

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

**UNIVERSITE HADJ LAKHDAR – BATNA  
FACULTE DES SCIENCES  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

**MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME  
DE MAGISTER EN GEOLOGIE**

**OPTION : GEOLOGIE ET VALORISATION DES BASSINS SEDIMENTAIRES**

**THEME**

**SEDIMENTATION ET BIOSTRATIGRAPHIE DE LA SERIE  
CENOMANO- ALBIENNE DU FLANC SEPTENTRIONAL  
DE L'ANTICLINAL DE DJ. BOU ARIF**

**Présenté par  
BOUHAFS Soufyane**

**Soutenu le : 14 / 06 / 2015**

**Devant le jury composé de:**

<b>MENANI Med Redha</b>	<b>Prof</b>	<b>Président</b>	<b>Université de Batna</b>
<b>YAHIAOUI Abdelouahab</b>	<b>MCA</b>	<b>Promoteur</b>	<b>Université de Batna</b>
<b>MARMI Ramdane</b>	<b>Prof</b>	<b>Examineur</b>	<b>Université de Constantine 1</b>
<b>CHADI Mohamed</b>	<b>MCA</b>	<b>Examineur</b>	<b>Université d'Oum el Bouaghi</b>

## **REMERCIEMENTS**

Au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui m'ont aidé à le réaliser.

Tout d'abord, j'exprime ma sincère gratitude à Mr. A. YAHIAOUI d'avoir suivi de près ce travail et d'avoir consacré une grande partie de son temps précieux pour assumer le déroulement de travail, sur terrain et au laboratoire, par ses nombreuses critiques et suggestions, qu'il accepte mes sincères remerciements.

Je suis bien entendu très reconnaissant envers les membres de mon jury, qui ont accepté de juger mon travail.

Je tiens à adresser mes plus vifs remerciements et gratitude à l'ensemble des mes enseignants, pour leur orientations précieuses durant ma formation de magister.

Je remercie mes parents, mes frères, mes sœurs et toute ma famille.

Je tiens aussi à remercier beaucoup mes amis S. Sahraoui et R. Touansa, pour m'avoir accompagné sur le terrain, et le soutien moral.

Enfin, je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous mes collègues pour le soutien tout moral et matériel.

Encore une fois merci.

## ملخص

إن دراسة الرسوبيات و المستحاثات للتكوينات الكريتاسية (السينومانيان و الالبان) للجهة الشمالية لجبل بوعريف الواقع شمال شرق مدينة باتنة، والذي ينتمي إلي جبال الاوراس (والتي تعتبر بدورها جزءا من الأطلس الصحراوي الجزائري)، بينت أن الكريتاسي المتوسط في المنطقة المدروسة قد مر بمرحلة اجتياح مياه البحر لليابسة، هذا الاجتياح قد سمح بتوضع سحن و ترسبات تنتمي كلها الي نموذج مسطح قاري منحدر.

أسفرت دراسة التجمعات الرسوبية و المقاطع المتعاقبة للسلسلة المدروسة علي وجود خمس مقاطع من الرتبة الرابعة ذات نمط الاجتياح و الانحسار حيث انها شكلت مقطعا اكبر من الرتبة الثالثة يغلب عليه نمط الاجتياح. إن حصيلة المستحاثات (من راسيات الأرجل، الصدفيات و الشوكيات...)، وكذا المستحاثات المجهرية (من منخربات و اوستراكودات...)، سمحت بحصر عمر و حدود الطبقات.

تميز طور الالبان بمسطح قاري مختلط ومنفتح، واسع و قليل العمق، اما في الطور السينومانيان فان ذلك المسطح أصبح أكثر انفتاحا وعمقا، و هذا ما جعله كربوناتيا أكثر.

إن الانتقال من سحن الحجر الرملي الي سحن المارن و الكربونات في الطور السينومانيان يعود أساسا لارتفاع في مستوي مياه البحر، الحركات التكتونية المزامنة لمراحل الترسيب، وكذا كمية و نوعية الحمولة الرسوبية التي تتحكم في ديناميكية الحوض الرسوبي.

الكلمات الدالة: الكريتاسي، السينومانيان، الالبان، الجزائري، الاوراس، باتنة، سحنة، اجتياح، انحسار، راسيات الأرجل، منخربات، اوستراكودات.

## **RESUME**

L'étude sédimentologique et paléontologique de la série Cénomano- Albienne de flanc septentrional de djebel Bou Arif, située au Nord- Est de la ville de Batna, et faisant partie du massif de l'Aurès (l'Atlas saharien algérien), montre que le Crétacé moyen dans la région étudiée est à tendance transgressive, permis à l'installation des faciès appartenant tous à une plate- forme préconisant un modèle de sédimentation en rampe.

La synthèse des cortèges sédimentaires et le découpage séquentiel du profil étudié montrent cinq séquences de 4<sup>ème</sup> ordre de type transgressif et régressif, correspondant à une séquence majeure de 3<sup>ème</sup> ordre à tendance globale transgressive. Les faunes récoltées (des céphalopodes, bivalves et échinodermes...), et les microfaunes dégagées (des foraminifères et ostracodes...) a permis de cerner les datations et les limites des subdivisions stratigraphiques.

Au cours de l'Albien, la plate- forme est mixte, étendue, peu profond, et ouverte. Par contre, au cours de Cénomaniens, la plate- forme devienne plus marno- carbonatée, plus profond et ouverte.

Le passage des faciès gréseux aux faciès marno- carbonatés au cours de l'Albien, et des faciès généralement marno- carbonatés au cours de Cénomaniens, ne serait dû qu'à l'augmentation du niveau marin. Ainsi que, les mouvements de la tectonique synsédimentaire, et la qualité et/ou la quantité des apports sédimentaires qui contrôlent la sédimentation dans le bassin.

Mots clés : Crétacé, Cénomaniens, Albien, Algérien, Aurès, Batna, faciès, transgressif, régressif, céphalopodes, foraminifères, ostracodes.

## ***ABSTRACT***

The sedimentological and paleontological study of the series Cenomanian and Albian of northern side of djebel Bou Arif, locates at North East of the town of Batna, and belonging to the solid mass of Aures (the Algerian Saharian Atlas), shows that the average Cretaceous in the studied area is with transgressive tendency, allowed with the installation of the facies belong all to a plat- form recommending a model of sedimentation in ramp.

The synthesis of the sedimentary processions and the sequential studied profile division show five sequences of 4<sup>th</sup> order of the type transgressive and regressive, corresponding to a major sequence of 3<sup>rd</sup> order to transgressive total tendency. Collected faunas (of the cephalopods, bivalves and echinoderms...), and the released micro faunas (of foraminifera and ostracods...) allowed determining the datings and the limits of the stratigraphic subdivisions.

During the Albian stage, the plat- form is mixed, wide, not very deep, and open. On the other hand, during Cenomanian stage, the plat- form becomes more marl- carbonated, deeper and opened.

The passage of the sandstone facies to the marl- carbonated facies during the Albian stage, and of the facies generally marl- carbonated during Cenomanian stage, would be due only to the increase in the marine level. Like the movements of synsedimentary tectonics, and the quality or the quantity of the sedimentary contributions which control sedimentation in the basin.

Key words: Cretaceous, Cenomanian, Albian, Algerian, Aures, Batna, facies, transgressive, regressive, cephalopods, foraminifera, ostracods.

## SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	14
PREMIER CHAPITRE : GENERALITES.	
1. Introduction.....	17
2. Géographie de la région.....	17
2.1. Description géographique d'ensemble.....	17
2.2. Localisation et limites.....	18
2.3. Climat.....	19
2.4. Hydrographie.....	19
2.5. Précipitation.....	19
3. Historique des travaux.....	20
4. Cadre géologique régional.....	24
4.1. La chaîne des Maghrébides.....	24
4.1.1. Le domaine interne.....	24
4.1.2. Le domaine des flyschs.....	25
4.1.3. Le domaine externe.....	27
4.2. L'avant pays des Maghrébides.....	27
4.2.1. L'avant pays septentrional.....	28
4.2.1.1. Les unités sud- sétifiennes.....	28
4.2.1.2. Le mole néritique constantinois.....	28
4.2.1.3. Les unités des Sellaoua.....	29
4.2.1.4. La zone de convergence môle néritique constantinois- Aurès.....	29
4.2.2. L'avant pays méridional (Atlasique).....	30
4.2.2.1. Les monts de Batna- Bellezma.....	30
4.2.2.2. Le massif de l'Aurès.....	31
5. Cadre lithostratigraphique.....	32
5.1. Les formations du secondaire.....	32
5.1.1. Trias.....	32
5.1.2. Jurassique.....	34
5.1.3. Crétacé.....	35
5.2. Les formations du Tertiaire.....	43
5.2.1. Paléogène.....	43
5.2.2. Néogène.....	45
5.2.2.1. Miocène.....	45
5.2.2.2. Pliocène.....	46

6. Cadre géodynamique et structural.....	46
6.1. Le bassin des Aurès.....	46
6.1.1. Les plis de la zone aurésienne.....	47
6.1.1.1. Les plis de l'Aurès occidental.....	47
6.1.1.2. Les plis de l'Aurès oriental.....	48
6.1.2. La tectonique de Dj. Bou Arif.....	50
6.1.3. Les pointements triasiques.....	51
6.2. Les phases tectoniques.....	51
6.2.1. La Phase lutétienne majeur ou phase Atlasique.....	52
6.2.2. La phase fini- Pliocène.....	52
7. La paléogéographie.....	53

## DEUXIEME CHAPITRE : METHODOLOGIE ET TERMINOLOGIE.

1. Méthode de travail.....	56
1.1. Sur le terrain.....	56
1.1.1. La coupe.....	56
1.1.2. Les prélèvements.....	56
1.2. Au laboratoire.....	57
1.2.1. La confection des lames minces.....	57
1.2.2. Le lavage des marnes.....	58
1.2.3. Pétrographie.....	59
1.2.4. Paléontologie.....	60
2. Terminologie.....	61
2.1. Terminologie du terrain.....	61
2.1.1. Les roches mixtes (calcaire- dolomie).....	61
2.1.2. Les roches mixtes (calcaire- argiles).....	62
2.2. Terminologie de laboratoire.....	63
2.2.1. Généralités et classifications.....	63

## TROISIEME CHAPITRE : ANALYSE LITHO- BIOSTRATIGRAPHIQUE.

1. Analyse lithostratigraphique.....	72
1.1. Introduction.....	72
1.2. Localisation de coupe.....	73
1.3. Identification des formations dans le secteur d'étude.....	74
1.4. La coupe géologique et le log stratigraphique.....	77
1.5. Conclusion.....	80

2. Analyse biostratigraphique.....	81
2.1. Introduction.....	81
2.2. Les fossiles.....	82
2.2.1. Les bivalves ou lamellibranches.....	82
2.2.2. Les gastropodes.....	83
2.2.3. Les Echinodermes.....	83
2.2.4. Les Céphalopodes.....	84
2.2.5. Les Coraux.....	86
2.3. Les microfossiles.....	86
2.3.1. Les foraminifères.....	86
2.3.1.1. Foraminifères planctoniques.....	88
2.3.1.2. Foraminifères benthiques.....	89
2.3.2. Les Ostracodes.....	93
2.4. Biostratigraphie et âge des différentes formations.....	95

#### QUATRIEME CHAPITRE : SEDIMENTOLOGIE.

1. Introduction.....	99
1.1. Les milieux de dépôts.....	99
1.1.1. La définition des milieux de dépôt.....	99
1.1.2. Les critères d'identification.....	99
1.2. Les grands environnements de milieu de dépôts.....	102
1.2.1. Le domaine Continental.....	102
1.2.2. Le domaine marin.....	102
2. Diagenèse.....	105
2.1. Définition.....	105
2.2. Diagenèse carbonatée.....	105
2.3. Diagenèse d'un sable.....	106
2.4. Environnements diagénétiques.....	107
2.5. Les grands mécanismes.....	108
2.6. Les Stades Diagénétique.....	108
2.7. Les surfaces durcies.....	111
2.8. La localisation des surfaces durcies.....	111

3. Analyse faciologique.....	112
3.1. Définitions du terme faciès.....	112
3.2. Lithofaciès.....	112
3.3. Microfaciès.....	112
3.4. Facies standards- rampe carbonatée.....	112
3.5. Les principaux faciès et leur contexte paléogéographique.....	114
3.6. Les Indices de faciès et microfaciès.....	115
3.7. La description des faciès sédimentaires échantillonnés.....	115
3.8. La description des microfaciès et interprétation du milieu de dépôt.....	116
3.9. Evolution verticale des microfaciès.....	126
3.9.1. Passage des microfaciès de plate-forme interne à ceux de plate-forme moyenne.....	126
3.9.2. Passage des microfaciès de plate-forme moyenne à ceux de plate-forme externe.....	127
3.10. Etude des minéraux non carbonates. ....	129
4. Analyse séquentielle.....	130
4.1. Généralités.....	130
4.2. Quelques définitions.....	132
4.3. Les types des séquences.....	133
4.4. Echelle des séquences.....	133
4.4.1. Séquence de tempestite distale.....	134
4.4.2. Séquence mixte ou binaire calcaire / marne.....	134
4.4.3. Séquences de plate forme externe.....	134
4.4.4. Mésoséquence ou rythmes.....	135
4.4.5. Séquence de plate- forme moyenne.....	135
4.4.6. Séquence de 5 <sup>ème</sup> ordre ou séquence majeure.....	136
5. Analyse paléoenvironnemental.....	138
5.1. Introduction.....	138
5.2. L'évolution paléogéographique des Aurès au Cénomano- Albien.....	138
5.2.1. À l'Albien.....	139
5.2.2. Au Cénomanién.....	140
5.3. Le secteur d'étude et sa place dans la paléogéographie des Aurès.....	141
5.4. Conclusion.....	141
CONCLUSION GENERALE.....	144
BIBLIOGRAPHIE.....	150
ANNEXES.....	157

## LISTE DES FIGURES

Fig.01: Situation géographique de la région d'étude.....	18
Fig.02: Le secteur étudié dans le cadre alpin des Maghrébides.....	26
Fig.03: Rapports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides.....	27
Fig.04: La structure en baïonnette de Djebel Bou Arif.....	32
Fig.05: Crétacé des Aurès.....	40
Fig.06: Esquisse structurale des Aurès.....	49
Fig.07: Schéma structural de Djebel Bou Arif .....	51
Fig.08: Les roches mixtes - calcaires et terrigènes.....	62
Fig.09: Classification des grès selon Dott.....	64
Fig.10: Classification des roches carbonatées selon Folk (1959).....	67
Fig.11: Les textures sédimentaires.....	69
Fig.12: Classification des roches carbonatées selon Dunham (1962).....	70
Fig.13: Vue panoramique de la coupe de Dj. Bou Arif.....	73
Fig.14: Stratifications entrecroisées (cross- bedding).....	74
Fig.15: Rides de courant (current- ripples).....	74
Fig.16: Marnes grises intercalée par des bancs marno- calcaire centimétriques.....	75
Fig.17: Structure de tempestites.....	76
Fig.18: Calcaire à diaclases remplis par la calcite.....	76
Fig.19: Coupe géologique de la série céno- mano- albiennaise de Djebel Bou Arif.....	78
Fig.20: Calcaire à gastropodes associés aux bivalves.....	83
Fig.21: Relation entre profondeur du milieu et type de foraminifères présents.....	101
Fig.22: Profil schématisé localisant les types de ciments précoces et leur environnement de formation.....	107
Fig.23: Les faciès standard "RF"- rampe carbonatée.....	113
Fig.24: Profil de la plate forme.....	115
Fig.25: Les Variations des niveaux des mers au cours des temps géologiques.....	131
Fig.26: Séquence klupfeliennaise complète.....	135
Fig.27: Rythmes.....	135
Fig.28: Les blocs basculés dans les Aurès et les monts de Belezma- Batna.....	138
Fig.29: Reconstitution paléogéographique de l'Algérie orientale et de la Tunisie à l'Albien.....	139
Fig.30: Modèles sédimentaires du bassin Aurésien au Cénomaniennaise.....	140
Fig.31: Reconstitution paléogéographique du domaine atlasique au Cénomaniennaise supérieur.....	142

## LISTE DES TABLEAUX

Tab.01: L'ordre de la description pour les roches gréseuses et carbonatées.....	59
Tab.02: Les roches mixtes à deux composants (calcaire- dolomie).....	61
Tab.03: Les roches mixtes à deux composants (calcaire- argiles).....	62
Tab.04: Log stratigraphique de la série céno- man- albienne de Dj Bou Arif.....	79
Tab.05: Type de microfossiles observés.....	81
Tab.06: Biozonation du Crétacé moyen par les Ammonites et les foraminifères Planctoniques.....	85
Tab.07: Biozonation du Crétacé moyen à supérieur par les foraminifères planctoniques.....	88
Tab.08: Répartition et abondance des différents types de foraminifères planctoniques Rencontrés.....	89
Tab.09: Répartition et abondance des différents types de foraminifères benthiques rencontrés.....	92
Tab.10: Répartition et abondance des différents types des ostracodes rencontrés.....	93
Tab.11: Age des formations dans la série étudiée- Djebel Bou Arif- Monts des Aurès.....	97
Tab.12: Répartition des microfaciès dans les formations.....	127
Tab.13: Evolution verticale des microfaciès de la série céno- man- albienne de Dj Bou Arif.....	128
Tab.14: Découpage séquentiel de la série céno- man- albienne de Dj Bou Arif.....	137

## LISTE DES PLANCHES

### LES FOSSILES

PLANCHE 01.....	157
PLANCHE 02.....	159

### LES OSTRACODES

PLANCHE 03.....	161
-----------------	-----

### LES FORAMINIFERES BENTHIQUES

PLANCHE 04.....	163
-----------------	-----

### LES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

PLANCHE 05.....	165
-----------------	-----

### LES FACIES CONTINENTAUX

PLANCHE 06.....	167
-----------------	-----

### LES FACIES DE PLATE- FORME INTERNE

PLANCHE 07.....	169
PLANCHE 08.....	171

### LES FACIES DE PLATE- FORME MOYENNE

PLANCHE 09.....	173
-----------------	-----

### LES FACIES DE PLATE- FORME EXTERNE ZONE ABRITEE

PLANCHE 10.....	175
-----------------	-----

### LES FACIES DE PLATE- FORME EXTERNE ZONE PROXIMALE

PLANCHE 11.....	176
PLANCHE 12.....	178

### LES FACIES DE PLATE- FORME EXTERNE ZONE DISTALE

PLANCHE 13.....	180
PLANCHE 14.....	182

# **INTRODUCTION**

## Introduction

La région étudiée, faisant partie de l'Atlas saharien algérien, ainsi que le massif de l'Aures, c'est un ensemble structural bien individualisé depuis le Crétacé inférieur, elle est constituée exclusivement par des dépôts mésozoïques.

Le Crétacé de l'anticlinal de Dj. Bou Arif et plus particulièrement la série cénomano-albienne a été parcouru par nombreux géologues depuis le siècle dernier jusqu'à nos jours. Parmi les géologues qui ont réalisé des travaux dans la région, nous citons quelques uns : R. Laffitte (1939), Guiraud et J.M. Villa (1973), D. Bureau (1986), R. Marmi (1995) et plus récemment par M. Herkat (2000).

Ce travail porte essentiellement sur l'étude sédimentologique et biostratigraphique de la série cénomano- albienne du flanc septentrional de l'anticlinal de Dj. Bou Arif et la reconstitution du milieu paléogéographique. Il se base sur une coupe géologique a été choisie en fonction de la succession aussi complète que possible.

Des nombreuses études se sont concentrées dans le massif de l'Aurès. Le Crétacé dans le cœur de l'Atlas saharien oriental, et en particulier celui de la région d'étude, a été étudié par J.M. Vila (1977). Il a souligné les termes suivants:

L'Albien est représenté par une série d'environ 250 m d'épaisseur constituée par des alternances d'argiles, de grès ferrugineux avec hard- ground au sommet. Vers le haut la série devient marneuse et montre des intercalations de biosparites qui ressemblent à celles du Cénomaniens.

Le Cénomaniens basal qui n'affleure que très sporadiquement autour de l'anticlinal du Djebel Bou Arif. Il comprend une série de 130 à 150 m environ composée de deux barres marno- calcaires séparées par des marnes grises.

Le Cénomaniens moyen- supérieur est une série épaisse de 350 m d'épaisseur et monotone de marnes grises ou plus rarement beiges.

Le Cénomaniens supérieur est représenté par un ensemble formant une barre d'environ 150 m d'épaisseur, bien visible sur les deux flancs de l'anticlinal du Djebel Bou Arif. Il s'agit en fait d'alternances où apparaissent essentiellement des calcaires marneux gris-bleu ou beiges en bancs métriques avec de petits niveaux de calcaires organogènes et des intercalation marneux dégagées uniquement dans les lits d'oueds.

Dans l'ensemble, le présent travail s'ordonne de la manière suivante :

- Le premier chapitre précise le cadre géographique, géologique et géodynamique de la région étudiée.
- Le second chapitre comporte la méthodologie et la terminologie de travail sur le terrain et au laboratoire.
- Le troisième chapitre est consacré à la géologie locale de Djebel Bou Arif : l'analyse litho- biostratigraphique détaillée de la série étudiée, et l'âge de différentes formations, ainsi que la limite Cénomano- Albien.
- Le quatrième chapitre consiste en une étude sédimentologique comportant des analyses faciologique et microfaciologique, séquentielle et une analyse paléoenvironnemental de secteur d'étude et sa place dans la paléogéographie régional.
- En dernier, une conclusion générale sur les plans ; lithostratigraphique, biostratigraphique, sédimentologique et paléogéographique.

## PREMIER CHAPITRE

# GENERALITES



Introduction

Géographie de la région

Historique des travaux

Cadre géologique régional

Cadre lithostratigraphique

Cadre géodynamique et structural

La paléogéographie

## **1. Introduction.**

L'étude centrée autour de Djebel Bou Arif, situés respectivement à une trentaine de kilomètre au Nord- Est de la ville de Batna et à centaine de kilomètre au Sud- Ouest de Constantine. Géographiquement, il se trouve à la convergence de deux unités structurales différentes par leur histoire géologique, les massifs septentrionaux des monts de Bellezma et le massif des Aurès.

## **2. Géographie de la région.**

### **2.1. Description géographique d'ensemble.**

L'Aures est compris dans le quadrilatère Batna, Biskra, khanga sidi- nadj, Khenchela. Sa longueur de l'Est à l'Ouest est d'environ 100 Km, sa largeur du Nord au Sud est aussi de 100 Km.

