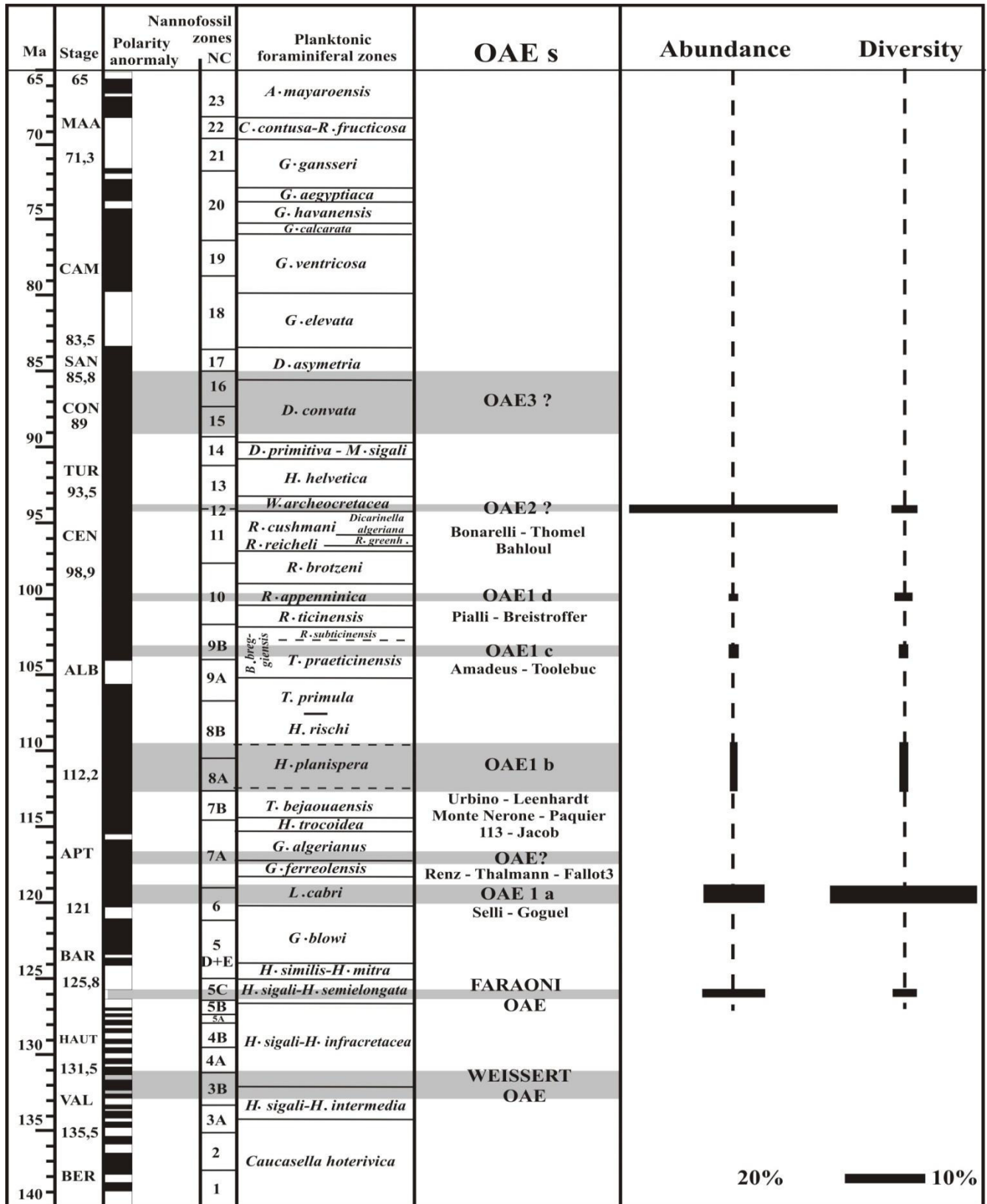
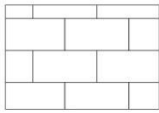


Fig. 12: Abondance et diversité des foraminifères planctoniques avec des chambres allongées radialement traversant l'OAE du Crétacé. L'abondance et la diversité sont exprimés, respectivement, comme des pourcentages et nombre de spécimens élevés de ces formes pour chaque OAE (Hardenbol et al., (1998)).

**CHAPITRE III**  
**LITHOSTRATIGRAPHIE**



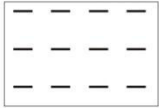
Légende:



Calcaire



*Black Shales*



Marnes



Bivalve



Lumachelle



Oursin



Ferruginisation



Ammonite



**A**

*Heterohelix shift*



**B**

Événement à filaments



**C**

Occurrence de: *Whiteinella archaeocretacea*



**D**

Occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica*

## I - INTRODUCTION

La région d'étude s'insère dans les Monts des Aurès. Les séries du versant nord de ce massif anticlinal sont caractérisées par les formations carbonatées de l'Albien formant les reliefs prédominants, dont les pendages sont très redressés et qui sont surmontées par les alternances marno-calcaires du Cénomaniens et du Turonien, avec des pendages qui s'infléchissent progressivement vers le Nord. Le Sénonien n'affleure pas, en grande partie couvert par le remplissage Mio-Pliocène de Batna (Herkat, 1999).

Le matériel étudié provient de l'étude détaillée de la coupe de Bou Arif (secteur de : Chabet Lalam), qui offre des affleurements d'âge Cénomano-Turonien. L'objectif est d'établir un cadre biostratigraphique précis. Ce qui nous a conduit à établir un découpage en formations et en unités et à analyser la série grâce à des nouvelles récoltes micro-faunistiques et enfin à préciser la limite Cénomano-Turonienne.

La coupe étudiée du versant septentrional de Djebel Bou Arif se distingue aisément de l'Albien Par ces teintes claires, les bancs carbonatés devient plus sombres presque noires vers le sommet, C'est dans l'un des compartiments faillés septentrionaux qu'on a relevé la coupe décrite ci-dessous (Fig. 16).

Cette série a été scindée en deux formations lithostratigraphiques qui ont été subdivisées en unités, avec pour chacune ses propres caractères lithologiques, sédimentologiques et environnementaux.

## II – DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DE LA COUPE

COUPE DE CHABET LALAM (FESDIS).

**1 – Situation de la coupe géologique AB (fig. 13 et 14)** la coupe est levée sur le flanc Nord du Djebel Bou Arif ; à son extrémité occidentale. Le nom de cette coupe est: Chabet Lalam, elle se situe à environ de 15 km NE de la ville de Batna. Elle est limitée au Nord par la plaine de Chabet Lalam et par la ville de Djerma, à l'Ouest par la RN°3, la ville de Fesdis et l'Oued Gourzi, à l'Est par le village de Bouachaoun et la ville d'El Madher et au Sud par la montagne de Bou Arif.

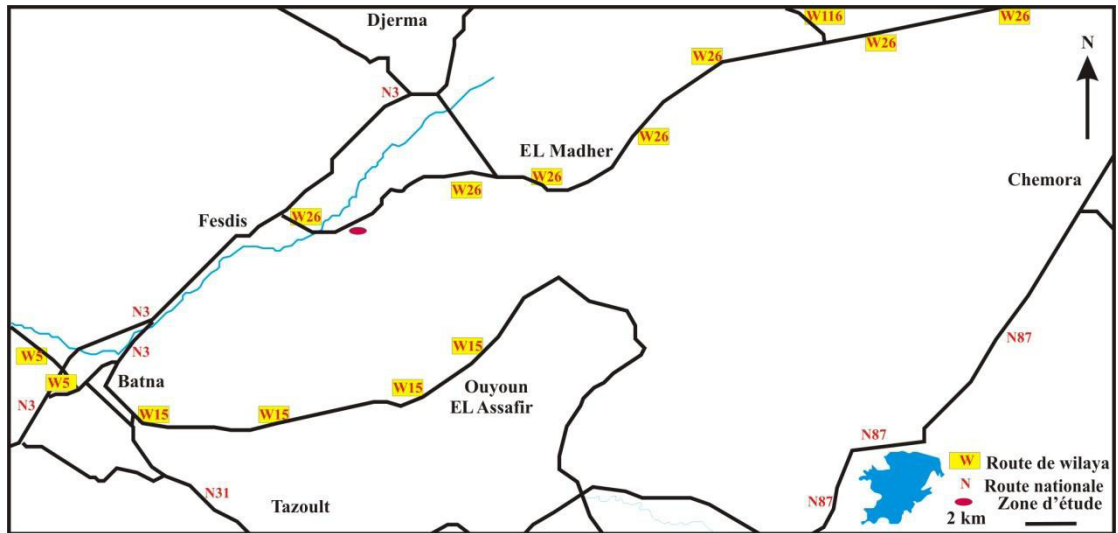


Fig. 13. Carte géographique du secteur étudiée et villes limitrophes.

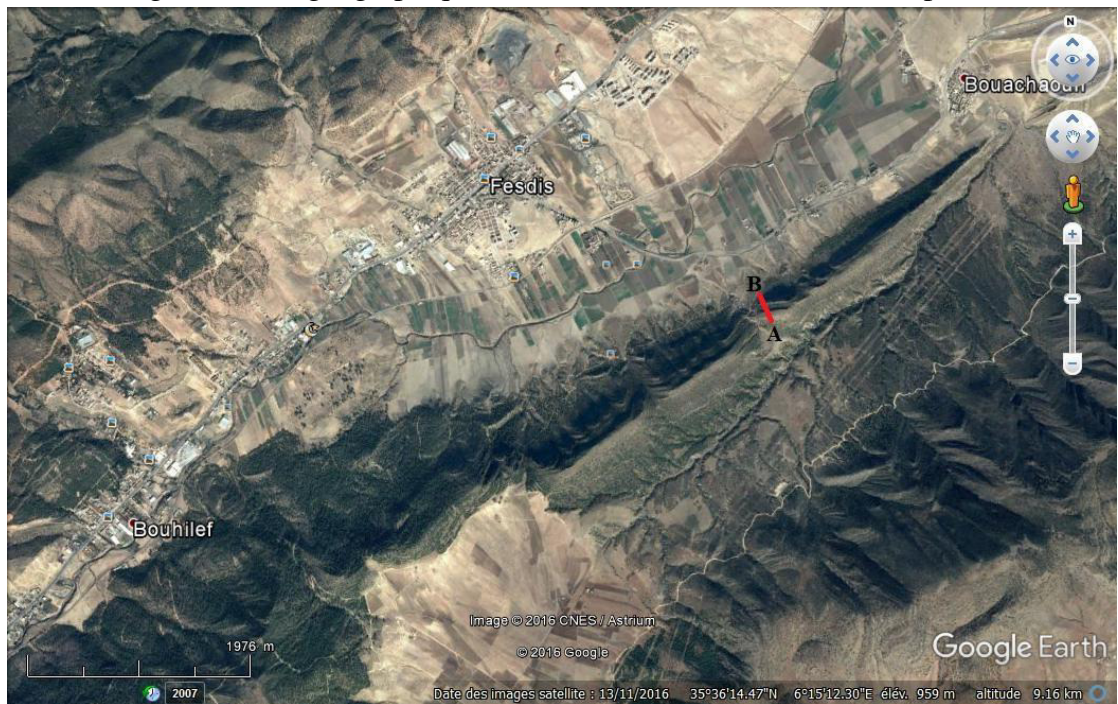


Fig.14. Localisation du Djebel Bou Arif et de la coupe AB (image Google earth).

C'est dans l'un des compartiments occidentaux du flanc Nord du Djebel Bou Arif que la coupe a été levée (fig. 15) :

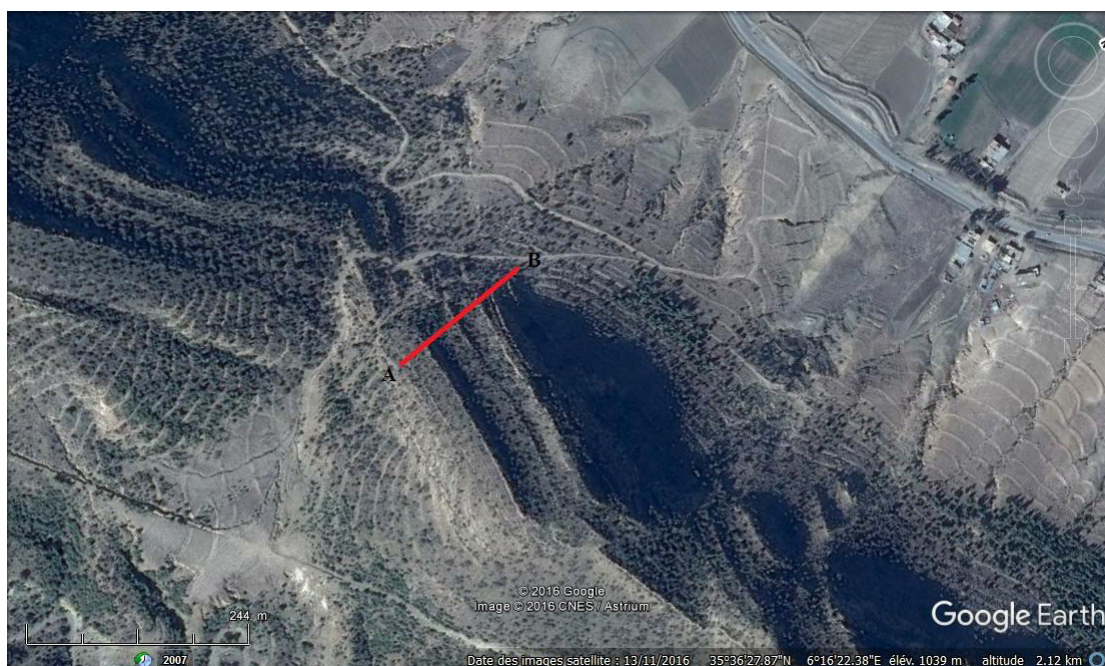


Fig. 15. Localisation de la coupe AB (image Google earth).

## 2- Découpage lithostratigraphique (fig.16)

Cette coupe est épaisse de 120 m et elle forme les reliefs dominants dans cette région. La description détaillée du contenu de cette coupe est donnée dans les paragraphes suivants

Elle a révélé l'existence de deux formations du Cénomano-Turonien. Ces deux formations sont bien individualisées lithologiquement, de bas en haut on a (fig. 16):

**A – La Formation des « Marno-calcaires de Bou Arif » (80 m)** Elle est plus ou moins carbonatée.

Elle est représentée par des combes marneuses à huîtres et oursins attribuées au Cénomaniens dans lesquelles s'intercalent par des barres calcaires. Ces barres calcaires sont le plus souvent d'ordre métrique, de patine beige et riche en bivalves et en oursins.

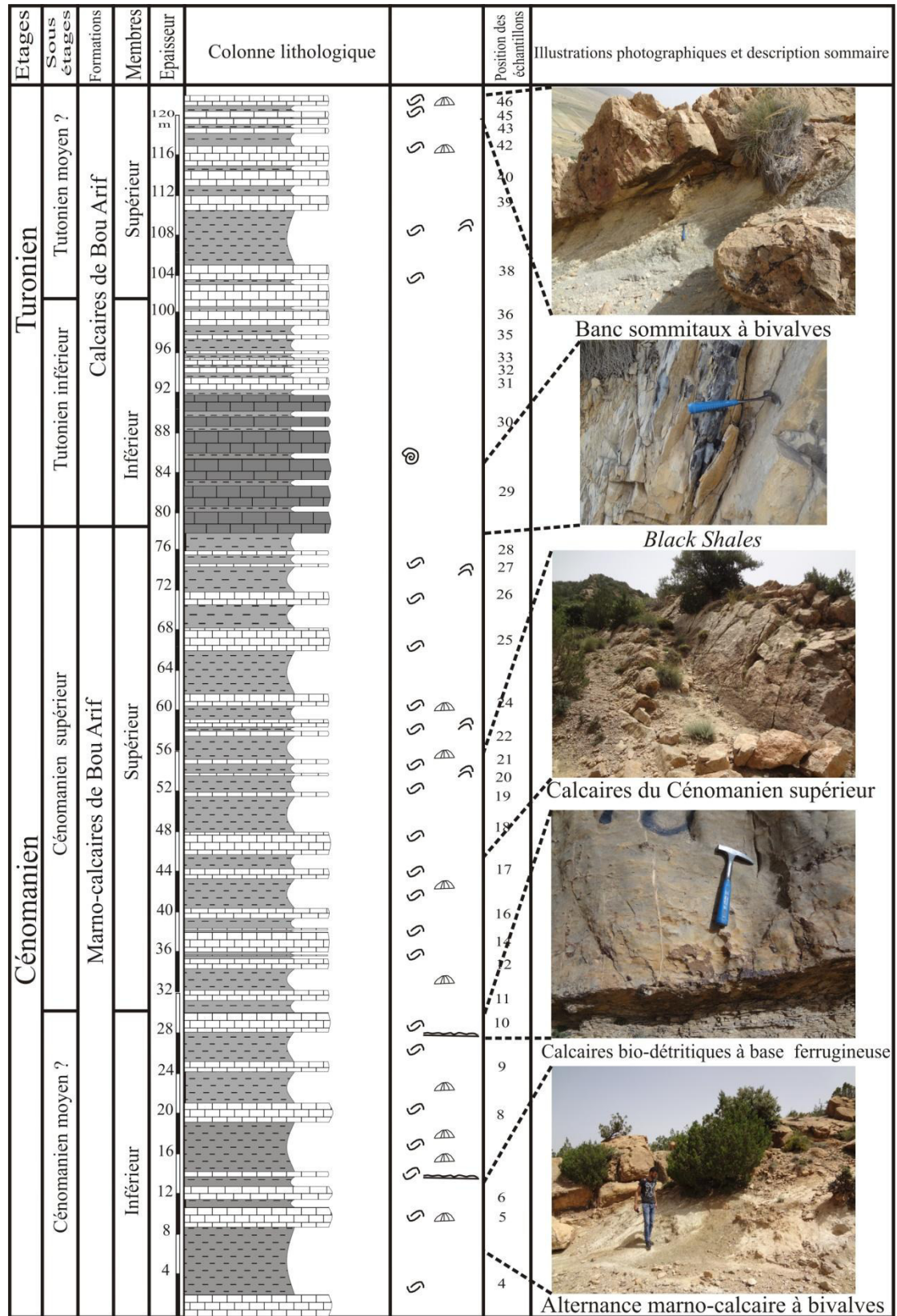


Fig. 16: Colonne lithologique de la région d'étude.



Fig. 17: Calcaires bioclastiques du membre inférieur.

Nous proposons un découpage en deux membres pour cette formation.

**-Le membre inférieur (30 m) (fig. 17)** il débute par des niveaux calcaires fins de teinte beige, riches en bivalves et en oursins de grande taille. Ces calcaires sont mal stratifiés et fortement fissurés, ils sont surmontés par une combe d'argiles verdâtres qui s'effritent.

La partie sommitale (fig. 18) contient des bancs de calcaires à base ferrugineuse et plus ou moins friables, ces calcaires deviennent grisâtres et plus durs vers le sommet.



Fig.18: Barre calcaire ferrugineuse dans sa base.

Les prélèvements effectués dans les niveaux marneux de ce membre ont livré une microfaune représentée par des foraminifères agglutinés associés à des formes benthiques enroulées et de rares foraminifères planctoniques globuleuses, nous notons la présence remarquable des ostracodes:

**Le niveau 4'** : est riche en foraminifères et en ostracodes. Le pourcentage des foraminifères est supérieur à celui des ostracodes. On note la présence de quelques formes : *Textularia chapmani*, *Tritaxia* sp., *Spirocyclina* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobabulites* sp., *Dorothia oxycona*, *Gavelinella* sp., *Marginotruncana* sp.

**Le niveau 7'** : a livré une association de microfaune riche en foraminifères: *Muricohedbergella planispera*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobabulites* sp., *Dorothia oxycona*, *Gavelinella* sp.

#### **-Le Membre supérieur (50 m), (fig. 19 et 20)**

Il est prédominé par une alternance de marnes grises et de calcaires biodétritiques beiges. Il débute par des marnes grises (40 à 60 % de CaCO<sub>3</sub>) et riches en matière organique (6% de matière organique - MO), d'ordre métrique indurées et parfois feuilletées.



Fig. 19. Aspect lithologique du membre supérieur.

La microfaune est abondante et dominée par des foraminifères benthiques associés à des formes planctoniques :

**Le niveau 10'** : avec la présence de : *Thomasinella* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobabulites* sp., *Dorothia oxycona*, *Gavelinella* sp., *Spiroloculina* sp., *Muricohedbergella planispera*, *Muricohedbergella delrioensis*.

**Le niveau 20'** : est riche en foraminifères benthiques parmi lesquels on trouve des Lituolidés associés à de rares formes planctoniques : *Charentia* sp., *Pseudolituonella* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobabulites* sp., *Dorothia oxycona*, *Gavelinella* sp., *Spiroloculina* sp., *Muricohedbergella planispera*, *Muricohedbergella delrioensis*.

**Le niveau 25'** : est pauvre en foraminifères benthiques notons la présence discrète des formes pélagiques qui appartiennent au genre : *Muricohedbergella*.

*Nummoloculina heimi*, *Pseudorhapydionina casertana*, *Cuneolina* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobabulites* sp., *Dorothia oxycona*, *Gavelinella* sp., *Dorothia* sp., *Muricohedbergella delrioensis*.

**Le niveau 25'** : le lavage effectué dans ce niveau a livré une microfaune pauvre et peu diversifiée, elle est représentée seulement par les espèces suivantes : *Dorothia oxycona*, *Dorothia* sp., *Textularia* sp., *Gavelinella* sp., *Muricohedbergella delrioensis*.



Fig. 20. Alternance marno-calcaire du membre supérieur.



Des niveaux lumachelliques sont également observés au sein de cette alternance. Ils sont surmontés par des dépôts marno-calcaires pauvres en macrofaune. On remarque une augmentation des épaisseurs des bancs de calcaire. La taille de la macrofaune devient plus réduite vers le sommet de ce membre (fig.21).



Fig. 21. Calcaire lumachellique du membre supérieur.

Les derniers bancs carbonatés du Cénomaniens sont riches en matière organique (6% en MO et 90% en  $\text{CaCO}_3$ ) et dépourvus de macrofaune, ils sont coiffés de bancs marneux contenant à leurs bases un lit centimétrique de calcaire lumachellique.

Le passage Cénomano-Turonien est matérialisé par l'apparition des calcaires en plaquettes laminés et sombre dits « *Black Shales* » qui reposent sur le dernier banc de la première formation.

Le dernier banc marneux (28') de la première formation a livré une microfaune essentiellement planctonique, associée à de rares lenticulines ; notons que ce dernier marque l'évènement à : « *Heterohelix Shift* », la faune qui le constitue est composée de : *Whiteinella baltica*, *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella* sp., *Dicarinella hagni*, *Dicarinella imbricata*, *Heterohelix reussi*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix* sp., *Marginotruncana renzi*, *Praeglobotruncana stephani*, *Lenticulina* sp., *Dicarinella oxycona*, *Gavinella* sp., *Textularia* sp.

**B- La Formation des « Calcaires de Bou Arif » (40 m)**

Elle est représentée par des dépôts essentiellement carbonatés, elle est subdivisée en deux membres :

**-Le membre inférieur (20 m), (Fig. 22)** qui débute par des calcaires sombres laminés pauvres en macrofaune. Ces calcaires ont un aspect en plaquettes séparés par quelques niveaux centimétriques de marnes sombres.

La partie supérieure de ce membre est occupée par une alternance plus ou moins serrée de calcaires gris foncés séparés par des niveaux marneux qui s'effritent.

Les lames minces élaborées dans les bancs du Turonien inférieur ont livrés une microfaune essentiellement pélagique :

**Le niveau 29-1 :** est riche en foraminifères planctoniques associées à de rares formes benthiques appartenant au genre *Lenticulina* : *Muricohedbergella* sp., *Whiteinella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Lenticulina* sp.

**Le niveau 29-2 :** est riche en foraminifères planctoniques et des rares formes benthiques comme les *Nodosaridés* et les *Lenticulines* : *Nodosaria* sp, *Lenticulina* sp, *Muricohedbergella* sp, *Whiteinella* sp, *Whiteinella praehelvetica*, *Heterohelix* sp, *Lenticulina* sp.

Nous notons l'apparition remarquable des filaments.

**Le niveau 30 :** marque l'occurrence de l'espèce : *Helvetoglobotruncana helvetica* associée avec d'autres formes planctoniques et benthiques : *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Heterohelix* sp., *Heterohelix moremani*, *Heterohelix reussi*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella aprica*, *Marginotruncana schneegansi*, *Marginotruncana renzi*, *Dicarinella* sp., *Lenticulina* sp., *Whiteinella* sp.

Les niveaux marneux ont livrés la microfaune suivante :

**Le niveau 31' :** a livré une microfaune riche en foraminifères : *Heterohelix reussi*, *Heterohelix moremani*, *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella brittoensis*, *Whiteinella praehelvetica*, *Muricohedbergella hoeltzli*, *Dicarinella hagni*, *Dicarinella imbricata*, *Marginotruncana schneegansi*, *Praeglobotruncana stephani*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *lenticulina* sp., *dorothia* sp.

**Le niveau 34' :** en plus de la même microfaune qui compose le banc 31', on note l'apparition des espèces suivantes : *Praeglobotruncana gibba* et *Gaudryina* sp.

**Le niveau 35' :** l'inventaire microfaunique dans ce niveau a donné l'association composée de : *Guembelitra* sp., *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix moremani*, *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella*

*bribritoensis*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Dicarinella hagni*, *Marginotruncana renzi*, *Marginotruncana sigali*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Praeglobotruncana stephani*, *Lenticulina* sp., *Dorothia* sp., *Nodosaria* sp.