Il est précédé au Nord d'une série d'avant-monts qui pour la hauteur rivalisent avec les sommets principaux de l'Algérie, tels sont le Djebel Guerioum à l'Est d'Ain M'lila, le massif de Nif en Ser (Bec d'aigle) entre la station d'Ain M'lila et les Lacs, les monts de Batna, Nord-Ouest de la ville dont le plus élevé le Djebel Tuggurt (2100 m) est couvert d'une belle forêt de cèdres.

Les limites du massif de l'Aures proprement dit sont marqués à l'Ouest par l'oued EL Kantara et la voie romaine de Lambiridis à Ad Miscinam (Biskra), au Sud par la steppe du Chott Melghir et la route de Biskra à Nègrine par Zéribet El Oued, à l'Est par l'Oued El Arab qui la sépare du Djebel Cherchar (mont des cascades) ou Cherchar (mont des cailloux) et qui est suivi par l'ancienne voie romaine de Badès à Khenchela, au Nord par la steppe de la Sebkhia Djendli et de la Garaa El Tarf.

Au Nord et au Sud de l'Aurès se trouvent donc deux dépressions remplies de bassins salins. Celle du Nord reçoit les eaux venant du versant septentrional de l'Aures, elle est connue sous le nom de plaine des Sbakh, son altitude moyenne est de 900 m. La dépression du Sud fait partie de la région des Chotts, toutes les eaux de l'Aures méridional et central s'écoulent dans le Chott Melrhir dont l'altitude est à 30 m au dessous du niveau de la mer.

## 2.2. Localisation et limites.

Le massif de l'Aurès constitue le cœur du domaine atlasique, occupant une aire géographique s'étendant des monts du Hodna à l'Ouest jusqu'aux monts de Nememcha à l'Est. Son versant sud du côté de Biskra est limité par l'accident sud atlasique.

L'Anticlinal du Djebel Bou Arif (Fig.01) est situé à la terminaison septentrional de massif de l'Aurès à environ de trentaine kilomètre au Nord- Est de la ville de Batna par 6°E (Greenwich) et 35°30'N (La feuille de Aïn EL ksar « EX- El Madher » N°173, 1/50000). Il est structuré en baïonnette avec une direction globale NE-SW, et s'étend sur environ 45 km de long, 5 km de large et 1744 m d'altitude à la koudiat Graf, il est limité:

Au Nord et au Nord- Ouest par la dépression d'El Madher.

Au Nord- Est par Sebkhet Djendli et Draa Zbar.

Au Sud par le bassin de Timgade et Djebel Tagratine.

Au Sud- Est par Djebel Amrane.

Au Sud- Ouest par Djebel Azeb.

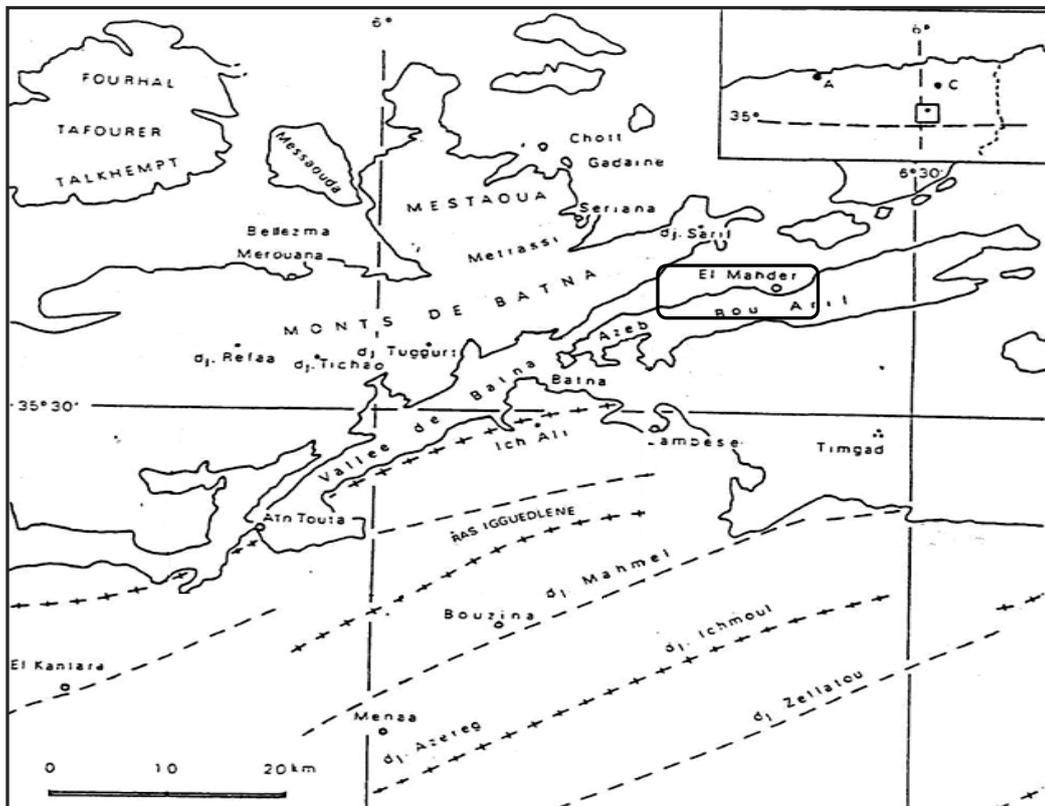


Fig.01: Situation géographique de la région d'étude (A. Yahaioui 1990).

### **2.3. Climat.**

Le climat est rude et nettement continental. Les hivers sont très froids, la température s'abaisse parfois à 2 ou 3° sans facteur humidex, elle se relève dès que le soleil paraît et atteint généralement 12 à 15° vers le milieu de la journée. Les étés sont très chauds, le baromètre affiche parfois 50°C à l'ombre. Les variations de température sont très importantes dans cette région de l'Algérie. Dans les Aurès, la température estivale varie de 30°C à 38°C.

### **2.4. Hydrographie.**

L'Est algérien est la région la plus variée du pays sur le plan climatique. Aussi, tout bilan hydrologique se trouve-t-il directement influencé par les nuances du climat, plus spécialement par deux paramètres déterminants: pluviométrique (conditionnant l'alimentation en eau des rivières) et évaporométrique (pertes ou retour de l'eau à l'atmosphère).

L'hydrographie dans les Aurès est étroitement tributaire de l'organisation du relief. Elle se caractérise par des vallées profondes creusées par une érosion très active (chaabets Ben Zied, Guimel, Slougui au Nord, Bouleuf, Boughrara au Sud). Cette érosion provoque de grandes accumulations d'éboulis aux pieds des montagnes. Au Nord de Dj. Bou Arif, toutes les eaux de surface se dirigent soit vers le Chott Gadaïne, soit vers la Sabkhet Djennkli. Le versant Sud de Djebel Bou Arif alimente l'Oued Chemora qui se répand dans les dépressions situées plus au Nord- Est, au Nord de l'axe Djebel Bou Arif- Djebel Fedjoudj.

### **2.5. Précipitation.**

Schématiquement, les précipitations décroissent du littoral vers l'intérieur suivant un fort gradient latitudinal, altéré néanmoins par l'effet orographique de l'Atlas saharien, avant de s'accroître à nouveau dans le Piémont saharien où les pluies se raréfient.

La précipitation dans les Aurès est moyennement faible. Les zones basses reçoivent au maximum 400 mm d'eau par an, généralement sous forme de précipitations violentes au printemps et surtout au cours des orages d'automne. Les montagnes reçoivent 500 mm d'eau dans les altitudes de 1500 m, et dans les crêtes peuvent atteindre 800 mm. Cette différence provient essentiellement de l'enneigement hivernal ou du début du printemps.

### 3. Historique des travaux.

De nombreux travaux axés sur la stratigraphie du Crétacé ont été entrepris dans les massifs de l'Aurès. Ces derniers ont été effectués par différents auteurs, depuis le 19<sup>ème</sup> siècle jusqu'à nos jours.

De très nombreux auteurs jalonnent l'histoire de cette période qui débute par des premiers rapports ou des compte-rendus faits par des officiers français amateurs de géologie. Dans la description de Fournel ; la province de Constantine mentionnent des fossiles qu'il attribuait au terrain crétacique inférieur et qui en réalité correspondent à des formes qui plus tard se sont avérées plus récentes (Crétacé supérieur).

A peine la notion d'étage a été proposée par d'Orbigny, que Coquand (1862), l'utilise dans le Massif de l'Aures où il reconnaît le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien. Peron est l'auteur d'une description géologique de l'Algérie (1883) reprend le son compte les subdivisions introduites par Coquand mais en leur donnant davantage une sens faciologique. Avant cette œuvre, en collaboration avec Cotteau, Peron publie les Echinides du Turonien, puis ceux du Sénonien (1881).

Les membres de la Société géologique de France, au cours d'une réunion en Algérie (1896) visitent les affleurements crétacés dans les Aurès (Ficheur 1897), y récoltant de très nombreux fossiles. La même année Peron fait connaître les Ammonites du Crétacé supérieur d'Algérie.

Dans sa thèse consacrée à l'étude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien, Savornin (1920), à propos du Méso-crétacique, attribue un millier de mètres aux couches du Cénomaniens et du Turonien de l'Aurès. Il note la zone de passage du Cénomaniens inférieur au Cénomaniens supérieur est particulièrement riche en Ostracodes et Echinides dans les carrières de Batna.

Enfin, il restitue plusieurs coupes géologiques intéressent les terrains allant du Barrémien au Maastrichtien, recouverts en discordance par le groupe Mio- Paléocène.

Plus tard, Laffitte (1939) complète les observations sur les Crétacé supérieur grâce à la découverte de quelque Céphalopodes, et établit une liste paléontologique grâce aux travaux de Coquand, Pervinquier et Peron. Dans sa thèse d'Etat et l'esquisse géologique de l'Aures au 1/200000 qui l'accompagne constituent la première synthèse moderne sur la série sédimentaire de ce massif. Vraiment c'est une œuvre fondamentale introduit une distinction entre la série gréseuse ou Crétacé inférieur (Valanginien à Albien, 2 000 m) et la série marno-calcaire ou Crétacé supérieur (Cénomaniens à Danien, 3 000 m).

Du Cénomaniens supérieur au Sénonien inférieur ou Coniacien, plusieurs coupes intéressent le secteur d'étude le massif d'Aurès et Djebel Bou Arif.

- Au plan stratigraphique.

Laffitte délimite les étages stratigraphiques en se basant sur les fossiles, mettant en évidence ainsi le Cénomaniens, le Turonien, le Sénonien et le Coniacien.

- Au plan paléogéographique.

Laffitte indique qu'au Cénomaniens supérieur le niveau de la mer était de faible hauteur vers le Sud, dans la région de Biskra. Ce milieu de sédimentation est indiqué par la présence du gypse et des brèches sédimentaires.

Au Turonien se maintiennent des conditions néritiques, suivies d'une forte subsidence, accompagnée par l'installation d'abondants rudistes dans la partie supérieure de l'étage. Dans la région de Constantine, le Turonien selon Peron (1883), Dalloni (1935, 1952), Ficheur (1897, 1898, 1901, 1902) et Savornin (1905, 1920) était émergé, par contre selon Laffitte, elle serait couverte par une mer permettant le dépôt des marnes bathyales non fossilifères, dans lesquelles existent des îlots de calcaires à rudistes. Cependant Laffitte admet l'existence des zones émergées tel que les Kabyliens, dans les Babors.

Glangeaud (1951) définit les grands traits structuraux de la méditerranée occidentale, définissant ainsi les failles transversales ou géosutures disséquant le bâti Nord-africain.

En 1952, Alger accueille une session du congrès géologique international qui joua un rôle progressif dans l'évolution des connaissances géologiques du pays. Il fut établi et publié la carte géologique de l'Algérie du Nord au 1/500000 sous la rédaction de Laffitte, Poye et Termier. Ils réfutent le rôle important des structures charriées dans la géologie de la région. Ils furent les premiers à signaler la présence des formations récifales parmi les dépôts mésozoïques.

Au début des années 50, reprennent les travaux de cartographie géologiques au 1/50000. Des cartes de cette échelle sont dressées pour les feuilles 141 Drogger (1952), 169 Kieken (1952).

Pendant la décennie suivante, quelques ouvrages sont publiés en étoffant essentiellement les caractères géologiques généraux. Parmi lesquels, on notera les synthèses assez complètes relatives à la géologie du Hodna et de Batna Bertraneu (1955).

Les années 60-70 sont marquées par la polarisation des conceptions géologiques. Au début de cette période paraissent les ouvrages de Durand Delga (1961), dans lesquels, la structure géologique de l'Algérie Nord est abordée du point de vue tectonique de nappes assez complexes. Plus tard, cette conception fut confortée par la plupart des géologues.

Pour procéder aux recherches géologiques, l'Algérie, et des entreprises d'état tel que la Sonatrach et la Sonarem. En 1966-1972 la Sonarem entreprend des recherches géologiques dans la région de Batna, Aurès et Hodna.

Les résultats des travaux réalisés par la Sonatrach en 1971, « Géologie et potentialités gazo- pétrolifères des Atlas algériennes » mettant en évidence le schéma le plus récent de la subdivision structurale de l'Algérie du Nord établi par Moulukov et Vysotski.

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

L'introduction de la micropaléontologie avec les ostracodes comme outil bio stratigraphique revient à Donze (1973-1974) dans le Sud- Ouest constantinois. Les travaux de J.M. Vila (1980) n'abordent que partiellement les monts de Bellezma-Batna. Les recherches de Bureau (1967-1986) caractérisent l'évolution des monts de Bellezma-Batna selon la conception des blocs basculés. Guiraud dans sa thèse (1973) réalisa une étude structurale et paléogéographique dans la région Hodnéenne, les Aurès, le Bellezma et Batna.

En 1973, les explorations géologiques ont été réalisées pour la Sonatrach, dans le cadre du permis « Aïn Beida » par S. Guellal, ingénieur géologue à la Sonatrach et J. M. Vila, et en collaboration avec le service de la carte géologique de l'Algérie mène des travaux dans de la région afin d'établir des cartes géologiques. En 1977, elle publie entre autres la feuille N°173 d'Aïn el Ksar (El Madher) au 1/50000 accompagné de notice explicative reflétant les résultats de toutes les recherches géologiques précédentes.

R. Guiraud (1973) a étudié les régions situées autour du Hodna, y compris l'Aurès, en réalisant un travail de cartographie détaillé qui reste pour sa plus grande part inédit. Il a apporté des précisions stratigraphiques et une bonne connaissance des séries situées autour de l'Aurès, notamment des Zibans, qui étaient inconnues avant. Il a amené également des conclusions tectoniques importantes pour la connaissance de l'histoire de la chaîne atlasique. Il est également à l'origine de la première synthèse géodynamique concernant ce domaine.

J.M. Vila (1980) a apporté des précisions à la stratigraphie et à la connaissance de la structure des régions de la bordure Nord aurésienne. Il est l'auteur également de cartes géologiques détaillées dans cette région, auxquelles ont collaboré S. Guellal et M. Megartzi.

D. Bureau (1986), dans le cadre de son étude géologique des Monts de Batna a élargi ses observations à une partie de la chaîne des Aurès et à la bordure Nord saharienne. Il a fait ressortir la tectonique en blocs basculés dans ces régions et les relations tectonique/sédimentation, notamment concernant les phases embryonnaires.

N. Kazi tani (1986) donne un découpage séquentiel des séries de l'Aurès, ainsi que des interprétations sédimentologiques. Il a esquissé également l'organisation en bassins de l'Atlas saharien.

D'autres auteurs ont également contribué à la connaissance stratigraphique des séries du Crétacé: Viviere (1985), Benkherouf (1988), A. Yahiaoui (1990), R. Marmi (1995) et plus récemment par M. Herkat (2000).

Enfin les travaux effectués dans le cadre de l'exploration pétrolière par la Sonatrach, ont permis la réalisation de nombreux forages et profils sismiques dans le bassin.

#### **4. Cadre géologique régional.**

##### **4.1. La chaîne des Maghrébides.**

Le terrain d'étude se localise au front de la chaîne de Maghrébides d'Algérie orientale péri- méditerranéen (Durand Delga, 1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro- sicilien (fig.02).

La chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin domaine en forme d'anneau très aplati, on distingue classiquement les zones internes, situées à l'intérieur de l'anneau et représentées aujourd'hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie.

Le domaine de la chaîne des Maghrébides a connu des phases de déformations méso- cénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriages. C'est le domaine des nappes ou domaine allochtone.

En Algérie, la chaîne des Maghrébides montre du Nord au Sud les domaines suivants (fig.02):

##### **4.1.1. Le domaine interne.**

Il se caractérise par les massifs de socle (appelé aussi socle kabyle ou Kabylide), est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes) et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère), ces derniers sont souvent peu métamorphiques (Bouillin, 1986). Ce socle affleure d'Ouest en Est dans les massifs du Chenoua (à l'ouest d'Alger), de Grande Kabylie et de Petite Kabylie (entre Jijel et Skikda). Ce dernier, avec 120 km de long et 30 km de large, constitue le plus large affleurement du socle kabyle en Algérie.

Le socle est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques) d'âge Oligocène supérieur- Miocène inférieur, appelés Oligo- Miocène Kabyle. Les massifs internes des Maghrébides ont donc constitué une zone haute de la fin du Paléozoïque à l'Oligocène supérieur.

Ils sont considérés encore comme le résultat d'une dilacération de la « microplaque méso méditerranéenne » au cours du Miocène inférieur (Durand Delga, 1980). Alors que d'autres auteurs ont envisagé que ces massifs internes formaient jusqu'au Paléogène.

Ces zones internes sont formées de massifs anciens d'origine continentale et sont bordées du côté externe méridional par la dorsale calcaire (Bouillin, 1992). En Algérie orientale, sur la transversale du constantinois, le socle Kabyle constitue l'élément le plus interne des Maghrébides (Duran Delga, 1969). Plus au sud le socle est bordé par les unités mésozoïques et cénozoïques de la dorsale kabyle appelée parfois « chaîne calcaire » à cause de l'importance du Jurassique inférieur calcaire.

La dorsale kabyle se présente sous forme d'écailles d'âge permo- triasiques à Eocène moyen (Lutétien), et subdivisée du Nord au Sud en trois unités qui se différencient par le faciès et l'épaisseur des calcaires: Dorsale interne, médiane et externe.

Du côté sud, un contact anormal sépare la dorsale kabyle du domaine des flyschs, dont les formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien.

#### **4.1.2. Le domaine des flyschs.**

Ce domaine est coïncé entre les zones internes et le domaine externe d'Afrique du Nord et de Sicile (Bouillin, 1982). De nombreuses conceptions controversées se sont succédées et concerne la position originelle des flyschs dans le cadre de la chaîne des Maghrébides (fig.02).

Les nappes de flyschs (crétacés- paléogènes) sont affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mis en place par des courants de turbidités.

Deux grandes séries fondamentales sont décrites, il s'agit des flyschs massyliens et des flyschs mauritaniens (Gelard 1969, Raoult 1969-1972 et Bouillin 1986).

Le positionnement de ces flyschs a fait l'objet de plusieurs hypothèses controversées. Ainsi, Duran Delga et son équipe considèrent que les flyschs sont situés paléogéographiquement en position externe (méridionale), par rapport au socle kabyle. Par contre, (Bouillin, 1983) considère que les flyschs crétacés- paléogènes sont charriés sur les zones externes, suivies d'un rétrocharriage d'une partie sur le socle kabyle lors de la structuration des Maghrébides. Plus tard (1992), ce même auteur, indique que ces mêmes flyschs et leur substratum sont intercalés entre les zones internes qui les chevauchent et les zones externes qu'ils chevauchent (fig.03).

Le flysch numidien d'âge oligo- miocène est traité séparément par rapport aux deux autres. Il est superposé tectoniquement à des terrains variés, parfois à des formations burdigaliennes, plus jeunes que les grès numidiens (Durand Delga, 1980).

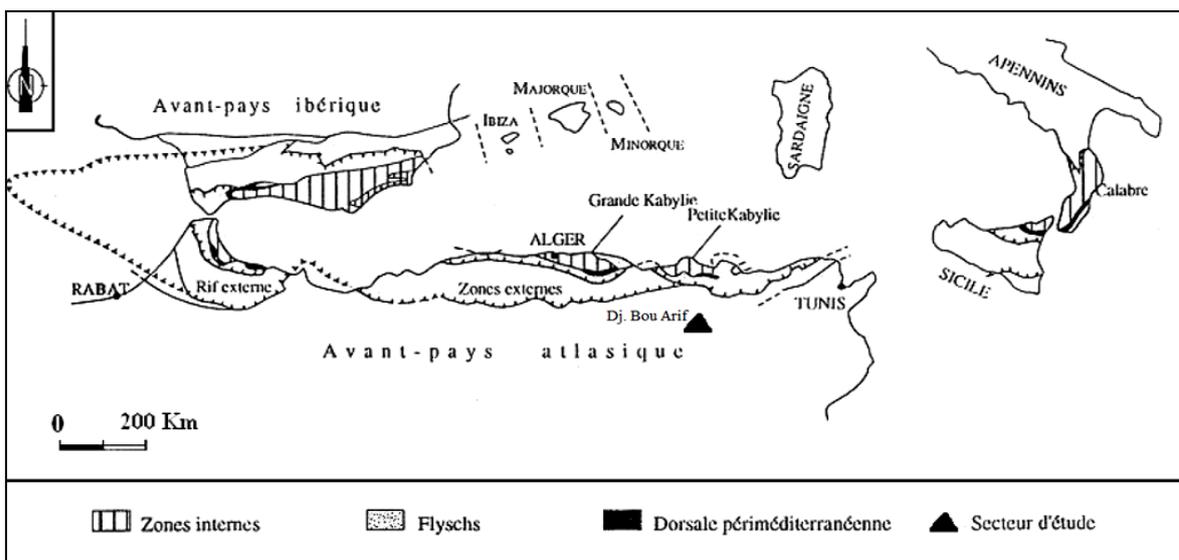


Fig.02: Le secteur étudié dans le cadre alpin des Maghrébides (d'après M. Durand Delga et J. M Fontbote 1980).