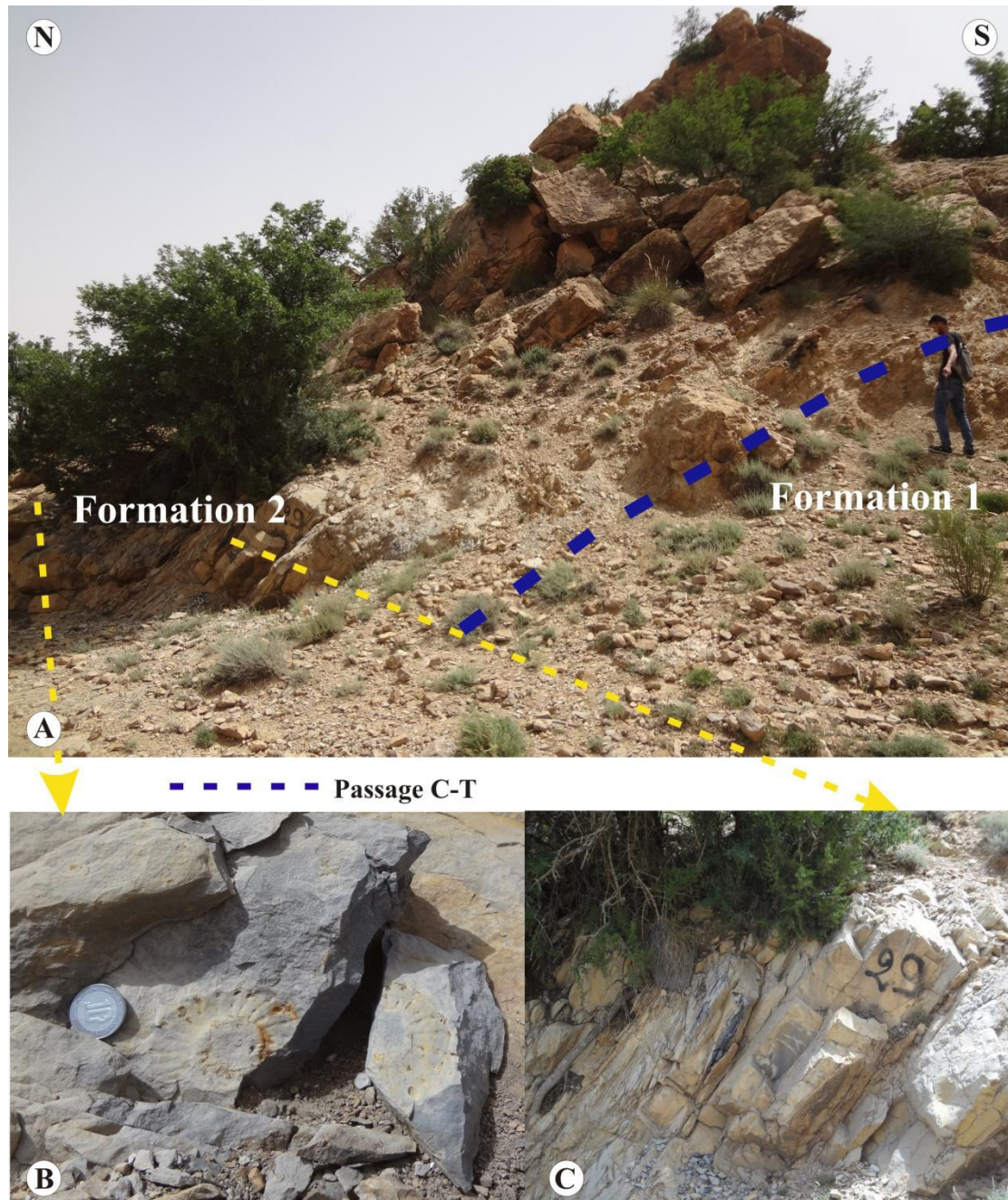


Fig. 22. vue panoramique du passage C-T dans la coupe de Bou Arif :

A) Le niveau du Passage Cénomaniens-Turonien.

B) Une empreinte d'Ammonite dans le niveau à « *black-shales* ».

C) la base des « *Black Shales* ».

-Le Membre supérieur (20 m) est représenté par des bancs de calcaire fin de teinte grisâtre suivis par un faciès marneux d'une épaisseur de 6 m et de couleur beige et friable à ostréidés.

La partie supérieure de ce membre contient des barres de calcaires beiges dures séparées par des niveaux marneux riches en bivalves et oursins.

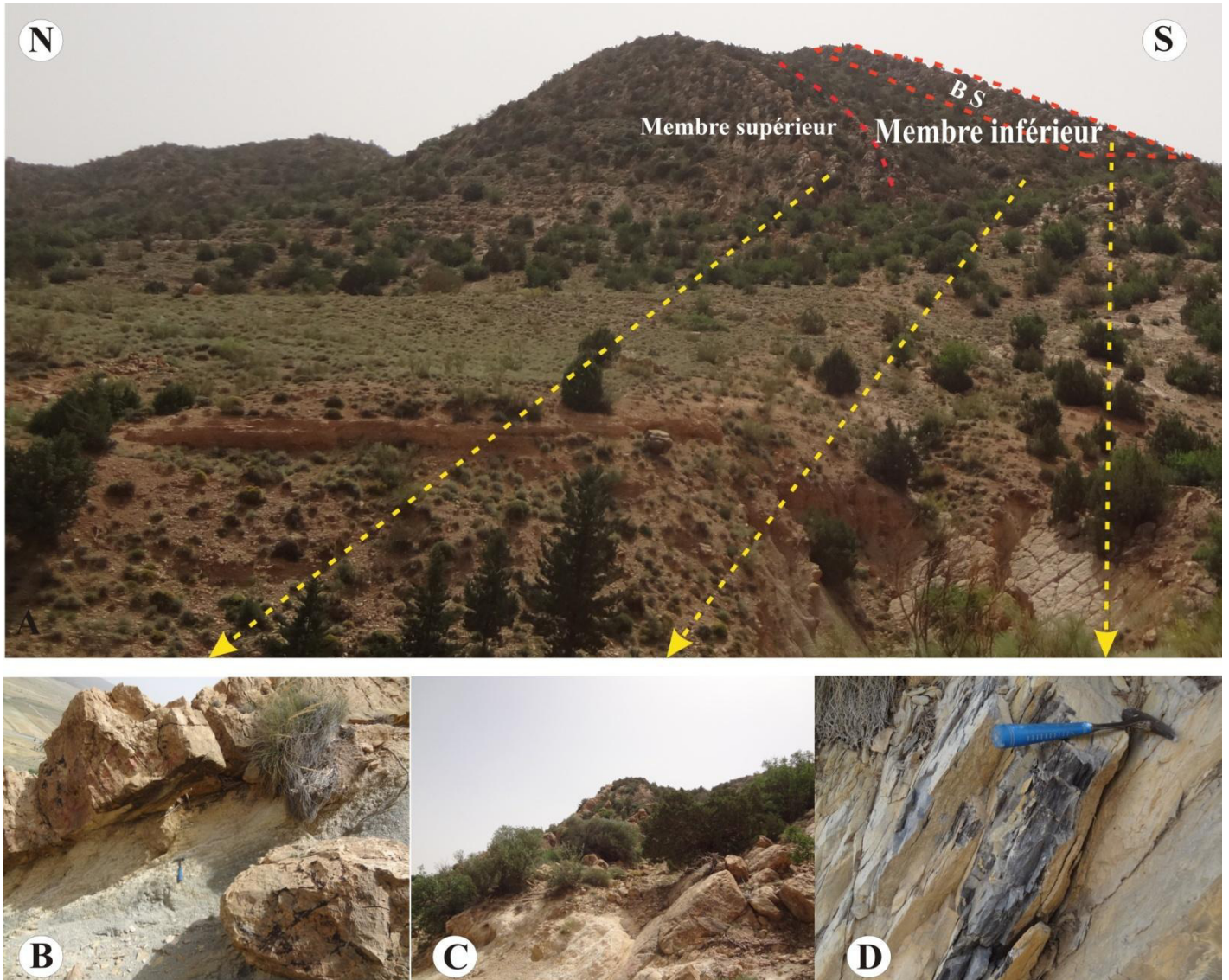


Fig. 23 : A : Vue panoramique de la coupe de Chabet Lalam (Fesdis) montrant uniquement les calcaires du Turonien.

B : aspect lithologique du membre supérieur.

C : sommet du membre inférieur.

D : BS : niveau des « *Black-Shales* ».

Les niveaux marneux du membre supérieur ont livré une microfaune diversifiée ; cette diversité est dominée par des ostracodes associés aux formes essentiellement benthiques :

**Le niveau 37'** : a livré les formes : *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp., *Dicarinella* sp.

**Le niveau 38'** : contient les foraminifères ci-dessous : *Dorothia* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., *Pseudorhapydionina* sp., *spirocyclina* sp.

**Le niveau 39'** : l'analyse effectuée dans ces marnes montre l'existence de foraminifères essentiellement planctoniques : *Pseudolituonella* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Marginotruncana* sp., associés à des débris de Rovéacrinidés

**Le niveau 45'** : ce niveau a livré une association microfaunistique dominée par les ostracodes associés aux foraminifères : *Lenticulina* sp., *Dorothia* sp., *Dicarinella* sp., *Muricohedbergella delrioensis*, *Muricohedbergella* sp., *Marginotruncana* sp., *Nummoculina* sp., *Pseudorhapydionina* sp., *Cuneolina* sp.

**Le niveau 46'** : est riche en ostracodes associés à de rares foraminifères benthiques, on note la présence de quelques Lituolidés : *Pseudolituonella* sp., *Pseudotextulariella* sp.

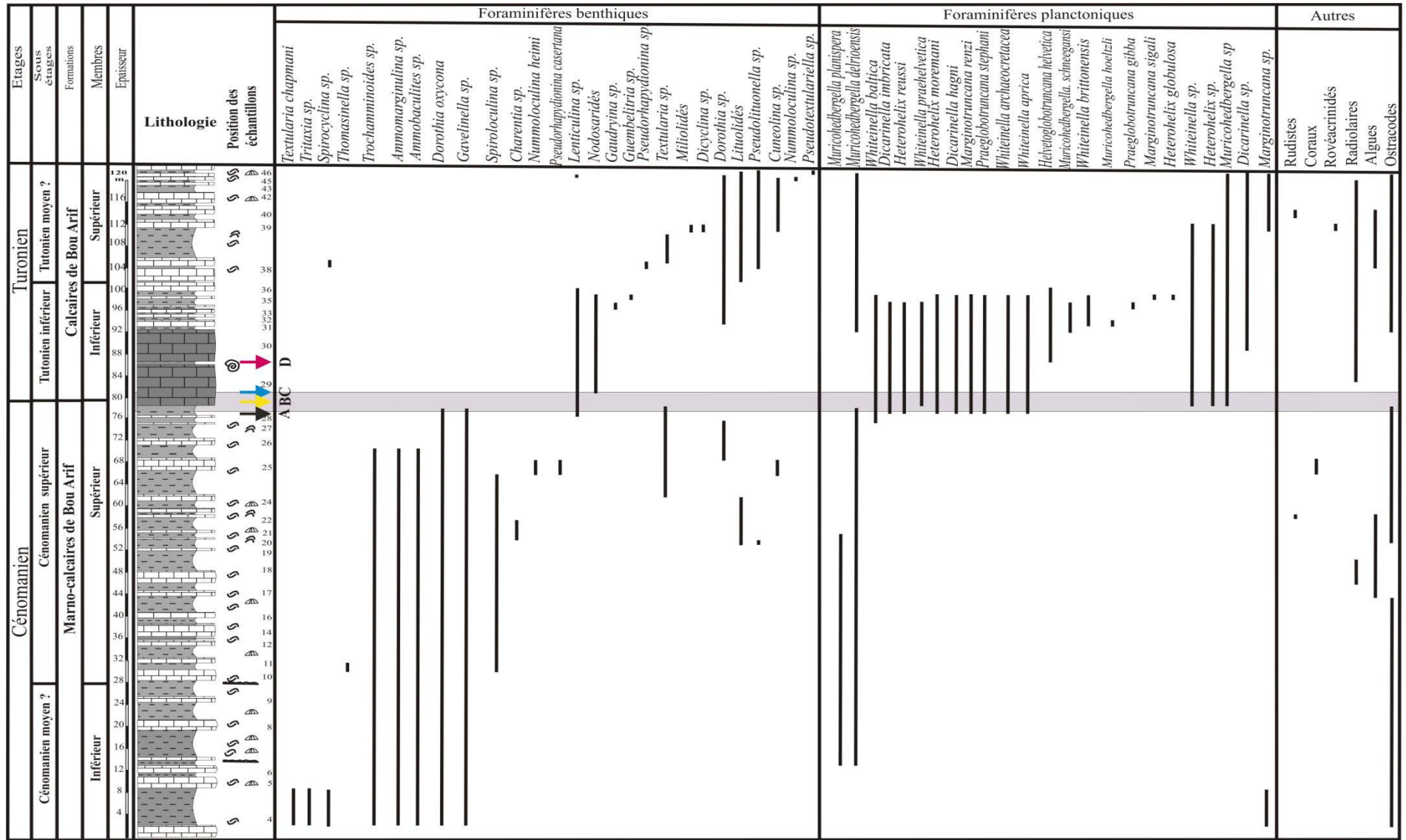


Fig. 24: La répartition des foraminifères et autres organismes de la coupe de Bou Arif.

### III - ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

L'inventaire biostratigraphique effectué dans la coupe de Chabet Laalam montre une microfaune et des bio-événements qui ont un intérêt biostratigraphique. Ces marqueurs permettent d'identifier les repères qui conduisent à reconnaître la limite Cénomaniens-Turonien.

Sur les 46 prélèvements effectués, 30 ont pu être lavés et exploités, les microfossiles exploités sont dans un état acceptable, sauf dans quelques bancs indurés de la base, ils ont livré une microfaune assez médiocre.

#### 1 – La Formation des « Marno-calcaires de Bou Arif »

**Le membre inférieur** de cette formation est caractérisé par une microfaune pauvre et généralement dominée par les foraminifères benthiques suivants : *Textularia chapmani*, *Tritaxia* sp., *Dorothia oxycona*, *Gavelinella* sp., *Spirocyclus* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobaculites* sp.

On remarque aussi la présence de quelques formes pélagiques : *Muricohedbergella planispera*, *Muricohedbergella delrioensis*.

L'ensemble de cette microfaune permet de reconnaître l'âge : Cénomaniens moyen.

**Le membre supérieur** de la formation contient une association de foraminifères plus diversifiée que celle du premier membre, elle est composée de : *Dorothia oxycona*, *Dorothia* sp., *Charentia* sp., *Cuneolina* sp., *Gavelinella* sp., *Textularia* sp., *Thomasinella* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Nummuloculina heimi*, *Pseudorhapydionina casertana*, *Pseudolituonella* sp., *Spiroloculina* sp., *Muricohedbergella planispera*, *Muricohedbergella delrioensis*.

Ce membre est attribué au Cénomaniens supérieur, cette attribution est établie grâce à la présence du ; *Thomasinella* sp. (échantillon 10') et les espèces associés : *Dorothia oxycona*, *Dorothia* sp., *Trochamminoides* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Gavelinella* sp., *Spiroloculina* sp., *Charentia* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., *Cuneolina* sp.

#### 2 – La Formation des « Calcaires de Bou Arif »

**Le membre inférieur** d'âge Turonien inférieur, la microfaune est dominée par les foraminifères planctoniques, associée à quelques foraminifères benthiques. Les formes planctoniques abondants sont observées au niveau de l'échantillon 28' qui livre l'association suivante :

*Whiteinella baltica*, *Whiteinella praelvetica*, *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella brittonensis*, *Dicarinella imbricata*, *Dicarinella hagni*, *Dicarinella* sp., *Marginotruncana renzi*, *Muricohedbergella* sp., *Heterohelix moremani*, *Heterohelix reussi*.

L'apparition de l'espèce : *Whiteinella archeocretacea* indique un âge Turonien basal.

L'événement à « *Heterohelix Shift* » au niveau de l'échantillon 28' : est marqué par la présence des foraminifères planctoniques globuleux, bisériés, inféodés à des milieux peu profonds et plus oxygénés. Ce sont des formes opportunistes développant une stratégie (CARON, 1983) au cours du stress écologique engendré par l'événement anoxique OAE2, en se proliférant ; ce qui explique leur présence en quantité importante marquée par les sédiments du passage Cénomaniens-Turonien. Il rappelle l'événement à « *Heterohelix Shift* » de Leckie (1985), reconnu en Tunisie centrale (Robaszynski et al., 1990, 2010; Nederbragt & Fiorentino 1999; Caron et al., 1999, 2006).

L'événement à « filaments » décrit à Bou-Ghanem, en Tunisie, signalé par Robaszynski et al. 2010 est repéré dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, il s'agit d'une accumulation de micro-lamellibranches. L'événement se situe au-dessus de la dernière occurrence de *Pseudaspedoceras pseudonodosoides* (Choffat), avant l'apparition des premières ammonites du Turonien *Watinoceras* sp. Amédéo et al. 2005, Caron et al., 2006 et Robaszynski et al. 2010, l'ont qualifié de bon indicateur pour tracer la limite Cénomaniens-Turonien (in Maandi 2011).

Dans cette région, la première apparition de ces filaments est marquée au niveau de l'échantillon 30' (Pl. V, fig. B).

La première occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) est caractéristique du Turonien inférieur, elle se situe au niveau de l'échantillon 30, elle est associée à :

*Whiteinella baltica*, *Whiteinella praehelvetica*, *Whiteinella archeocretacea*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella brittonensis*, *Dicarinella imbricata*, *Dicarinella hagni*, *Dicarinella* sp., *Praeglobotruncana gibba*, *Marginotruncana sigali*, *Marginotruncana renzi*, *Muricohedbergella* sp., *Muricohedbergella shneegansi*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Muricohedbergella hoeltzli*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix reussi*.

Il apparaît donc que la limite Cénomaniens-Turonien se situerait au niveau du banc 28'.

**Le membre supérieur** a livré une association essentiellement benthique associée à quelques formes pélagiques : *Spirocyclina* sp., *Lenticulina* sp., *Pseudorhapydionina* sp., *Textularia* sp., *Dicyclina* sp., *Dorothia* sp., *Pseudolituonella* sp., *Cuneolina* sp., *Nummoloculina* sp., *Pseudotextulariella* sp., *Muricohedbergella delrioensis*, *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp., *Marginotruncana* sp., *Dicarinella* sp.

Cette association de foraminifères permet d'attribuer un âge Turonien moyen au membre supérieur de la formation des : « Calcaires de Bou Arif ».



Comparaison biostratigraphique avec la Tunisie

Les biozones identifiées dans notre secteur d'étude sont comparables aux biozones connues à l'échelle du bassin Aurès-Kef (fig. 25), les deux biozones à : *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica* présentent un très bon marqueur stratigraphique. Nous notons l'absence de la biozone à : *Rotalipora cushmani*.

		Tunisie centrale (Gafsa)		Aurès (Bou Arif)	
		Soua (2011)		Le présent travail	
		Zone	Sous-zone	Zone	Sous-zone
Cénomanien supérieur	Fahdène	<i>W. archaeocretacea</i> <i>Guembelitria</i> <i>Heterohelix</i> <i>Gl. bentonensis</i> <i>R. cushmani</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>W. archaeocretacea</i> <i>Gl. Bent.</i> <i>D. hagni</i> <i>H. moremani</i> <i>W. archaeocretacea</i> <i>Heterohelix</i>	<i>H. helvetica</i>
	Bahloul				
Turonien inférieur	Kef	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>Guembelitria</i> <i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>

Fig. 25. Comparaison entre les travaux de Soua (2011) et le présent travail.

#### IV- ANALYSE MICROSCOPIQUE DE LA COUPE ETUDIEE

Les travaux microscopiques des dépôts Cénomano-Turonien de la coupe de : Chabet Laalam ont permis de définir les microfaciès suivants ; de bas en haut on a:

##### **Une Biomicrite à échinodermes et annélides (Pl. I, fig. A et B)**

Ce faciès se dépose au dessus des marnes à oursins et à huîtres, il est caractérisé par la présence des annélides, des huîtres, des bryozoaires, des échinides (radioles d'oursins et des plaques d'échinodermes et de nombreux Rovéacrinides), des débris d'ostracodes, des débris d'algues calcaires et de quelques rares foraminifères benthiques: Lituolidés et *Pseudolituonella* sp. La texture est wackstone, le pourcentage des éléments figurés est de 20 à 25%. Les annélides ici constituent le groupe de microfossiles le plus abondant, suivi par les huîtres.

Ce faciès micritique contient des pointements pyriteux avec quelques radiolaires calcitisés.

##### **Une Biomicrite à Rudistes (Pl. I, fig. C, D et E)**

C'est un microfaciès qui apparait dans la première formation, il est à tendance plus ou moins carbonatée, La texture est wackstone, le pourcentage des éléments figurés représente à peu près 15 à 20% du volume. Il se distingue par la présence remarquable des Rudistes. Des algues sont également observées dans ce microfaciès. La micro-perforation dans ce microfaciès est plus intense, on observe la désintégration partielle des organismes. Quelques débris sont dissouts ou bien perforés et remplis par des cristaux de dolomie.

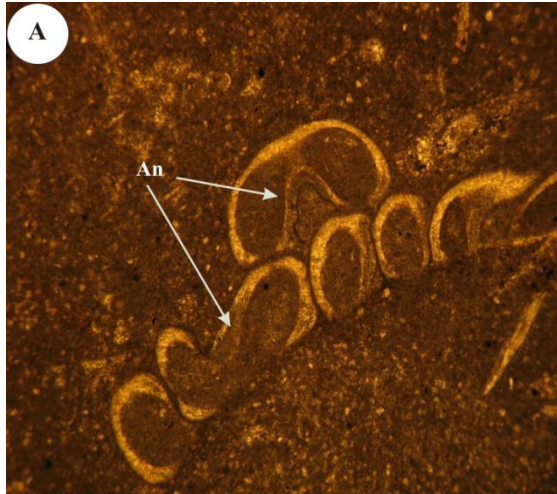
Le ciment est dolomicritique, la présence de la Glauconie est discrète.

##### **Une Biomicrite à foraminifères benthiques (Pl. I, fig. F et Pl. II, fig. A et B)**

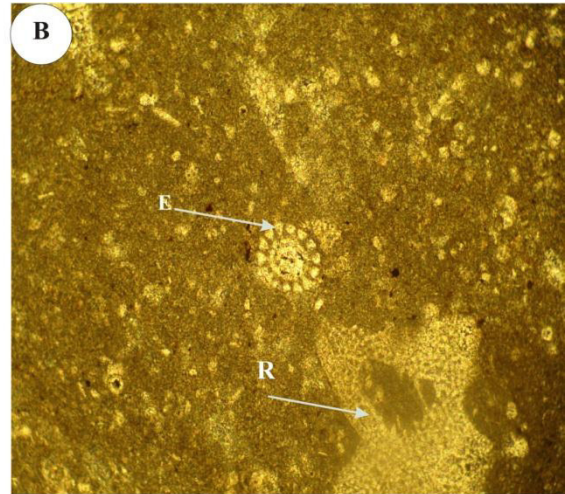
C'est une micrite à pellets riche en bioclastes et en foraminifères benthiques comme: les Lituolidés, *Pseudolituonella* sp., associées à des rares ostracodes. Des radiolaires à remplissage micritique sont également observés associés à quelques grains de pyrite bien individualisés, le sédiment est légèrement bioturbé contenant des grands débris de lamellibranches.

##### **Une Biomicrite à Bryozoaires (Pl. II, fig. C, D, E et F)**

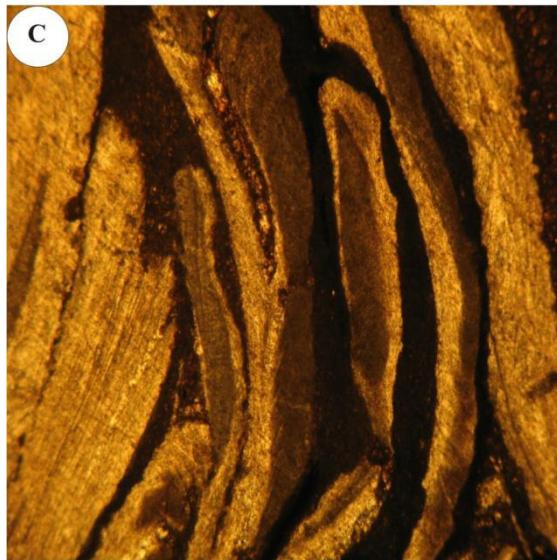
Il s'agit des calcaires à Bryozoaires, la texture est : Wackstone à rudistes, algues, échinodermes et bivalves (Pl. II, fig. F), nous notons la recristallisation de ces derniers. Ce microfaciès contient aussi pas mal de bioclastes distribués au sein d'une matrice plus ou moins sombre et bioturbée (Pl. II, fig. E).