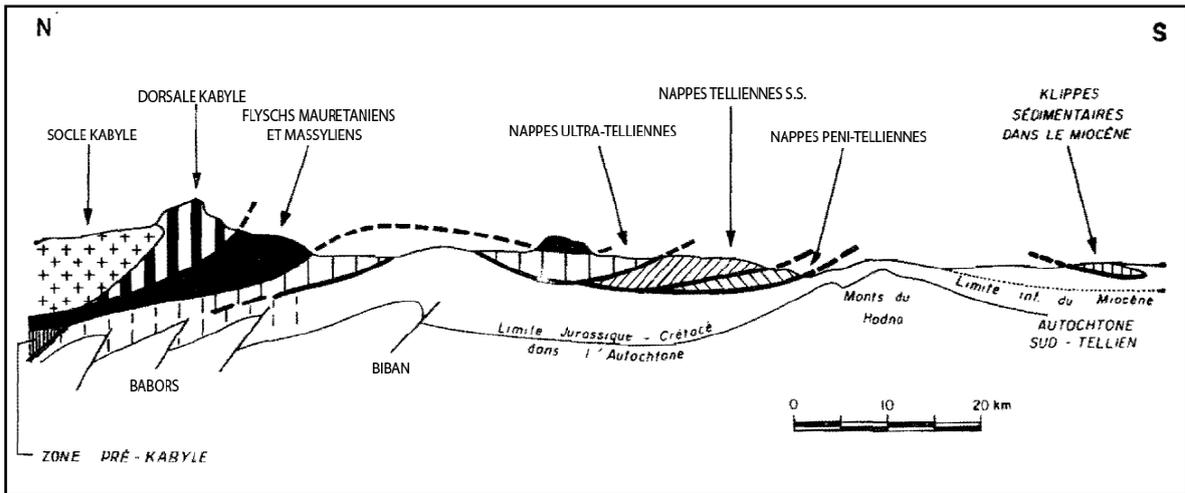


Fig.03: Rappports structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (modifiés d'après Durand Delga, 1969).

#### 4.1.3. Le domaine externe.

Le domaine externe tello- riffain 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.

Le domaine tellien constitué par un ensemble de nappes allochtones pelliculaires constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été charriées sur une centaine de km vers le Sud. On distingue du Nord au Sud: La nappe ultra-telliennes, les nappes telliennes et les nappes péni- telliennes.

#### 4.2. L'avant pays des Maghrébides.

L'Algérie alpine, faisant partie de la chaîne alpine méditerranéenne qui est constituée de nombreuses unités correspondant à des ensembles morpho- structuraux. Ces ensembles forment des reliefs montagneux telle ou Atlas tellien, des plaines plus ou moins vallonnées- Hauts plateaux, monts du Hodna, môle Constantinois, des reliefs montagneux- Atlas saharien, Aurès, monts de Bellezma, monts de Batna. Ces derniers dominent une vaste plaine saharienne dite plate forme saharienne séparés par la flexure saharienne ou accident Atlasique.

#### **4.2.1. L'avant pays septentrional.**

Les séries de l'avant- pays septentrional ont été abordées par de nombreux auteurs: Savornin (1920), Dubordieu (1956), Guiraud (1973), Vila (1977,1980), Bureau (1986), Coiffait (1992), Marmi (1995), etc...

Ces 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.

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.

##### **4.2.1.1. Les unités sud- sétifiennes.**

Peron (1883) et Savornin (1920), après avoir étudié et daté les formations des Djebels Youcef et Braou, considéraient l'avant- pays sud- sétifien comme « bâti pré-saharien » pour le distinguer de l'orogène tellien. Cette idée fut rejetée par (Vila, 1975) qui considèrent que les deux massifs Youcef et Braou illustrent un exemple de nappes de charriages des unités sud- sétifiennes. Cependant, (Guiraud, 1973) associent les séries des deux massifs à celles du « Môle néritique constantinois » dont il admet l'allochtonie en relation avec la phase atlasique.

##### **4.2.1.2. Le mole néritique constantinois.**

Il se caractérise par une plate- forme carbonatée allant du Jurassique au Cénomaniens, surmontée d'une couverture marneuse du Crétacé supérieur pouvant atteindre l'Oligocène supérieur (Coiffait, 1992). La superposition de cette couverture sur les calcaires néritiques dans les monts d'Aïn M'lila, par l'intermédiaire d'une surface durci d'extension régionale, correspond le plus souvent, à un arrêt de sédimentation. (Vila, 1980) considérait la série des massifs calcaires méridionaux ne dépassant pas le Cénomaniens supérieur.

#### **4.2.1.3. Les unités des Sellaoua.**

Les études antérieures ont été entreprises par (Vila, 1980) qui s'intéresse plus particulièrement à la stratigraphie des formations de la Chebka des Sellaoua. Ces unités affleurent au Sud- Est des massifs composant le môle néritique constantinois et comprennent essentiellement des terrains marno- calcaires crétacés avec un léger apport détritique au Crétacé inférieur.

Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en *Nummilites*. Vila (1980) a signalé un minuscule affleurement d'âge Oligocène. Les formations de Djebel Djaffa présentent des faciès de transition entre les séries néritiques constantinoises et les unités septentrionales des Sellaoua.

#### **4.2.1.4. La zone de convergence môle néritique constantinois- Aurès.**

Les hautes plaines constantinoises définies comme une entité morpho- structurale, font partie de cette zone de convergence. Les Sebkhass, qui appartiennent aussi à ce domaine, forment des alignements en gouttières s'étendent sur environ 120 Km, orientées globalement NE- SW, constituant une vaste dépression.

Les limites naturelles de cette zone coïncident avec les traits morpho- paléogéographiques représentés au Nord- Ouest par l'allochtone Sud- sétifien (Vila, 1980) et le môle néritique constantinois. Au Sud, elle est bordée par le « bâti pré- saharien » (Savornin, 1920) regroupant à son tour, d'Est en Ouest, les monts de Batna- Bellezma, le massif de l'Aurès. Cette zone, avec une altitude moyenne de 900 m, est accidentée par une série de chaînons de calcaire crétacé.

Le Trias, qui affleure fréquemment sur les bordures des Djebels de la limite septentrionale, souligne des contacts anormaux. Le Mio- Plio- Quaternaire continentale détritique comble les dépressions synclinales dont le centre est occupé le plus souvent par des Sebkhass.

#### **4.2.2. L'avant pays méridional (Atlasique).**

Plusieurs études ont été réalisées sur ce domaine tel que Fournel (1849), Peron (1883), Ficheur (1896), Savornin (1920), Laffitte (1939), Dubordieu (1956), Guiraud (1973, 1990). Les travaux les plus récents ont été entrepris par Vila (1980), Aïssaoui (1984), Bureau (1986), Kazi-Tani (1986), Yahiaoui (1990) et Marmi (1995). Ce domaine est subdivisée en deux zones, la partie Nord est caractérisée par une organisation des structures plissées bien apparente mais perd un peu de sa régularité dans les monts de Bellezma, Aïn Yagout et Oum el Bouagui. Au Sud, les structures plissées du Nord aurésien sont régulières et analogues à ceux des confins algéro- tunisiens. Ce domaine paléogéographique est subdivisé en plusieurs unités morpho- structurales.

##### **4.2.2.1. Les monts de Batna- Bellezma.**

Ces massifs constituent le prolongement oriental des monts du Hodna, limitant le bassin de Barika à l'Est. Ils sont structurés en plis anticlinaux à grands rayons de courbure, avec une orientation générale des axes NE-SW. Les terrains formant ces massifs sont essentiellement jurassico- crétacés. La coupe de référence de la série jurassique de la région est décrite au Ravin bleu par plusieurs auteurs dont Guiraud (1973) et Vila (1980).

Au cours du Secondaire, ces terrains forment la majeure partie des affleurements, avec une série initialement marine associée à des apports détritiques qui seront perturbés par le début de la période orogénique. Pendant la même époque, les épaisseurs et les faciès de ces dépôts forment des zones parallèles à la direction WNW-ESE, en particulier les séries cénomaniennes et turoniennes (Bureau, 1975). Ces dépôts montrent l'existence de deux domaines subsidents différents dont la partie méridionale est dix fois plus épaisses que la partie septentrionale (300 m).

#### **4.2.2.2. Le massif de l'Aurès.**

Il constitue le cœur du domaine atlasique, occupant une aire géographique s'étendant des monts du Hodna à l'Ouest jusqu'aux monts de Nememcha- Aïn Beïda à l'Est. Son versant Sud du côté de Biskra est limité par l'accident sud atlasique. Ce dernier comporte des dépôts détritiques marins miocènes constituant une couverture discordante sur les formations crétacées, allant du bassin de Timgad jusqu'au Nord- Est de Khenchela. La bordure septentrionale est affectée par des anticlinaux crétacés comprenant d'Ouest en Est, les Djebel Bou Arif (la zone d'étude), Fedjoudj et Tarf.

La structure de l'Aurès est matérialisée par de vastes anticlinaux et synclinaux, réguliers et bien individualisés, d'axes N 50° à N60° E. Cette direction est engendrée par la phase atlasique (Laffitte, 1939), ayant abouti à l'émersion de ce massif. La direction Atlasique est affectée par plusieurs systèmes de failles qui s'organisent autour de trois directions: failles directionnelles NE-SW, failles transversales NW-SE, failles E-W.

Leur terminaison vers le Nord est provoquée par la genèse de l'Anticlinal de Dj. Bou Arif et le synclinal de Timgad où la sédimentation post- tortonienne atteint le Pliocène (Guiraud, 1973). Le Trias dans ces plis est extrusif et générateur de haut fond recouverts de formations récifales (Vila, 1973).

#### **A. L'anticlinal de Djebel Bou Arif.**

Il est structuré en baïonnette, s'étend sur environ 45 Km, suivant une direction globale NE-SW (fig.04). Ce massif est affecté par une tectonique compressive d'âge Eocène terminal, décroché postérieurement par une tectonique compressive Miocène inférieur de direction N- S provoquant le décrochement de ce dernier par un ensemble de coulissements dextres au niveau du Foug Rherab qui n'apparaissent pas dans le Miocène supérieur. Les plis atlasiques amortissent progressivement l'effet de la tectonique Miocène inférieur- moyen au fur et à mesure qu'on se dirige vers le Sud (Chadi. M. 2005).

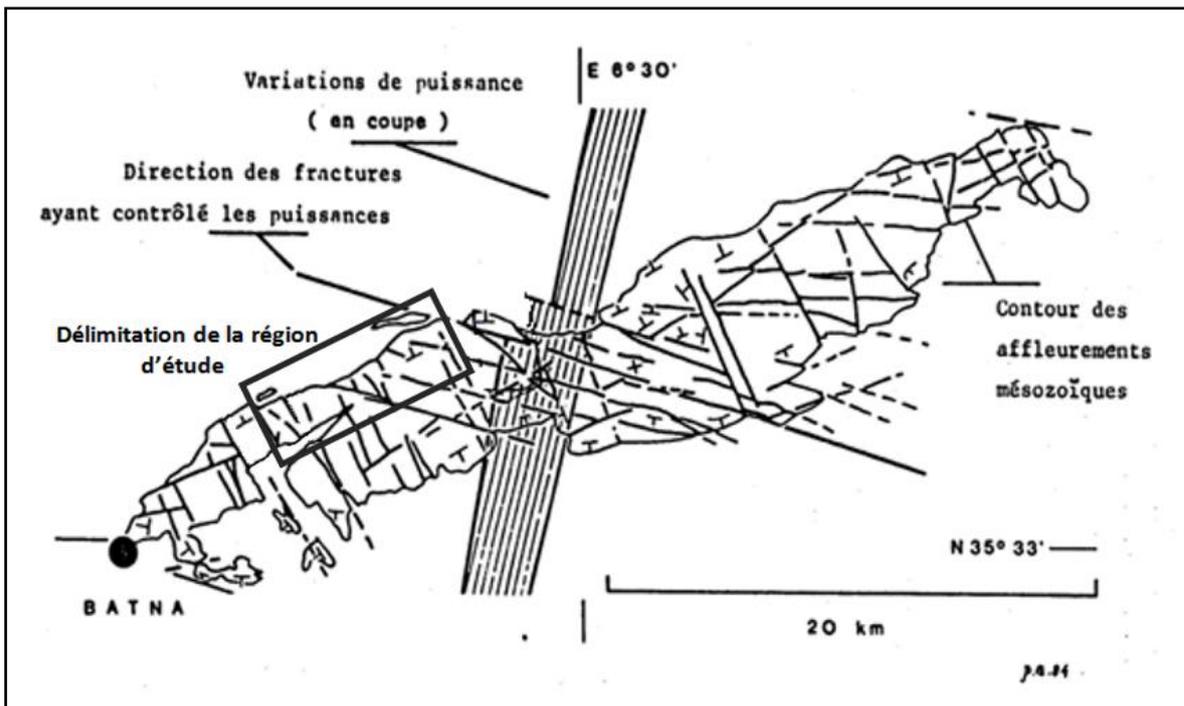


Fig.04: La structure en baïonnette de Djebel Bou Arif (D'après Bureau, 1986), et la délimitation de la région d'étude.

## 5. Cadre lithostratigraphique.

### 5.1. Les formations du secondaire.

Ces formations sont caractérisées par l'association de deux types de faciès; les dépôts marno- carbonatés et les dépôts gréseux. Les premiers affleurent largement dans les massifs de Dj. Bou Arif, Dj. Amrane et le massif du Chelia, et sont recouverts en discordance par un Miocène gréseux.

#### 5.1.1. Trias.

Le Trias correspond aux terrains les plus anciens des zones externes de la chaîne Alpine. Il est essentiellement évaporitique et se présente sous forme de structure diapiritique. Les affleurements d'extension et de constitution variable, perçant leur couverture Mésozoïque et Cénozoïque de façon anormale, s'observent en plusieurs dizaine de points dans les Aurès, ou sur ses bordures (in Djaiz F. 2011).

Ce faciès est constitué d'argile gypsifère azoïque. Aujourd'hui, il est admis qu'il s'agit du Trias. Cette conception fut établie pour la première fois par Peron en 1883 lorsqu'il décrit les rochers de sel Anti- Jurassique du Sud Algérien.

Puis, dans l'Aurès, Bertrand affirme l'âge triasique de la montagne de sel d'El Outaya qui fut confirmé par les travaux de Blayac (1912) qui a trouvé un Oursin infra-triasique. Vila décrit en 1980 un Trias à aspect bréchi que qui affleure en mauvaise condition au SW de Ain Yagout et est recouvert par un Miocène supérieur continental. D'autres affleurements triasiques découverts dans la zone septentrionale (Dj Sarif et Dj Toumbaît) présentent un aspect discontinu, homogène, argilo- gypseux et bréchi que bariolé.

D'après les analyses des données de forages réalisés par la Sonatrach dans les hauts plateaux ont conduit Guiraud (1973) a proposé pour le bassin hodnien une coupe qui débute par une formation gréseuse, un niveau de roches volcaniques et une formation évaporitique associée à des intercalations calcaro- dolomitiques, surmontés par une puissante série évaporitique. L'âge attribué aux dépôts triasiques varie selon les auteurs, et ce du Keuper dans les Aurès (Laffitte, 1939) au Worfenien dans les Monts de Mellègue (Dubordieu, 1956) en passant par le Muschelkalk à Tebessa (Pervinchiere, 1902).

Les formations triasiques dans les Aurès sont constituées par une association de faciès:

- A Menâa s'observent des argiles violettes et rouges, des gypses fibreux, l'ensemble associé à des dolomies azoïques.
- Le sel gemme de Dj. Melah (El Outaya) est accompagné par des lambeaux de marnes violettes. Ce faciès contient des cristaux d'anhydrite, d'aragonite, de dolomie et de quartz bipyramide.
- A kenchela, les argiles bariolées gypsifères forment la presque totalité de l'affleurement attribué au Trias, incluant des blocs de dolomie de moindre importance.
- A Maâfa- Arba le Trias est formé par des marnes bariolées rouges, riches en cristaux de quartz bipyramidé, de gypses, de dolomies noires bréchifiées.

### 5.1.2. Jurassique.

En 1939, Laffitte signale que les formations les plus anciennes du Jurassique affleurant normale sont situées entre les vallées d'Oued Abdi et Oued Labiod. Ils constituent le cœur de l'anticlinal de Dj Azreg, et reconnaissant du centre vers la périphérie (le Kimméridgien, le Portlandien et le Berriasien).

Savornin, (1920), Bureau, (1970) et Guiraud, (1973), ont décrit le faciès jurassique dans la région d'Ain Yagout. Les limites entre les étages du Jurassique sont difficiles à déterminer due à l'uniformité des faciès et la rareté des fossiles dont l'épaisseur entre 250 et 300 mètres. Ce dernier débute généralement par un faciès Kimméridgien représenté à la base par des brèches fossilifères et au sommet par des marnes (Laffitte, 1935).

Tissot, en 1881 signale à l'Est de Narah un affleurement Jurassique formé de calcaires marneux et de brèches ainsi que dans les Monts de Bellezma un affleurement d'âge Oxfordien. Coquand décrit pour la première fois une série jurassique, permettant ainsi la comparaison avec celle décrite par Ficheur et Savornin dans les régions Hodniennes.

Le Jurassique inférieur est formé par des dolomies, des calcaires micritiques et des calcaires à algues datés par *Involutina Liasica* associé à des Ostracodes (Vila 1980). Ces formations sont surmontées par le faciès Ammonitico- rosso, des calcaires noduleux et des marno- calcaire datés par *Lillia Byani*, (Ficheur, 1896). A l'Ouest de l'Aurès, Flandrin, (1952) décrit un Jurassique représenté par des calcaires jaunes et bleus à Bélemnites et Foraminifères du Toarcien inférieur. Par contre sur la marge septentrionale de la plate forme, ce dernier est représenté par des calcaires oolithiques et des dolomies à anhydrite.

Le Jurassique moyen affleure au Dj. Mestaoua, l'ensemble est dolomitique avec des niveaux calcaires à filaments et des calcaires à silex vers les sommets.

Le Jurassique supérieur (Portlandien) constitue le cœur de l'anticlinal du Dj. Azreg et la terminaison orientale du Dj. Toumbait (région d'Ain Yagout). Il renferme des calcaires à grains fins en bancs siliceux blanchâtres violacés, à radiolaires, polypiers et spongiaires, et des dolomies azoïques. Ces dernières sont surmontées par des marnes et des calcaires marneux.

### 5.1.3. Crétacé.

Le Crétacé très développé dans l'Aurès constitue des séries concordantes allant du Berriasien au Danien. L'étude pétrographique a permis à Laffite de distinguer deux ensembles distincts: le premier à grès dominant associé à des calcaires et des marnes, caractérisant le Crétacé inférieur allant jusqu'à l'Albien (fig.05); le second marno- calcaire d'âge Crétacé supérieur. Le Crétacé inférieur a été cité pour la première fois par Fournel (1849) qui attribue l'assise marneuse d'El Kantara à cet étage. Coquand (1862) caractérisé à la fois le Crétacé inférieur dans l'Aurès près de Batna, en attribuant le Néocomien aux marnes surmontant le Jurassique et l'Aptien du Nord de l'Aurès, dans le massif de Bou Arif et les environs de Khenchela.

En 1881, Tissot donne un bref aperçu sur le Crétacé inférieur. Les contours de ce dernier furent révisés par Ficheur en 1898. La même année, Peron fait connaître l'existence de l'Albien de Metlili, alors que Laffite parle d'une probable lacune stratigraphique Albienne dans l'Aurès et le Metlili. Plus tard, Laffite donne la composition pétrographique détaillée du Crétacé inférieur dans les Aurès. Coquand reconnaît le Cénomaniens et le Sénonien de l'Aurès. Plus tard, Savornin étudia la région Hodniènne et précise la stratigraphie du Cénomaniens et du Turonien des environs de Batna.

Laffite complète les observations sur les Crétacé supérieur grâce à la découverte de quelques Céphalopodes, et établit une liste paléontologique grâce aux travaux de Coquand et Peron. Les sédiments crétacés affleurent largement dans la région d'étude. Ils constituent l'association de termes carbonatés et marneux avec une série gréseuse appartenant au Barrémien.

#### A. Valanginien.

Le Valanginien est bien représenté dans l'Aurès, et dans l'anticlinale de Dj. Bou Arif, 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 480 m. 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.

## **B. Hauterivien.**

Dans les Aurès, ce faciès est difficilement séparable du Valanginien et du Barrémien. Néanmoins, cet étage est souligné à la fois par un faciès calcaro- gréseux au SW qui varie de 200 à 500 mètres, formé essentiellement par des calcaires à Algues, et un faciès gréseux et dolomitique peu fossilifère au NE 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 Polypiers, souvent dolomitique, formant les crêtes de Chélia et de Bordjem (Bureau, 1975).

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. Les dolomies conservent les structures reliques organogènes qui ne sont visibles qu'en lames minces. Ces dolomies montrent que la plus grande partie provient du remplacement du Ca des calcaires d'origine organique par le Mg.

## **C. Barrémien.**

Il existe dans les anticlinaux de Dj El Azreg, Chélia, Khenchela et les terminaisons périclinales Sud des anticlinaux de Bou Arif et Bellezma. Ce faciès de milieu très peu profond est essentiellement formé de grès, de marnes versicolores et des grès représentant une période régressive. Le Nord et le centre de Dj El Azreg sont caractérisés par une sédimentation quartzitique, passant vers le SW à des marnes, des sables et des bancs de gypse, lui attribuant un faciès lagunaire et continental. Le NE du massif est caractérisée par une sédimentation carbonatée marine (Laffitte, 1935). Le Barrémien apparaît dans l'anticlinal de Bellezma (Ras Zvizef) montre une épaisseur de 400 m. il est essentiellement gréseux, quartzeux à grains fins sans fossiles.

Laffitte (1936) parle d'un Barrémien régressif dans les zones méridionales (Sud des Aurès, Bellezma) et de l'abondance de gisement d'Ammonites pyriteuses dans les zones septentrionales. Dans le massif de Bou Arif, le Barrémien (250 m) représenté par des alternances de grès et des calcaires à débris de coquilles qui ont fourni une Ammonite indéterminable (Bureau, 1975). Pour Vila, ce dernier constitue le cœur de l'anticlinal avec environ 400 m 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 2 mm.
- 50 m de calcaires micritiques, légèrement gréseux et noduleux. Ces derniers se présentent sous forme de plaquettes centimétriques et métriques à débris de mollusques.
- 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. L'ensemble des caractères des grès de base montre une tendance de type deltaïque (argiles silteuses, quartz luisant de diamètre inférieure à 2 mm). Les grès supérieurs à ciment dolomitique et à passées d'argiles silteuses sont de type prodeltaïque annonçant la transgression aptienne.

#### **D. Aptien.**

Les affleurements marneux de l'Aptien inférieur dans le centre des Aurès 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. La partie supérieure est caractérisée par des calcaires à Céphalopodes, à Orbitolines et des sections de Rudistes (Polyconites), surmontée par une barre gréseuse à Koudiate Tenoune Knine- Dj. Bou Arif (Laffitte 1936).

L'Aptien affleure presque dans tous les anticlinaux de l'Aurès, Djebel El Azreg, Dj Bou Rhezel, Ich Moul- Chélia, Khenchela et le Bellezma. Ces formations occupent les parties de voûte des soulèvements anticlinaux de Dj. Bou Arif. L'aptien est représenté par l'association d'une assise marneuse basale surmontée par des formations de calcaires (rapport ORGM, 1972), de bas en haut:

A la base de l'assise, au passage du Barrémien à l'Aptien apparaît un ensemble marneux de 70 m d'épaisseur de teinte beige- verdâtre et grise, plus haut, on distingue deux barres calcaro- dolomitiques riches en débris de Lamellibranches et Brachiopodes dont le mur et le toit sont noduleux. Au dessus des calcaires épais d'environ 300 m, ils sont représentés par des variétés massives et organogènes. La coupe se caractérise par l'abondance des calcaires à orbitolinidés. Leur présence se renforce graduellement du NW au SE et forme souvent des minéraux très riches en cette microfaune dans les soulèvements anticlinaux de Dj. Bou Arif. Les dolomies forment des couches d'épaisseur métrique. Elles sont représentées par des variétés massives brunâtre à la surface et grisâtre ou gris foncé à la cassure, à grains fins et moyens.

Le haut de l'assise est généralement représenté par l'alternance de faciès marno-carbonatés. Il s'agit d'alternance de marnes gris verdâtre, de grés quartzeux à grains fins, de calcaires gris bioclastiques et de dolomies beiges. L'épaisseur des couches varie de quelques mètres à des dizaines de mètres. L'assise aptienne est très riche en restes fossiles tel que les échinodermes, lamellibranches, gastéropodes et brachiopodes.

L'Aptien est caractérisé par une transgression soulignée par une sédimentation de mer peu profonde dans l'Aurès, comme en témoignent la présence d'Algues bleues à Iguelfène, les calcaires à Orbitolines, les dolomies et les grés à Orbitolines. L'accumulation de 300 à 400 mètres de sédiments prouve un mouvement d'affaissement du fond, toujours compensé par un important apport de sédiment.

#### **E. Albien.**

L'Albien s'observe dans tous les anticlinaux de l'Aurès, Il couronne les assises du Crétacé inférieur et se présente sous un faciès gréseux qui passe à des alternances de marnes et de quartzites dans le NE du massif. Ce dernier est présent aussi dans les massifs du Bellezma, Khenchela et Ich Moul- Chellia (Laffitte, 1935).

Les dépôts de cet âge affleurent sous forme de termes étroits discontinus (50-70 m) soulignant la périphérie des soulèvements anticlinaux. Ils sont représentés par des calcaires, marnes, grès blancs ferrugineux, grès quartzeux fins et dolomies. Les calcaires prédominent largement les autres faciès. La limite inférieure de l'étage est difficile à préciser, cependant, elle a été définie à la base de Koudiat Tenoun Knine (Dj. Bou Arif) par des bancs de calcaires et de marnes à *Acanthoplites aschiltaensis* (ANTHULA), au sommet par des alternances de calcaire à débris de coquilles contenant des Orbitolines et de marne avec des nodules d'oxydes de fer (Laffitte, 1935). La limite supérieure est visible car elle correspond à une rupture de pente de relief due à l'érosion des marnes cénomaniennes.

Le versant Sud du massif du Belezma (Tizourette) est souligné par des assises albiennes. Cette coupe montre la présence d'un Radiolite indiquant le Vraconien (Laffitte, 1935). L'Albien de l'Aurès est caractérisé par une alternance marno- gréseuse associée à des calcaires à Ammonite. Le sommet passe à des calcaires riches en Céphalopodes, à Algues et à Orbitolines. Ces caractères impliquent des mouvements d'affaissement du fait du dépôt d'une sédimentation épaisse (300 m) dans un fond ne dépassant pas 200 m.

L'Atlas Saharien est souligné à cette époque par une sédimentation marine néritique qui devient subbathyaux aux extrémités W et E, tandis que dans sa partie centrale s'accumule des sédiments continentaux dans un fossé subsident. A la base apparaissent des calcaires grumeleux, sub- récifaux, organogènes et bioclastiques, au sommet, ils deviennent pélitomorphes, argileux, oolithique, organogènes et bioclastiques (Djaiz, 2011).

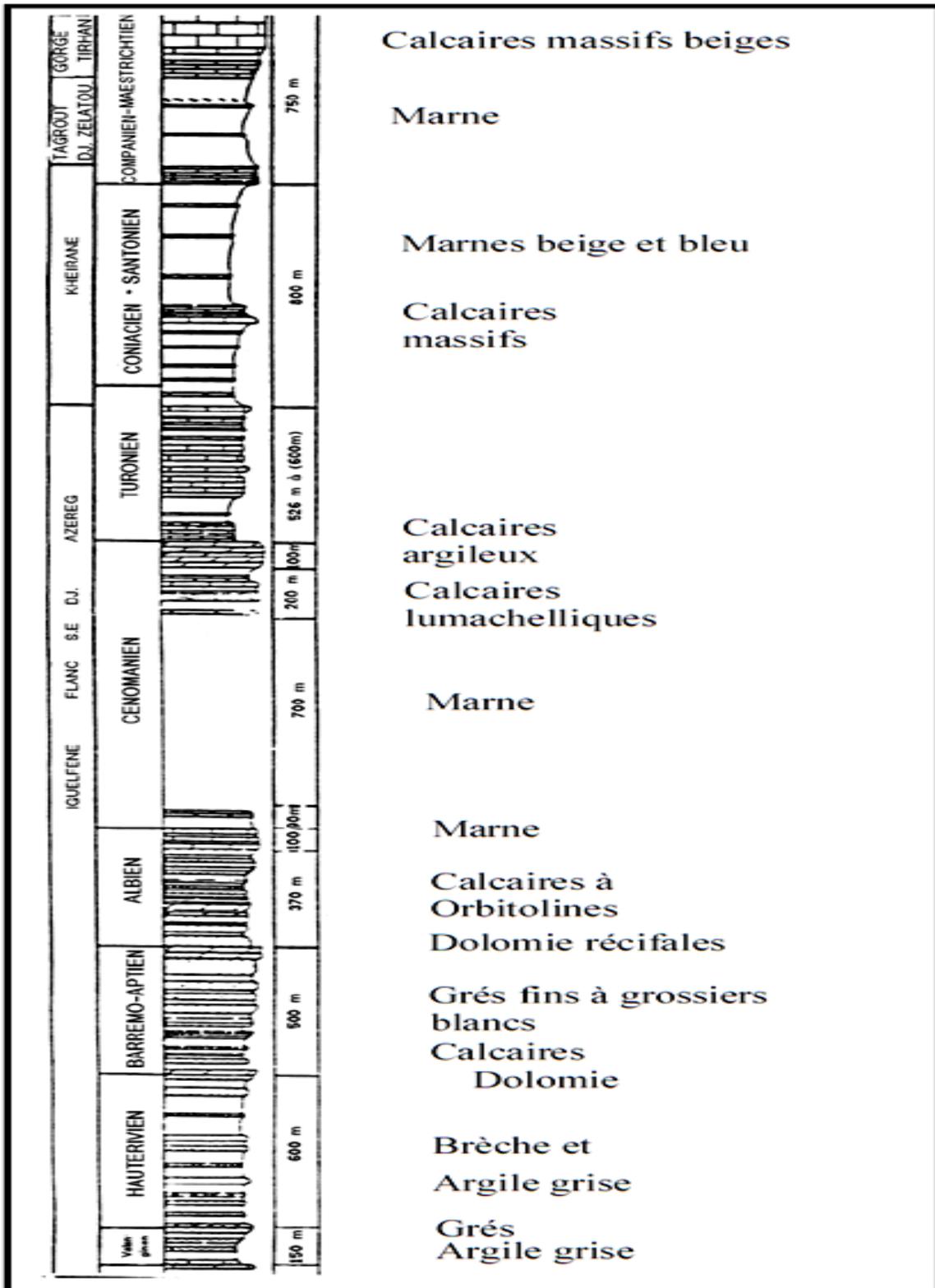


Fig.05. Crétacé des Aurès (BOUDJEMA, 1985).

## **F. Cénomanién.**

Cet étage apparaît dans les anticlinaux du Dj. Bou Arif, de Dj. Ich Ali, de Dj. Metlili, de Dj. El Azreg, Ich Moul- Chellia et Khenchela. Il est caractérisé par une sédimentation marneuse à la base surmontée par des marno- calcaires riches en faune. L'épaisseur de cet étage est de l'ordre de 1000 mètres. La limite inférieure est généralement marquée par la présence de marne à Ammonites, des Gastéropodes et des Lamellibranches. La limite supérieure de cet étage est marquée par la disparition des Orbitolines, *Aspidiscus cristatus* et la présence des couches à Rudistes (*Radiolites*) caractérisant la partie inférieure du Turonien (Laffitte, 1935). Coquand (1862) fut le premier à décrire les assises et les fossiles du massif de Bou Arif suivi de Savornin (1931) et Laffitte (1935). Ce dernier décrit des Echinides, Gastéropodes, Lamellibranches, mollusques et des Ammonites, attribuant un âge Cénomanién.

Les formations du Cénomanién n'affleurent que sporadiquement autour de l'anticlinal de Bou Arif, 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. Laffitte explique l'absence des sédiments détritiques pendant le Cénomanién, contrairement aux étages inférieurs comme étant une modification de la nature de sédimentation due à des changements régionaux. Ce dernier très répondu dans l'atlas saharién est caractérisé par une transgression largement développée pendant toute sa durée. Il surmonte en concordance le Crétacé inférieur.

## **G. Turonien.**

Le Turonien occupe de grandes surfaces notamment dans le NW de l'Aurès. Il s'observe dans les massifs de Dj. Bou Arif, Dj. Ich Ali, Dj. Bellezma, Dj. Metlili, Dj. El Azreg, Dj. Ich Moul- Chellia et Khenchela. 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.

Le Turonien de Dj. Bou Arif fut étudié par Peron, Pervinquierie et Douville qui ont signalé l'existence de couches à Ammonites coniaciennes sous les calcaires à Huppérites qu'ils attribuent au Santonien. Le Turonien est l'étage qui occupe les aires les plus étendues, en affleurement notamment au nord-ouest de l'Aurès Laffitte (1939). A la périphérie du massif, 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. C'est un ensemble de 150 m d'épaisseur qui affleure sur les versants nord et Sud de la partie SW du massif de Bou Arif. 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 de calcaires zoogènes d'aspect noduleux riches en débris de mollusques.

L'anticlinal des Monts de Bellezma présente les mêmes caractéristiques que celui de Dj. Bou Arif avec quelques fois la présence des calcaires à Rudistes et à Algues dans sa partie sommitale.

#### **H. Sénonien.**

La série du Sénonien souvent fossilifère, présente une épaisseur de 2000 mètres en moyenne. Il est signalé dans les anticlinaux du Metlili, de Dj El Azreg, de M'Chouneche et dans pratiquement tous l'Aurès, le Bellezma et la région de Khenchela. La base du Sénonien est généralement caractérisée soit par l'apparition de Barroisceras Haberfellneri indiquant la première zone à Ammonite où les Tissotia datent le Coniacien moyen. Le sommet est difficile à préciser suite à l'absence des fossiles et la ressemblance des faciès.

Dans le Metlili et El Kantara, ces affleurements furent étudiés respectivement par Fournel (1849), lui attribuant un âge Céno-mano- Turonien que Coquand (1862) rapporte au Sénonien. Plus tard, Peron (1883) détermina la base du Sénonien grâce au niveau des Tissotia (Laffitte, 1935). La sédimentation sénonienne s'est déposée sous une faible profondeur d'eau, mais l'épaisseur considérable des sédiments (2000 m), signifie un affaissement du fond marin. Ainsi, le début du Sénonien (Coniacien- Santonien) serait en relation avec une subsidence rapide provoquant le dépôt des marnes à Céphalopodes et Echinides.

La formation des lagunes à gypse au début du Campanien est dû à la sédimentation rapide par rapport à la subsidence, lui succédant une sédimentation de mer franche où se déposent des marnes et des calcaires crayeux au Campanien, suivit des calcaires à Algues et Bryozoaires pendant le Maastrichtien.

Dans les Monts de Bellezma, le Sénonien inférieur et le Campanien sont semblables à ceux de Metlili, mais le Maastrichtien peu épais, est essentiellement calcaro-marneux soulignant la faible épaisseur d'eau sous laquelle il s'est déposé suite à sa proximité des zones des hautes plaines Constantinoises. Stratigraphiquement, le Sénonien dans l'Aurès est caractérisé essentiellement par les Céphalopodes. En général, il est très épais (2000 m) particulièrement au Sud (El Kantara) par rapport au Nord (Bellezma). Cependant, la sédimentation est Néritique et s'est déposé sous une faible tranche d'eau, avec une subsidence du fond marin.

## **5.2. Les formations du Tertiaire.**

### **5.2.1. Paléogène.**

Le Paléogène est décrit dans tous les synclinaux du versant sud du massif de l'Aurès, avec une variation de faciès et diminution de son épaisseur du NW au SE. Ce dernier est subdivisé en deux ensembles bien distincts.

#### **A. Un ensemble marin à la base (Danien - Lutétien supérieur).**

Les dépôts sont bien développés et conservés dans les dépressions synclinales au SE de l'Aurès (Synclinal de Ouled Rechaich, Flexure Khanguet Sidi Nadji). Dans le synclinal de Bouzina, la série débute par des calcaires contenant des bancs marneux datés du Paléocène, surmontés par un Eocène à marnes blanches et des calcaires marneux à silex et nummulites.

Le Paléocène dans le synclinal d'El Kantara présente une épaisseur de 110 mètres. Il est représenté à la base par des calcaires à Gastéropodes Nautilus, à Miliolites et des calcaires à Triloculina, Quinqueloculina et Alvéolites subpyrenaica. L'ensemble est associé à des marnes jaunâtres avec intercalations de calcaires marneux, puis viennent des calcaires marneux et dolomitiques. Les premières couches Eocènes décrites dans le synclinal d'El Kantara furent attribuées à l'Eocène inférieur par Laffitte (1935) dans la coupe levée sur la rive droite de l'Oued El Hai. Ils apparaissent suivant une mince bande recouverte par l'Oligocène et le Quaternaire au NE du village d'El-kantara.

Ce faciès est caractérisé à la base par des calcaires et des marnes gréseux, et des calcaires à poudingues. L'ensemble est surmonté par des marnes à Gastéropodes et à Lamellibranches. Ces formations ont fourni des *Ostrea multicosata*, caractérisant le Lutétien. Dans les poudingues qui constituent le Lutétien inférieur, apparaissent de nombreux éléments de calcaires à Bryozoaires du Maastrichtien et de calcaire à huîtres créacés, soulignant une érosion au Nord d'El Kantara du Maastrichtien. Cette observation a permis à Laffitte de conclure à une émergence d'une partie de la série sénonienne entre le Metlili et les monts du Hodna.

### **B. Un ensemble continental au sommet (Eocène supérieur - Oligocène).**

Le Paléogène continental englobe l'Eocène supérieur et Oligocène (Chebah, 2007) et son épaisseur ne dépasse pas les 200 m. Il est représenté par des dépôts rouges et des conglomérats grossiers. Ces formations reposent en discordance sur les dépôts antérieurs en concordance sur le Lutétien dans les synclinaux. Dans le synclinal d'El Kantara, Laffitte (1939) décrit un terme marneux, conglomératique riche en gastéropodes qu'il rattache à l'Aquitainien.

Au sud de l'Aurès (Bouzina), il signale un terme formé de marnes rouges, de conglomérats grossiers. A Khanguet Sidi Nadji, la série est détritique, formée essentiellement de grés, de sable et de conglomérats.

### 5.2.2. Néogène.

Le Néogène a été décrit pour la première fois par Fournel en 1849. Il regroupe les formations continentales d'âge mio- pliocène (Kilian, 1931) et l'ensemble des formations rouges tertiaires de l'Aurès. Ces formations sont souvent discordantes sur un substratum déjà tectonisé lors de la phase atlasique de l'Eocène supérieur et surmontées en discordance par des dépôts quaternaires (Guiraud, 1978). Les principaux affleurements sont signalés dans le centre et en bordure des bassins, recouverts par des dépôts du Quaternaire.

#### 5.2.2.1. Miocène.

En 1862, Coquand signale pour la première fois dans les environs de Khenchela un gisement du Burdigalien à Pectens et les couches rouges du Sud de l'Aurès. Ficheur (1898) signale les mêmes formations sous les calcaires marins du Miocène inférieur. Flamand (1908) décrit ces mêmes faciès incluant divers Pectinidés. Laffitte (1934) signale l'existence de ces couches et l'extension du Néogène dans l'Aurès.

Dans le Djebel Refaa, le Miocène forme un bioherme associé à des algues, des Spatangues, des Lamellibranches et des Gastéropodes. Dans le Djebel Tuggurt, la série dépasse 250 m (Laffitte, 1936). Les dépôts récifaux et péri- récifaux, ou des conglomérats, existent en de nombreux points du massif de l'Aurès et sont observés au sommet de Dj. Metlili, Mekrizane et Meddiane (Guiraud, 1990).

Le Miocène inférieur est caractérisé par une sédimentation de régime transgressif. Les épaisseurs considérables des sédiments miocènes marins sont recouvertes par des sédiments continentaux postérieurs constituant les grands bassins mio- pliocènes. Le découpage établi par Guiraud (1973) basé sur l'âge des formations demeure le plus réaliste. Les limites stratigraphiques du Miocène marin sont toujours faciles à déterminer dans l'Aurès, car il repose toujours en discordance sur les couches marines plus anciennes de l'Eocène inférieur ou moyen, et du mésozoïque (Guiraud, 1990).

Ces derniers sont essentiellement à dominante détritique (argilo- grésos- conglomératique) ne contenant que rarement une faune caractéristique tel que les Pectinidés.

### **5.2.2.2. Pliocène.**

C'est un remplissage ancien de paléo relief constitué par des argiles jaunâtres et des conglomérats mal cimentés de même teinte bien visible le long de la route Ain Yagout-Batna. Dans les chaînons de Ras Chicha et Dj. Rhélis, il est formé de conglomérats peu consolidés à lentilles gréseuses à leur base. Cet ensemble repose en concordance sur le Messinien et surmonté en discordance par des formations du Quaternaire.

## **6. Cadre géodynamique et structural.**

Le bassin des l'Aurès se situe dans l'Atlas saharien qui fait partie de la marge de la plaque africaine. Il est influence essentiellement par la tectonique alpine. L'évolution structurale est liée des événements tectoniques se succédant au cours des temps géologique, depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à nos jours. Cette évolution s'inscrit dans le contexte géodynamique de la marge téthysienne arabo- africaine Guiraud (1997).

L'Aures est formé de vastes plis plus ou moins réguliers de direction ENE-WSW ou E-W. Anticlinaux et synclinaux ont souvent subi une fracturation perpendiculaire ou sub-perpendiculaire aux directions axiales.

### **6.1. Le bassin des Aurès.**

Selon l'organisation structurale des Aurès, on peut distinguer essentiellement deux zones structurales:

- La zone aurésienne proprement dite, qui comprend les Aurès, des Hamimat et les Monts de Tébessa.
- La zone NE du bassin qui englobe les Monts de Morsott et d'Aïn Beïda, ainsi que les Monts du Mellegue.

A ces deux zones principales s'ajoutent les structures liées à la marge Nord orientale, du bassin (type Monts de Batna) et à l'accident Sud atlasique (Monts de Negrine).

### **6.1.1. Les plis de la zone aurésienne (Fig.06).**

Ils s'organisent en deux grands ensembles:

- Les plis de l'Aurès occidental, jusqu'au Dj. Azreg ;
- Les plis de l'Aurès oriental (Monts des Hamimat, Monts de Tébessa, Chelia et Massif de Khenchala).

#### **6.1.1.1. Les plis de l'Aurès occidental.**

Ils sont constitués par des structures de direction N50° E parmi lesquels 3 faisceaux anticlinaux se distinguent du NW au SE.

- Les massifs de l'Iguedelane et Ich Ali qui se prolongent par le Dj. Metlili et l'anticlinal de Beni Ferah dans les Zibans.
- Le massif Azreg- Ich Moul.
- Le massif du Dj. Taktiout- Toubount.

Ces massifs anticlinaux et les synclinaux qu'ils encadrent sont disposés en échelon selon un relais droit suggérant qu'ils correspondent à des plis d'entraînement dans une zone de coulissements dextres.

Le premier accident au Sud de cette bande est l'accident Sud aurésien N105° à N110° E.

Au Nord de ce groupe de plis apparaît l'accident N 110° du périclinal Nord du Dj. Azreg contre lequel viennent buter les axes anticlinaux précédemment évoqués. Il existe un alignement N110° au Nord du massif de l'Ich Ali, passant par Touffana qui correspond probablement à la trace d'un accident secondaire, qui limite par le Sud les structures visibles dans le bassin de Timgad dont la direction moyenne est N70° E à N80° E. C'est également celle des anticlinaux situés à l'Est de Batna: Dj. Bou Arif, Dj. Amrane et Dj. Fedjoudj. L'ensemble de ces structures se situent dans un couloir de décrochement dextre compris entre l'alignement de Touffana et l'accident de Tébessa- Aïn Beïda, mobilisé lors de la phase post- miocène.

Les autres accidents, notamment ceux de Tighanimine- Menâa et Mâafa, paraissent avoir joué un rôle dans la zone occidentale des Aurès limitrophe des Zibans où les structures dues aux décrochements dextres sont d'échelle moins importante de l'ordre de 45 à 50 km d'extension (anticlinaux de l'Ich Ali et de l'Iguedelane et de Beni Ferah) par rapport au grand anticlinal du Dj. Azreg (90 km). Cet anticlinal présente une nette inflexion axiale à hauteur de l'accident de Menâa- Tighanimine.

#### **6.1.1.2. Les plis de l'Aurès oriental.**

Les accidents principaux qui déterminent les plis en relais de l'Aurès oriental, dont les anticlinaux du Chelia et de Khenchela sont:

- Au Sud, l'accident sud aurèsien de Khanguet Sidi Nadji de direction N165°;
- Au Nord, l'alignement Khenchela- Tébessa, contre lequel de nombreuses structures s'arrêtent et qui correspond à un couloir d'accidents compris entre Cheria et la Meskiana, ainsi qu'à l'accident de Cheria également N110° E.

Les anticlinaux des Hamimat, d'échelle plus petite s'arrêtent vers le Sud contre des accidents N120° dont celui de Gafsa. Les plis des confins algéro- tunisiens (Dj. Foua, Dj. Bottena, Dj. el Abiod et Dj. Onk) paraissent appartenir à d'étroits couloirs de décrochement en relation avec des accidents N120°- N130° qui sont relativement plus nombreux dans cette partie orientale des Aurès.

Les plis de la région de Negrine, ont été rattachés à des couloirs de décrochement dextres sur des accidents N135° E et résultent nettement de la phase plio- Quaternaire, Aissaoui (1985).