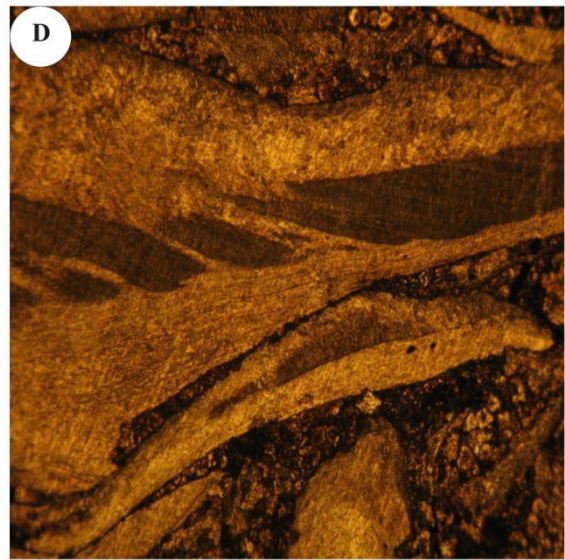
x10



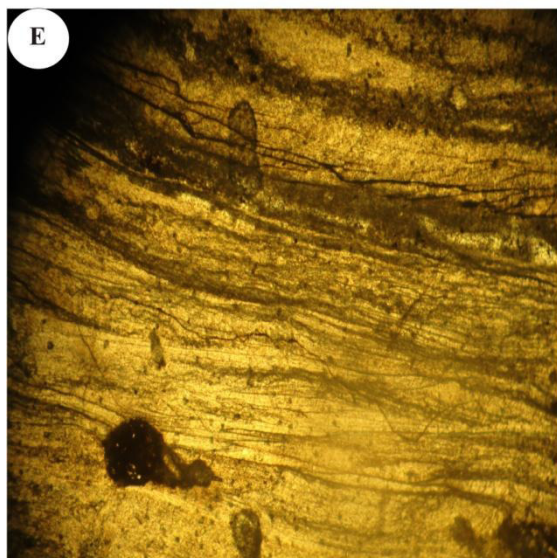
x10



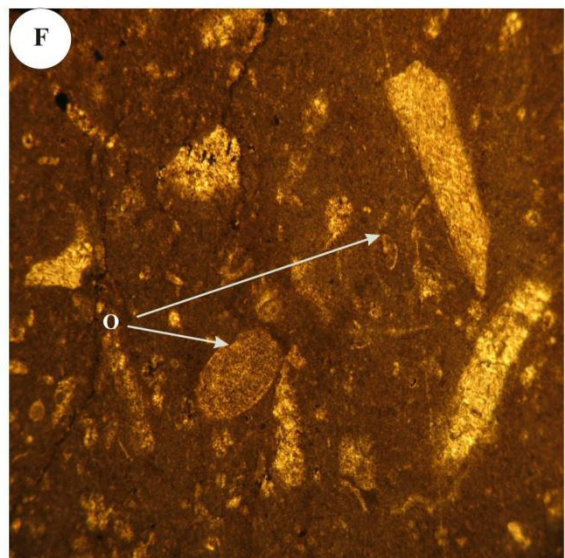
x10



x10

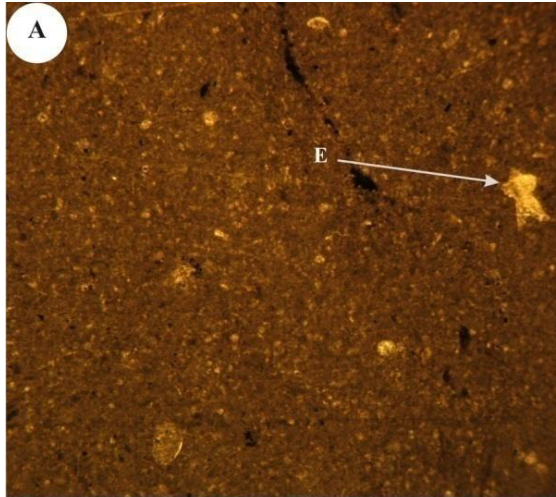


x10

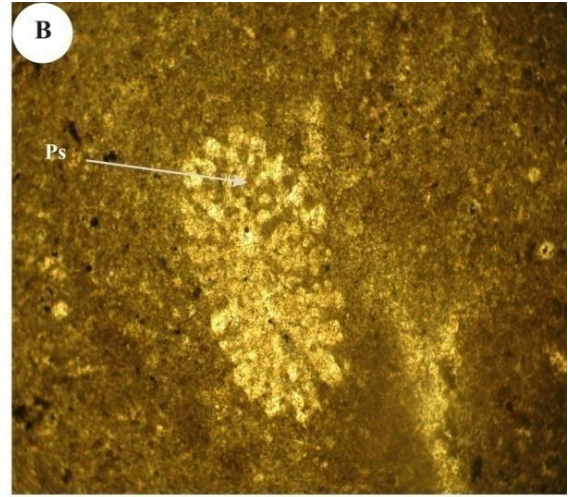


x10

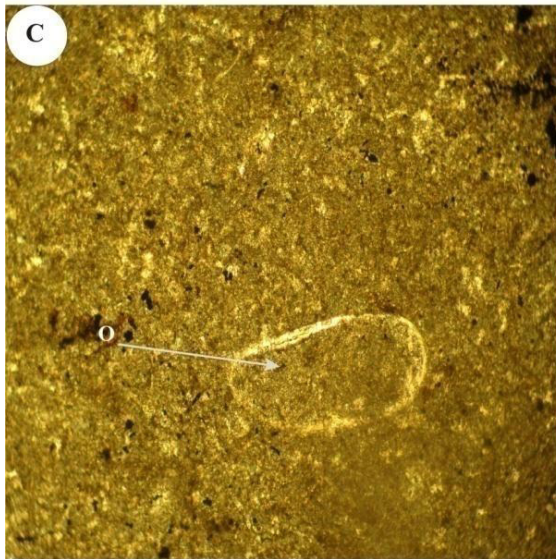
Planche I



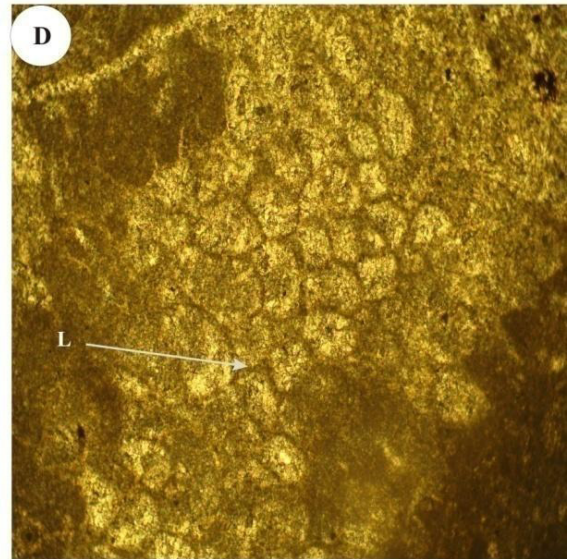
x5



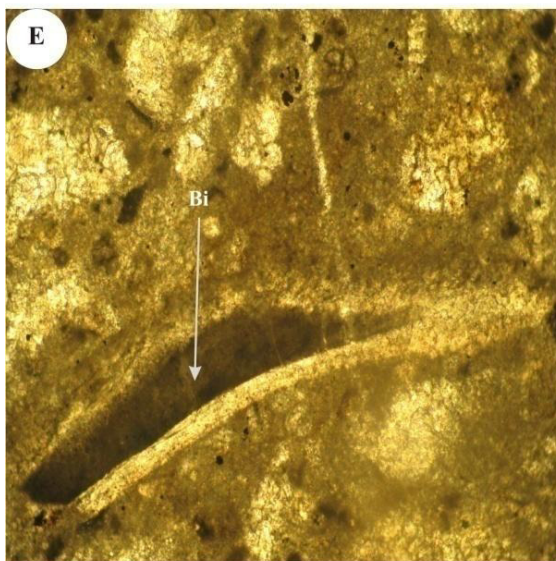
x10



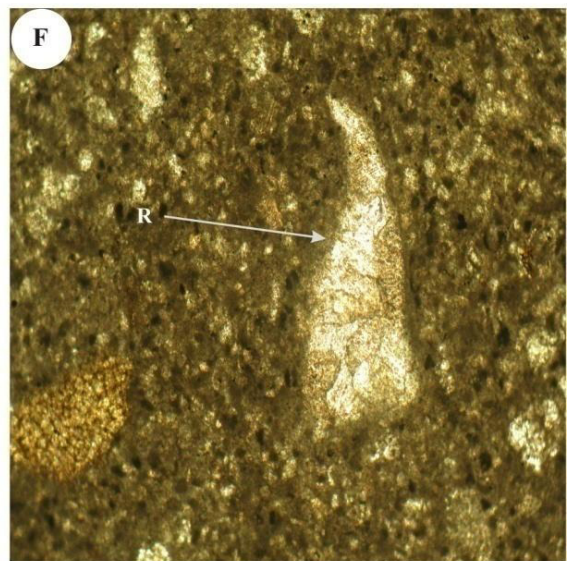
x10



x10



x10



x10

Planche II

**Une Biomicrite à Ostracodes et foraminifères benthiques (Pl. III, fig. A, B, C et D)**

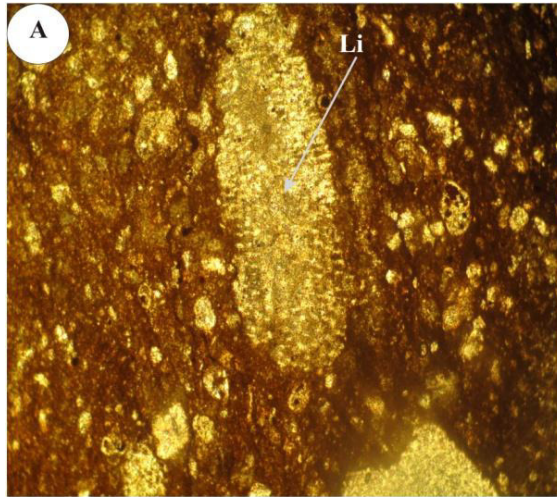
C'est un microfaciès développé dans les niveaux sommitaux du Cénomaniens supérieur, il s'agit d'une biomicrite à texture wackstone à ostracodes et Lituolidés abondants, associés à des bivalves et à de nombreux débris de Bryozoaires et d'échinodermes.

Des algues sont également observées par endroits, notons que le sédiment est fortement bioturbé.

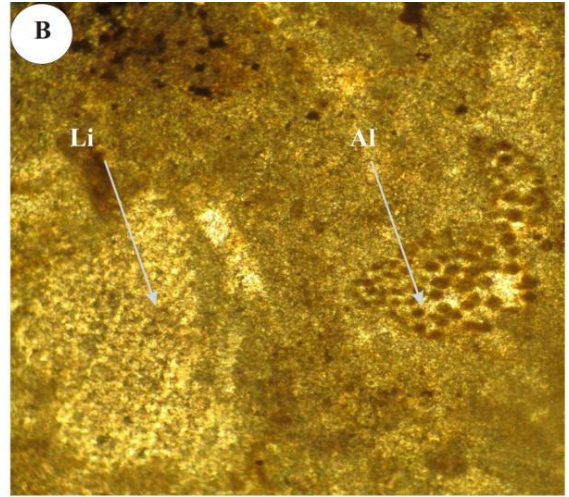
L'échantillon 25 est de texture wackstone et il contient des Miliolidés, des ostracodes et des foraminifères benthiques comme : *Nummoloculina heimi*, *Pseudorhyphidionina casertana*, *Cuneolina* sp.. Cette biomicrite est légèrement laminée et ferruginisée (Pl. III, fig. D). ce microfaciès est bioturbé et le bioturbat occupe 20% du sédiment.

**Une Biomicrosparite à foraminifères planctoniques (Pl. III, fig. E et F et Pl. IV, V)**

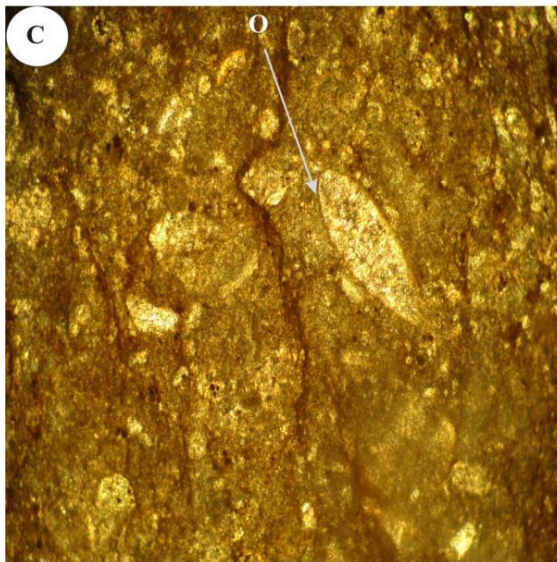
Au moment de la crise du passage Cénomaniens supérieur -Turonien inférieur les faciès de calcaires, et de calcaires marneux de « *Black Shales* » livrent les foraminifères planctoniques suivants: *Dicarinella* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix globulosa*, *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella* sp., *Whiteinella baltica*, *W. praehelvetica*, *Hevetoglobotruncana helvetica*, et *W. archaeocretacea*. Ils renferment également des foraminifères benthiques calcitiques "Nodosariidés", des radiolaires et des ostracodes. On observe également une certaine dispersion des filaments avec l'apparition de la glauconie. La texture est packstone, les éléments figurés constituent à peu près 50-55% du volume. Le phénomène de la ferruginisation est intense.