Enfin, cette région est caractérisée par de vastes anticlinaux de direction atlasique (NE- SW), affectes par plusieurs systèmes de failles qui s'organisent autour de trois directions: failles directionnelles NE- SW, failles transversales NW- SE, et failles E- W. Certaines d'entre elles sont responsables de la localisation de pointements triasiques en surface.

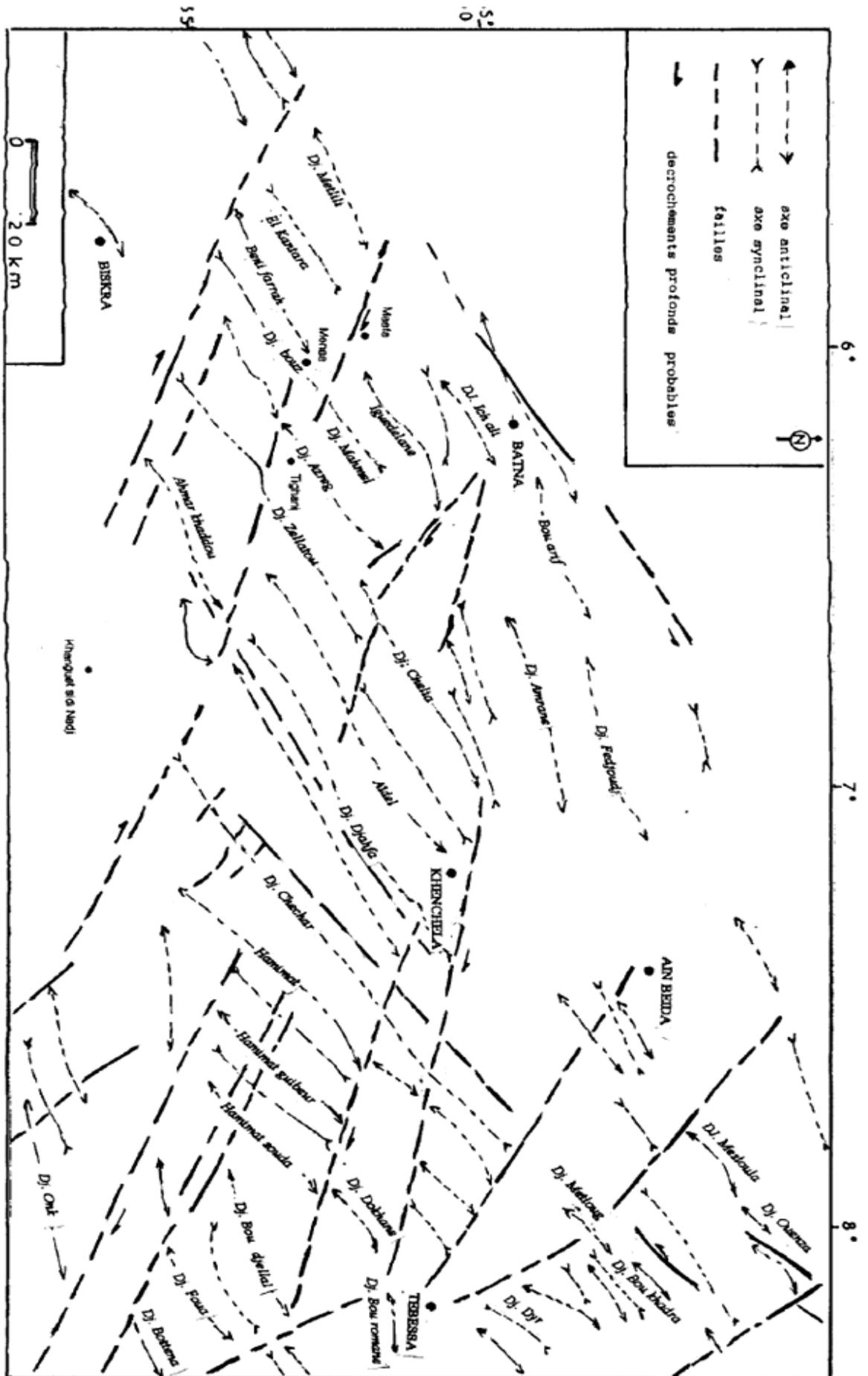


Fig. 06: Esquisse structurale des Aurès (HERKAT, 2000)

### 6.1.2. La tectonique de Dj. Bou Arif.

L'anticlinal de Bou Arif est classé selon (H. Guandriche, 1991) dans la catégorie des plis aux axes tordus. D'après lui cette structure est formée de trois tronçons respectivement N60°, E-W et N60° bien visible. Il présente un style coffré typique qui semble indépendant de l'orientation des tronçons.

La cartographie montre un important réseau de failles d'orientation NNW- SSE (Fig.07). Ces failles ont été interprétées comme décrochement dextre responsables de la torsion au Miocène d'un pli Atlasique d'orientation N50° (notion de pli embouti).

Sur le terrain, une composante en failles normales se manifeste notamment la grande faille située juste au Sud d'El Madher qui coupe en deux (J. M. Villa, 1980).

Le tronçon E- W du pli (J. M. Villa, 1980) avait noté l'amortissement apparent de ces fractures vers le Sud, il attribuait ce phénomène, au moins partiellement à une catégorie lors de la 'transgression Tortonienne'. Une autre solution est de raccorder cette faille à un chevauchement bordant au Sud, toute la portion du Dj. Bou Arif située à l'Est de la feuille d'El Madher.

La présence d'un pointement Triasique (argile, gypse) localisé à l'Est de Méchtat Ain El Beida (H. Ghandriche, 1991) et la disposition structural des terrains Miocène, recouvrant anormalement le Crétacé, permet de proposer pour cet accident un tracé d'abord E- W au Sud de Thniet El Khorfane, ensuite, deux branches NE- SW passant au Nord de Méchtat Ain El Beida et E- W gardant la même trajectoire.

Le segment NE- SW permet de rendre compte du biseautage cartographie des termes Crétacé située au toit de l'Albien vers l'Ouest, ce chevauchement vient se raccorde sur la faille normale d'El Madher qu'elle-même, vient s'aplatir dans le Cénomanién au Nord de l'anticlinal de Dj. Bou Arif (H. Ghandriche, 1991).

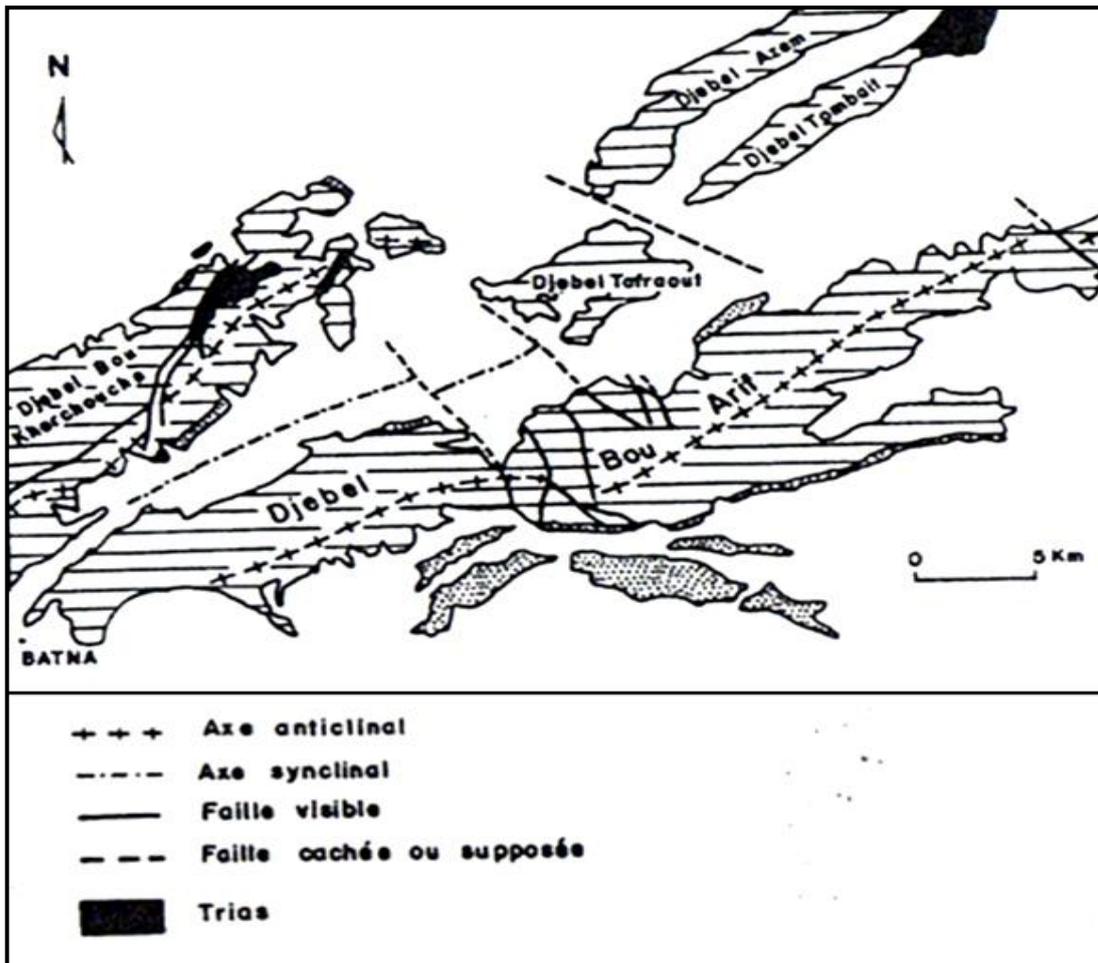


Fig.07: Schéma structural de Djebel Bou Arif (M. R. MENANI, 1991).

### 6.1.3. Les pointements triasiques.

Se sont des affleurements triasiques, perçant leurs couvertures mésozoïque et cénozoïque. Ils s'observent dans certains points des Aurès ou sur ses bordures. Le plus important correspond au dôme salifère triasique, long de 4 km, dont les sommets dominant la plaine d'El Outaya de plus de 300 m. Ce dernier est délimité par des accidents, et entouré par des formations miocènes (marno- grès- conglomératiques). D'autres affleurements triasiques sont signalés à Khenchela, Menâa et Mâafa.

### 6.2. Les phases tectoniques.

Le dispositif actuel de l'Aurès résulte pour l'essentiel de la phase tectonique au début du Miocène, à la suite de la phase tectonique majeure du Lutétien qui a accompagné d'une ablation des reliefs, avant seule la phase laramienne qui s'individualise au Crétacé, c'est une phase tectonique peu importante et locale, elle se manifeste plus à l'Ouest dans les

monts de Hodna (R. Guiraud, 1973), "cette phase n'a pas eu d'autre influence sur le relief que de guider très localement les accidents lutétiens" (Ballais, 1981).

On peut donc distinguer deux phases principales qui ont contribué à la formation des structures actuelles.

### **6.2.1. La Phase lutétienne majeur ou phase Atlasique.**

La transgression de l'Eocène inférieur- Lutétien inférieur, marque la période majeure de plissement et d'émersion, le Nord- Ouest des Aurès émerge, au Nord d'une ligne passant par El Kantara puis entre Menâa et Bouzina et se prolongeant au Nord- Est jusqu'à Khenchela (R. Laffitte 1939, Y. Bellion 1972).

Les couches se déforment selon une orientation N60°E et constituent les grands anticlinaux et synclinaux. De nombreux accidents datent de cette phase, failles directionnelles normales (anticlinal du Khenchela, du Metlili, ..), graben (Oued Mellagou), décrochements W- E (Menâa), NW- SE (Ahmar khadou, Sud Chélia) et NNW- SSE (Zellatou), extrusion de l'Albien de Metlili, et la mise en place de tous les pointements diapiriques à l'exception du Dj. Melah d'El Outaya.

### **6.2.2. La phase fini- Pliocène.**

Elle est plus important avec la phase atlasique, de direction NW- SE, La phase fini-pliocène ou anté- quaternaire ancien est la seconde phase tectonique compressive, elle provoque selon la tectonique précédente un rejet des failles directionnelles (Dj. Metlili), faille N60°E de la fontaine des gazelles, et surtout des flexures et des failles transversales, la géosuture Hodna- Aurès a largement rejoué, elle provoque aussi la formation de nouveaux anticlinaux orientés Ouest- Est et le rejet de quelques anticlinaux. R. Marmi en 1996 a relie la déformation tectonique poste- Pliocène probablement à une compression NNE- SSW. Le basculement (65-75°) des bancs conglomératiques mio- pliocène aux Djebels Chebka- Ahmar kheddou- Guellif témoigne en faveur d'une déformation poste- Pliocène. La réactivation de la géosuture a provoqué l'extrusion pseudo- diapirique du Dj. El Melah d'El Outaya (Laffitte. R, 1939. Guiraud. R, 1973).

En conclusion, cette phase en compression est la plus importante, et donne au relief des Aurès son aspect actuel. Les études des parties occidentales et méridionales des terrains de l'Aurès et les interprétations géophysiques des profils sismiques, dans les Hamimat et monts de Tébessa, ont permis de mettre en évidence une organisation en blocs

basculés limités par des accidents de direction NW- SE à WNW- ESE d'une inclinaison en général vers le Nord- Est (Harkat, 2000). Bureau en 1986, par ses études sur l'évolution du Mésozoïque et son devenir orogénique dans les monts du Belezma, propose un modèle tectonosédimentaire dans ce secteur, son modèle est basé sur une levée systématique des coupes, des variations d'épaisseur importantes et rapides s'observent dans tous les coupes, l'une par rapport à l'autre située à proximité immédiate ou non. Selon Bureau le bassin sédimentaire est organisé en compartiments jointifs d'ordre décakilométrique, formant des coins sédimentaires prismatiques et chaque coin est constitué d'au moins deux entités géomorphologiques majeures. Les variations d'épaisseur observée dans tous les étages sont dues à une subsidence ou déformation différentielle du substratum, les séries qui montrent une variation de puissance et changement rapide de faciès représentent des séquences régressives, et les séquences transgressives dans les séries à remplissage monotone.

## **7. La paléogéographie.**

Dans les Aurès, le Jurassique est transgressif. Il est caractérisé par un régime extensif associé à un jeu des accidents NE- SW, au Jurassique supérieur un système de blocs basculés est établi vers le Nord, qui détermine l'élargissement et l'approfondissement du bassin depuis le centre (Dj. Azreg) vers sa marge Nord- Ouest dans les monts de Batna. Les grands traits paléogéographiques qui caractérisent cette période sont déterminés par "le déplacement périodique du front des influences franchement marines et deltaïques selon une direction approximativement NE- SW" (Wildi, 1983).

Le Barrémien représente une régression par rapport à l'Hauterivien et au Valanginien (Laffitte, 1939). Les Belezma ont connu une installation d'une plate forme carbonatée au l'Hauterivien.

Une subsidence rapide intervient au cours de l'Albien terminal due au jeu de blocs basculés traduisant le jeu de failles profondes, une phase tectonique distensive affecte l'ensemble du bassin aurésien. La distension vraconienne se manifeste également par des blocs basculés essentiellement vers le Sud. La direction moyenne de ces failles est N 110° à N 120°. Dans les Monts de Batna les blocs sont basculés vers le Nord toujours selon cette direction (D. Bureau, 1986). Ainsi au cours du Vraconien une extension NNE/SSW à NE/SW se manifeste dans l'ensemble du bassin aurésien. Les failles paraissent délimiter des blocs basculés de type " domino ".

La subsidence se ralentit au Cénomaniens progressivement (Herkat, 2000). Pendant le Cénomaniens supérieur la mer était de faible profondeur, vers le Sud dans la région de Biskra le type de sédimentation indique des conditions lagunaires (Laffitte, 1939).

La subsidence tectonique reprend au début du Turonien, et des conditions néritiques se maintiennent, puis diminue, avec une tendance nette au soulèvement se manifeste vers la fin du Turonien et avec une installation d'abondants rudistes à la partie supérieure de l'étage. Des indices de tectonique compressive à cette époque ont été signalés dans le domaine pré-atlasique.

La subsidence au cours de sénonien traduit un affaissement progressif du substratum et avec affaiblissement par rapport aux époques précédentes. Le Maastrichtien correspond à une période de lent soulèvement tectonique et marque une phase préliminaire des mouvements tectoniques qui vont se développer dans le domaine atlasique à partir de l'Eocène moyen (Herkat, 2000).

Le Dano-Montien connaît d'importantes variations d'épaisseur des dépôts vers le Nord et le Sud. Le Danien à El Kantara correspond à une régression due probablement à l'exhaussement des monts de Belezma (Bellion, 1972).

La mer revient pendant l'Eocène inférieur dans un golfe en voie de formation, alors que le Bellezma émerge. De l'Eocène moyen et jusqu'au le début de l'Eocène supérieur, l'émersion des reliefs est générale et l'érosion intense de ces reliefs entraîne le comblement de bassin d'El Kantara par des conglomérats qui vont être plissés avec leur substratum aussitôt après leur dépôt. Une transgression a lieu au Miocène inférieur, la mer recouvre les anciennes zones paléogéographiques et s'étend jusqu'aux Aurès et aux Nemenchas, la sédimentation est caractérisée par un matériel détritique sur des épaisseurs considérables. Le retrait définitif de la mer de toute la région de sud est provoqué par la phase tortonienne le relief émergé connaît alors une intense érosion, au Pliocène le comblement des bassins hérités du Miocène par des sédiments lacustres est définitif. Pendant Le Quaternaire les cycles climatiques entrent en jeu, ils sont les responsables de la formation des sebkhas dans les régions endoréiques (Nezzal, 1989).

**DEUXIEME CHAPITRE**

# **METHODOLOGIE**

# **ET TERMINOLOGIE**



Méthode de travail

Sur le terrain

Au laboratoire

Terminologie

Terminologie du terrain

Terminologie de laboratoire

## **1. Méthode de travail.**

Après une étude bibliographique sur l'Aurès, j'ai effectué plusieurs sorties de terrain vers Dj. Bou Arif au Nord- Est de la ville de Batna. Ces missions sont débute par une observation générale et à grand échelle sur la région d'étude. Au cours des travaux de terrain et après le repérage et le choix des affleurements (cénomano- albienne), une coupe géologique a été levée en détail permet la récolte de 33 prélèvements entre calcaires, marnes et grès. Pour les échantillons solides et pour faire la confection des lames minces, j'ai déplacé vers l'entreprise (O.R.G.M), la direction du laboratoire et valorisation - wilaya de Boumerdes le 18/08/2013. La préparation de lavage des marnes a eu lieu le 16/02/2014.

### **1.1. Sur le terrain.**

#### **1.1.1. La coupe.**

Après les mesures de direction et d'orientation de coupe sur terrain, La description lithologique de coupe levée est faite du bas en haut et banc par banc selon une échelle variable liée à l'importance de l'intervalle étudié, et avec un échantillonnage plus ou moins systématique. Sur le plan sédimentologique, les observations ont été focalisées sur la disposition des couches (bancs, toits et murs, stratifications, figures et structures sédimentaires) et leurs contenus faunistiques.

Si certaines surfaces des bancs contient des indices de durcissement (ferruginisation, oxydation, ondulation, perforation...etc.) ou des indices de sédimentation ralentie (bioturbation intense, accumulation des coquilles...etc.), le banc a été suivi latéralement et étudié en détail.

#### **1.1.2. Les prélèvements.**

Les prélèvements ont été opères de façon systématique dans tout les niveaux intéressants et numérotés du bas en haut. Tous les échantillons sont mentionnés par une lettre rappelant l'emplacement dans la coupe, par exemple: échantillon N°1: E01.

Les échantillons ont été prises dans les bancs de calcaire sont pour un objet de confectionner des lames minces. Ainsi que; les prélèvements dans les intervalles marneux permet à nous de trier les microfaunes dégagées (foraminifères, ostracodes...), Les macrofaunes (Les ammonites, *Aspidiscus*, gastéropodes et oursins...) ont été récoltées.

Enfin, les structures et les figures sédimentaires ont été repérées et photographiées.

## **1.2. Au laboratoire.**

### **1.2.1. La confection des lames minces.**

Pour réaliser une lame mince prête à l'étude microscopique, il faut partir par plusieurs étapes dites: *la confection des lames minces*. Le travail sur les calcaires et les grès est différent de celui avec les marnes, car se sont des couches consolidés qui ne peuvent pas être désagrégés donc: pour les étudiés, il faudrait confectionner des lames minces dans les échantillons d'une manière que la lame soit perpendiculaire à l'échantillon.

- Le sciage de la roche ou le tranchement des échantillons par la machine tronçonneuse jusqu'à l'obtention des sucres de dimensions 3 Cm de longueur et 2.5 Cm de largeur, et à chaque fois, n'oubliez pas de mentionné la polarité de la roche, ainsi que leur code par exemple (↑E01).

- Le polissage du sucres à l'aide d'une machine polisseuse, et par l'abrasif (emmeri) 90 µm, 60 µm et 30 µm, on fait le polissage sur la façade la plus régulière. En parallèle doit faire le polissage des porte- objets sur une seule façade pour la réussite du collage.

- Dans un baquet ultrasons, on fait le nettoyage des porte- objets et les sucres durant 10 à 15 min.

- Le séchage des sucres sur une plaque chauffante dont la température ne dépasse pas 59°C.

- La préparation de la colle (est un mélange composé de l'arhaldite et un durcisseur), ainsi le coulage des sucres sur les façades plissées des porte-objets. Essaie d'éviter d'avoir trop de bulles d'aires. Le séchage de la colle peut prendre entre 15 à 17 heures dans un climat froid, et pour le collage chaud prendre 2 heures à température de 80°C.

- L'étape de finition sur une rectifieuse le rodage des sucres pour le but de réduire leurs épaisseur jusqu'au 30µm.

- On complète le rodage manuellement, en utilisant l'abrasif (emmeri) 90µm, 60µm, 30µm, pour la finition jusqu'à que les éléments figurés dans les lames minces devient claires sous le microscope, sans oublié de mentionné la polarité et le code de la roche sur la lame mince. Finalement, on obtient une lame mince prête à l'étude microscopique.

### **1.2.2. Le lavage des marnes.**

#### **A. Principe.**

Par "le lavage des marnes", on attend la remise en suspension puis le triage par gravité des différents constituants d'une roche marneuse. Le lavage au-dessus d'une série des tamis permettent un triage lié à la taille des particules. Par cette technique, on isole les microfaunes.

#### **B. Technique.**

- Au laboratoire, il faut mélanger les marnes avec l'eau, agiter et morceler à la main ou au mortier. Laisser reposer de quelques heures à quelques jours.

- Tamiser et laver, utiliser des tamis de maille adaptée à la microfaune recherchée. Les sédiments désagrégés passent à travers d'une série emboîtées des tamis, cette série comporte cinq tamis de mailles différentes et qui sont de bas en haut 80µm, 160 µm, 250 µm, 500 µm, 1000 µm. Par exemple pour les Globigérines on superpose les tamis comme suite: 1 mm, 250 µm, 125 µm, 65 µm.

- Verser les marnes dispersées dans l'eau sur le tamis de maille 1 mm et laver sous l'eau en frottant les fragments des marnes sur le tamis. On sépare ainsi les blocs.

- Enlever le tamis 1 et réserver le refus pour un 2<sup>ème</sup> lavage possible. Puis, on reprend le lavage sur la colonne des tamis. Frotter la grille avec précautions (un tamis à maille fine est fragile).

- Séparer les tamis, et terminer le lavage de chaque tamis par l'eau. Quand l'eau de lavage est aussi limpide que l'eau du robinet, on peut estimer que le lavage est terminé.

- Récupérer les refus de tamis avec les fossiles dans des feuilles blanches, filtrer, et sécher. Puis vérifier à la loupe binoculaire la qualité du lavage.

- Laver les tamis au bleu de Méthylène afin de colorer les débris ou microfossiles coincés dans les mailles. On évitera ainsi le mélange avec le lavage suivant. Rincer à l'eau.

- On peut maintenant réaliser des études détaillées sous un microscope binoculaire et trié les microfaunes.

### 1.2.3. Pétrographie.

#### A. Les études microscopiques.

Les études microscopiques nécessitent la confection des lames minces dans les échantillons solides. En utilisant le microscope polarisant et à la loupe binoculaire, suivant une technique habituelle employée pour les roches consolidées, le but de ces études microscopiques consiste à différencier les composants de la roche ainsi que leur arrangement selon les critères suivante:

Critères	Roches carbonatées	Roches gréseuses
1. Eléments ou grains	Nature et taille des allochèms	Taille et arrondissement
2. Phase de liaison	matrice ou ciment	matrice ou ciment
3. Phénomènes diagenétique et structures	Recristallisation, dissolution, compaction...	Structure massive, litée, noduleuse, bioturbée...
4. Texture de la roche	d'après Dunham (1962)	Isogranulaire, hétérogranulaire...
5. Eléments secondaires	Nature de l'allochèms et abondance	Nature lithologique du grain et abondance
6. Nom de la roche	d'après Folk (1959)	D'après Wentworth et Dott (1964)

Tab.01: L'ordre de la description pour les roches gréseuses et carbonatées.

**- Coloration.**

Pour distinguer la calcite de la dolomite, souvent difficile à reconnaître au microscope polarisant.

Le 16/10/2014, j'ai utilisé la méthode de coloration à Alizarine rouge au laboratoire géologique de la cabine mud logging (SONATRACH EXPLORATION). L'objectif de cette méthode est de distinguer les carbonates par teinture (A. YAHAI OUI, 1990).

La préparation de l'alizarine rouge souillant la solution: Alizarine S de 1 gramme + 998  $\text{Cm}^3$  d'eau distillée + HCl concentré par 2  $\text{Cm}^3$ .

Le principe consiste à appliquer une goutte ou deux d'alizarine rouge (solution) au propre échantillon sec (lame mince) pour au moins 45 secondes, puis enlever l'excès de souiller et examiner alors l'échantillon sous le microscope. La calcite est alors en rouge ou en rose, la dolomite rester sans couleur ou colorée en bleu tandis que les autres minéraux restent incolores.

**1.2.4. Paléontologie.****A. Macrofaunes.**

Les macrofossiles sont récoltés au cours des travaux du terrain, dont l'importance réside à la datation des couches stratigraphiques.

**B. Microfaunes.**

Le lavage des marnes permet de sélectionner des microfaunes plus au moins riches dans certains niveaux tels que (Les foraminifères, les ostracodes...etc.). Puisque les microfossiles sont des excellents indicateurs et marqueurs stratigraphiques dont leurs connaissance est indispensable pour reconstituer les différents secteurs paléogéographiques.

## 2. Terminologie.

L'étude sédimentologique et biostratigraphique de la série céno-mano- albienne du flanc septentrional de l'anticlinal de Dj. Bou Arif, nécessite une description lithologique détaillée basé sur les observations du terrain et du laboratoire; en d'autres termes, il est capable de définir les différents faciès et microfaciès constituant la série du Crétacé inférieur- supérieur d'âge céno-mano- albienne.

En fonction de l'échelle d'observation, deux types de nomenclatures ont été adaptés: nomenclature du terrain et nomenclature du laboratoire.

### 2.1. Terminologie du terrain.

Pour la description lithologique au cours des inventaires stratigraphiques, la nomenclature utilisée repose généralement sur la nature chimique de la roche (dans notre cas: (calcaires, marnes, grès...) et les termes de transition entre eux. En même temps, il est nécessaire de prendre en considération la nature de l'élément de caractérisation macroscopique dominant et la granulométrie des constituants; par exemple: Calcaires bioclastiques à huîtres, à gastropodes, marnes à oursins et à ammonites... etc

#### 2.1.1. Les roches mixtes (calcaire- dolomie).

Deux types essentiels ont été distingués selon leur nature chimique:

- Calcaires; 95% de calcite et < 5% de dolomite.
- Dolomies; 90% de dolomite et < 10% de calcite.

Les termes de transition entre ces deux pôles sont:

Nom de la roche	% en calcite	% en dolomite
Calcaire	100	0 à 10
Calcaire dolomitique	90 à 50	10 à 50
Dolomie calcaire	50 à 10	50 à 90
Dolomie	< 10	> 90

Tab.02: Les roches mixtes à deux composants (calcaire- dolomie).

### 2.1.2. Les roches mixtes (calcaire- argiles).

Le constituant principal donne son nom à la roche, le constituant secondaire intervient comme adjectif; par exemple:

Calcaires argileux, marnes- calcaires...etc. Les termes utilisés suivant la teneur en calcite et en argiles sont:

Nom de la roche	% en calcite	% en argiles
Calcaire	> 95	< 5
Calcaire argileux	65 à 95	5 à 35
Marne	35 à 65	35 à 65
Argiles calcaire	5 à 35	65 à 95
Argiles	< 5	> 95

Tab.03: Les roches mixtes à deux composants (calcaire- argiles).

On a vu ci- dessus que les roches sédimentaires sont fréquemment des roches mixtes constituées de débris terrigènes et de particules calcaires. Dans ce cas, les constituants principaux sont alors les carbonates (principalement calcaires), le quartz détritique et les minéraux argileux. On classe alors ces roches sédimentaires « mixtes » au moyen d'un diagramme triangulaire dont les trois sommets sont les constituants principaux (fig.08).

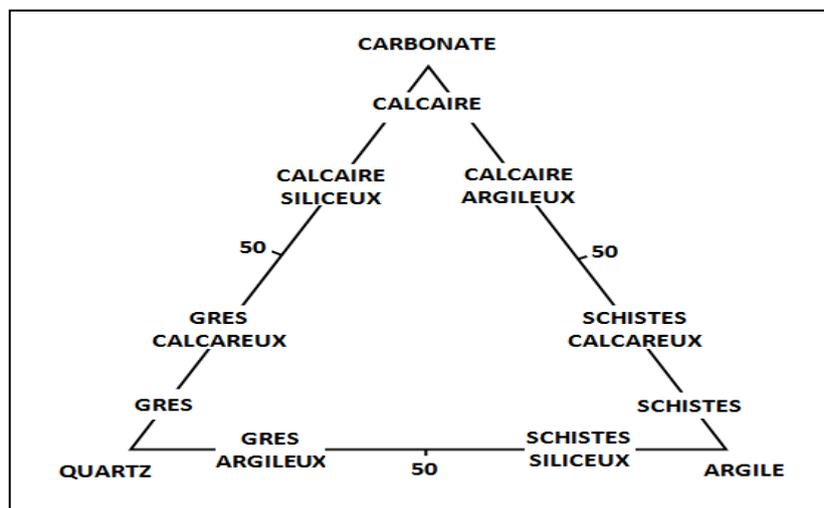


Fig.08: Les roches mixtes - calcaires et terrigènes.

## 2.2. Terminologie de laboratoire.

### 2.2.1. Généralités et classifications.

L'étude qualitative et quantitative des éléments caractéristiques d'une roche sédimentaire (composition minéralogique, éléments figurés, particules, ciments...) permet d'approcher la caractérisation de leur milieu de dépôt originel à l'aide des classifications des roches sédimentaires détritiques terrigènes et carbonatées.

Les roches terrigènes sont formées par accumulation de débris de différentes tailles arrachés par l'érosion, ce qui permet leur classification par leur granulométrie. D'autre part, sans être exactement la même, cette classification se rapproche de celle utilisée par les géotechniciens.

Les roches carbonatées sont des roches d'origine chimique ou biologique. Elles résultent de la précipitation chimique et de la fixation par les organismes vivants du carbonate de calcium en solution dans les eaux. Elles sont chimiquement composées de  $\text{CaCO}_3$  réparti en éléments figurés d'origine variée, et des particules plus fines résultent de la précipitation chimique de  $\text{CaCO}_3$ , d'un broyage intense des éléments figurés, ainsi que du dépôt de parties de squelettes du micro- plancton qui forment la matrice.

Les dolomies sont formées de cristaux de dolomite  $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$ . Le terme de dolomie s'applique lorsque la proportion de dolomite dépasse 50 %. Ils sont généralement le résultat de la dolomitisation des calcaires qui est un phénomène diagenétique fréquent se produisant généralement en milieu lagunaire où le rapport  $\text{Mg}^{++} / \text{Ca}^{++}$  est élevé.

Les dolomies, qui ont souvent un aspect assez semblable à celui des calcaires, se distinguent par leur absence de réaction ou leur réaction lente avec l'acide chlorhydrique à froid.

## A. Classification des roches détritiques.

### 1. Classification selon Dott (1964).

La plupart des classifications modernes font intervenir la composition minéralogique du grès et sa teneur en matrice fine. La classification la plus utilisée semble être celle proposée par Dott en 1964 (Fig.09). Pour combiner la composition minéralogique des grès (évaluée sur un diagramme triangulaire quartz- feldspath- fragments lithiques) avec la teneur en matrice fine (< 30 µm), Dott a choisi de classer les grès en fonction de leur maturité en trois grands groupes: les **arénites**, les **wackes** et les **mudrocks**.

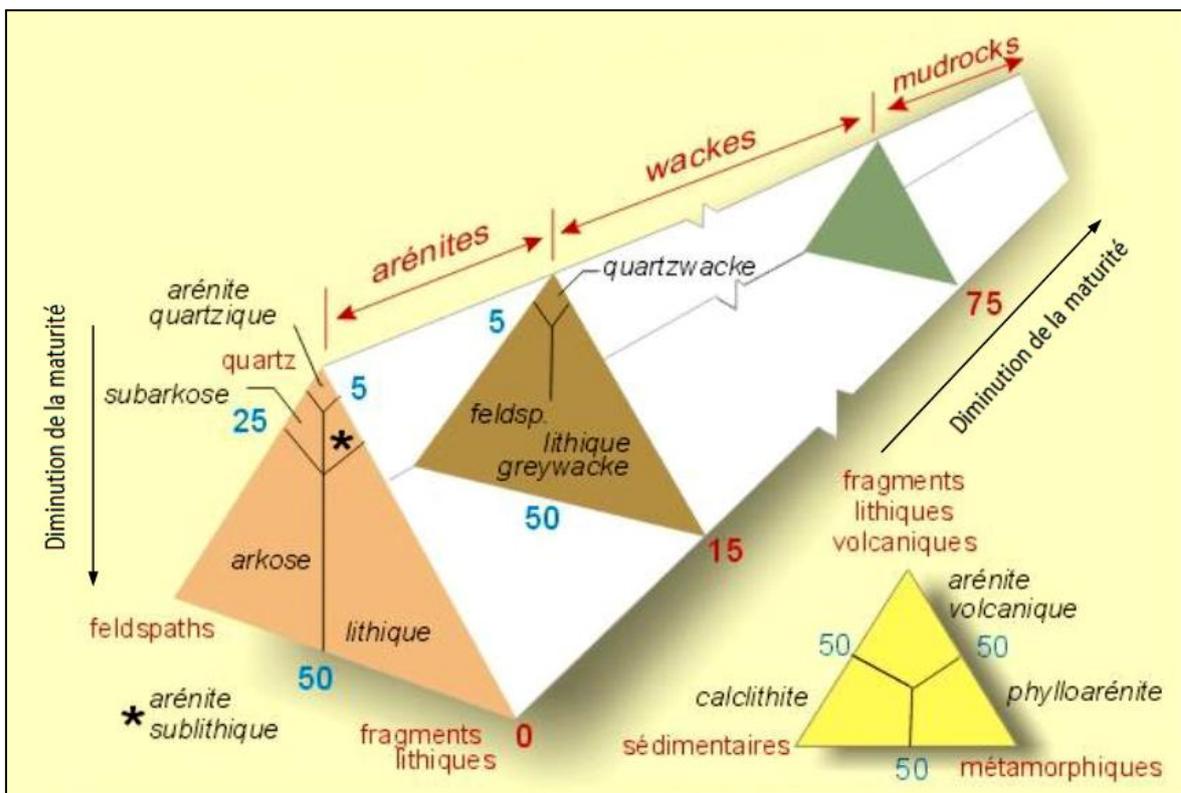


Fig.09: Classification des grès selon Dott (1964). Le petit triangle à droite suggère une classification des greywackes lithiques sur base de la nature des fragments rocheux.

Cette classification a l'avantage d'être très utilisée et elle permet de distinguer quatre grandes familles de roches, correspondant à des origines distinctes, les arénites quartziques, les arkoses, les arénites lithiques et les wackes.

Les **arénites quartziques** sont constituées essentiellement de grains de quartz, chert, quartzite associés à quelques minéraux lourds résistants, leur couleur est claire. Ce sont des sédiments matures, c'est-à-dire débarrassés des constituants instables, généralement bien triés et dont les grains possèdent un bon arrondi.

Ce type de sédiment s'observe depuis la base de la zone d'action des vagues de tempête jusqu'au milieu continental: plages, dunes, barrières, rides, etc... Le matériau provient typiquement de l'érosion de zones continentales stables à relief faible.

Les **arkoses** ou **arénites feldspathiques** sont composées principalement de quartz et de feldspath. Ce sont des roches claires, souvent roses ou rougeâtres. L'orthose et le microcline sont plus abondants que les plagioclases quand la croûte continentale représente la source principale du sédiment, dans le cas contraire, une source volcanique doit être suspectée. On y observe aussi des micas et des fragments de roches. Les arkoses ne sont pas des sédiments aussi matures que les arénites quartziques: elles sont généralement plus grossières et moins bien triées que ces dernières (sauf certaines arkoses éoliennes de milieu désertique). Beaucoup d'arkoses sont des sédiments continentaux, de type cône alluvial, voire plage. La présence du feldspath implique un climat aride (désertique ou arctique) et/ou un relief accusé (soulèvements récents, failles actives). Certaines arkoses sont des résidus, accumulées en tout début de transgression marine et surmontées par des arénites quartziques.

Les **arénites lithiques** sont constituées de fragments de quartz et de roches diverses. Le mélange de quartz et de débris divers leur donne un aspect "poivre et sel". Les feldspaths sont généralement peu abondants, les micas sont communs. Ces sédiments s'observent aussi bien dans des cônes alluviaux que des turbidites. Il s'agit de dépôts immatures, à proximité de reliefs vigoureux.

Les **wackes** (greywackes): ce sont des roches généralement sombres, constituées d'une matrice et de grains de quartz, de chert, de calcaire, de roches volcaniques, de schiste, de feldspath (souvent anguleux). Il s'agit de sédiments immatures, mis en place par des courants de turbidité. On y retrouve en effet les granoclassements et les autres structures sédimentaires produites par ce type d'agent de transport et de dépôt. Il faut faire attention au caractère primaire de la matrice et veiller, pour l'interprétation, à ce qu'il ne s'agisse pas plutôt d'une arkose dont les grains de feldspath ont été complètement altérés.

## B. Classification des roches carbonatées.

Les roches carbonatées peuvent classées en fonction de leur composition chimique, minéralogique (caractère physique: porosité...etc.), leur texture (Matrice, Ciment et grains). Plusieurs classifications sont employées:

1. Classification de Folk (1959) possède également des adeptes.
2. Classification proposée par Dunham (1962), basées sur l'aspect en lame mince (microfaciès), sont classiquement utilisées.

### 1. Classification de Folk (1959).

Elle est fondée sur la proportion relative des grains carbonatés ou allochèms, de phase de liaison carbonatée (matrice- ciment) ou orthochèms et d'éléments détritiques. Il y'a donc sur un diagramme ternaire, dont les pôles sont les éléments terrigènes, les allochèms et les orthochèmes:

- Les roches terrigènes ou détritiques (éléments terrigènes > à 50%).
- Les roches allochémiqes impures (allochèms > à 10% et 10% < terrigènes < 50%).
- Les roches orthochémiqes impures (allochèms < à 10% et 10% < terrigènes < 50%).
- Les roches allochémiqes pures (allochèms > à 10% et terrigènes < 10%).
- Les roches orthochémiqes pures (allochèms < 10% et terrigènes < 10%).

#### ➤ Les allochèms ou grains carbonatés.

- **Les fossiles:** Microfossiles ou fragments des microfossiles (bioclastes).
- **Les oïdes:** Grains ovoïdes constitués d'un nucléus de nature variable (quartz, feldspaths, bioclastes).
- **Les Peletoïdes ou peloïdes:** Particules micritiques, généralement sans structure interne, de forme et de taille quelconque. Leur formation résulte du développement de la micritisation sur des éléments varies.
- **Les bioclastes:** Tout élément fossile entier ou fragmentaire d'origine animale ou végétale ayant subi un transport ou un dépôt par gravite, sa taille variable, va de la centaine de µm a quelques mm. Certains bioblastes (bivalves) sont souvent affectes par une micritisation, une ferruginisation.
- **Les intraclastes:** Sont des fragments par l'érosion ou par les organismes taraudeurs.

#### ➤ Minéraux non carbonates.

**Quartz:** Représente généralement par des grains monocristallins, en cristaux automorphes, de forme et de taille très variables.

➤ **La phase de liaison: Les orthochèmes.**

Il y'a deux types:

- **La matrice** de calcite microcristalline ou micrite.
- **Le ciment** de calcite spathique ou sparite.

Les appellations obtenues par combinaison d'un préfixe (intra-, pel-, oo-, bio-) et d'un suffixe (-micrite ou -sparite) peuvent être complétées par l'adjonction du terme "rudite" pour les grains dont la taille est supérieure à 4 mm (exemple: "biosparudite" décrit un calcaire à grands bioclastes ou fossiles cimentés par la sparite).

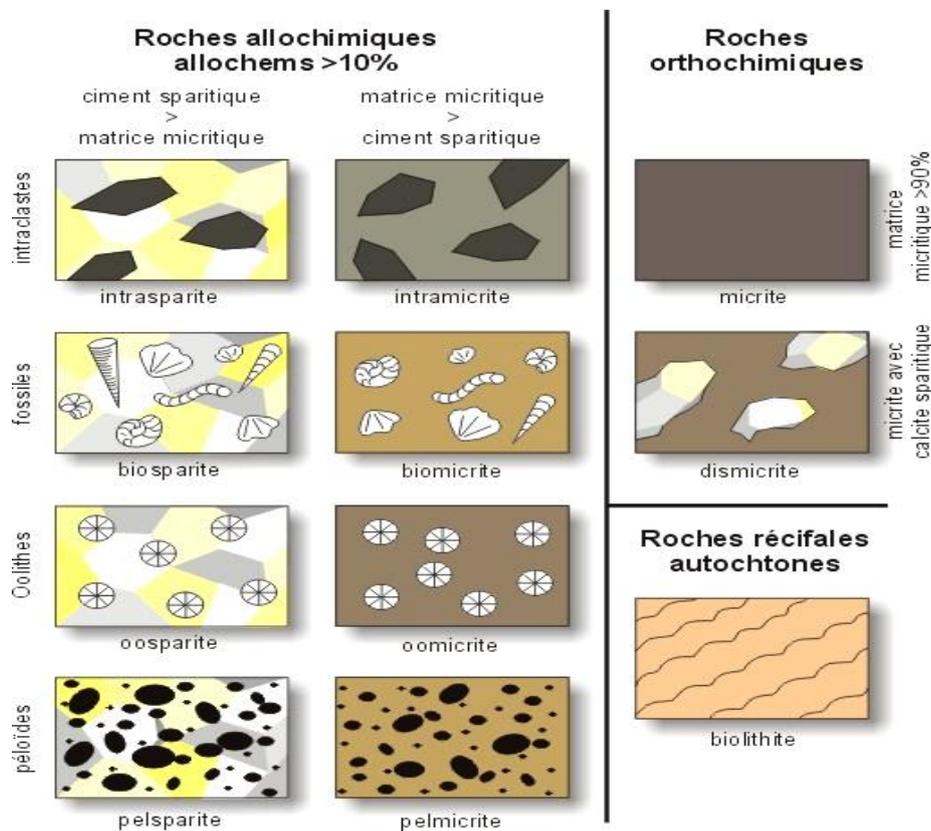


Fig.10: Classification des roches carbonatées selon Folk (1959).

## 2. Classification de Dunham (1962).

Elle représente une approche différente s'intéressant beaucoup plus à l'arrangement des constituants au moment du dépôt qu'à la nature des grains qui ne sont considérés que comme des simples particules sédimentaires. Elle est basée sur trois critères principaux.

- La présence ou l'absence (< 1%) de boue carbonatée.
- La disposition des grains, jointifs ou non- jointifs.
- La proportion des grains (inférieur ou supérieur à 10%).

Ces critères permettent de distinguer quatre catégories des roches: **Grainstones**, **Packstones**, **Wackestones** et **Mudstones**. Deux autres catégories les complètent: les roches construites (récifs et monticules biogéniques) ou **Boundstones**.

➤ Avec matrice micritique:

- **Mudstone**: Moins de 10% de grains.
- **Wackestone**: Plus de 10% de grains, mais texture non jointive ("mud- supported").
- **Packstone**: Texture jointive, c'est-à-dire empilement des grains en équilibre mécanique ("grain- supported").

➤ Avec ciment sparitique:

- **Grainstone**: Texture jointive.

004/p9620

Nota : La matrice des mudstones et des wackstones est constituée par un liant syngénétique : la micrite.