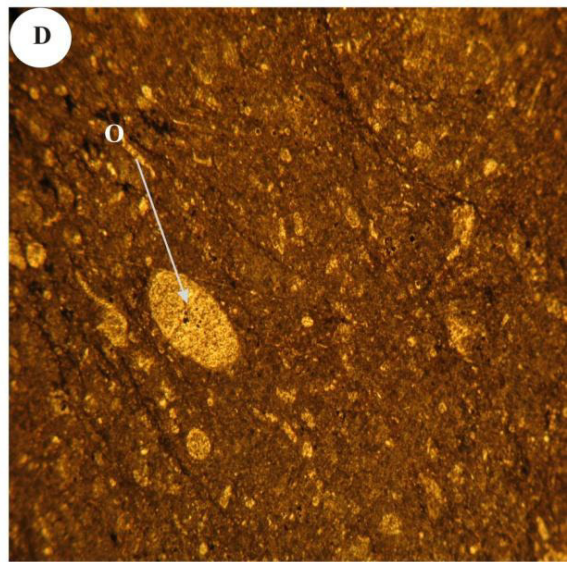
x10



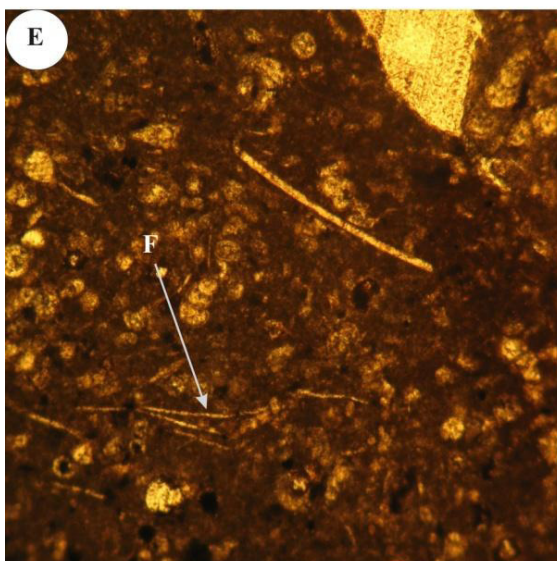
x10



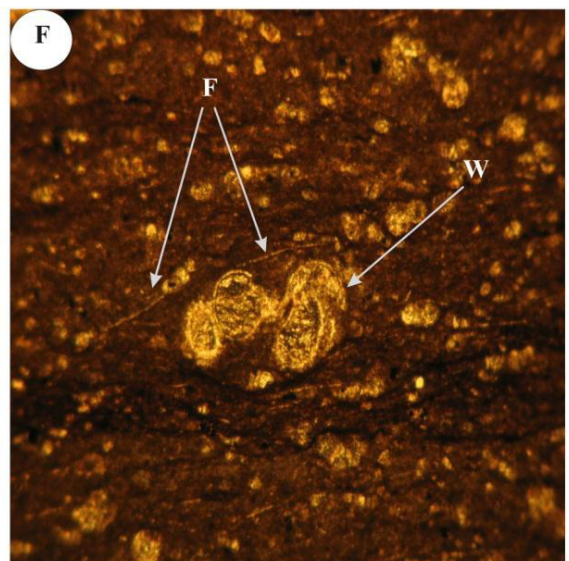
x10



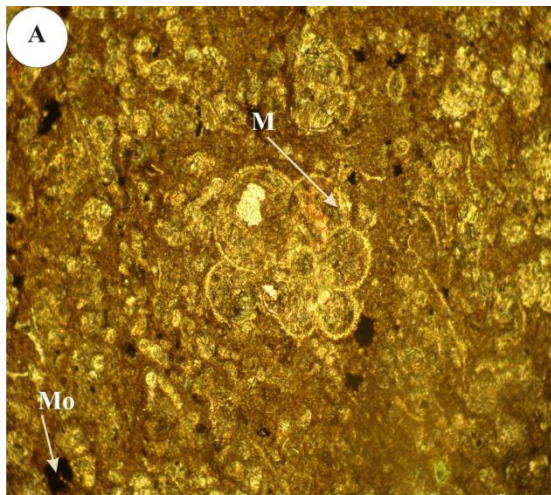
x10



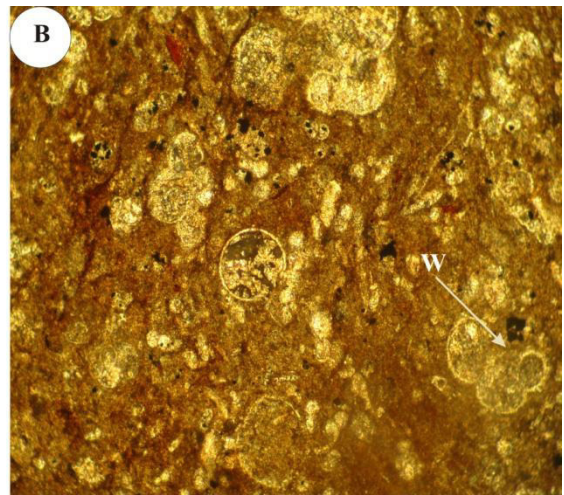
x10



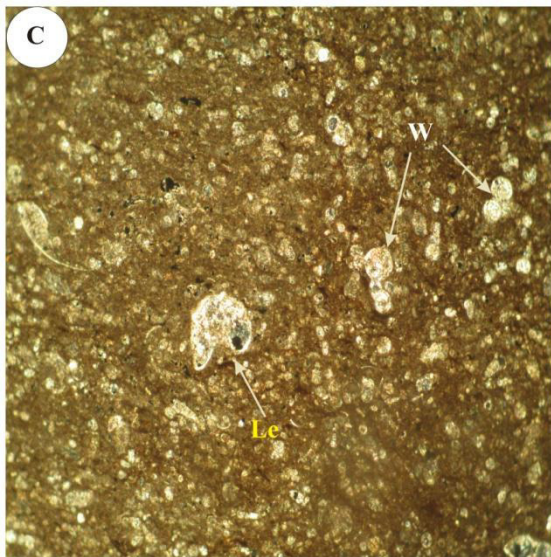
x10



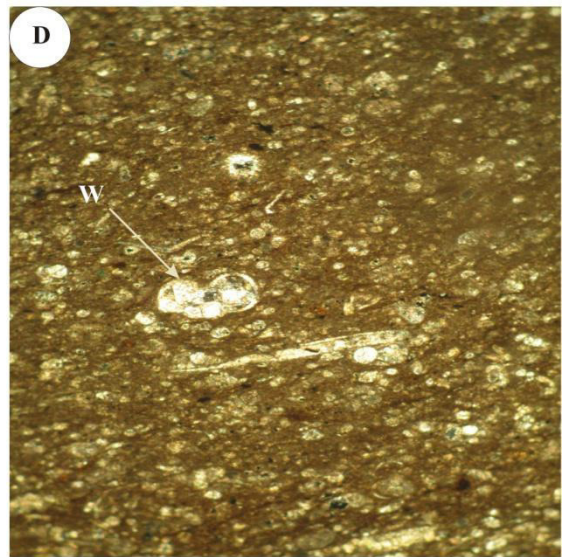
x10



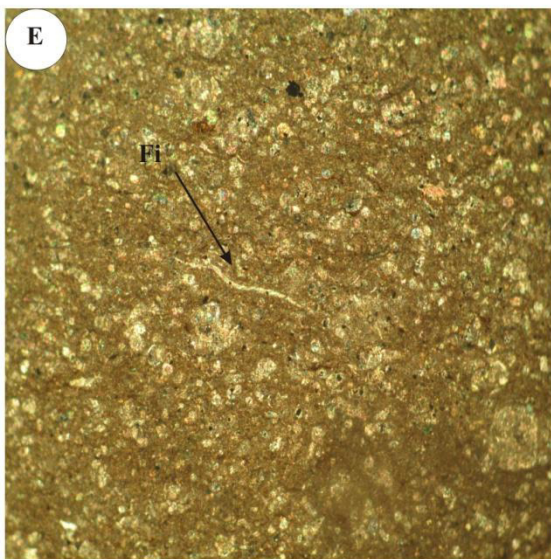
x10



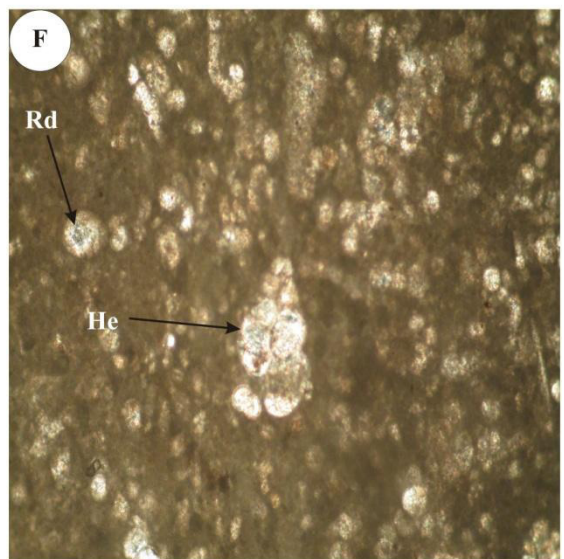
x10



X10

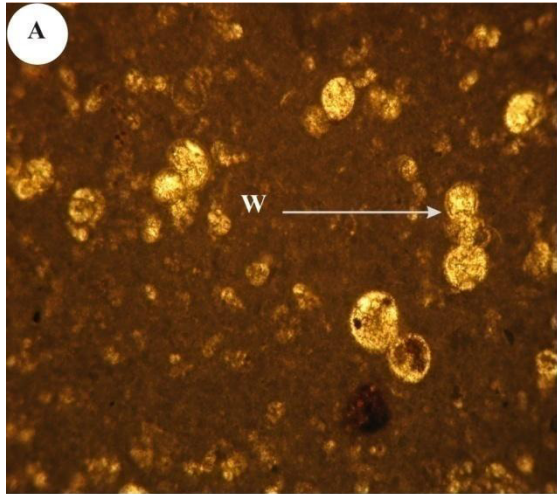


X5

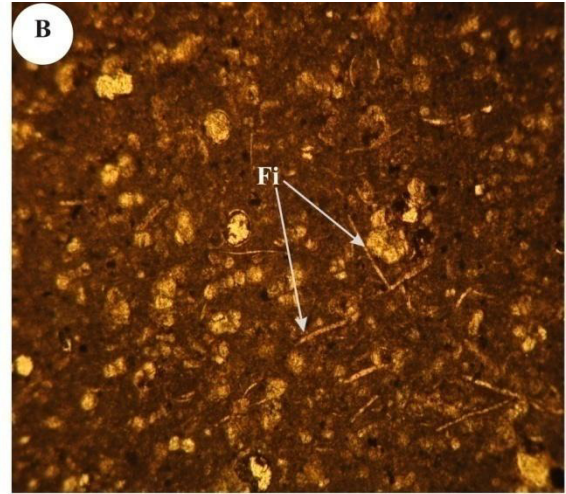


x10

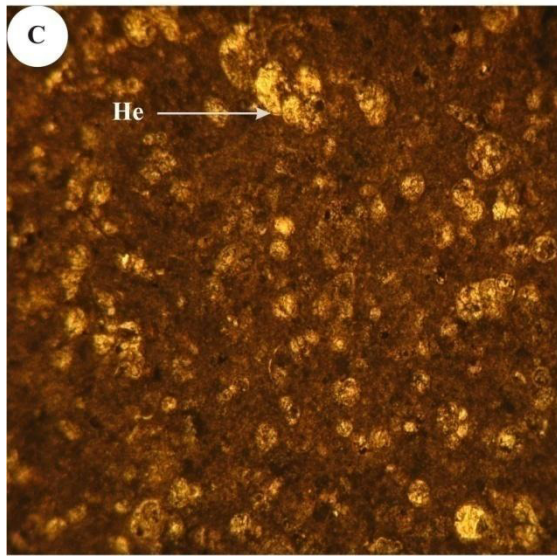
Planche IV



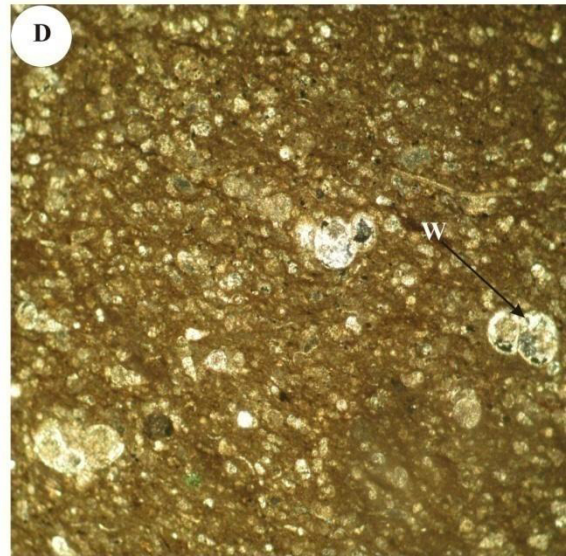
x10



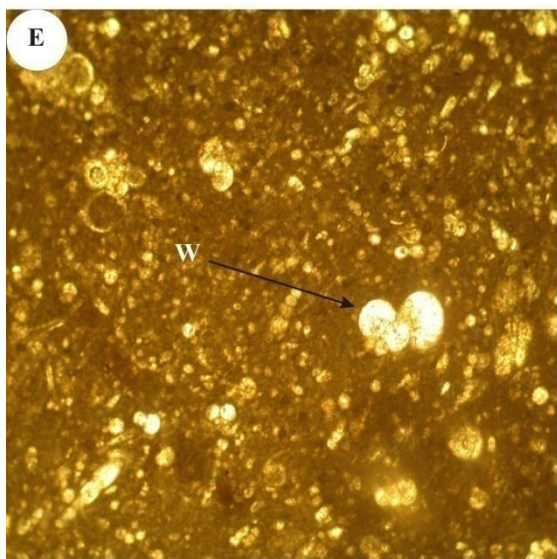
x10



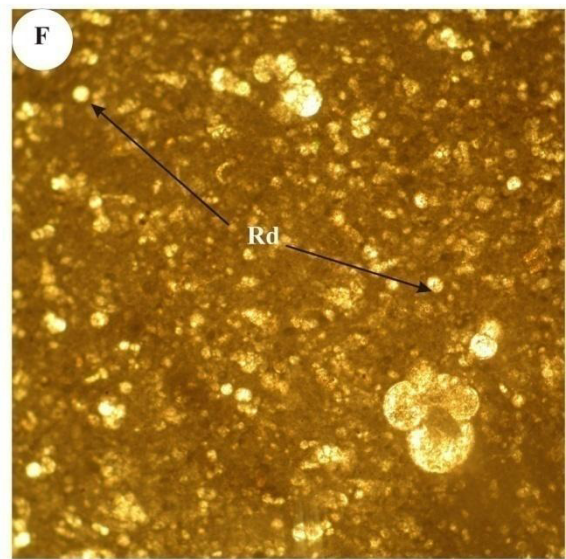
x10



x10



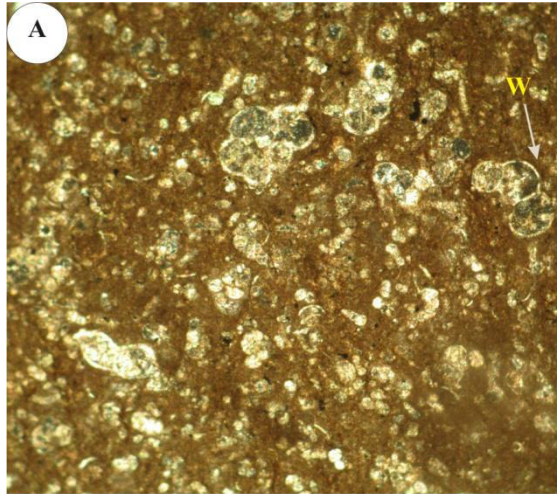
x10



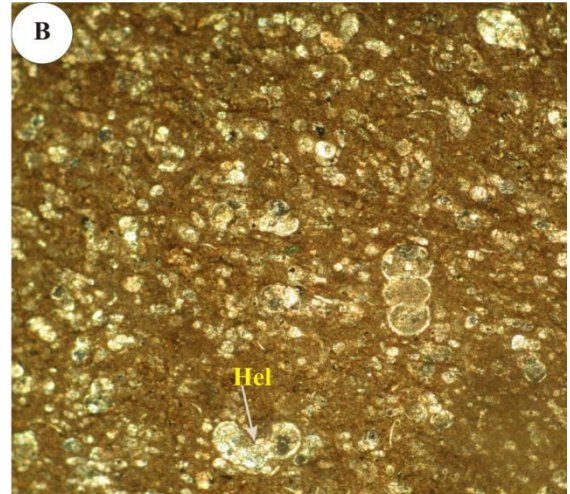
x10

Planche V

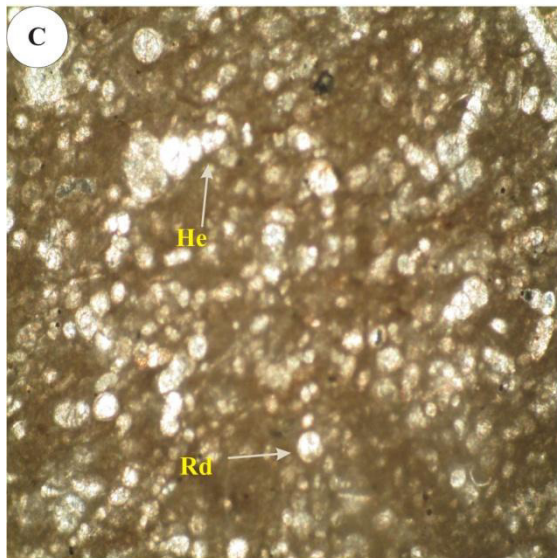




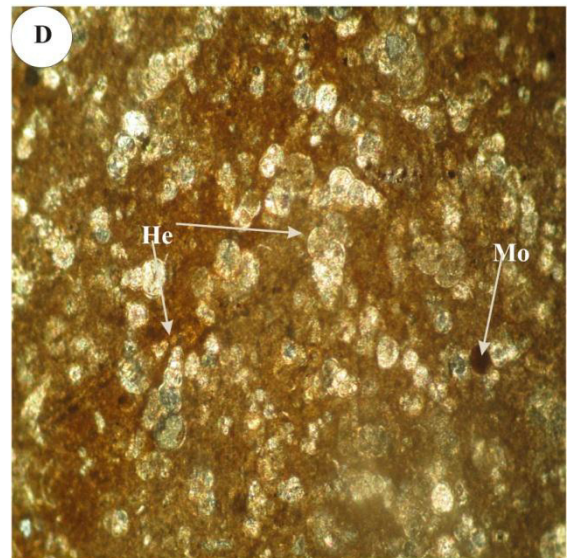
x10



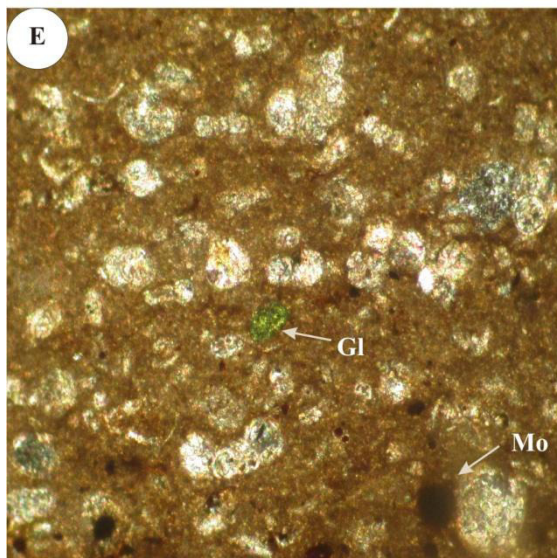
x10



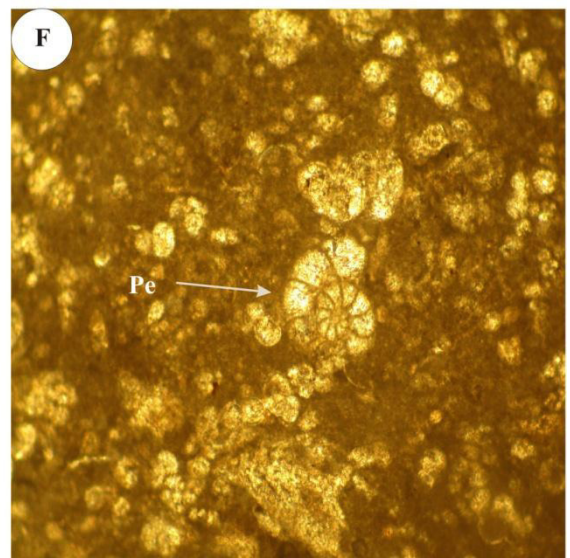
x10



x10



x10



x10

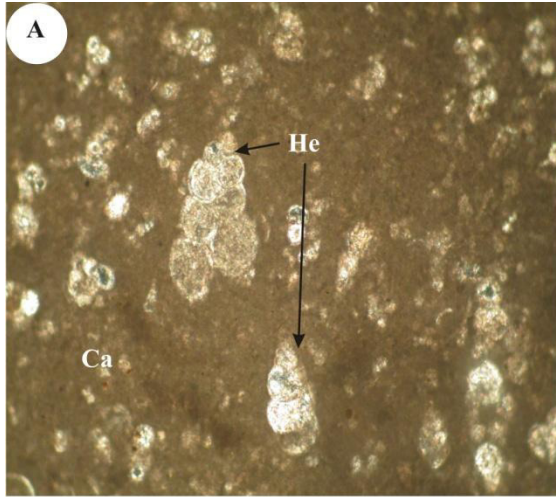
Planche VI

**Une Biomicrite à radiolaires et foraminifères pélagiques (Pl. VI, VII et VIII)**

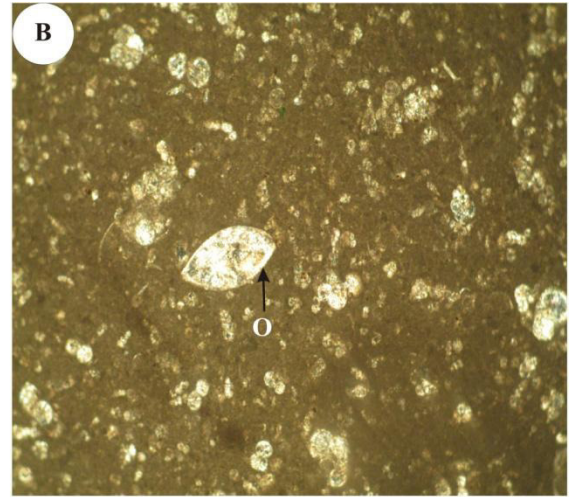
Le microfaciès biomicritique est de texture packstone, à radiolaires abondants (Pl.VIII, fig. C), associés aux formes pélagiques suivantes : *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp.

Ce sédiment est sombre et riche en matière organique, les filaments et les bioclastes sont très peu présents.

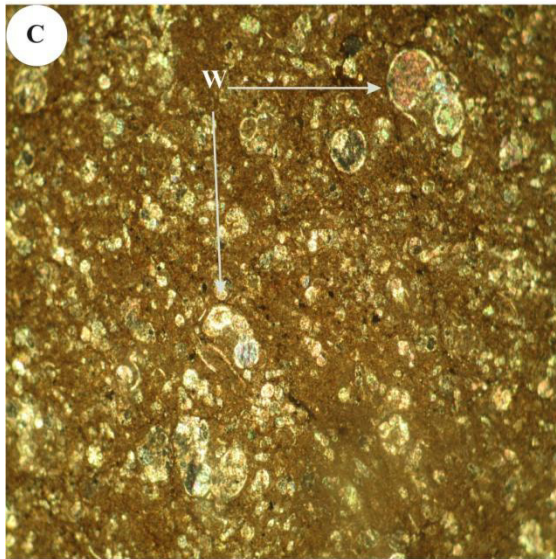
Le microfaciès du niveau « 36 » est comparable à l'échantillon précédent (33), les foraminifères planctoniques et notamment les hétérohélicidés sont plus abondants que les calcisphères, la texture de ce microfaciès est un wackstone à : *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp., *Helvetoglobotruncana helvetica*.



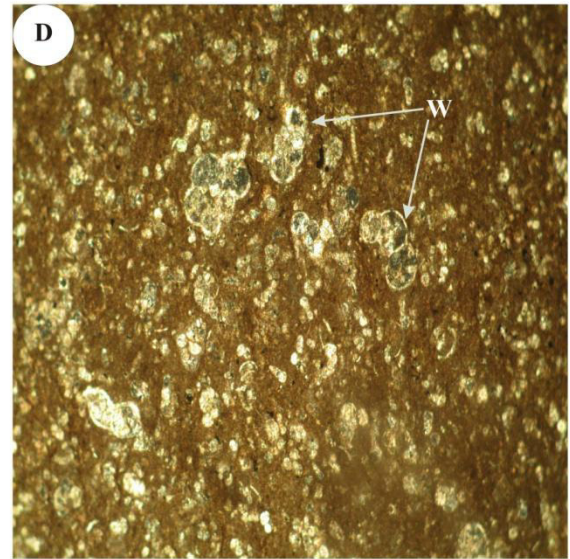
x10



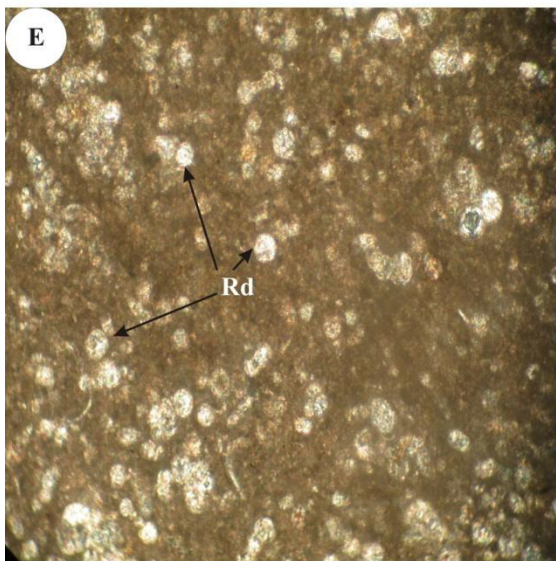
x10



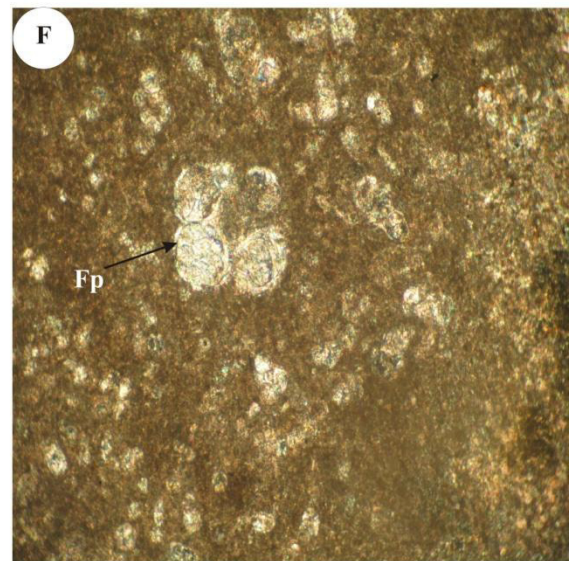
x10



x10

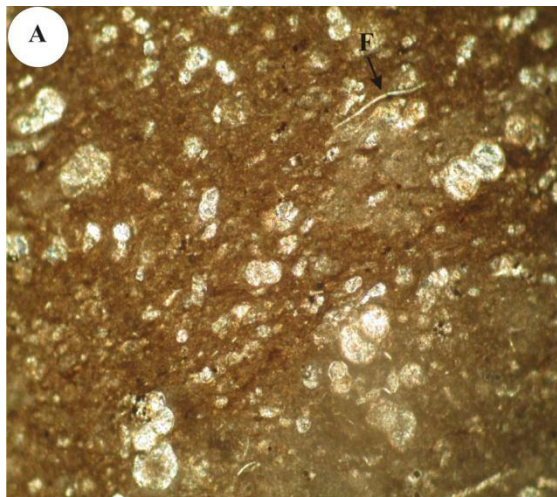


x10

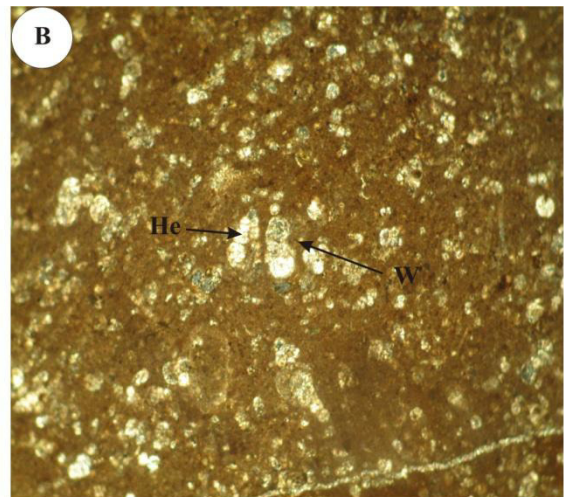


x10

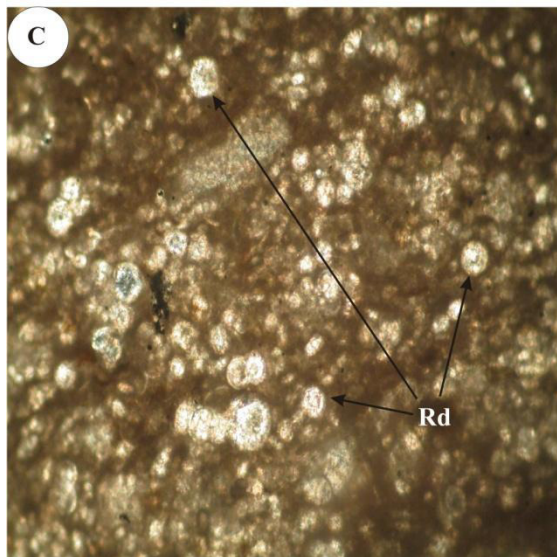
Planche VII



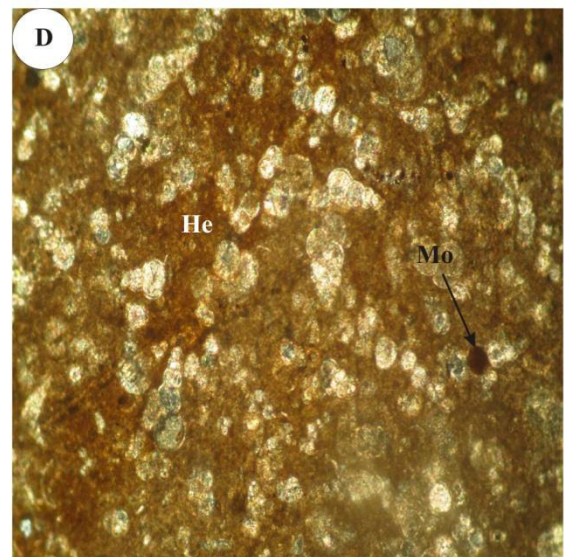
x10



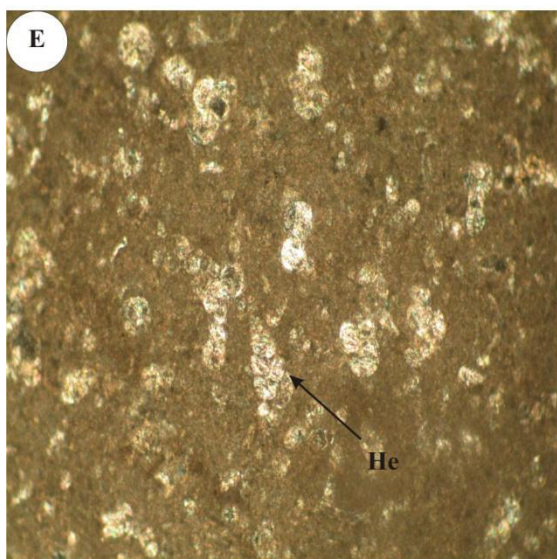
x10



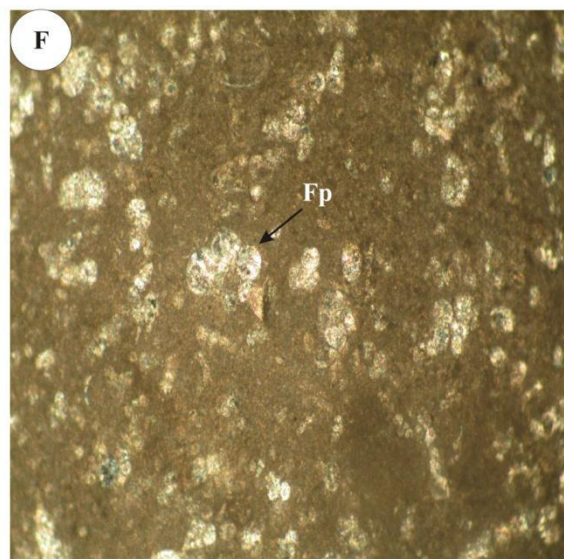
x10



x10



x10



x10

Planche VIII

**Une Biomicrite à Lituolidés et ostracodes (Pl. IX, fig. A)**

De texture wackstone riche en bivalves, ce sédiment forme le premier niveau du membre supérieur de la formation des « calcaires de Bou Arif », plusieurs Lituolidés sont distribués au sein du sédiment associés à des radiolaires et à des ostracodes le plus souvent fragmentés.

**Une Biomicrite à foraminifères benthiques (Pl. XI, fig. B, C, D, E et F)**

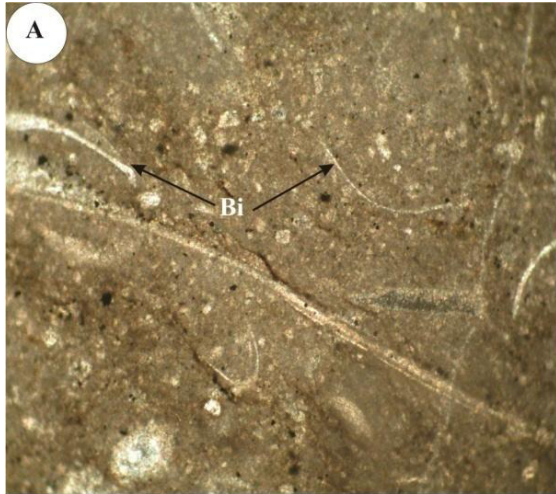
Il s'agit d'un sédiment calcaireux biomicritique de texture packstone à foraminifères benthiques (Planche IX, figure : B, C, D, E et F), parmi ces formes on a : *Pseudosolituonella* sp., *Pseudorhapydionina* sp., *Spirocyclina* sp.

Ce microfaciès contient plusieurs débris de bivalves et d'ostracodes, légèrement ferruginisé.

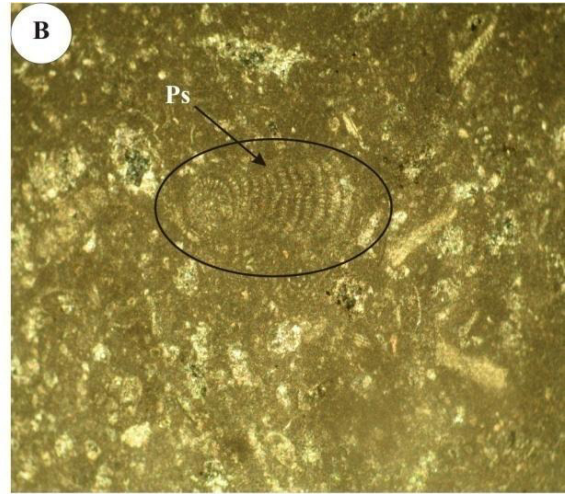
**Une Biomicrite à Miliolidés (Pl. I, fig. C, D et E)**

Ce microfaciès est observé dans les bancs sommitaux, la texture est un wackstone, il est riche en crinoïdes et Miliolidés de tailles remarquables associés avec d'autres foraminifères benthiques comme : *Pseudolituonella* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp.

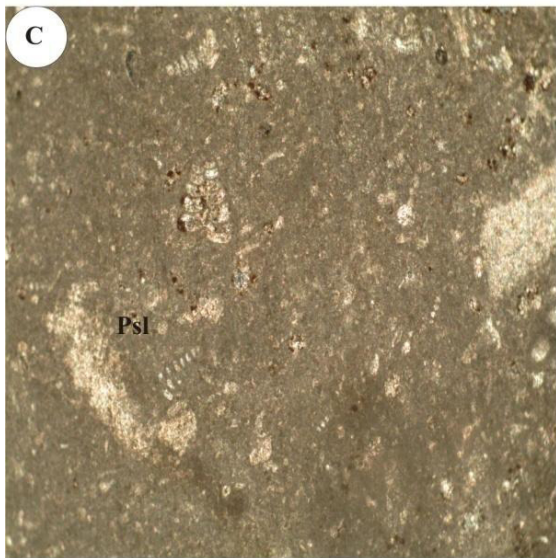
La microfaciologie de ce banc devient plus fine vers le sommet (échantillon : 39 2), la texture est un mudstone à foraminifères pélagiques comme : *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Marginotruncana* sp., associés à : *Textularia* sp.



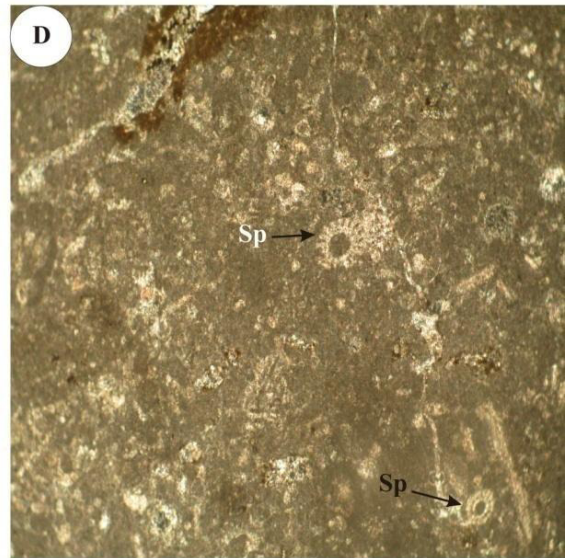
x10



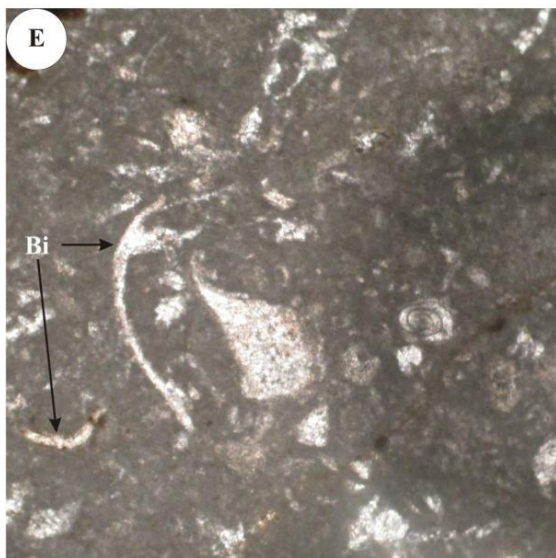
x10



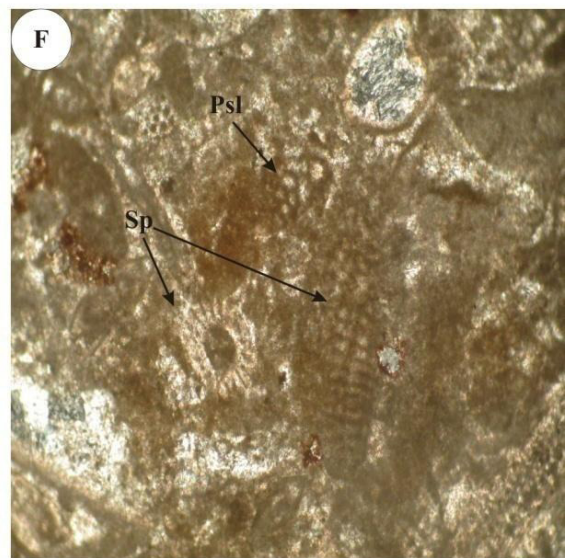
x10



x10

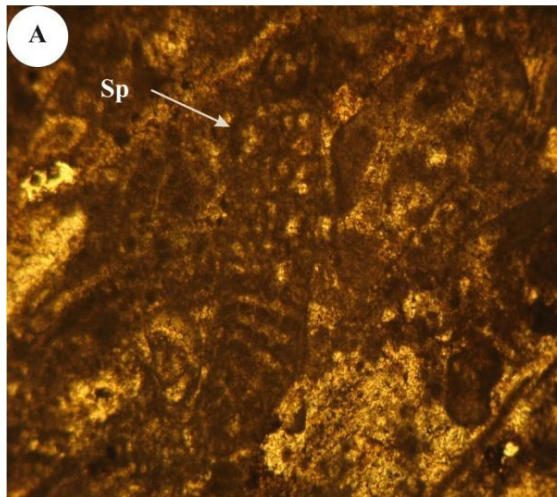


x10

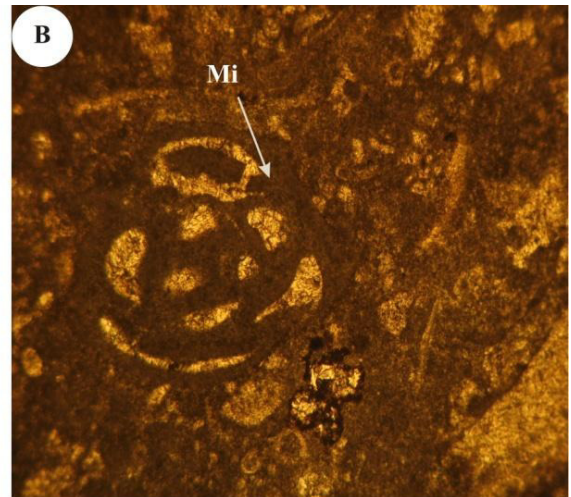


x10

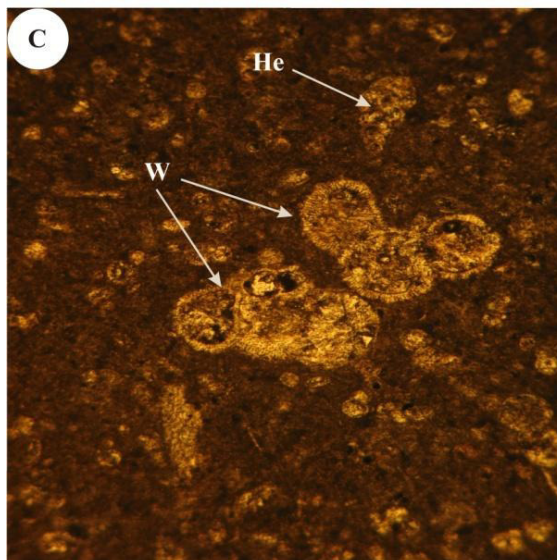
Planche IX



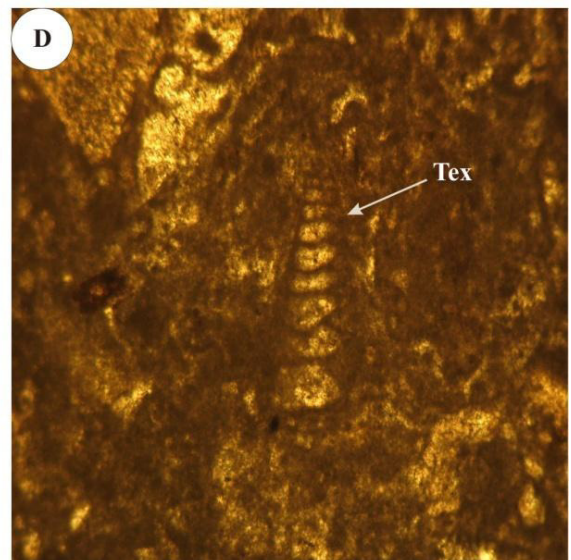
x10



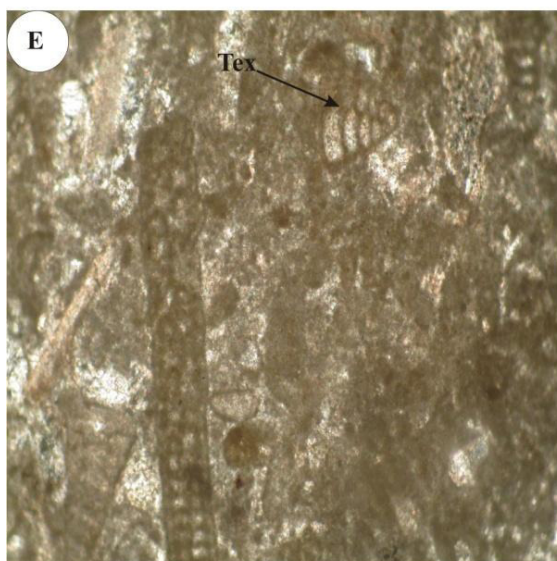
x10



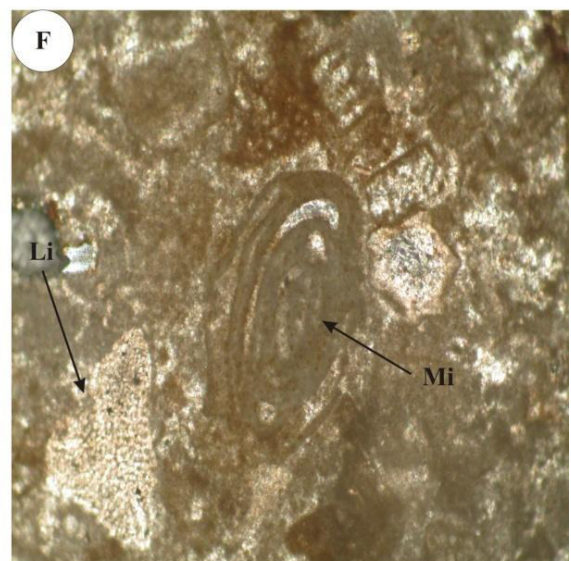
x10



x10



x10



x10

Planche X

**Une Biomicrite à rudistes (Pl. XI, fig. A)**

Il s'agit de micrite à rudistes, de texture wackstone riches en bioclastes et algues (Pl. XI, fig. A), nous notons que le sédiment est légèrement bioturbé et ferruginisé.

Des bryozoaires calcifiés sont également observés et associés à des bioclastes en voie de recristallisation.

**Une Biomicrite à ostracodes (Pl. XI, fig. B)**

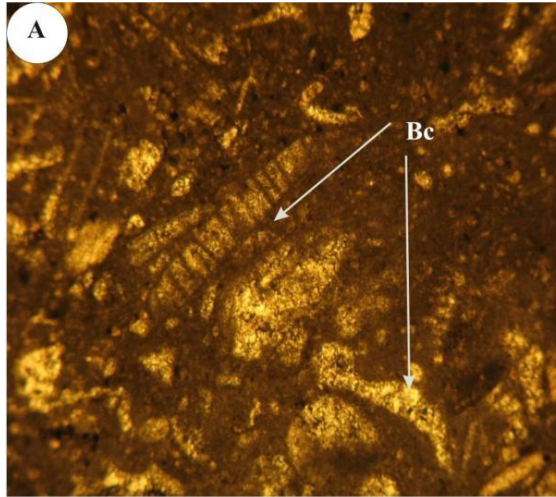
Il s'agit de biomicrite à ostracodes de texture mudstone, la micrite constitue la majeure partie du sédiment qui contient des débris d'ostracodes de taille moyenne (Pl. XI, fig. B).

**Une Biomicrite à foraminifères benthiques (Pl. XI, fig. C, D, E et F et Pl. XI)**

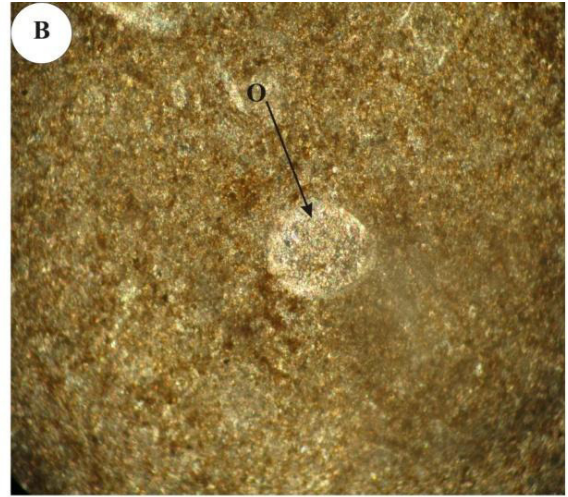
Les derniers bancs de la coupe de Chabet Lalam d'âge Turonien moyen montrent des microfaciès fins biomicritiques à foraminifères benthiques, de bas en haut on a :

Une biomicrite à Lituolidés et d'autres foraminifères benthiques associés avec des radiolaires, notons la présence des bioclastes, la texture est wackstone. Ce niveau contient les foraminifères suivants : *Cuneolina sp.*, *Pseudolituonella sp.*

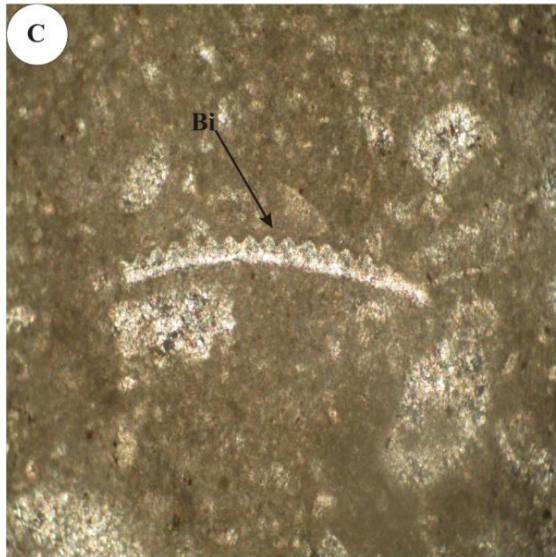




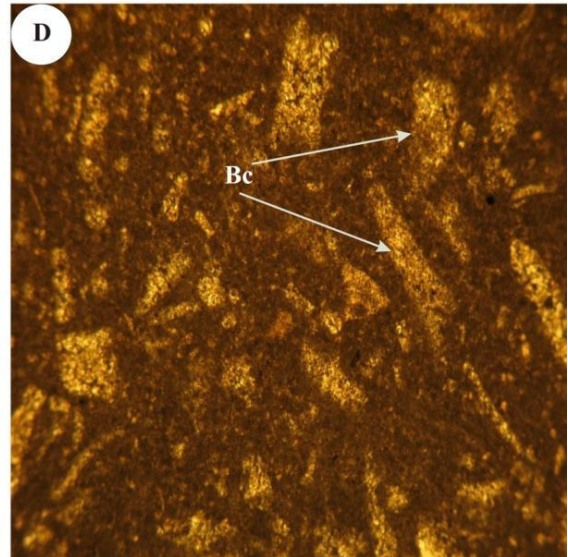
x10



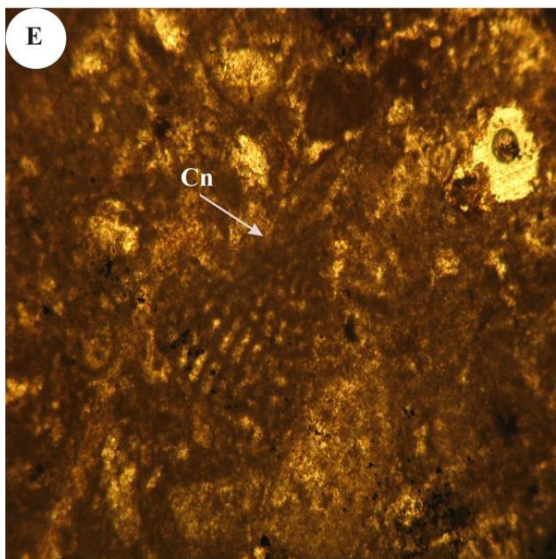
x10



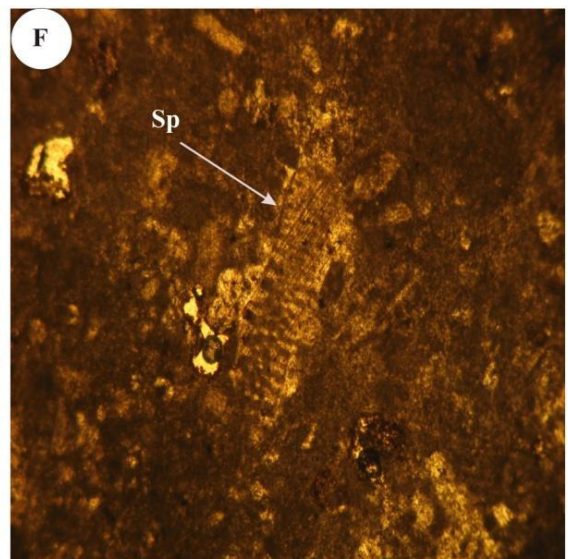
x10



x10

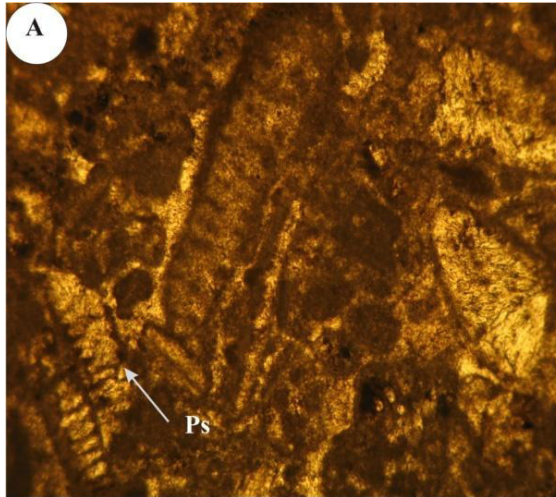


x10

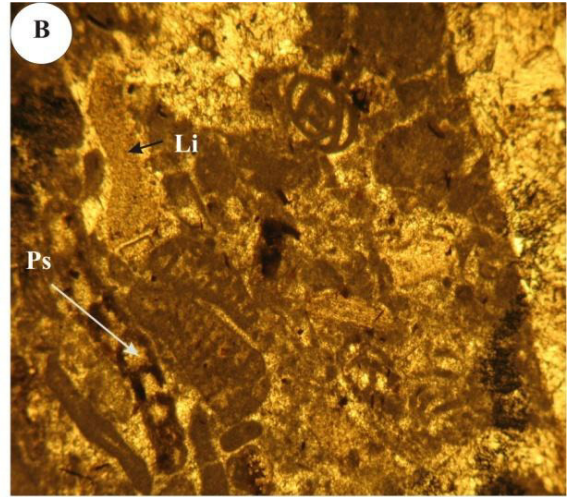


x10

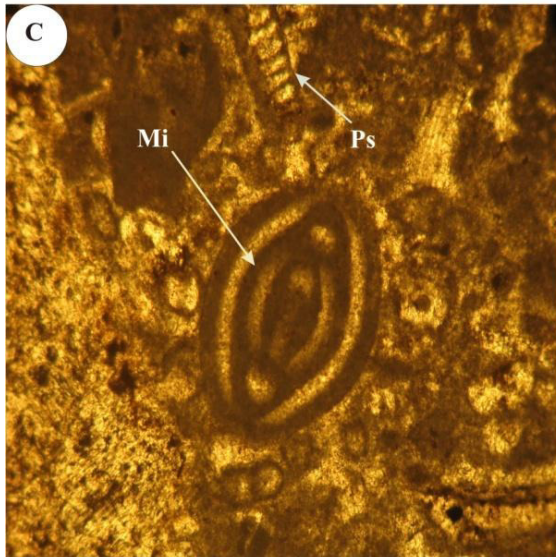
Planche XI



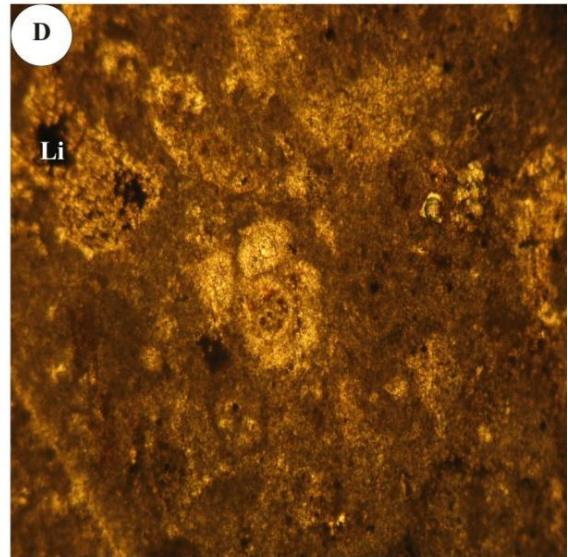
x10



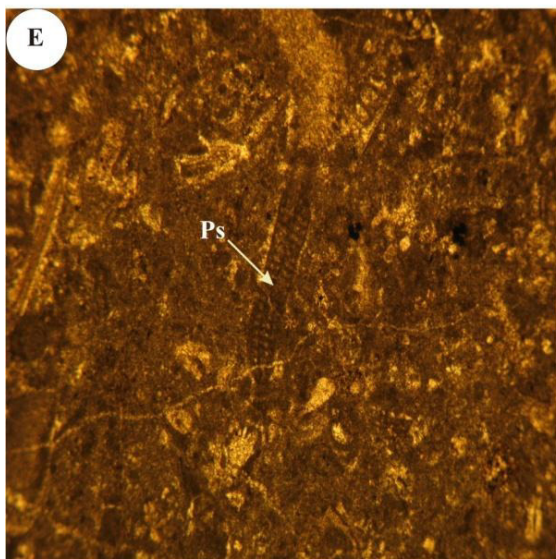
x10



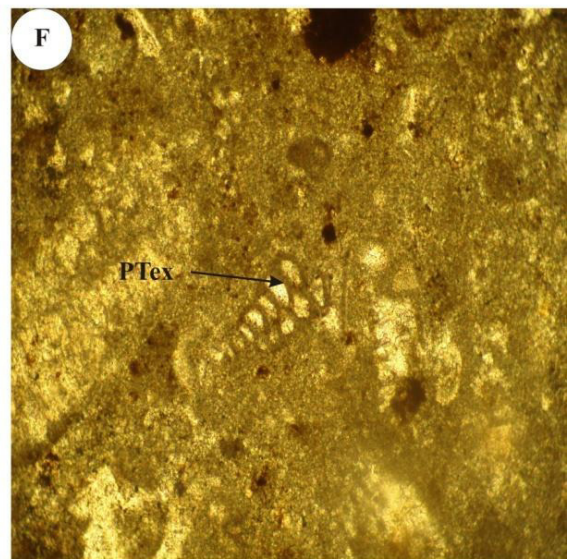
x10



x10



x10



x10

Planche XII

## V - Enchaînement vertical des faciès et interprétation

L'analyse lithostratigraphique détaillée de la coupe permet de distinguer les environnements suivants :

**Un faciès de plate forme interne** présenté essentiellement par le premier membre de la formation des « marno calcaires de Bou Arif » ils montrent à leur base une alternance de marnes riches en oursins et bivalves et des calcaires biomicritique à Huîtres et Annélides et ils traduisent un environnement de vase carbonatée peu profonde.

**Un faciès de rampe proximale** présenté par les bancs sommitaux du membre inférieur des « Marno-calcaires de Bou Arif ». Les faciès riches en bioclastes, ostracodes et de nombreux foraminifères benthiques montrent cette proposition.

**Un faciès de rampe médiane à *patch reef*** elle est riche en rudistes. Présenté par des niveaux calcaires le membre supérieur de la première formation, des bryozoaires et une association des foraminifères benthiques et planctoniques se développent dans les zones vaseuses micritiques.

L'existence des rudistes, ferruginisation et l'abondance des foraminifères benthiques renforce cette idée.

**Un faciès de rampe distale à bassin** La sédimentation exclusivement carbonatée dans le secteur d'étude est caractérisée par des faciès de bassin qui sont attestés par : La présence du faciès biomicritique à « filaments », les foraminifères planctoniques et l'abondance des radiolaires dans le membre inférieur des « calcaires de Bou Arif ».

Les lames minces de ce membre montrent plusieurs bio-événements :

-Une grande richesse en microorganismes, et la dominance des formes planctoniques globuleuses, à certains niveaux, dominance des hétérohélicidés (événement à « *Heterohelix shift* » (Leckie, 1985). Pl. VI, fig. C et D), la présence des espèces caractéristiques du passage C-T comme : *Whiteinella archeocretacea*, *Helvetoglobotruncana helvetica*.

-La présence d'une quantité importante de matière organique sous forme de laminations riches en matière organique ou en grumeaux agglutinés sombres, on note la présence discrète de la bioturbation.

-L'étude microscopique a permis de découvrir, des grains de glauconie développés au sein des dépôts riches en matière organique.

-Des filaments sont également observés au sein des « *black shales* » (Pl. V, fig. B), qui correspondent à l'« événement à filaments ».

Le taux élevé et l'épanouissement des foraminifères planctoniques globuleuses indiquent un milieu marin assez ouvert. D'après Robaszynski et al. (1994), l'abondance

des « filaments » dans les microfaciès, accompagné de l'augmentation des foraminifères planctoniques témoigne d'un indice d'océanité croissante, qui permet de préciser la position de certains intervalles transgressifs. La présence remarquable de la glauconie renforce cette proposition.

**Un faciès de rampe médiane** présenté par les bancs micritiques à foraminifères benthiques du membre supérieur des « calcaires de Bou Arif », La présence de foraminifères benthiques à test calcaires ainsi que celle d'ostracodes nous permet de placer ce microfaciès en milieu de dépôts de mer peu profonde.

## VI - Conclusion

L'étude litho-biostratigraphique de la coupe de Chabet Lalam des Monts des Aurès a permis de dégager deux formations :

La première formation d'âge cénomanien matérialisée par des dépôts marno-calcaires riches en bivalves et oursins, la deuxième est marquée par une sédimentation essentiellement calcaire contient une association microfaunistique significative de Turonien inférieur.

L'enchaînement de ces dépôts biosédimentaires a livré plusieurs outils microfaunistiques pour une étude dont le but est de placer la limite Céno-mano-Turonienne.

Cette limite est placée grâce aux niveaux riches en foraminifères planctoniques du Turonien inférieur comme : *Whiteinella archeocretacea*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Heterohelix* sp.

L'analyse microfaciologique de la coupe étudiée permet de distinguer plusieurs faciès biosédimentaires qui montrent des événements biostratigraphiques connus dans la chronologie du passage C-T.

**CHAPITRE IV**  
**PALEOENVIRONNEMENT ET**  
**PALEOGEOGRAPHIE**

## 1 - INTRODUCTION

Cette étude est entreprise en vue d'esquisser une reconstitution paléoenvironnementale. Elle est établie à partir de nos observations et ceux de Grosheny (1980), Chabane (2014) et Slami (2014). Nous avons utilisé les critères faciologiques et la microfaune pour déterminer les différents domaines biosédimentaires au cours de l'intervalle Cénomaniens-Turonien.

## II- ETUDE MORPHOLOGIQUE DES FORAMINIFERES

Dans cette partie, nous essayons d'approfondir les mécanismes de dépôt et les causes écologiques de dépôt de couches riches en matière organique dans la zone d'étude.

### 1. Indices biocoenotiques

Les fluctuations des paramètres physico-chimiques et trophiques du fond de la mer influent sur les caractères qualitatifs et quantitatifs des biocénoses. La taille, le déroulement et le renouvellement des individus sont des indices qui expriment les réponses des associations de foraminifères aux exigences de leur biotope.

#### 1. 1. Méthodes de calcul

##### a- Renouvellement

La formule utilisée pour calculer le taux de renouvellement des taxons entre deux niveaux stratigraphiques est celle de Jarvinen, 1979 (*in* Sebane, 2007).

$$T = \frac{\text{N. disp. ij}}{\text{Ni+Nj}}$$

N.app.ij : nombre d'apparitions entre les niveaux successifs i et j ;

N.disp.ij : nombre de disparitions entre les niveaux successifs i et j ;

Ni : nombre de taxons dans le niveau i ;

Nj : nombre de taxons dans le niveau j.

##### b- Indice de déroulement (ID)

Le calcul de cet indice est exprimé par la formule suivante :

$$ID = \frac{\text{Formes déroulées+ formes en voie de déroulement}}{\text{Nombre total des foraminifères}}$$

**c- Indice d'enroulement (IE)**

Cet indice est calculé par la formule suivante :

$$\text{IE} = \frac{\text{Formes enroulées}}{\text{Nombre total des foraminifères}}$$

**1. 2. paramètres quantitatifs (Fig. 26)****A – rapport foraminifères benthiques/ nombre total des foraminifères (FB/F)**

Ce rapport présente le pourcentage des foraminifères benthiques le long de cette coupe ; il varie entre 50 et 100% au Cénomaniens et il diminue brutalement au niveau du passage C-T (vers 10% de nombre total des foraminifères). Ce changement marqué par la disparition de la majorité des formes benthiques cénomaniennes et par une augmentation du pourcentage des formes pélagiques au niveau de la zone à : *Whiteinella archaecretacea*, est en accord avec l'EAO2.

Au dessus du passage C-T le rapport FB/F augmente progressivement pour atteindre 100%. Cette augmentation est due au renouvellement de la vie benthique au Turonien moyen suite à la disparition des conditions anoxiques.

**B – rapport foraminifères planctoniques/ nombre total des foraminifères (FP/F)**

Il y a une relation inverse avec le rapport FB/F ; lors de la diminution du pourcentage des formes benthiques un pic des pourcentages des formes pélagiques est bien marqué au niveau du passage C-T. les conditions anoxiques ont un lien direct avec ce changement.

**2. Indice d'Ouverture/Fermeture sur les populations des foraminifères**

Au cours du Cénomaniens la courbe eustatique est marquée par deux événements ; l'un à tendance régressive suivie d'une remontée eustatique au niveau du passage C-T. Un confinement s'installe empêchant le développement de toute vie benthique, en revanche la vie planctonique est maintenue.

Au Cénomaniens moyen la microfaune est représentée par des foraminifères benthiques associés à des ostracodes ornés, cette association est influencée par un apport détritique assez important. Ces indices marquent un milieu de plate forme peu-profonde à tendance régressive.

Au passage C-T, la microfaune est représentée par des foraminifères essentiellement planctoniques. Le taux du quartz et le pourcentage des formes

benthiques diminuent brutalement ; l'ensemble de ces remarques dégagées résultent d'un régime transgressif et d'un confinement pendant cette période.

Au Turonien inférieur le régime reste toujours transgressif et le milieu est toujours confiné, cela est confirmé par la rareté des foraminifères benthiques et des ostracodes.