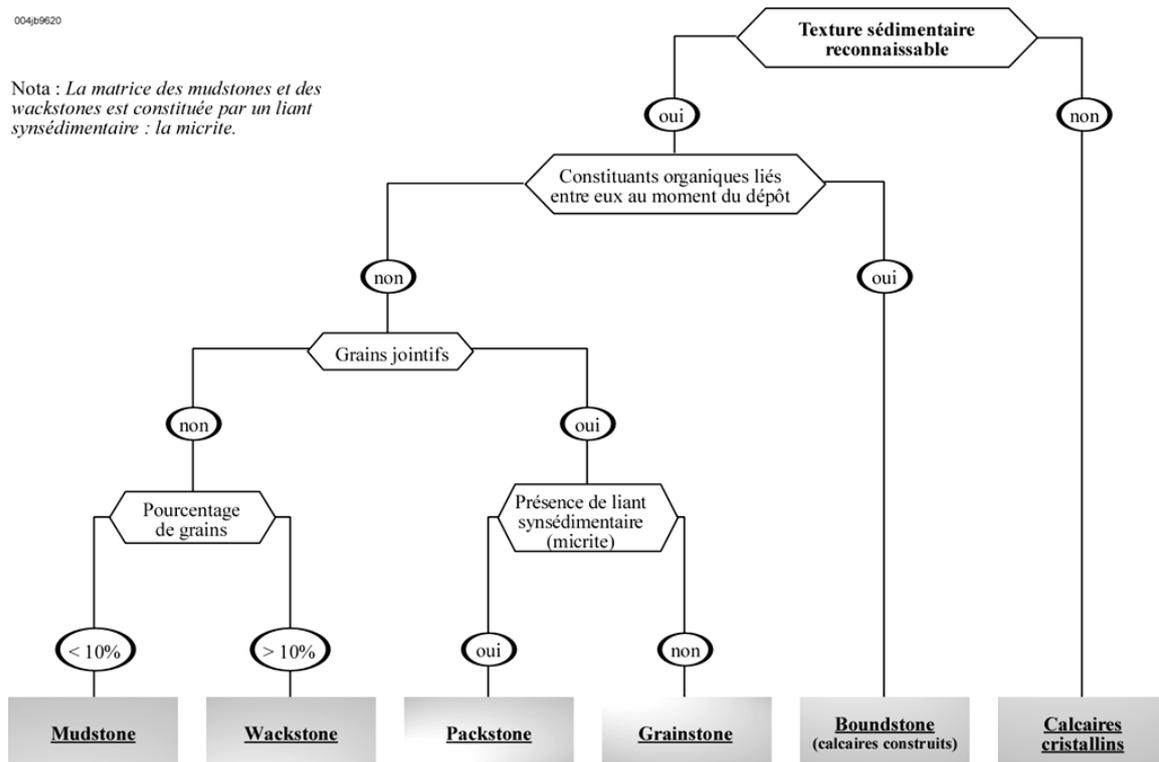


Fig.11: Les textures sédimentaires

(ENSPM Formation Industrie- IFP Training, 2006)

- Boundstones: Constructions récifales, c'est-à-dire roches dont les éléments étaient liés d'une manière ou d'une autre dès le dépôt:
  - **Bafflestone**: Organismes érigés piégeant le sédiment en suspension par ralentissement de l'écoulement du fluide transporteur (exemple: Bryozoaires).
  - **Coverstone**: Organismes lamellaires ou tabulaires stabilisant le sédiment par leur simple présence (exemple: Tabulés lamellaires des monticules frasniens).
  - **Bindstone**: Organismes stabilisant le substrat par encroûtement (exemple: Algues corallines).
  - **Framestone**: Organismes édifiant une charpente rigide (exemple: Coraux constructeurs actuels).
- Contenant plus de 10% d'éléments > 2 mm:
  - **Floatstone**: Texture non jointive.
  - **Rudstone**: Texture jointive.

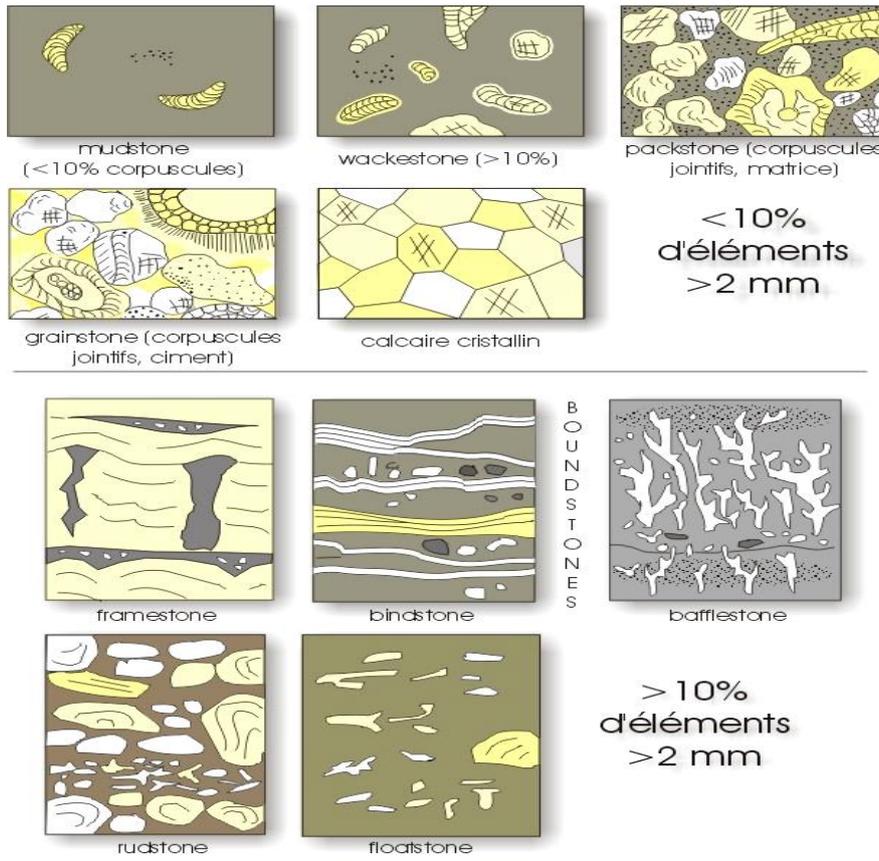


Fig.12: Classification des roches carbonatées selon Dunham (1962).

TROISIEME CHAPITRE

# LITHO- BIOSTRATIGRAPHIE



Analyse lithostratigraphique

Analyse biostratigraphique

## 1. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

### 1.1. Introduction.

Dans ce chapitre il sera question de décrire les unités lithologiques que nous avons identifiées ainsi que la faune récoltée. Le terme d'unité lithostratigraphique désigne un ensemble distinct dont les limites peuvent être reconnues. Une même lithologie ou des lithologies voisines associées sont donc à la base de la reconnaissance d'un ensemble dont les contours en trois dimensions doivent être définissables. De telles unités sont hiérarchisées à différentes échelles: de l'affleurement à l'ensemble cartographiable d'extension régionale (Rey, 1997). Dans « Stratigraphie Terminologie Française », Rey (1997) indique que: *« toute étude lithologique descriptive nécessite un découpage en ensembles différenciés à différentes échelles. Dans le vocabulaire courant de l'analyse lithologique, certains termes sont très employés : lamine, lit, couche, banc, horizon, strate, série, séquence... Une unité acquiert le nom d'unité lithostratigraphique quand elle forme un ensemble suffisamment important (verticalement et/ou horizontalement) pour mériter d'être individualisée dans un tableau de corrélations stratigraphiques. Si l'âge d'une unité stratigraphique n'est pas obligatoirement défini, son extension doit l'être dans la mesure du possible. Les différents types d'unités sont hiérarchisés pour l'essentiel d'après leur épaisseur et l'échelle des regroupements, du plus mince au plus épais ».*

Quatre unités formelles sont retenues: couche, membre, formation, groupe, conformément aux propositions du Guide stratigraphique international (Hedberg, 1979). Par définition, la formation est l'unité formelle de base de la classification lithostratigraphique. Un membre est une *« unité lithostratigraphique formelle d'un rang immédiatement inférieur à celui de la formation et il est toujours partie d'une formation »* et *« aucune règle fixe n'est nécessaire pour déterminer l'extension latérale ou l'épaisseur d'un membre »* (Hedberg, 1979). Les subdivisions lithologiques au sein des formations seront désignées par le terme de membre. Les bancs jouant un rôle de repère seront appelés « horizons ». Les horizons ne sont pas obligatoirement des lignes temps et n'ont pas systématiquement une extension latérale. Concernant les limites des différentes unités lithologiques, selon « Stratigraphie Terminologie Française » (Rey, 1997), ces limites témoignent :

- d'un changement brutal d'un caractère dans un enregistrement sédimentaire ou d'un changement chronostratigraphique significatif.
- d'un changement de milieux ou de mécanismes de faciès. La description de ces limites sera abordée dans le second chapitre de ce travail.

La série céno-mano- albiennne dans le secteur d'étude est essentiellement constituée par des formations marno- calcaires dans la partie supérieure, et marno- gréseuse dans sa partie inférieure.

Les termes lithologiques, suivant leur succession verticale, s'organisent en séquences klupfeliennes, limitées par des surfaces bioturbées ou ferruginisées, rarement perforées.

## 1.2. Localisation de coupe.

La coupe a été levée sur le versant Nord- Ouest du Dj. Bou Arif, en prenant la route de Fesdis- el Madher dont la zone étudiée se localise avant la ville d'el Madher (Douar Bouachaoune). Le profile est orienté SSE- NNW débutant par les formations albiennes et se termine dans les formations céno-maniennes

Les Coordonnées métriques Lambert qui délimités la coupe (selon La feuille de Aïn EL ksar « EX- El Madher » N°173, 1/50 000), sont:

Début : X = 825 Km , Y = 261,5 Km

Fin : X = 824 Km , Y = 263 Km



Fig.13: Vue panoramique de la coupe de Dj. Bou Arif.

### 1.3. Identification des formations dans le secteur d'étude.

Les formations sédimentaires de la région d'étude sont représentées par des dépôts du Mésozoïque, constitue une série allant du l'Albien jusqu'au Cénomaniens, ces formations sont stratifiées en concordance selon une direction de N40°W, et de pendage de 40 à 50°N. Dans l'ordre ascendant, La série peut être subdivisée en quatre formations bien distinctes (Tab.04):

#### I. La formation des marno- calcaires et grès blanc ferrugineux (100 m).

Alternances de marnes de teint beige- verdâtre, pauvre en macrofaunes, tendre, par endroit induré et fracturé, renferme des remplissages par la calcite de calcaire organogène gris, beige en patine, phosphaté, avec des diaclases, des cassures conchoïdales, riche en débris d'huître ; *Pterotrigonia aliformis*, des gastropodes ; *Trajanella clansayesiensis* BRST, et des grès blancs, fin à très fin, dur, avec une porosité visuelle moyenne, ferrugineux, stratifié en faisceaux pluri décimétriques à stratifications entrecroisées (fig.14) et rides de courant (ripples marks) asymétriques (fig.15), de direction NW-SE vers le SW (Les rides asymétriques, naissent sous l'action d'un courant unidirectionnel fleuve, marée et vent), l'ensemble est recouverte par les formations de pente.

Les microfaciès ont livré des ostracodes ; *Cytherella sp* (Jones, 1849), et des foraminifères planctoniques ; *Globotruncana sp*, *Heterohelix moremani*, des foraminifères benthiques ; *Bolivina spathulata* (Williamson), *Quinquelaulina bicornis* (Walker et Jacob), et des dasycladales.



Fig.14: Stratifications entrecroisées (cross- bedding).



Fig.15: Rides de courant (current- ripples).

## II. La formation des marno- calcaires (50 m).

Alternances de marnes grises, tendre, par endroit induré et fracturé et de calcaire bioclastique gris, beige en patine, phosphaté, avec des diaclases, des cassures conchoïdales et des joints stylolithiques parallèle à la stratification, riche en bivalves ; *Neithea shawi*. (Pervinquier), *Actinostreon syphax*. (Coquand), et des oursins ; *Hemiaster batnensis*. (Coquand, 1862), des gastropodes ; *Trajanella clansayensis*. Brst, et des moules d'ammonites.

Les microfaciès ont livré des foraminifères planctoniques ; *Whiteinella sp*, *Hedbergella sp*, des foraminifères benthiques ; *Thomasinella punica* (Schlumberger), *Textularia agglutinans* (d'Orbigny), des ostracodes ; *Cytherella sp*. (Jones, 1849), *Oertliella ? tarfayaensis* (Reyment, 1978), des grains de quartz, traces de phosphate et de glauconie.

## III. La formation des marnes grises (620 m).

Marnes grises, pauvre en macrofaunes, tendre, surmonté par les terrains Quaternaire (Q<sup>b</sup>), rarement intercalée par des bancs marno- calcaire centimétriques, gris, phosphatés, moyennement durs et diaclasés (Fig.16). L'ensemble est recouvert par les formations de pente.

En lavage, les marnes ont livré des ostracodes ; *Procytherura sp ?* (Whatley), *Cytherella sp*. (Jones, 1849), *Polycope sp*, *Virgatocypris sp*, *Amphicytherura distincta* (Butler et Jones), des foraminifères benthiques ; *Spiroplectamina parasorites*, des foraminifères planctoniques *Whiteinella praehelvetica*, et rare radiolaires.

Fig.16: Marnes grises intercalée par des bancs marno- calcaire centimétriques.



#### IV. La formation des marno- calcaires (200 m).

C'est un ensemble marno- calcaires. Les marnes forment des intervalles métriques, de couleur grise verdâtre, tendre, et les couches consolidées forment des bancs décimétrique et parfois métrique de calcaire biomicritique, gris à gris sombre, beige en patine, phosphatés avec des cassures conchoïdales et des structures de Tempestites (fig.17), des joints stylolithiques d'origine diagenétique et des diaclasés remplis par la calcite (fig.18). Cette formation est riches en macrofaunes : *Aspidiscus cristatus* (Lamarck, 1801), Ammonites ; *Metoicoceras geslinianum*, *Acanthoceras rothomagense*, des bivalves ; *Ilymatogyra (Afrogyra) Africana* (Lamarck), *Arctica sp*, *Cardita delectrei* (Coquand, 1862), *Amphidonte (Ceratostreon) flabellatum*. Goldfuss, des brachiopodes ; *Orbirhynchia cuvieri*, des huitres ; *Inoceramus labiatus* , des oursins réguliers et irréguliers ; *Heterodiadema ouremense* (Loriol, 1896), *Hemiaster batnensis* (Coquand, 1862), des gastropodes ; *Tylostoma cassisiana*, *Nerinea bicatenata*, *Volutoderminae sp*, et des polypiers ; *Cyclolites sp*.



Fig.17: Structure de tempestites (E25).



Fig.18: Calcaire à diaclases remplis par la calcite.

Les microfaciès ont livré des foraminifères planctoniques ; *Whiteinella praehelvetica*, *Globigerinelloides blowi*, *Whiteinella archaeocretacea*. M. Ruaul 2008, *Hedbergella planispira* (Tappan, 1940), *Hedbergella sp*, *Pseudotextularia*, *Heterhelix moremani*, *Rotalipora reicheli*, *Rotalipora cushmani* (Morrow 1934), *Hedbergella monmouthensis* (Olsson, 1964), *Whiteinella archaeocretacea*.

Des foraminifères benthiques ; *Oolina sulcata*, *Assilina sp*, *Quinqueloculina sp*, *Ovalveolina sp*, *Orbitoides sp*, *Bolivina sp*, *Nezzazatinella picardi*, *Nodosaria sp*, (Lamarck), *Textularia agglutinans* (d'Orbigny), *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer, 1927), *Bathysiphon sp*, *Lenticulina spissocostata* (Cushman, 1938), *Thuraminna sp*, *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer, 1927), *Cancris auriculus* (Fichtel et Moll), *Uvigerina nodosa* d'Orbigny, *Gavelinella intermedia* (Berthelin), *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), et *Textularia chapmani*. Des Ostracodes *Paracypris sp.* (Sars), *Phlyctocythere citreum* (Viviere).

On note aussi la présence des annélides, échinides, huîtres, gastéropodes, débris de radiolites, des traces de glauconie et de phosphate.

**Remarque :** La plupart des microfaunes signalées dans notre texte sont déterminé par la corrélation avec les formes décrites dans la bibliographie.

#### - Variations latérale de facies.

Dans le secteur septentrional de l'anticlinal de dj. Bou Arif, et sans doute en général vers le NE (après Douar Bouachaoune), l'ensemble marno- calcaires devient très riches en macrofaunes (*Aspidiscus cristatus*, ammonites, huitres, oursins réguliers et irréguliers, bivalves, gastéropodes et polypiers...), avec les mêmes épaisseurs, constituant la formation des marno- calcaires du Cénomaniens supérieur.

Parfois des surfaces présentes au toit des couches des indices de durcissement (bioturbations, oxydation, perforation et ferruginisation...), se sont des surfaces durcies.

#### 1.4. La coupe géologique et le log stratigraphique.

Dans la présente coupe (fig.19), l'âge des formations est fondé sur les arguments paléontologiques et micropaléontologiques présentent au dessus.

- **Légende.**

	Marnes.		Marnes avec fines passées de calcaire et de gypse.
	Calcaires.		Grès.
	Foraminifères planctoniques.		Foraminifères benthiques.
	Ammonites.		Ostracodes.
	Huitres.		Brachiopodes.
	Gastropodes.		Oursins.
	Surface durcie.		

- **La coupe géologique.**

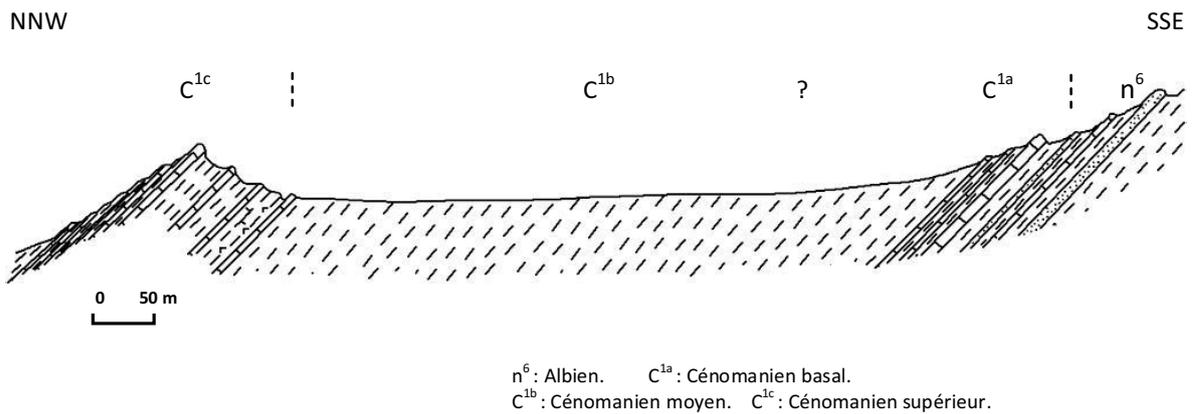


Fig.19: Coupe géologique de la série céno- albiennne du flanc septentrional de Jebel Bou Arif- Monts des Aurès.



### 1.5. Conclusion.

L'étude lithostratigraphique de cette coupe, montre une sédimentation très variable durant le Crétacé moyen, caractéristique d'une zone en continuelle instabilité tectonique. La série est essentiellement carbonatée en milieu marin, les apports terrigènes et détritiques sont présents dans sa partie inférieure. Elle montre une succession de quatre formations de différents âges, allant de bas en haut comme suite:

- I- l'Albien supérieur n<sup>6</sup>; formation des marno- calcaires et grès blanc ferrugineux.
- II- Le Cénomaniens basal C<sup>1a</sup>; formation des marno- calcaires gris.
- III- Le Cénomaniens moyen C<sup>1b</sup>; formations des marnes grises.
- IV- Le Cénomaniens supérieur C<sup>1c</sup>; formation marno- calcaires.

## 2. ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE

### 2.1. Introduction.

La biostratigraphie est basée sur la reconnaissance et caractérisation des microfossiles benthiques et planctoniques (phyto- et zooplancton), et l'utilisation dans la reconstitution de caractères paléoenvironnementaux (climat, productivité, oxygénation).

Préciser la biostratigraphie est chose difficile quand les déterminations sont incertaines et la documentation disponible trop rare. La rareté des fossiles et microfossiles constitue également un handicap pour une biostratigraphie précise, d'autant plus que les spécimens observés ne sont pas toujours en excellent état de conservation, donc parfois difficiles à déterminer précisément, malgré tous sa, j'ai essayé de proposer la détermination la plus complète possible (avec nom de genre et espèce), mais, dans un certain nombre de cas, j'ai préféré la laisser imparfaite (nom de genre seul, voire de famille) plutôt que de risquer une interprétation erronée. D'éventuelles erreurs restent cependant inévitables.

Les données biostratigraphiques de la série cénomano- albienne de Dj. Bou Arif incluent la biostratigraphie des macrofossiles (*Aspidiscus cristatus*, ammonites, échinodermes, gastropodes, brachiopodes et bivalves ou lamellibranches) et celle des microfossiles (foraminifères benthiques, foraminifères planctoniques et des ostracodes), tab.05.

Foraminifères (protozoaires)	<b>Foraminifères benthiques</b>	<b>Foraminifères benthiques calcaires</b>
	Vivent sur le fond, fixés ou non, enfouis dans le sédiment (endobionte) ou à la surface (épibionte). Leur abondance diminue progressivement en s'éloignant du littoral. Les espèces benthiques sont beaucoup plus répandues que les espèces planctoniques (actuellement seules 70 des 4000 espèces vivantes décrites sont planctoniques)	Pourvus d'un test calcaire secrété par l'animal, et abondants dans les zones les plus superficielles (ex : <i>Nodosaria, Lagena...</i> )
	<b>Foraminifères planctoniques</b>	<b>Foraminifères benthiques agglutinés ou arénacés</b>
	Flottent librement dans la tranche d'eau, et sont présents aussi bien près des côtes qu'au large. Leur abondance relative augmente cependant avec l'approfondissement, en rapport avec la moindre proportion d'organismes benthiques présents dans les plus grandes profondeurs.	Pourvus d'un test d'origine exogène, constitué de particules captées dans le milieu environnant. Sont présents à toutes les profondeurs, mais sont les seuls qui subsistent à de grandes profondeurs. Leur abondance relative augmente donc avec l'approfondissement (ex : <i>Anmodiscus, Textularia...</i> )
Ostracodes métazoaires	<b>Foraminifères planctoniques globuleux</b>	<b>Foraminifères planctoniques carénés</b>
	Vivent à proximité de la surface (ex : <i>Heterohelix, Hedbergella...</i> )	Formes plus complexes, munies d'une carène, vivant à de plus grandes profondeurs (ex : <i>Globotruncana, Rotalipora...</i> )
	<b>Ostracodes</b>	
	Groupe d'arthropodes crustacés, dont la taille peut aller jusqu'à 10 mm. Vivent dans tous les milieux aquatiques, et sont généralement benthiques, endobiontes (dons enfouis dans le sédiment) ou épibiontes (sur le sédiment). Certaines sont pélagiques (et munis d'appendices servant à la nage). L'étude des populations d'ostracodes donne de précieuses indications en termes de paléoenvironnement (bathymétrie, salinité).	