Au Turonien moyen, un renouvellement de la vie benthique est signalé. Un taux moyen en ostracodes, une faune essentiellement benthique et la pauvreté en microfaune pélagique ; tous ces indices montrent une tendance régressive au sommet de notre coupe. Le bassin devient de plus en plus ouvert.



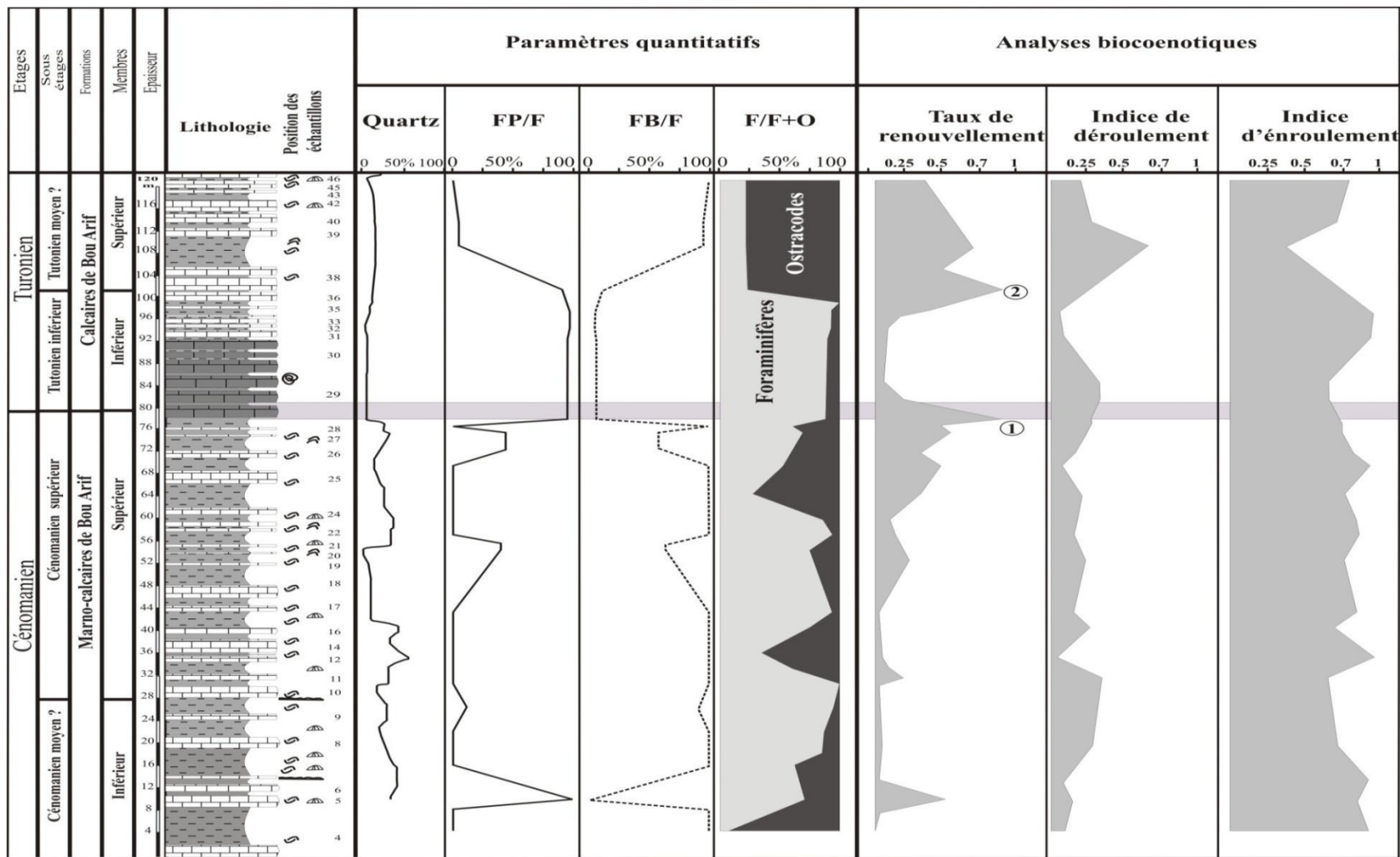


Fig. 26: variation du taux de quartz, des paramètres quantitatifs et indices biocoenotiques de la coupe de Bou Arif.

### **3- Résultats et discussion**

Les variations des indices de déroulement et ceux d'enroulement sont en rapport avec les périodes d'instabilité enregistrées dans le bassin.

La représentation graphique exposée dans la fig. 26 permet de visualiser plusieurs phases et événements qui se résument comme suit :

La première phase (Cénomaniens moyen-Cénomaniens supérieurs) est caractérisée par un taux de renouvellement peu significatif, représenté par des valeurs faibles comprises entre 0,1 et 0,25. L'indice de déroulement montre des valeurs variables entre 0,1 et 0,2. Ces valeurs sont faibles par rapport à celles exprimées par l'indice d'enroulement. Le développement des formes enroulées est expliqué à une séquence d'ouverture.

La deuxième phase concerne la zone du passage Cénomano-Turonien. Le taux de renouvellement augmente par rapport à celui exprimé dans la première phase. Il atteint des valeurs de l'ordre 0,5 à 0,85 (fig. 26, pic : 1). Ce pic se situe dans l'intervalle transgressif et il est caractérisé par l'apparition de microfaunes typiquement turoniennes. Il survient après les épisodes d'instabilité microfaunistique. L'indice de déroulement augmente fortement pour atteindre des valeurs supérieures à 0,3. En revanche celles qui correspondent à l'indice d'enroulement diminuent considérablement. L'augmentation de l'indice de déroulement est expliquée par le fait qu'elle soit inscrite dans une évolution transgressive produite durant le passage Cénomano-Turonien. La régression des formes enroulées peut également s'expliquer par l'instabilité du milieu qui est engendrée par l'effondrement de la plate-forme et l'installation du bassin.

Au dessus des bancs du passage Cénomano-Turonien ; les indices de renouvellement et de déroulement diminuent par rapport aux valeurs du passage. Cette diminution est expliquée par la stabilité du milieu durant le Turonien inférieur.

La dernière phase (sommet de la coupe) est caractérisée par un pic du taux de renouvellement ; il atteint une valeur de : 0,85 (pic 2). Ce renouvellement progressif est accompagné d'une augmentation d'indice de déroulement (0,6 au maximum) et il diminue progressivement si on allant vers le sommet de cette coupe. Ces données expliquent un changement très important en terme paléoécologique ; une transgression marine suivie d'une chute brutale du niveau marin.

### III - ANALYSES GEOCHIMIQUES

#### 1 - Isotopes stables

La corrélation des données isotopiques du carbone avec celle de l'oxygène, complétée avec les résultats minéralogiques et calcimétriques, est illustrée dans la figure (27). La courbe isotopique du signal  $\delta^{13}\text{C}$  enregistre une excursion positive avec un enrichissement des valeurs aux alentours du passage Cénomanién–Turonien. Des fluctuations importantes (ou pics) sont signalées sur cette courbe. Elles semblent être synchrones et avoir un lien direct avec le découpage bio-lithostratigraphique. Selon cette courbe, les observations suivantes sont marquées par :

- La majorité des résultats ont, en moyenne, des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  et de  $\delta^{18}\text{O}$  de l'ordre de +0.69‰ et -4,34 ‰ respectivement.
- La courbe des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  donne son maximum au niveau du banc 21' formant un pic de -2.33‰, cette période est suivie d'un appauvrissement oxygène.
- À partir du niveau 24', la courbe des valeurs  $\delta^{13}\text{C}$  augmente graduellement avec des valeurs de : -1,94 ‰ formant un pic de +2.3‰ au niveau 32'. Cette phase recoupe le passage Cénomano–Turonien et les valeurs sont remarquablement corrélées à l'évènement à filaments vers le banc 29'.
- La valeur minimale de  $\delta^{18}\text{O}$  : -5,91 accompagnée avec un taux de  $\delta^{13}\text{C}$  de : -0.68 sont marqués au niveau du passage C-T, cette chute isotopique de l'oxygène est synchrone avec la crise OEA2 dans notre coupe (biozone à : *Whiteinella archeocretacea*). Elle est corrélable avec l'évènement à : «*Hétérohélix Shift*».
- Un pic à +2,03 ‰ de  $\delta^{13}\text{C}$  au niveau du banc 32' (avec une valeur : -4,33 en  $\delta^{18}\text{O}$ ) semblent avoir un lien direct avec la biostratigraphie ; il est transcrit dans la zone à : *Helvetoglobotruncana helvetica*.
- Au dessus de biozone à : *Helvetoglobotruncana helvetica*. Les taux en isotopes étudiés :  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  diminuent respectivement vers l'ordre de : -0.92 et -4.76.

#### 2- Mesure du Carbone Organique Total (COT)

Les mesures du Carbone Organique Total (COT) ont été réalisées sur les dépôts marneux reconnus pour être les plus favorables à la conservation de la matière organique. Ainsi, les valeurs obtenues pour le COT sont comprises entre (1,29 et 3,68 %).

Voyons maintenant ce que nous apportent l'interprétation des cette courbe du COT et la relation qui peut exister entre la quantité de la matière organique et les bio-événements responsables au dégagement de cette matière :

Au cours du Cénomanién, nous avons remarqué que les pics d'augmentation du COT coïncident avec les pics de diminution du  $\text{CaCO}_3$ .

Un pic d'augmentation isolé au niveau du passage C-T (son maximum est de : 2.8%), qui coïncide avec la valeur minimale de  $\delta^{18}\text{O}$  et une augmentation du  $\delta^{13}\text{C}$  ; ce qui confirme la diminution de la calcite accompagnée à une accumulation importante de matière organique. Ce pic montre un lien direct avec le premier pic de renouvellement.

Les valeurs en matière organique diminuent progressivement jusqu'au sommet du biozone à : *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Un deuxième pic qui compte : 3.04% de COT est observé au niveau du banc 38', il est aussi corrélé au deuxième pic de renouvellement de la microfaune benthique.

Cette relation montre l'existence des phases anoxiques variables et des phases euxiniques le long de cet intervalle chronologique. Dans cette coupe, les nouvelles données ainsi obtenues, confirment que l'événement anoxique est bien marqué dans notre coupe.

## **IV- ANALYSES MINÉRALOGIQUES**

### **1 – Taux de dolomite, Quartz et d'argiles**

Des analyses minéralogiques sont effectuées le long de notre coupe, ils caractérisent les valeurs de : la dolomite, du quartz et le taux des argiles totales qui forment les sédiments analysés.

Les courbes de valeurs du quartz et des argiles montrent des pourcentages élevés qui varient entre 10 et 50% au cours du Cénomaniens ce qui indique un milieu de plate forme carbonatée à influence terrigène, l'existence des foraminifères à test agglutiné dans cette partie renforce cette proposition. Alors que les valeurs diminuent brutalement au niveau du passage C/T (banc 28') pour atteindre des valeurs minimales (jusqu'au 10%). Cette diminution confirme le confinement du milieu au passage Cénomano-Turonien. Au dessus du passage les pourcentages du quartz et des argiles augmentent pour atteindre : 20 et 50% respectivement.

Le taux de la dolomite est faible par endroit, le phénomène de dolomitisation est nul, en raison de l'approfondissement du milieu.

### **2 - Taux de CaCO<sub>3</sub>**

Depuis le Cénomaniens moyen jusqu'au Turonien moyen, 29 échantillons de marnes ont été sélectionnés pour effectuer des mesures de CaCO<sub>3</sub>. Pendant le Cénomaniens moyen, les valeurs ainsi obtenues montrent un taux de CaCO<sub>3</sub> moyen et variable (valeurs comprises entre 25 et 60%). Par contre, Au passage C/T, et en

particulier dans la zone à *Whiteinella archeocretacea*, les valeurs de CaCO<sub>3</sub> sont nettement élevées. Ceci illustre une courbe croissante de CaCO<sub>3</sub> (fig.27). Cette courbe forme un pic jusqu'à : 90% au niveau du banc 28'. Ce banc correspond à la limite déjà établie par les données sédimentologiques et micropaléontologiques.

D'autre part, la courbe de CaCO<sub>3</sub> montre également que la chute du taux de CaCO<sub>3</sub> commence à partir du banc 38'. Ce banc correspond à un repère déjà établie par les données sédimentologiques et micropaléontologiques.

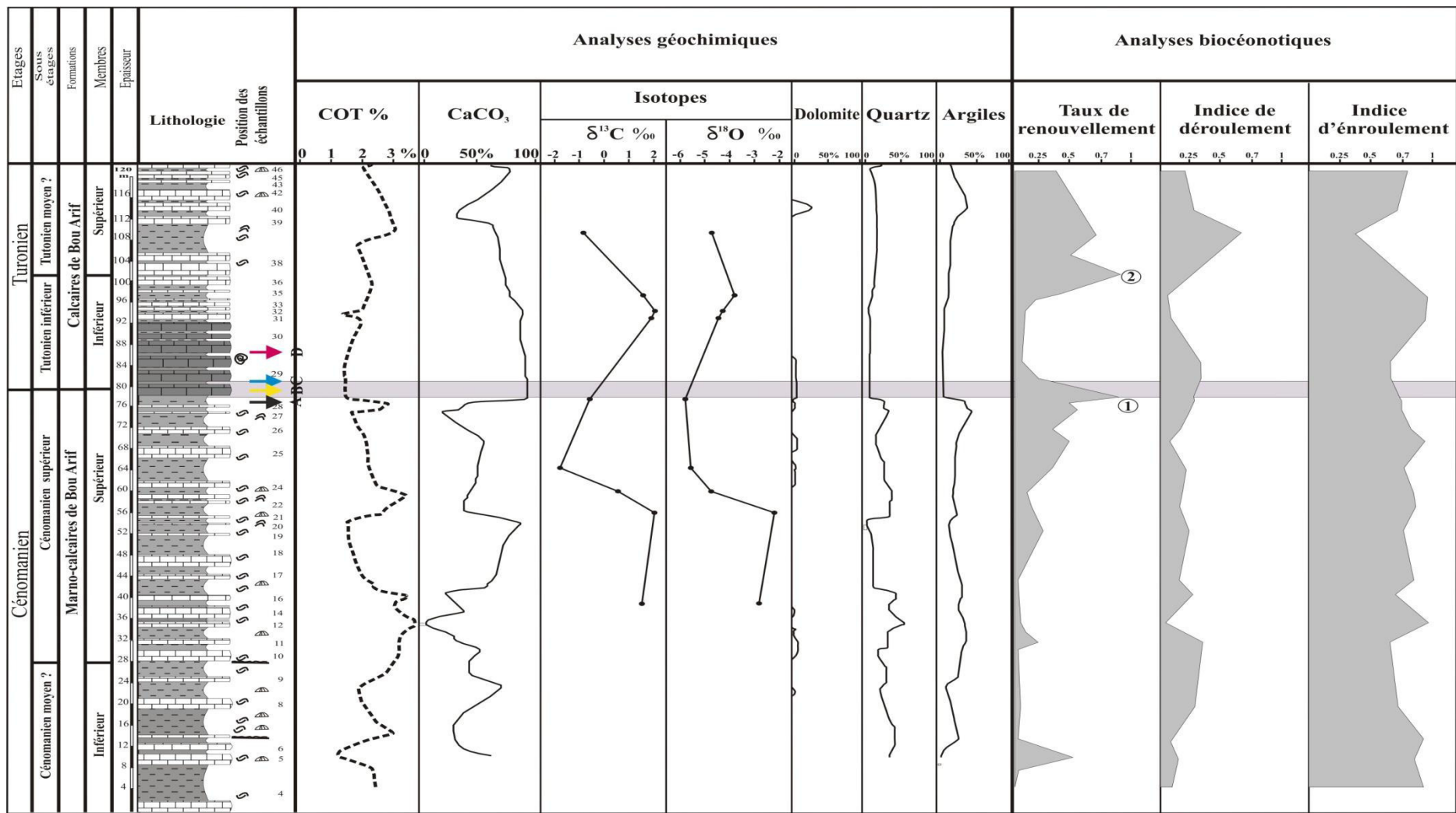


Fig. 27. Variation des données géochimiques et biocénotiques dans la coupe de Bou Arif.

## V – RAPPORT ENTRE FORAMINIFÈRES ET GEOCHIMIE

La confrontation des données livrées par les différentes analyses géochimiques et morphologiques des foraminifères nous a amené à dégager plusieurs bioévénements précis le long de notre coupe.

La limite Cénomanién-Turonien se situerait entre la disparition de la majorité des foraminifères benthiques et ostracodes l'apparition des premiers foraminifères planctoniques du Turonien, Il existe un lien direct entre le signal isotopique et la réponse des différentes populations des foraminifères ; la valeur la plus basse en  $\delta^{18}\text{O}$  (-5,91‰) coïncide avec cette limite.

Dans ces conditions anoxiques on observe un renouvellement presque total des foraminifères suivie d'une période de stabilité paléoenvironnementale. Suite à la disparition des foraminifères benthique la courbe isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  montre une valeur maximale de 2,03‰, ce pic est expliqué comme le résultat de dégagement de la matière organique accumulée lors de cette crise. Sur le plan lithologique, c'est le changement de faciès, dans la partie inférieure de la formation des « calcaires de Bou Arif » nous notons l'installation des *Black Shales*.

Ensuite, les valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  augmentent progressivement pour atteindre: -3,92‰ donc le milieu devient plus oxygéné, en parallèle de cette augmentation un autre pic de renouvellement est signalé à la base du membre supérieur des « calcaires de Bou Arif », la vie benthique s'installe progressivement, la dominance des formes benthique et la disparition des foraminifères pélagiques explique ce renouvellement et elles reflètent ce changement géochimique.

## VI - SYNTHÈSE PALEO-ENVIRONNEMENTALE

La série du Djebel Bou Arif montre une évolution générale transgressive depuis les faciès de plate-forme interne jusqu'aux faciès de type bordure de bassin suivie d'une régression du Turonien moyen.

**Au Cénomaniens moyen** Le premier membre de la Formation des Marno-calcaires de Bou Arif contient une microfaune abondante et diversifiée à foraminifères benthiques et à ostracodes, associés à des Huîtres de grande taille et oursins. Tous ces arguments indiquent un milieu ouvert et favorable au développement de la vie benthique. Ces faciès sont surtout d'abord margino-littoraux, puis se développent sur une plate-forme carbonatée avec vasières à bivalves.

**Au Cénomaniens supérieur** L'accentuation de la transgression a permis de développer un régime subrécifal, ce faciès est observé en lames minces avec des rudistes qui croissaient par endroits. Les rudistes étaient remaniés dans des chenaux avec les autres bioclastes. Il permet de développer un régime de rampe médiane à *patch reef*, ce faciès est riche en foraminifères benthiques et planctoniques associés à des ostracodes de taille remarquable.

**Au passage Cénomano-Turonien** Les dépôts rencontrés au niveau du passage Cénomano-Turonien dans le secteur de Bou Arif, présentent généralement des dépôts fins, sombres, feuilletés et parfois laminés. Ils renferment une riche microfaune planctonique (Heterohelix, Whiteinelles et Hedbergelles) des grains de glauconie et le dépôt de matière organique. L'ensemble de ces informations permet d'attribuer ces faciès à un milieu profond, calme et protégé. Appartenant à un environnement sous l'influence d'une tranche d'eau à oxygène minime qui oscille entre une dysaérobie à anoxique. La distribution de la MO suit la paléogéographie existant au cours de l'intervalle du passage C-T avec des zones relativement hautes qui sont baignées par une zone subsidente et confinée où la circulation réduite a peut-être fait augmenter la déficience en oxygène.

**Au Turonien inférieur** Pendant le Turonien inférieur, l'approfondissement se poursuit aboutissant ainsi à la mise en place d'un environnement biosédimentaire de type bassin attesté par la présence des faciès marneux riche en foraminifères planctoniques.

Il apparaît donc que la série du Djebel Bou Arif montre une évolution générale transgressive depuis les faciès de mer peu profonde au Cénomaniens jusqu'au faciès du bassin Turonien inférieur.

**Au Turonien moyen** Une séquence de comblement est amorcée au sommet de notre coupe, des données microfasciologiques et micropaléontologiques matérialisent ce changement ; l'abondance des foraminifères benthiques dominés par des Mililolidés associés à de nombreux ostracodes, et l'appauvrissement des formes pélagiques renforcent cette idée.



Le tableau ci-dessous montre l'évolution : approfondissement-comblement de la coupe étudiée :

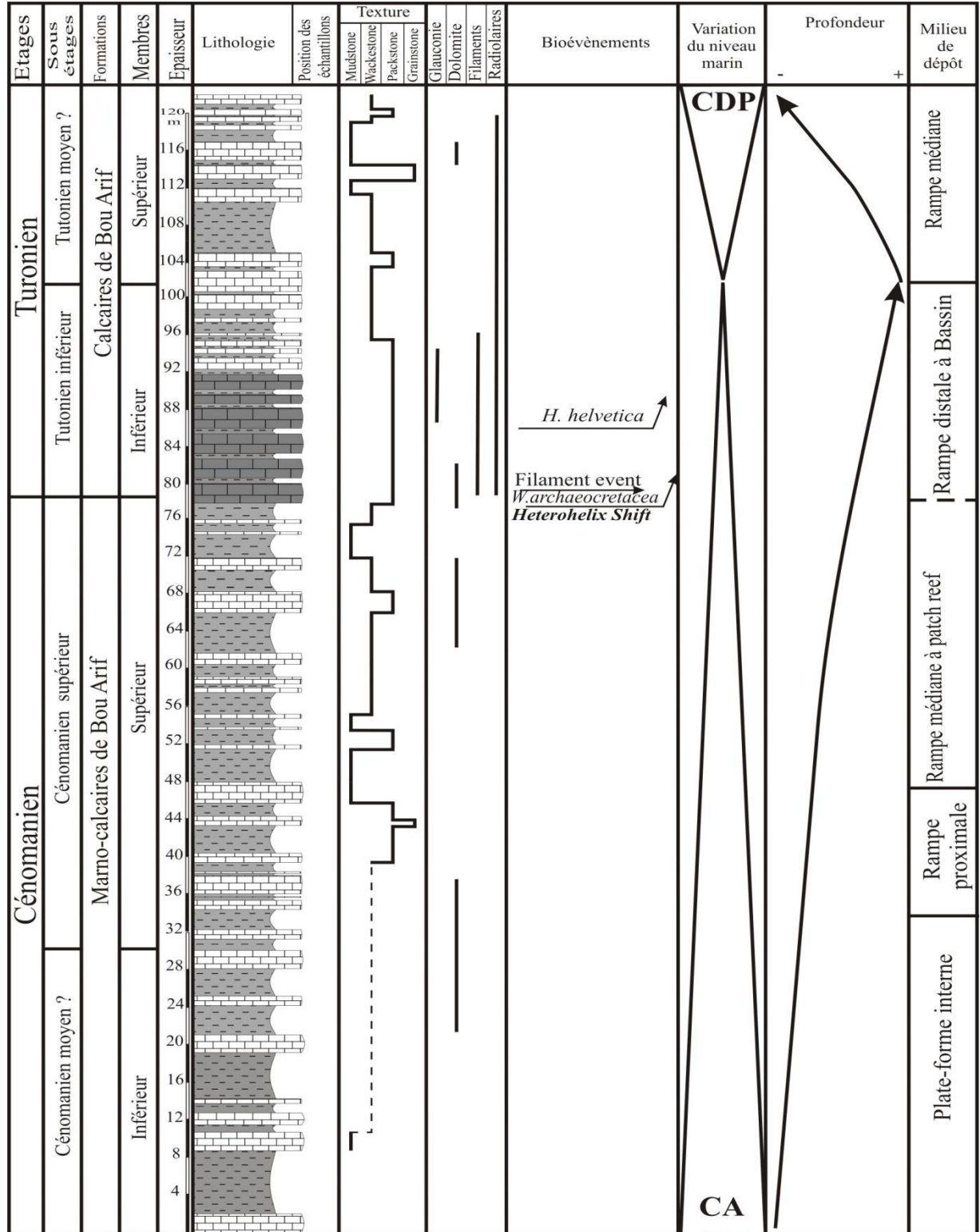


Fig. 28. Evolution eustatique de la coupe étudiée. CDP (cortège de diminution de profondeur) et CA (cortège d'approfondissement).

## **VII - CORRELATION REGIONALE AU COURS DU PASSAGE CENOMANO-TURONIEN**

Les principaux bio-événements identifiés au passage Cénomaniens-Turonien dans la région de Bou Arif montrent une similitude avec ceux cités dans les travaux antérieurs de Grosheny (1980), Chabane (2014) et Slami(2014).

Si on corrèle les niveaux de passage C-T à l'échelle du bassin des Aurès on remarque un passage latéral important des épaisseurs et de faciès en raison de la paléo-structuration du bassin Aurésien en blocs basculés. Cette corrélation est représentée dans la figure (fig. 29).

Il convient de signaler ici que l'épaisseur des « *slack shales* » diminue en allant vers le sud des Aurès. A Biskra la plate forme carbonatée du Ziban occupe la partie la plus élevée au passage Cénomano-Turonien.

SW

NE

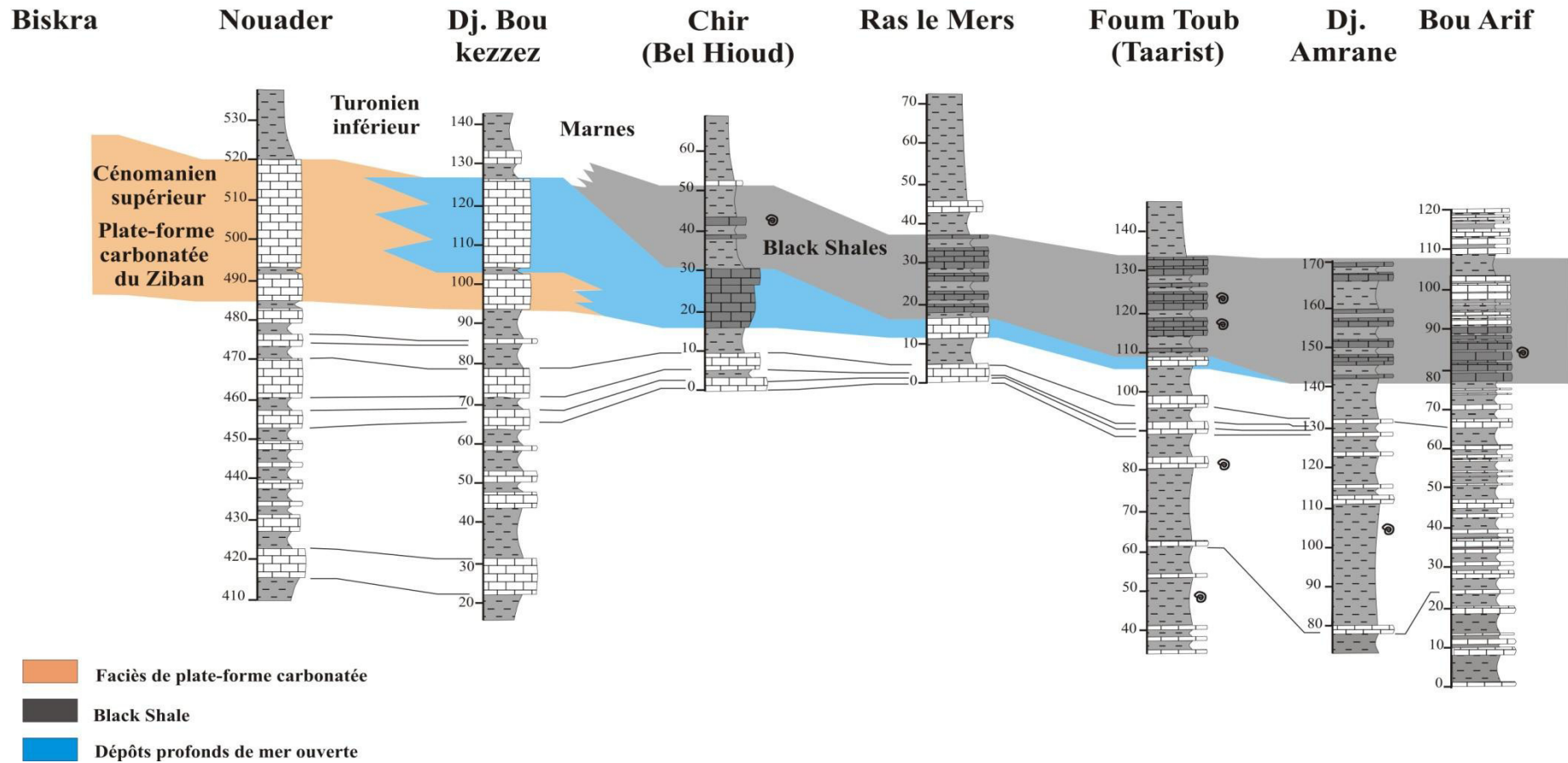


Fig.29. corrélation des différentes coupes dans le massif des Aurès (Grosheny et al., 2007), complétée par le présent travail (Bou Arif).

## VIII – PALEOGEOGRAPHIE

## 1 - Paléogéographique du domaine atlasique oriental au cours de passage Cénomaniens-Turonien

Dans le domaine atlasique oriental, deux principaux modèles paléogéographiques sont proposés dans la littérature :

Le premier modèle qui explique l'influence des accidents tectoniques NW-SE à WNW-ESE, il implique un dispositif en blocs basculés vers le sud-ouest dans une grande partie du bassin des Aurès (Herkat 2000).

Plusieurs auteurs proposent l'existence d'une rampe faiblement pentue, dont les profondeurs croissent d'Ouest vers l'Est (Herkat 1999, 2003, Herkat et Benkherouf 2006), ils distinguent successivement : une rampe proximale, médiane, distale, de transition et enfin le bassin (*in* Slami, 2014).

Le second modèle proposé par Grosheny et *al.* 2007, au niveau du passage Cénomano-Turonien, qui montre une reconstitution paléogéographique à quatre environnements bio-sédimentaires : une plate forme carbonatée à rudistes, un domaine de transition à Huitres, le talus et un bassin.

L'intégration de notre coupe dans ce schéma paléogéographique montre que la coupe de Djebel Bou Arif se trouve sur une rampe distale vers le bassin.

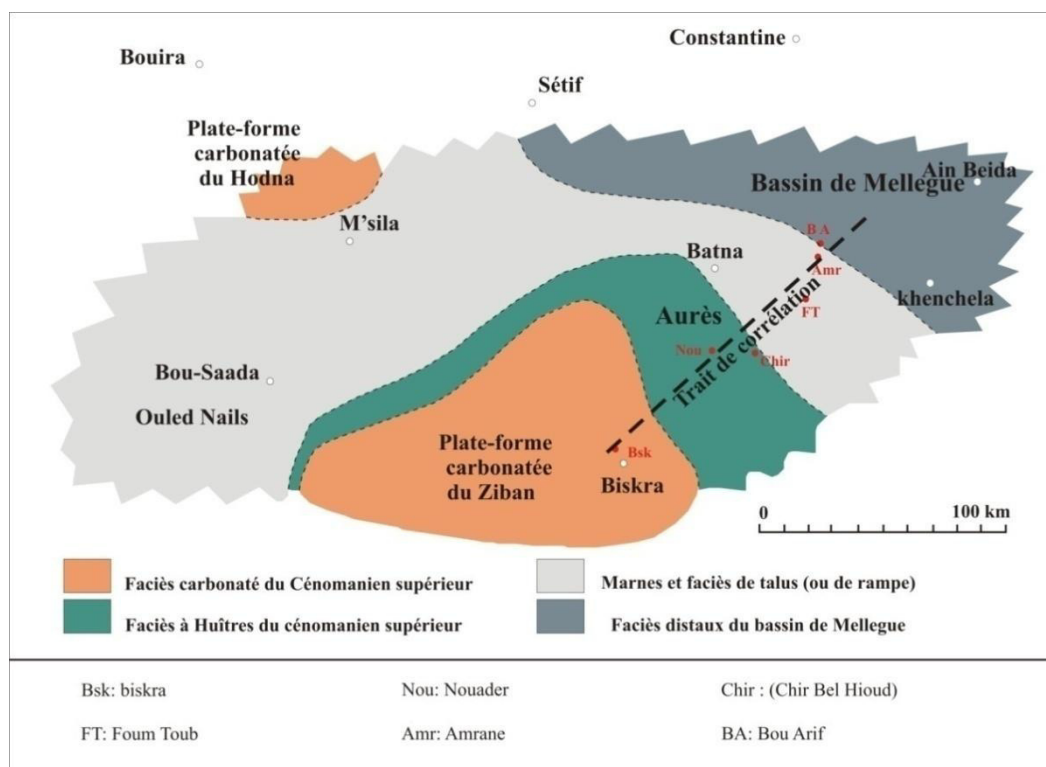


Fig. 30. Paléogéographie de la partie orientale de l'Atlas saharien au cours du Cénomaniens terminal à Turonien basal (d'après GROSHENY D. et *al.*, (2007).

## 2 - Modèle de sédimentation de « Black Shales » proposé pour le secteur de Bou Arif durant le Cénomanién-Turonien

L'ensemble des informations obtenues dans la littérature concernant l'étude paléoenvironnementale des secteurs avoisinants de notre secteur d'étude (à Tebessa par Chabane, 2014) me permet d'adapter ce modèle de sédimentation paléoenvironnementale à la région de Bou Arif au cours du passage C-T.

Ce modèle explique le confinement dû au cours de cette période, la répartition des faciès riches en matière organique est contrôlée par des paléohauts-fonds développés autour des extrusions triasiques d'une direction NE-SW.

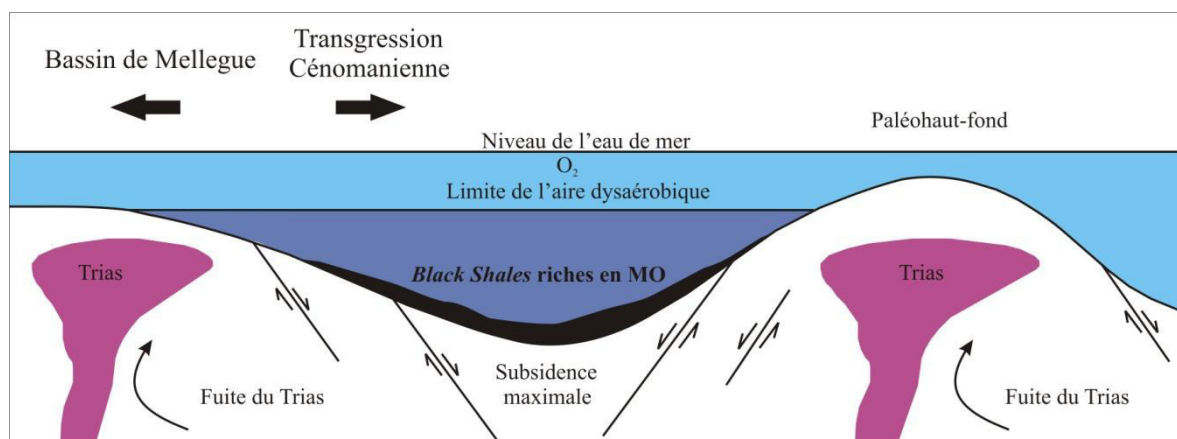


Fig. 31. Modèle de sédimentation de « Black Shales » proposé (Chabane, 2014) adapté à Bou Arif durant le Cénomanién-Turonien.

Le Trias affleure dans toute la région des monts étudiés le long des failles et ce même Trias à une intervention synsédimentaire au cours de la sédimentation du Crétacé et a contrôlé l'évolution géodynamique mésozoïque des bassins associés. La montée du Trias, à poussées inégales était à l'origine des zones hautes dont celle de zone de récifs au Nord qui avait contrôlé les milieux, en association avec la transgression cénomaniénienne (Chabane, 2014).

## IX – ETUDE COMPARATIVE AVEC LA COUPE DE HAMMEM MELLEGUE EN TUNISIE

### 1 - Corrélation avec le faciès de Bahloul

Le bassin des Aurès est considéré paléogéographiquement comme un prolongement occidental de la plate forme carbonatée de Tunisie centro-occidentale, où la formation Bahloul à caractère anoxique est reconnue pour être une roche mère d'hydrocarbure à vaste extension (Chabane, 2014). ce faciès est signalé aussi en Algérie, au Nord de l'accident Sud-atlasique, en plusieurs localités (Busson et *al.*, 1999) formant probablement une bande continue le long de la plate-forme Nord-africaine au cours de la partie moyenne du Crétacé, en allant de la Tunisie jusqu'au

Pré -Rif marocain (Soua et *al.*, 2007). Dans notre cas ; la formation des « calcaires de Bou Arif » serait équivalente à la formation à caractère anoxique de Bahloul.

Ce faciès a probablement formé une ceinture continue en bordure de la plateforme nord africaine au cours de la partie moyenne du Crétacé en allant de la Tunisie à l'Est. Il existe donc une corrélation évidente entre l'épisode paléogéographique très particulière que sont les niveaux anoxiques et la transgression majeure du passage Cénomano-Turonien à l'échelle régionale ; ces niveaux riches en matière organique sont plus développés au niveau du bassin Algéro-Tunisien. Au niveau des Aurès l'épaisseur de cette formation peut atteindre 60 m d'épaisseur. Dans notre secteur qui se trouve dans la partie septentrionale du bassin Aurésien cette formation atteint 10m d'épaisseur.

Les dépôts riches en matière organiques de Djebel Bou Arif présentent la continuité des dépôts du bassin de Mellegue et du bassin Algéro-Tunisien, avec épaisseurs variables, cette différence est due à la tectonique régionale et aux mouvements halocinétiques.

La figure 32 montre une carte isopaque des confins Algéro-Tunisiens.

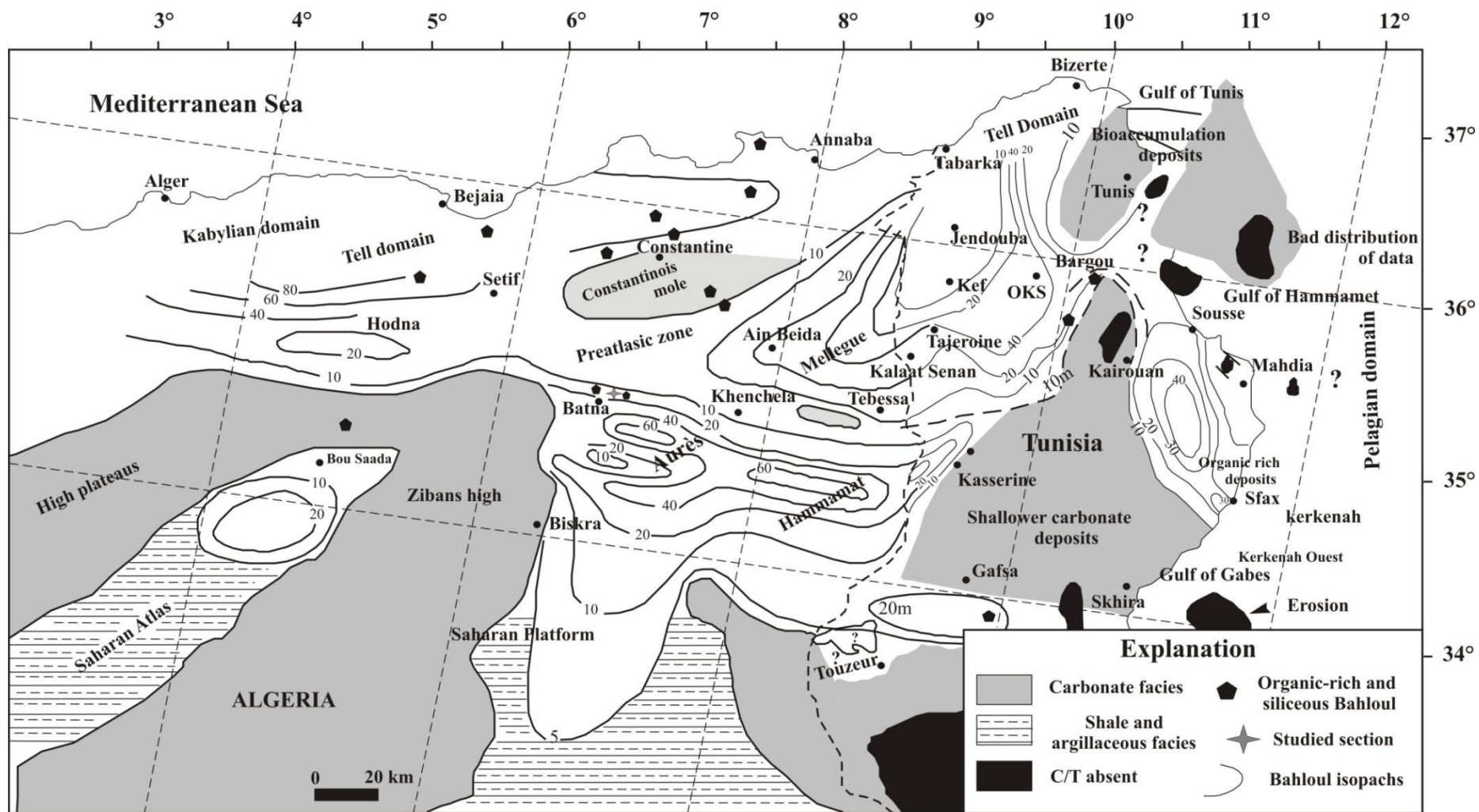


Fig. 32. carte isopaque de la formation riche en matière organique de Bahloul durant le passage Cénomanién-Turonien (Soua et al., 2009).

## 2- Corrélation avec la coupe de Hammem Mellegue en Tunisie

Si l'on corrèle les niveaux de passage Cénomaniens-Turonien à grande échelle, on remarque aisément que la transition entre les niveaux Turonien inférieur matérialise une lacune très importante qui correspond essentiellement aux couches à *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica*. En Tunisie, elles appartiennent encore clairement au faciès : Bahloul.

Il existe donc une corrélation évidente entre l'épisode paléogéographique très particulier que sont les niveaux anoxiques du passage Cénomaniens-Turonien et la transgression céno-mano-Turonienne, à l'échelle du bassin Atlasique la figure ci-jointe montre une corrélation entre la coupe de Hammem Mellegue en Tunisie, Djebel Essouabaa à Tebessa, et aux Aurès au niveau de Djebel Chir et notre coupe étudiée.

L'événement anoxique océanique du passage Cénomaniens-Turonien, est marqué par une excursion positive de  $\delta^{13}\text{C}$  qui est bien et bien documenté (Nederbragt et Fiorentino, 1999). L'examen des valeurs de cette excursion analysée par ces auteurs montre un changement typique de 1 à 3 ‰  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig.33) juste dans la partie supérieure de la zone à foraminifères planctonique *R. cushmani* (Soua et al., 2007).

Au nord de Tebessa, précisément dans Djebel Essouabaa, l'analyse des courbes isotopiques du carbone des carbonates, montre des excursions positives dont la majorité des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  sont présents sur une ligne de moyenne de l'ordre de +2‰, dont la valeur maximale est de 4.01‰.

Cette excursion positive est également enregistrée dans les monts des Aurès au niveau de Djebel Chir qui marque des valeurs qui varient entre : 0 à 3,7 ‰ et à Djebel Bou Arif de 1 à 2.03‰.

La comparaison des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  à travers les secteurs étudiés au niveau des secteurs cités dans cette partie montre une augmentation au Djebel Chir (-3.7) par rapport au Bou Arif (+2.03). à l'échelle régionale des valeurs plus remarquables sont signalées comme à Essouabaa (+4.01) et à Hammem Mellegue (+3). Cette variation des valeurs traduit une différence dans le taux de productivité de matière organique. Cette dernière est intimement liée à la profondeur, la forme du plancher ou encore la poussée triasique dans la région.

Afin de faciliter l'interprétation, la figure ci-jointe illustre une corrélation isotopique entre les coupes algériennes et une coupe levée près de la frontière algéro-tunisienne (Hammam Mellegue).



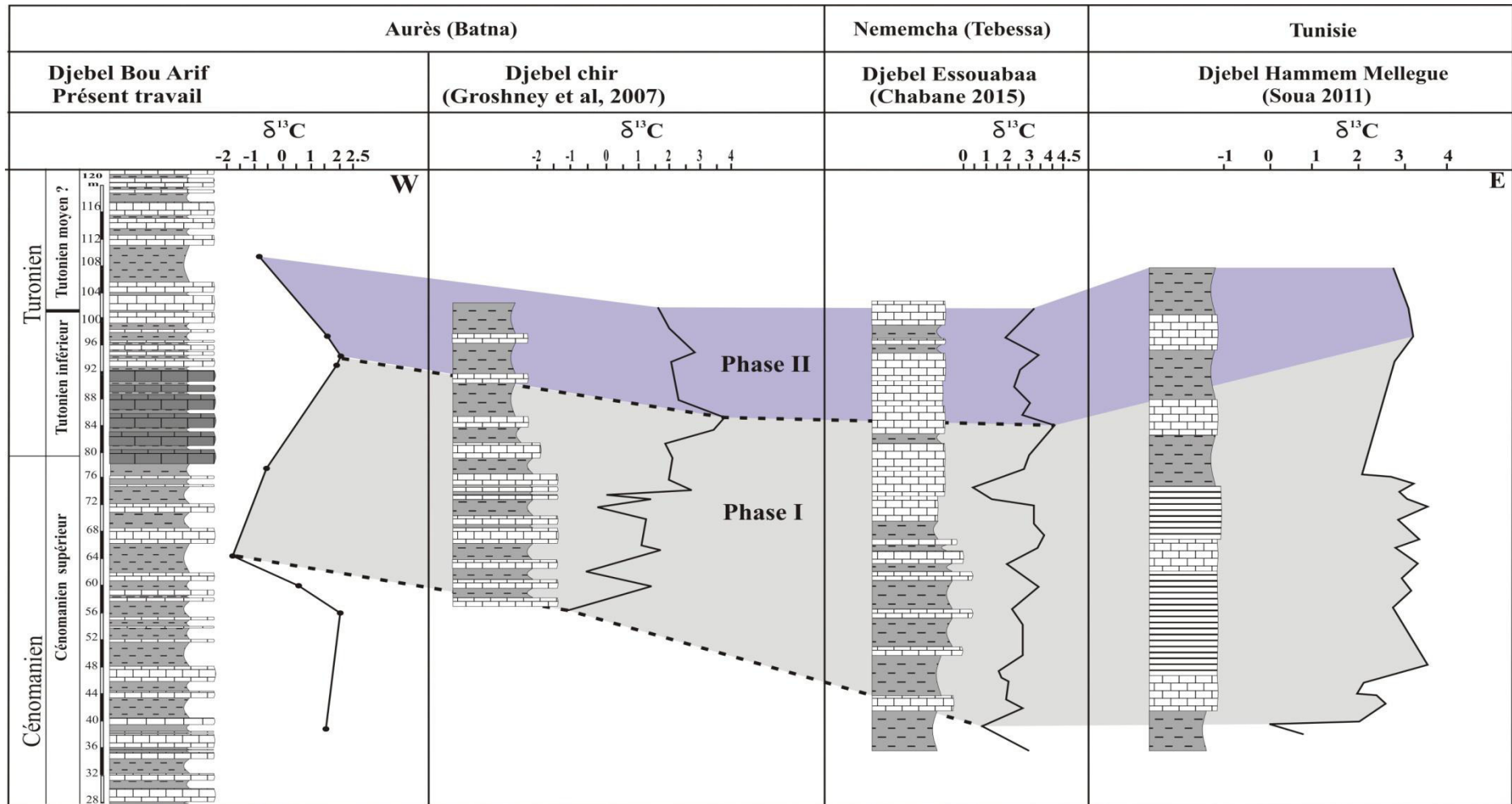


Fig. 33. Corrélation isotopique avec la coupe de Hammem Mellegue sur la base des mesures du  $\delta^{13}C$ .

La corrélation des données isotopiques de ces coupes nous a permis de mettre en évidence deux phases :

**La phase I** est marquée par une augmentation des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  enregistrant globalement reconnue en particulier à l'échelle téthysienne (Chabane, 2014) elle marque une élévation de 0.9 à 2.6‰ et 2.03‰ dans notre secteur d'étude (+1,7‰ par rapport aux valeurs notées avant l'anomalie) dans l'enregistrement isotopique. Cette anomalie est transcrite à la base de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* annonçant le rapprochement de l'extinction des formes index citées au Cénomanién supérieur.

**La phase II** est caractérisée par une chute brusque des valeurs qui atteignant 0.7‰ (-0.92‰ dans notre secteur d'étude). Remarquablement, cette anomalie est marquée radicalement par la première occurrence à *Helvetoglobotruncana helvetica*. Nous notons aussi qu'au sein de cette phase que les *Heterohelix* prolifèrent (événement à Heterohelix).

Les corrélations établies entre ces coupes dénotent étroitement l'existence des événements similaires. Des événements isotopiques similaires sont enregistrés de part et d'autres des coupes, suite à l'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica* les valeurs isotopiques reviennent à la normale annonçant ainsi la fin de l'anomalie globale.

## X - CONCLUSION

Cette étude pluridisciplinaire, nous apportent des informations variées sur les événements sédimentaires, biologiques et tectono-eustatiques. Ces événements se résument comme suit:

Le changement lithologique est enregistré dès le Cénomaniens supérieur. On passe d'une sédimentation néritique à une sédimentation plutôt pélagique. L'installation des conditions anoxiques commencent dès la zone à *Whiteinella archaeocretacea* comme en témoignent le taux des disparitions des foraminifères et l'excursion des courbes géochimiques (CaCO<sub>3</sub>, COT,  $\delta^{13}\text{C}$  et de  $\delta^{18}\text{O}$ ).

L'interprétation de ces données géochimiques (CaCO<sub>3</sub>, COT et  $\delta^{13}\text{C}$  et de  $\delta^{18}\text{O}$ ) durant l'intervalle chronologique (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) indique la présence d'une phase anoxique importante qui débute dès la zone à *Whiteinella archeocretace* pour s'accroître durant la base de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

La crise biologique se manifeste à partir du banc 28', la combinaison de différents résultats confirme cette proposition.

Les valeurs moyennes de la courbe  $\delta^{18}\text{O}$  indiquent un climat chaud dans l'intervalle C-T.

L'approfondissement progressif de la plate-forme carbonatée est accompagné par une diminution graduelle des détritiques terrigènes à partir du passage C-T.

Ces résultats témoignent d'un milieu à tendance confinée, souffrant d'une anoxie, accompagné le plus souvent par le dépôt de matière organique. Les présentes compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène sont comparables à celles observées dans les différents passages C -T dans le monde (ex : Hilbrecht et Hoefs, 1986 ; Jenkyns et *al.*, 1994 ; Wan et *al.*, 2003 ; Amédéo et *al.*, 2005 ; Caron et *al.*, 2006 ; Jarvis et *al.*, 2006 ; Voigt et *al.*, 2007 ; Jati et *al.*, 2010 ; Bozcu et *al.*, 2011).

## **CONCLUSION GENERALE**

## **CONCLUSION GENERALE**

Au terme de cette étude, il convient de mettre en évidence les résultats suivants :

### **Sur le plan lithostratigraphique et paléontologique**

L'ensemble étudié est subdivisé en deux formations à caractères lithologiques et paléontologiques différents :

Deux formations ont été définies :

La première formation d'âge cénomanien matérialisée par des dépôts marno-calcaires riches en bivalves et en oursins, la deuxième est marquée par une sédimentation essentiellement calcaire à foraminifères significative du Turonien inférieur.

L'enchaînement de ces dépôts biosédimentaires a livré plusieurs outils microfaunistiques pour une étude dont le but est de placer la limite Céno-mano-Turonienne. Cette limite est placée grâce aux niveaux riches en foraminifères planctoniques du Turonien inférieur comme : *Whiteinella archeocretacea*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Heterohelix* sp.

L'analyse microfaciologique de la coupe étudiée permet de distinguer plusieurs faciès biosédimentaires qui montrent des événements biostratigraphiques connus dans la chronologie du passage C-T.

### **Sur le plan paléo-écologique**

La reconstitution du milieu de dépôt s'appuie d'une part sur l'analyse des microfaciès observés, et d'autre part sur les résultats du comptage des microfossiles, pour des analyses qualitatives des foraminifères et des indices biocénotiques. Ces éléments ont permis de discerner l'influence qu'avaient certains paramètres quantitatifs fiables.

Les variations des indices de déroulement et ceux d'enroulement sont en rapport avec les périodes d'instabilité enregistrées dans le bassin.

Deux pics de renouvellement sont observés le long de notre coupe, le premier a eu lieu au passage Céno-mano-Turonien et le second au niveau du Turonien moyen. Ces changements paléo-écologiques expliquent le régime transgressif qui est bien marqué dans notre coupe.

### **Sur le plan géochimique**

L'interprétation des données géochimiques ( $\text{CaCO}_3$ , COT et  $\delta^{13}\text{C}$  et de  $\delta^{18}\text{O}$ ) durant l'intervalle chronologique (Céno-mano supérieur-Turonien inférieur) indique la présence d'une phase anoxique importante qui débute dès la zone à

*Whiteinella archeocretace* pour s'accroître à la base de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Les valeurs moyennes de la courbe  $\delta^{18}\text{O}$  indiquent un climat chaud pendant l'intervalle C-T. le signal isotopique étudié dans notre coupe est corrélé aux résultats antérieurs dans les Monts des Aurès-Nmentcha.

### **Sur le plan paléoenvironnemental**

La série du Djebel Bou Arif depuis le Cénomaniens jusqu'au Turonien inférieur montre une évolution transgressive, qui évolue d'une plate forme interne vers la bordure du bassin.

### **De point de vue paléogéographique**

Une transgression a eu lieu au Cénomaniens supérieur jusqu'au Turonien inférieur et elle a conduit à l'EAO 2 et à la mise en place des « *Black Shales* ».

**Planche I :**

Biomicrite à échinodermes et annélides (fig. A et B).

Biomicrite à Rudistes (fig. C, D et E).

Biomicrite à ostracodes et débris de lamellibranches (fig. F).

**Légende :**

A : An. Annélide, B : E. Echinide, C, D et E : Rudistes, F : O. ostracode, R :  
Rovéacrinide.

**Planche II:**

biomicrite à foraminifères benthiques et ostracodes (fig. A, B et C)

biomicrite à débris de lamellibranches et à bryozoaires (fig. D, E et F).

**Légende :**

Li : débris de lamellibranche, E : Rovéacrinide, Ps : *Pseudolituonella* sp et O : Ostracode, Bi : bivalve et R : Bioclaste.



**Planche III :**

biomicrite à ostracodes et foraminifères benthiques (fig. A, B, C et D).

biomicrite à foraminifères planctoniques (Fig. E et F).

**Légende :**

Li : Lituolidés, Al : Algues, O : ostracode, F : filaments et W : *Whiteinella* sp.

**Planche IV :**

Biomicrorite à foraminifères planctoniques et filaments (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

M : *Muricohedbergella* sp, Mo : matière organique, W : *Whiteinella* sp, Le : *Lenticulina* sp, Fi : filaments, Rd : radiolaires et He : *Heterohelix* sp.

**Planche V :**

biomicrite à radiolaires et foraminifères planctoniques (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

W : *Whiteinella* sp, Le : *Lenticulina* sp, Fi : filaments, Rd : radiolaires et He : *Heterohelix* sp.

**Planche VI :**

biomicrite à foraminifères planctoniques et radiolaires (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

Hel: *Helvetoglobotruncana helvetica*, Gl: glauconie, Pe: *Protopenneroplis* sp, Mo: matière organique, W: *Whiteinella* sp, Rd : radiolaires.

**Planche VII :**

biomicrite à foraminifères planctoniques et ostracodes (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

He : *Hétérohelix* sp, Rd : radiolaires, Fp : foraminifère planctonique, O : ostracode.

**Planche VIII:**

Biomicroite à foraminifères planctoniques et radiolaires (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

He : *Hétérohelix* sp., Rd : radiolaires, Fp : foraminifère planctonique, O : ostracode,  
W : *Whiteinella* sp., F : filament et MO : matière organique.

**Planche IX :**

biomicrite à foraminifères benthiques (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

Ps : *Pseudorhapydionina* sp., Sp : *Spirocyclina* sp., Psl: *Pseudolituonella* sp.

**Planche X :**

Biomicrite à foraminifères benthiques (fig. A, C, D et E).

Biomicrite à Miliolidés (fig. B et F)

**Légende :**

Mi : Miliolidés, Tex : *Textularia* sp., Li : Lituolidés, Sp : *Spirocyclus* sp., He : *Heterohelix* sp., W : *Whiteinella* sp.



**Planche XI :**

biomicrite à foraminifères benthiques (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

Bc : bioclastes, O : ostracode, Cn : *Cuneolina* sp., Sp : *Spirocyclus* sp.

**Planche XII :**

biomicrite à foraminifères benthiques (fig. A, B, C, D, E et F).

**Légende :**

Ps : *Pseudorhapydionina* sp., Li : Lituolidés, PTex : *Pseudotextulariella* sp., Mi : Miliolidés,

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**ACCARIE, H., EMMANUEL, L., ROBASZYNSKI, F., BAUDIN, F., AMEDRO, F., CARON, M., DECONINCK, J.-F. (1996)** – La géochimie isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomaniens/Turonien en Tunisie centrale. C. R. Acad. Sci, Paris 322, 579-586.

**ADDOUM B. (1995)** – L'Atlas saharien sud-oriental: Cinématique des plis chevauchants et reconstitution du bassin du Sud-Est Constantinois (Confins algéro-tunisiens). Thèse Sciences, Université Paris Sud Orsay, 198p.

**ARTHUR M.A., DEAN W.E. & PRATT L.M. (1988)** – Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. - Nature, 335, 714-717.

**AUBOIN J. et DURAND DELGA M. (1971)** – Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale : esquisse d'une comparaison du cadre alpin. Bull. Soc. Géol. fr., (7), XIX. Paris.

**BARRON E.J. & WASHINGTON W.M. (1982)** – The atmospheric circulation during warm, geologic periods: Is the equator to pole surface temperature gradient the controlling factor? – Geology, 10, 633–636.

**BASSOULET. J.P. (1973)** – Contribution à l'étude stratigraphique du mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Doc. Scien Uni. Paris IV. Tome I et II, 485p, 32pl.

**BATT R.J. (1993)** – Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation in a cretaceous epicontinental sea. - Lethaia, 26, 49-63.

**BELLION Y. J. (1973)** – Etude géologique et hydrogéologique de la partie occidentale des Monts de Bellezma. Thèse 3ème cycle, Paris VI.

**BENKHEROUF F. (1988)** – Les foraminifères cénomaniens des Alpes-Maritimes (Sud-est de la France) et du djebel Dyr (NE Algérie): biostratigraphie et paléo-environnement. Thèse Doct. Univ. Nice n°9, p 8, 121, 173.

**BERNER R.A., LASAGA A.C. & GARRELS R.M. (1983)** – The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. - American Journal of Science, 283, 641–683.

**BOUILLIN J. P (1986)** – Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296, Série II, p. 1329-1332.

**BUREAU D. (1986)** – Approche sédimentaire de la dynamique structurale: Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien. (Sud-ouest constantinois et Aurès-Algérie). Thèse Sciences, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 2V. 779p.

**BUSSON G. (1972)** – Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Mém. Mus. Hist. Nat., Paris, 26, ser. C.

**BUSSON G., DHONDT. A, AMEDRO. F., NERAUDEAU. D et CORNEE. A. (1999)** – La grande transgression du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur sur le Hamada de Tinhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnements de dépôt et comparaison d'un témoin épïcratonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. Cretaceous Research. 20.

**CALDEIRA K. & RAMPINO M.R., (1991)** – Carbon dioxide, global warming, and the mid-Cretaceous super plume. - Eos Transactions, American Geophysical Union, 72, p.301.

**CARON. M. (1983)** – La spéciation chez les foraminifères planctoniques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. In 2nd kreide Symposium, Muchen 1982, zittelianaMunchen 10, p. 671-676.

**CARON.M, DALL'AGNOLO.S, ACCARIE. H, BARRERA.E, KAUFFMAN. E. G., AMEDRO.F,ROBASZYNSKI.F (2006)** – Stratigraphie à haute résolution de la limite Cénomanién–Turonien sur les coupes de Pueblo (États-Unis) et de l'Oued Bahloul (Tunisie) : isotopes stables et corrélation des événements biologiques, p.3, 23. Géobios 39 (2006) 171–200.

**CHABANE Kh. (2014)** – le Cenomanien-Turonien du nord de Tebessa (Nord-Est Algérie). Thèse de Doctorat d'état, Université d'Annaba.

**CHADI M. (2004)** – Cadre géologique et structural des séries crétacées néritiques du Constantinois (Est-algérien). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Constantine, 229p.

**COIFFAIT P.-E., COIFFAIT B., JAEGER J.-J. et MAHBOUBI M. (1984)** – Un nouveau gisement de micromammifères fossiles d'âge éocène supérieur sur le versant sud des Nememcha (Algérie orientale) : découverte des plus anciens rongeurs d'Afrique. C. R. Acad. Sci. Paris 299, 893-898.

**COIFFAIT Ph. E. (1992)** – Un bassin post-nappes dans son cadre structural: L'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat d'état, Université de Nancy I, 501p.

**DJAIZ F. (2011)** – Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale), 32-45 p.

**DONZE P. (1973-1974)** – L'introduction des Ostracodes dans la stratigraphie du Sud-ouest Constantinois.

**DUBOURDIEU G., (1956)** – Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro tunisien). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull. n°10, 659 p., 27 tabl., 89 fig., 27pl., 8 pl. Photo., carte au 1/ 200 000e, Alger.

**DURAND-DELGA M. ET FONTBOTE J. M. (1980)** – Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Publ. 26<sup>e</sup> Congr. Géol. Intern., Paris, Coll. C 5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. –Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 115, p. 65-85.

**EL ALBANI A., VACHARD D., KUHN W., CHELLAI H. (1999)** – Signature of hydrodynamic activity caused by rapid sea level changes in pelagic organic-rich sediments, Tarfaya Basin (southern Morocco). C. R. Acad. Sci. Paris, 329, 397-404.

**FABRE. J. (1976)** – Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. S.N. E. d'Alger, ed., 422p.

**FRIEDRICH.O (2010)** – Le rôle des foraminifères benthiques dans le décryptage du message paléoenvironnemental des événements anoxiques océaniques de la partie moyenne du Crétacé-Le Paradoxe des «foraminifères benthiques anoxiques». Revue de micropaléontologie 53, 175-192, p. 185.

**GELARD J. P. (1969)** – Les flyschs Kabyles dans le Djurdjura et le col de Chellata.

**GROSHENY. D., CHIKHI-AOUIMEUR. F., FERRY. S., JATI. M., HERKAT. M., ATROPS. F., REDJIMI-BOUROUIBA. W et BENKHEROUF-KECHID. F. (2007)** –Le Cénomaniens de l'Atlas saharien (Algérie). Carnets de géologie-Memoire 2007/02, Abstract 09 (CG 2007\_M02/09).

**GROSHENY. D., CHIKHI-AOUIMEUR. F., FERRY.F., BENKHEROUF-KECHID. F., JATI. M., ATROPS. F. et REDJIMI-BOUROUIBA. W. (2008)** – The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). Bull. Soc. géol. Fr. t. 179, no 6, pp. 593-603.

**GUELLAL S., KAZI-TANI N., LAHONDAIRE J. C., SIGAL J., VILA J. M (1977)** – Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : stratigraphie, faciès position structurale et paléogéographique. Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, t. 68, fasc. 1-2, p. 101-112.

**GUIRAUD R. (1973)** – Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sciences, Univ. Nice, 50.

**GUIRAUD R. (1997)** – Historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines.

**HEMLEBEN C., SPINDLER, M. and ANDERSON, O.R., (1989)** – Modern Planktonic Foraminifera. Springer-Verlag New York Inc, New York, 363 pp.

**HERBIN, J.P., MONTADERT L., MÜLLER C., GOMEZ R., THUROW J., and WIEDMANN J. (1986)** – Organic-rich sedimentation at the Cenomanian–Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. Geol. Soc. of Lon. Spec. Publ. 21, 389-422.

**HERKAT M (1999)** – La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès : stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des Biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse ès Sciences. USTHB, Alger, 802 p.

**HERKAT M.(2007)** – Application of correspondance analysis to paleobathymetric reconstitution of Cenomanian and Turonian (Cretaceous) rocks of Eastern Algeria Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol.254/ 314, pp 584.

**HUBER B.T., LECKIE R.M., NORRIS R.D., BRALOWER T.J. & COBABE E., (1999)** – Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. - Journal of Foraminiferal Research, 29, 392-417.

**JARVI S I., CARSON G.A., COOPER M. K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988)** – Microfossil Assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. - Cretaceous Research, 9, 3-103.

**JENKYNS H.C. (1980)** – Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. - Journal of the Geological Society, London, 137, 171-188.

**KAZI-TANI N. (1986)** – Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : Le domaine intra plaque Nord-Algérie. Approche méga séquentielle. Thèse Sciences, Univ. Pau, 871p. 2t.

**KELLER G., ADATTE, T., BERNER, Z., CHELLAI E. H., STUEBEN D. (2008)** – Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian, anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco, Journal Cretaceous Research, homepage: [www.elsevier.com/locate/Cret Res](http://www.elsevier.com/locate/Cret Res), p 980.

**KOLONIC S., SINNINGHE DAMSTÉ J.S., BÖTTCHER M.E., KUYPERS M.M.M., KUHNT W., BECKMANN B., SCHEEDER G., WAGNER T. (2002)** – Geochemical Characterization of Cenomano/Turonian Black shales from the Tarfaya basin (SW Morocco). Relationships between palaeoenvironmental conditions and early sulphurization of sedimentary organic matter. J. Petr. Geol. 25, 325-350.

**KUHNT .W., HERBIN.J.P., THUROW.J and WIEDMANN. (1990)** – Distribution of Cenomanian-Turonian Organic faciès in the Western Mediterranean and Along the Adjacent Atlantic Margin. Geology.Vol.30.133- 160.

**LAFFITE R. (1934)** – Le faciès de l'Aptien, de l'Albien et du Turonien dans l'Aurès. C. R.Acad. Sci. Paris, t. 199, n° 23, p. 1321-1323.

**LAFFITTE R. (1939)** – Etude géologique de L'Aurès. Bull. Serv. Carte géologique de l'Algérie, 2ème série, n°15.484p.

**LAFFITE R. (1939)** – Les plissements post-nummulitiques de l'Atlas saharien. Bull. Soc. Géol. Fr., 5e série, t. 9, p. 47,135-159, 1pl.

**LANCELOT Y., SEIBOLD E. (1977)** – Initial reports of Deep Sea Drilling Project, 41 Washington. U.S. Govt printing office, 1259p.

**LEINE, L. (1986)** – Geology of the Tarfaya oil shale deposit, Morocco. *Geology* 65, 57-74.

**LEKIE R.M. (1985)** – Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo Colorado. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelts, F.B. (Eds), *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes*. SEPM, 2nd Annual Meeting, Golden, CO, Field Trip Guide-book 4, P. 139-149.

**MAAMOURI A. L., ZAGHBIB-TURKI D., MATMATI M. F., CHIKHAOUI M. et SALAJ J. (1994)** – La formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale : variation latérale, nouvelle datation, et nouvelle interprétation en terme de stratigraphie séquentielle. *Journal of African Earth Sciences* Vol. 18, N°1 , pp. 37-50, 1994.

**MAANDI.N (2011)** – Biostratigraphie et paléoenvironnements du Crétacé moyen des Aurès et de Morsott (chaîne atlasique orientale d'Algérie), p.66, 111-114. Mém de Magister.

**MARMI R. (1995)** – Les Bassins continentaux de l'Avant pays de la Chaîne alpine nord- orientale. Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique. Thèse, Université Nancy I, France, 80 p.

**MAUPIN C. (1982)** – Nouvelles données stratigraphiques et micropaléontologiques sur la couverture jurassico-crétacée du Dj. Toumbait (région d'Ain Yagout, NE algérien). Bull. inst. Sc. Terre, Univer. Constantine, inédit, ronéot, p. 54-61.

**MÜCKE S.K.-V. and OBERHÄNSLI H. (1999)** – The Distribution of Living Planktic Foraminifera in Relation to Southeast Atlantic Oceanography. In: Fischer, G. and Wefer, G. (Editors), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 91-115.

**NAILI. H., BELHADJ.Z., ROBASZYNSKI.F et CARON.M. (1995)** – Présence de roches mère à faciès Bahloul vers la limite Cénomanién-Turonien dans la région de Tébessa (Algérie orientale). Notes du service géologique de Tunisie, n° 61, pp. 19-32.

**NEDERBRAGT A.J. & FLORENTINO A. (1999)** – Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, north-western Tunisia. *Cretaceous Research* 20, p.47-62.



**NORRIS R.D., BICE K.L., MAGNO E.A. & WILSON P.A. (2002)** – Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse. - *Geology*, 30, 299–302.

**PAUL C.R.C., LAMOLDA M.A., MITCHELL S.F., VAZIRI M.R., GOROSTIDI A. & MARSHALL J.D. (1999)** – The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150, 83-121.

**PHILLIPI (1910)** – Die Grundproben der deutschen Südpolar Expedition 1901-1903. *Deutsche Südpolar Expedition* 2(6), 411-616.

**PRATT L.M. & THRELKELD C.N. (1984)** – Stratigraphic significance of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios in mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, U.S.A. In: STOTT D.F. & GLASS D.J., eds, *The Mesozoic of Middle North America*. - Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 9, 305-312.

**PREMOLI SILVA I., ERBA E., SALVINI G., LOCATELLI C. & VERGA D. (1999)** – Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. - *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 352-370. Proc. 7<sup>th</sup> Int. Symp. Ostracodes, Bgrade 1979, 243-246.

**RAOULT J. F. (1969-1970)** – Les flyschs de la Petite Kabylie (col. D'El Kantour).

**ROBASZYNSKI F., CARON M. et le Groupe de Travail Européen des Foraminifères Planctoniques, (1979)** – Atlas des Foraminifères Planctoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys). *Cahiers de Micropaléontologie* 1, pp.185., 2, pp.181.

**ROBASZYNSKI F., CARON M., GANZALEZ- DONOSO J.M., et WONDERS, A.A. H., (1984)** – Atlas of late Cretaceous Globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie*, vol.26, n°3-4, 145-305.

**ROBASZYNSKI F., CARON M., DUPUS C., AMEDRO F., GONZALEZ DONOSO J.-M., LINARES D., HARDENBOL J., GARTNER S., CALANDRA F. & DELOFFRE R., (1990)** – A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, 14, P. 213-384.

**ROBASZYNSKI F., CARON M., AMEDRO F., DUPUIS C., HARDENBOL J., GONZALEZ- DONOSO. J.M., LINARES D. et GARTNER. S., (1993)** – Le Cénomaniens de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale): biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue Paléobiologie*, Vol.12, n°02, PP. 351-505.

**ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. & CARON M., (1993)** – La limite Cénomaniens-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale. *Cret. Res.*, vol.14, p. 477-486.

**ROBASZYNSKI F., CARON M., AMEDRO F., DUPUIS C., HARDENBOL J., J.M., LINARES. D. et GARTNER. S., (1994)** – Le Cénomanién de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale): Litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle, p.369-396.

**RUAULT-DJERRAB.M et KECHID-BENKHEROUF. F, (2010)** – Micropaleontological study (foraminifera, ostracods) and characterization of the paleoenvironment of middle Cretaceous deposits (Djebel Chemla area, north-eastern Algeria). Arab J Géosciences.

**SAVORNIN J. (1920)** – Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Doctorat ès Sciences. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2e série, n° 7, 502 p.

**SCHLANGER S.O. & JENKYNS H.C. (1976)** – Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. - Geologie en Mijnbouw, 55, 179-184.

**SCHLANGER S.O., ARTHUR M.A., JENKYNS H.C. & SCHOLLE P.A. (1987)** –The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $\delta^{13}C$  excursion. Geological Society of London, Special Publications, 26, pp371-399.

**SLAMI R. (2014)** – Biostratigraphie et Paléoenvironnement de la limite Cénomano-Turonienne de la région de Batna, à partir de l'étude de la faune et de la microfaune.

**SOUA. M (2011)** – Le passage Cénomanién–Turonien en Tunisie :Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. Thèse de Doctorat (316p). U.R Dynamique des Bassins sédimentaires, Paléoévénements et Structures Géologiques. Travaux du Laboratoire Paléontologie-Paléoécologie.

**TSIKOS H., JENKYNS H.C., WALSWORTH-BELL B., PETRIZZO M.R., FORSTER A., KOLONIC S., ERBA E., PREMOLI SILVA I., BAAS M., WAGNER T. & SINNINGHE DAMSTE J.S., (2004)** – Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. - Journal of Geological Society, 161, 711-719.

**VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON III S. (1977)** – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.W., ed., Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26, 63-97.

**VILA J. M. (1977)** – Carte géologique de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q; 3-4), avec notice explicative détaillée, publ. Comm. Serv. Carte géol. Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45. p.

**VILA J. M (1980)** – la chaîne Alpin d’Algérie orientale et des confins Algero-Tunisiens. Thèse de doctorat en sciences, univ, Pierre et Marie curie, Paris VI, pages : 58-62.

**VILA J. M. (1994)** – Première étude de surface d’un grand « glacier de sel » sous marin : l’est de la structure Ouenza-Ladjbel-Méridéf (confin algéro-tunisien. Proposition d’un scénario de mise en place et comparaison. Bull. soc. Géol. France, t. 166, n°2, p. 149-167.

**YAHIAOUI A. (1990)** – La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanién sup-Coniacien inf) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale) : Stratigraphie, sédimentologie et paléogéographie. Thèse de doctorat, Nancy I.

**WEISSERT H. (1989)** – C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change; a case study from the Early Cretaceous. – *Surveys in Geophysics*, 10, 1–61.

**WIEDMANN J., BUTT A., EINSELE G., (1982)** – Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at the Moroccan continental margin. In: Von Rad, U., Hinz, K., Sarntheim, M, Seibold, E.(Eds.), *Geology of the North West African Continental Margin.*, pp. 366-395. Springer, Berlin.

**WILDI (1983)** – La chaîne tello- rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. Phys.*, n° 24, (fasc. 3).

**WILSON P.A. & NORRIS R.D (2001)** – Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid- Cretaceous period. - *Nature*, 412, 425–428.

## **LISTE DES FIGURES**

## LISTE DES FIGURES

Fig.1. Situation géographique du Djebel Bou Arif.....	01
Fig. 2. Le secteur étudié dans le cadre alpin des Maghrébides (d'après M. Durand Delga et J. M Fontboté 1980, <i>in</i> Djaiz 2011).....	02
Fig.3.Coupe illustrant les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (d'après Durand-Delga, 1969, <i>in</i> Djaiz 2011).....	06
Fig. 4. Schéma géologique des Aurès septentrionaux (Vila. 1980).....	07
Fig. 5- carte géologique de l'Algérie nord orientale (d'après Vila, 1980).....	09
Fig. 6. (a) les principaux domaines structuraux de l'Algérie orientale, (b) Carte paléogéographique du domaine atlasique oriental et localisation de la région d'étude (Herkat. M, 2007).....	13
Fig. 7.Schéma structural de l'autochtone des Monts du Bélezma, d'Ain Yaghout et du Nord des Aurès (d'après Vila, 1980).....	14
Fig. 8. Extension temporelle des trois événements anoxiques océaniques en relation avec les variations du niveau marin relatif (d'après Jenkyns, 1980).....	19
Fig. 9. Biozonation de foraminifères planctoniques à haute résolution du Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur. (G.Keller et <i>al.</i> ,2008).....	20
Fig.10. Carte paléogéographique de la répartition de l'événement anoxique océanique au Cénomano-Turonien (d'après Schlanger et <i>al.</i> , 1987).....	21
Fig. 11. Carte paléogéographique et de localisation des faciès du Cénomano-Turonien du Nord-Ouest de l'Afrique d'après Busson (1972) et Stampfil et <i>al.</i> , (2001).....	23
Fig. 12. Abondance et diversité des foraminifères planctoniques avec des chambres allongées radialement traversant l'OAE du Crétacé. (Hardenbol et <i>al.</i> , (1998)).....	26
Fig.13. Carte géographique du secteur étudiée et villes limitrophes.....	28
Fig.14. Localisation du djebel Bou Arif et de la coupe AB (image Google earth).....	28
Fig. 15. La localisation de la coupe AB (image Google earth).....	29
Fig. 16. Coupe lithologique de la région d'étude.....	30
Fig. 17. Calcaires bioclastiques du membre inférieur.....	31
Fig.18. Barre calcaire ferrugineuse dans sa base.....	31
Fig. 19. Aspect lithologique du membre supérieur.....	32
Fig. 20. Alternance marno-calcaire du membre supérieur.....	33
Fig. 21. Calcaire lumachellique du membre supérieur.....	34
Fig. 22. Vue panoramique du passage C-T dans la coupe de Bou Arif .....	36
Fig. 23. Vue panoramique de la coupe de Chabet Lalam « Fesdis » (montrant uniquement les calcaires du Turonien).....	37
Fig. 24. La répartition des foraminifères et autres organismes de la coupe de Bou Arif.....	39
Fig. 25. Comparaison entre les travaux de Soua (1994) et le présent travail.....	42
Fig. 26. variation du taux de quartz, des paramètres quantitatifs et indices biocoenotiques de la coupe de Bou Arif.....	65

Fig. 27. Variation des données géochimiques et biocoenotiques dans la coupe de Bou Arif...	70
Fig. 28. Evolution eustatique de la coupe étudiée. CDP : cortège de diminution de profondeur et CA : cortège d'approfondissement.....	73
Fig.29. Corrélation des différentes coupes dans le massif des Aurès (Grosheny et <i>al.</i> , 2007), complétée par le présent travail (Bou Arif).....	75
Fig. 30. Paléogéographie de la partie orientale de l'Atlas saharien au cours du Cénomanién terminal à Turonien basal (d'après GROSHENY D. et <i>al.</i> , (2007).....	76
Fig. 31. Modèle de sédimentation de « Black Shales » proposé (Chabane, 2014) adapté à Bou Arif durant le Cénomanién-Turonien.....	77
Fig. 32. Carte isopaque de la formation riche en matière organique de Bahloul durant le passage Cénomanién-Turonien (Soua et <i>al.</i> , 2009).....	79
Fig. 33. Corrélation isotopique avec la coupe de Hammem Mellegue sur la base des mesures du $\delta^{13}\text{C}$ .....	81