Tab.05: Type de microfossiles observés.

## 2.2. Les fossiles.

Plusieurs types de fossiles ont été rencontrés, principalement dans les faciès carbonaté du Cénomaniens inférieur et supérieur. Il s'agit notamment de mollusques (bivalves, gastéropodes et céphalopodes), des coraux (*Aspidiscus cristatus*) et d'échinodermes. Par ordre d'abondance, nous citerons :

### 2.2.1. Les bivalves ou lamellibranches (répartition stratigraphiques: Cambrien- actuel).

Ils sont les plus abondants (présents dans près de 55% de totaux individus observés). Leur valeur est surtout d'ordre paléoenvironnemental. Les bivalves les plus fréquents sont des ostréidés (équivalents de nos huîtres ici). Souvent présents en très grandes nombre, et de différentes tailles, ils se rencontrent à la majorité des niveaux. Ils sont représentés principalement par des **EXOgyres** (Crétacé). Nous observons des autres groupes de bivalves, mais, ne sont pas bien représentés (PL.01, 02).

Les ostréidés regroupent plusieurs genres (classification d'après Malchus, 1990) :

Sous- ordre **OSTREINA** Ferussac, 1822

Super- famille **OSTREACEA** Rafinesque, 1815

Famille **OSTREIDAE** Rafinesque, 1815

Sous- famille **EXOgyrinae** Vyalov, 1936.....PL. 02, fig. 01, 02.

Genre *Amphidonte* Waldheim, 1829.....PL. 02, fig. 01.

Sous- genre *Amphidonte* Waldheim, 1829

Sous- genre *Ceratostreon* Bayble, 1878

Sous-famille **LOPHINAe** Vyalov, 1936

Genre *Lopha* Roding, 1798.....PL. 02.fig.02.

Sous- genre *Actinostreon* Bayble, 1878

### 2.2.2. Les gastropodes (répartition stratigraphique des *Archéogastropodes*: Cambrien-actuel).

Généralement, les gastéropodes sont associés aux bivalves surtout dans les faciès du Cénomaniens supérieur, ils sont très fréquents (14% de totaux individus récoltés). Leur valeur aussi d'ordre paléoenvironnemental. Seuls les genres marins *Archéogastropodes* (*Aspidobranche*) ont été récoltés ; *Volutoderminae* sp, cénomaniens supérieur, *Tylostoma cassisiana* d'Orbigny, Cénomaniens supérieur, *Nerinea bicatenata* Coquand, Cénomaniens moyen, et *Trajanella clansayesiensis* BRST, Albiens supérieur.



Fig.20: Calcaire à gastropodes *Tylostoma cassisiana* associés aux bivalves (ostreïdés), Cénomaniens supérieur, x01.

### 2.2.3. Les Echinodermes (oursins. répartition stratigraphique : Ordovicien- actuel).

Seuls les Echinides ont été récoltés (11% de totaux individus récoltés), principalement de type irrégulier *Hemiaster batnensis* Coquand, 1862 (Cénomaniens moyen), tandis que le type régulier *Heterodiadema ouremense* Lorient, 1896 (Cénomaniens supérieur) est plus rare (PL. 01, fig.03, 04).

**2.2.4. Les Céphalopodes** : Ils comprennent plusieurs groupes, dont seul des ammonoïdés ont été récoltés (10% de totaux individus récoltés).

Les Ammonoïdés : les **Ammonites** (répartition stratigraphique : Permien- Crétacé) ont un grand intérêt stratigraphique, dont de nombreuses biozonations du Crétacé a été basées sur les ammonites, même si d'autres organismes sont en commun (les foraminifères planctoniques notamment). Deux genres ont été récoltés ; *Acanthoceras rothomagense*, Cénomaniens moyen, et *Metoicoceras geslinianum*, Cénomaniens supérieur.

Quant aux ammonites récoltées dans la région d'étude, elles ne peuvent pas être utilisées pour définir les biozones et leurs limites exactes pour des raisons suivantes :

- L'insuffisance du matériel récolté dans la coupe ;
- La répartition verticale, ne montre pas une continuité permettant de reconnaître l'intervalle exact de l'apparition ou de disparition.

En référence aux propositions du RUAULT M, 2008 sur le Cénomano- albienne, nous pouvons reconnaître globalement certaines zones d'ammonites appliquées dans le Crétacé moyen (Tab.06):

- Zone à *Metoicoceras geslinianum*, Cénomaniens supérieur, (PL.01, fig. 08).
- Zone à *Acanthoceras rothomagense*, Cénomaniens moyen, (PL. 01, fig. 07).

Etage	Sous-étage	Ammonites		Foraminifères planctoniques			
				Zones	Marqueurs de zone		
Turonien	Turonien supérieur	Subprionocyclus neptuni		Marginotruncana schneegansi	Dicarinella concavata		
					Turonien moyen	Romaniceras devenarianum	
	Roman. ornatesimum						
	Roman. kallei						
	Turonien inférieur	Mammites nodosoides	Kamerunoceras turoniense	Helvetoglobotruncana helvetica	Helvetoglobotruncana helvetica		
				Watinoceras devonense/ coloradoense			
				Nigriceras scottii			
				Neocardioceras juddii			
				Burroceras clydense			
				Metoicoceras gestianum			
Whiteinella archaeocretacea							
Cénom. Supérieur	Calyoceras guerangeri	Turrilites acutus	Rotalipora cushmani	Rotalipora cushmani			
			Cénom. Moyen	Acanth. rhotomagense	Turr. costatus	Rotalipora reicheli	
				Cunningtoniceras inerme			
				Cénom. inférieur	Mantelliceras dixonii		
						Mantel. mantelli	Mantelliceras saxbii
Neostlingoceras carcitane							
Albien	Albien supérieur	Stoliczkaia dispar	Mortonoceras perinflatum	Rotalipora appenninica			
			Mort. rostratum	Planomalina buxtorfi	Rotalipora appenninica		
		Mortonoceras inflatum	Callihoplites auritus	Rotalipora ticinensis			

Tab.06: Biozonation du Crétacé moyen par les Ammonites et les foraminifères planctoniques. (RUAULT M, 2008).

### 2.2.5. Les Coraux (*Aspidiscus cristatus* - Crétacé supérieur).

L'*Aspidiscus cristatus* (Lamarck, 1801) a été récolté de trois horizons de corail-roulement de la succession sédimentaire de Cénomaniens du Dj. Bou Arif (05% de totaux individus récoltés), l'architecture est bien préservée d'exposition de spécimens, qui corrobore sa tache à la famille **LATOMEANDRIDAE** Alloiteau, 1952. La chaîne stratigraphique de *l'Aspidiscus cristatus* suggère qu'elle puisse être employée comme index pour le milieu de Cénomaniens moyen et supérieur. Basé sur la morphologie de *l'Aspidiscus cristatus* et de son disque à conformation, on le suggère ici que le corail ait eu une gamme étroite de faciès, étant adapté à un mode libre de la vie sur doux marneux au substrat argileux, dans les environnements à énergie réduite soumis aux taux élevés de sédimentation.

Sous- ordre **MICROSOLENINA** Morycowa et Roniewicz, 1995

Famille **LATOMEANDRIDAE** Alloiteau, 1952

Genre *Aspidiscus* König, 1825

*Aspidiscus cristatus* Lamarck, 1801..... (PL. 01, fig. 01, 02).

### 2.3. Les microfossiles.

#### 2.3.1. Les foraminifères (répartition stratigraphique : Cambrien- actuel).

Les foraminifères sont des **PROTOZOAIRE**S (Embranchement zoologique) du groupe des **Rhizopodes**, ils s'observent dans tous les milieux aquatiques marins. Certaines espèces sont adaptées à des eaux saumâtres ou à des eaux très salées. Il y a des espèces benthiques (les plus nombreuses) et des espèces planctoniques (PL.04, 05). Sensibles aux variations des conditions physico- chimiques environnementales, ils présentent un grand intérêt en paléocéologie et pour les reconstitutions paléogéographiques. Ils sont connus depuis le Cambrien, dont les espèces sont très diversifiées depuis le début du Carbonifère, aussi l'ordre des foraminifères ont- ils un grand intérêt stratigraphique. Leur classification est difficile, et entièrement basée sur les caractéristiques du test (Tappan, 1964).

L'étude des foraminifères planctoniques est généralement très utile pour les interprétations stratigraphiques, par contre les foraminifères benthiques qui, de part leur longévité généralement importante, ne sont le plus souvent que peu significatifs de ce point de vue (Benkherouf, 1988).

L'abondance et la diversité, des foraminifères benthiques ou planctoniques, la proportion des différents types sera abordée dans le second travail:

- **Rapport benthiques / planctonique.**

Le pourcentage estimé des foraminifères planctonique est de 54.5% (de total foraminifères triés) dans le secteur étudié, la variabilité est plus ou moins grande cependant, entre des assemblages nettement dominés par des foraminifères planctoniques, des assemblages mixtes et d'autres enfin où les populations benthiques sont majoritaires.

Nous distinguerons donc trois types d'assemblages :

- Type 01 : Population planctonique majoritaire ( $\approx 38\%$  des échantillons),
- Type 02 : Population mixte ( $\approx 29\%$ ),
- Type 03 : Population benthique majoritaire ( $\approx 33\%$ ).

- **Evolution de la diversité.**

La diversité est variable selon les niveaux, généralement moyenne dans les assemblages de type 01 (planctoniques) par 18 espèces, et de type 03 (benthiques) par 15 espèces, elle peut être nettement plus élevée, notamment dans les assemblages de type 02 (mixtes), dans lesquels jusqu'à 37 espèces ont pu être reconnues.

L'Albien supérieur- Cénomaniens inférieur débute par des assemblages de type 01, à diversité faible au début, mais rapidement la diversité s'accroît pour atteindre les valeurs moyenne de Cénomaniens moyen.

Le Cénomaniens supérieur, est globalement très riches en espèces. Les deux espèces dominantes est de types planctoniques et mixtes. Enfin, les espèces de types benthiques.

### 2.3.1.1. Foraminifères planctoniques.

Les espèces globuleuses dominent les assemblages de foraminifères planctoniques (plus de 95% des individus récoltés). Parmi les plus fréquents, sont les genres *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Whiteinella* et *Heterohelix*. Ont été reconnues les espèces suivantes (PL.05):

*Hedbergella planispira* (Tappan, 1940), Cénomaniens supérieur,

*Hedbergella monmouthensis*. (Olsson, 1964), Cénomaniens supérieur,

*Heterohelix moremani* (Ehrenberg 1840), Albien supérieur - Cénomaniens supérieur,

*Whiteinella archeocretacea* (Pessagno, 1967), Cénomaniens supérieur.

Périodes		Globotruncanidés	Hétérohélicidés
CONIACIEN	I	<i>DICARINELLA concavata</i> conc	<i>PSEUDOTEXTULARIA nuttalli</i> n
TURONIEN	S		
	M	<i>MARG. schneegansi</i> s	<i>HETEROHELIX globulosa (=reussi)</i> g
	I	<i>HELV. helvetica</i> helv	
CENOMANIEN		<i>WHIT. archeocretacea</i> ar	
	S	<i>ROTAL. cushmani</i> cush	<i>HETEROHELIX moremani</i> m
	M	<i>ROTAL. reicheli</i> r	
ALBIEN	I	<i>ROTAL. globotruncanoides (= brotzeni)</i> gl.	
		<i>ROTAL. appenninica</i> ap.	
	S	<i>ROTAL. ticinensis</i> tic	
		<i>ROTAL. subticinensis</i> sb	
		<i>TICIN. praeticinensis</i> sb	

ROTAL.: Rotalipora, TICIN.: Ticinella, WHIT.: Whiteinella, HELV.: Helvetoglobotruncana, MARG.: Marginotruncana

Tab.07: Biozonation du Crétacé moyen à supérieur par les foraminifères planctoniques.

(RUAULT M, 2008)

Le tableau qui suit détaille la répartition et l'abondance des différents types de foraminifères planctoniques déjà cités ci- dessus (Tab.08).

Microfaune	Planche	Répartition			Abondance
		Albien sup- Cénomanien inférieur	Cénomanien moyen	Cénomanien supérieur	
<i>Hedbergella planispira</i>	PL05.08			×	*
<i>Hedbergella sp</i>	PL13. 01	×	×	×	*
<i>Heterohelix moremani</i>	PL05. 16	×		×	**
<i>Globigerinelloides blowi</i>	PL05. 06			×	*
<i>Rotalipora cushmani</i>	PL05. 10			×	**
<i>Rotalipora reicheli</i>	PL14. 02		×		*
<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	PL05. 01	×	×	×	***
<i>Globotruncana sp</i>	PL06. 01	×			*

Degré d'abondance : \* rare \*\* commun \*\*\* très fréquent

Tab.08: Répartition et abondance des différents types de foraminifères planctoniques rencontrés.

### 2.3.1.2. Foraminifères benthiques.

Les populations de foraminifères benthiques sont très variées atteindre (40 espèces reconnues), mais leur répartition n'est pas identiques tout le long de série. En effet, du Cénomanien inférieur au Cénomanien supérieur, les populations benthiques s'accroît et atteintes le maximum de diversification. Deux grands types de foraminifères benthiques, les calcaires et les agglutiné.

- Essai de classification des individus observés (selon Loeblich et Tappan, 1987-1992) :

- Parmi les foraminifères agglutinés (**Textularidés**), on retrouve :

Classe **FORAMINIFERA** d'Orbigny, 1826

Sous- classe **TEXTULARIA** Mikhalevich, 1980

Ordre **TEXTULARIIDA** Delga et Herouard, 1896

Sous- ordre **TEXTULARIINA** Delga et Herouard, 1896

Famille **TEXTULARIIDAE** Ehrenberg, 1838

Sous- famille **TEXTULARIINAE** Ehrenberg, 1838

Genre *Textularia* DeFrance, 1824

*Textularia chapmani* Lalicker, 1935..... (PL. 07, fig. 01).

Super- famille **TEXTULARIACEA** Ehrenberg, 1838

Famille **THOMASINELLIDAE** Loeblich et Tappan, 1984

Genre *Thomasinella* Schlumberger, 1893

*Thomasinella punica* Schlumberger, 1893..... (PL. 04, fig. 01).

- Parmi les foraminifères benthiques calcaires, on retrouve :

Classe **FORAMINIFERA** d'Orbigny, 1826

Ordre **LAGENIDA** Lankester, 1885

Super- famille **NODOSARIACEA** Ehrenberg, 1838

Famille **NODOSARIIDAE** EHRENBERG, 1838

Sous- famille **NODOSARIINAE** Ehrenberg, 1838

Genre *Nodosaria* Lamarck, 1812

*Nodosaria sp.* Lamarck, 1812..... (PL. 04, fig. 16 / PL.13, fig. 02).

Super- famille **POLYMORPHINAE** d'Orbigny, 1839

Famille **ELLIPSOLAGENIDAE** A. Silvestri, 1923

Sous- famille **OOLININAE** Loeblich et Tappan, 1961

Genre *Oolina* d'Orbigny, 1839

*Oolina sulcata* Walker et Jacob, 1798..... (PL.07, fig. 04).

Ordre **MILIOLIDA** Lankester, 1885Sous- ordre **MILIOLINA** Delage et Herouard, 1896Super- famille **MILIOLACEA** Ehrenberg, 1839Famille **SPIROLOCULINIDAE** Wiesner, 1920Genre *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826*Quinqueloculina* sp. d'Orbigny, 1826..... (PL. 08, fig. 01).Ordre **ROTALIIDA** Lankester, 1885Super- famille **CHILOSTOMELLACEA** Brady, 1881Famille **GAVELINELLIDAE** Hofker, 1956Genre *Gavelinella* Brotzen, 1942*Gavelinella intermedia* Berthelin, 1880..... (PL. 04, fig. 12).*Gavelinella cenomanica* Brotzen, 1945..... (PL. 04, fig. 10).

Le tableau qui suit détaille la répartition et l'abondance des différents types de foraminifères benthiques déjà cités ci- dessus (Tab.09).

Microfaune	Planche	Répartition			Abondance
		Albien sup- Cénomaniens inférieur	Cénomaniens moyen	Cénomaniens supérieur	
<i>Textularia agglutinans</i>	PL04. 05		×	×	***
<i>Textularia chapmani</i>	PL07. 01		×		*
<i>Oolina sulcata</i>	PL07. 04			×	*
<i>Quinqueloculina sp</i>	PL08. 01			×	**
<i>Ovalveolina sp</i>	PL08. 02			×	*
<i>Orbitoides sp</i>	PL08. 01			×	*
<i>Bolivina spathulata</i>	PL04. 06	×			**
<i>Nezzazatinella picardi</i>	PL08. 03			×	*
<i>Thomassinella punica</i>	PL04. 01	×	×		***
<i>Assilina sp</i>	PL07. 03			×	*
<i>Spiroplectammina parasorites</i>	PL04. 04		×		*
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	PL04. 09			×	*
<i>Bathysiphon sp</i>	PL04. 13		×	×	**
<i>Lenticulina spissocostata</i>	PL04. 03			×	*
<i>Thuraminna sp</i>	PL04. 15			×	*
<i>Cancris auriculus</i>	PL04. 11			×	*
<i>Uvigerina nodosa</i>	PL04. 14			×	*
<i>Gavelinella intermedia</i>	PL04. 12			×	*
<i>Gavelinella cenomanica</i>	PL04. 10			×	**
<i>Quinquelaulina bicornis</i>	PL04. 02	×			*
<i>Idalina sp</i>	PL04. 08		×		***
<i>Nodosaria sp</i>	PL04. 16			×	***
<i>Fronicularia sp</i>	PL04.07	×			*

Degré d'abondance : \* rare \*\* commun \*\*\* très fréquent

Tab.09: Répartition et abondance des différents types de foraminifères benthiques rencontrés.

### 2.3.2. Les Ostracodes (répartition stratigraphique : Cambrien- Ordovicien à actuel).

Les ostracodes sont définis comme des **ARTHROPODES CRUSTACES**. Leur taille, généralement voisine du millimètre, peut atteindre exceptionnellement 8 cm. Les carapaces sont lisses ou diversement ornementées extérieurement. La majorité des ostracodes sont benthiques. Ils se trouvent dans tous les milieux aquatiques aussi bien d'eaux douces que d'eaux salées : dans les étangs, marais, fleuves, lagunes, estuaires, sur le plateau continental et le talus, ainsi que dans les zones bathyale et abyssale (R. Mathieu & J. P. Bellier, 2011).

L'étude des ostracodes est importante dans les faciès continentaux où ils permettent d'établir des datations fines. Dans les niveaux marins, ils sont surtout utiles pour la reconstitution des paléoenvironnements.

Dans la série étudiée, les ostracodes forment presque 17.5% du total des microfossiles triés (PL.03), et seulement 10 échantillons qui en contiennent. Donc, les assemblages de microfaciès sont généralement nettement dominés par des foraminifères benthiques ou planctoniques, à l'exception d'un seul échantillon pour lesquels les ostracodes sont majoritaires (E11) pour le Cénomaniens moyen. L'évolution de la répartition et l'abondance des différents types des ostracodes peut être détaillée comme suite (Tab.10):

Microfaune	Planche	Répartition			Abondance
		Albien sup-Cénomaniens inférieur	Cénomaniens moyen	Cénomaniens supérieur	
<i>Cytherella sp</i>	PL03. 05	×	×		***
<i>Paracypris sp</i>	PL03. 02			×	**
<i>Oertliella? tarfayaensis</i>	PL03. 03		×		*
<i>Procytherura sp</i>	PL03. 07		×		*
<i>Polycope sp</i>	PL03. 08		×		*
<i>Virgatocypris sp</i>	PL03. 10		×		*
<i>Amphicytherura distincta</i>	PL03. 11		×		*
<i>Phlyctocythere citreum</i>	PL03. 14			×	*

Degré d'abondance : \* rare \*\* commun \*\*\* très fréquent

Tab.10: Répartition et abondance des différents types des ostracodes rencontrés.

Après le comptage des individus, et les essais de détermination dans la mesure du possible, une première distinction a abord été réalisée entre les ostracodes à carapace lisse d'une part, et les ostracodes à carapace ornementée d'autre part. Les premiers (à carapace lisse) sont largement majoritaires (près de 71.43% de l'ensemble des ostracodes). Les deuxièmes (à carapace ornementée) présentent seulement 28.57% de l'ensemble des ostracodes.

- Essai de classification des individus rencontrés (d'après la classification de Donze, 1974, Benest et Al, 1977, et Damotte et Taj eddine, 1989):

- Parmi les ostracodes, on retrouve :

Sous-classe : **OSTRACODA** Latreille, 1806

Ordre **MYODOCOPIDA** Sars, 1866

Sous- ordre **CLADOCOPINA** Sars, 1866

Famille **POLYCOPIDAE** Sars, 1866

Genre *Polycope* Sars, 1866

*Polycope* sp..... (PL. 03, fig. 08).

Ordre **PODOCOPIDA** Muller, 1894

Sous- ordre **PLATYCOPINA** Sars, 1866

Famille **CYTHERELLIDAE** Sars, 1866

Genre : *Cytherella* Jones, 1849

*Cytherella* sp..... (PL. 03, fig. 01).

Sous- ordre **PODOCOPINA** Sars, 1866

Super- famille **CYPRIDCEA** Baird, 1845

Famille **PARACYPRIDIDAE** Sars, 1923

Genre *Paracypris* Sars, 1866

*Paracypris* sp..... (PL. 03, fig. 02).

Sous- ordre **CYTHEROCOPINA** Grundel, 1967

Famille **CYTHERURIDAE** Muller, 1894

Genre *Procytherura* Whatley, 1970

*Procytherura*..... (PL. 03, fig. 07).

## 2.4. Biostratigraphie et âge des différentes formations.

La série cénomano- albienne de Djebel Bou Arif est plus ou moins fossilifère. Elle contient dans certains niveaux des faunes intéressantes du point de vue stratigraphique, alors que d'autres niveaux en sont dépourvus ou ne renferment que des formes peu précises de ce point de vue. Cependant les faunes récoltées: ammonites, *Aspidiscus*, échinides, bivalves..., et les microfaunes: foraminifères planctoniques, benthiques ou ostracodes permettent, après la détermination de chaque groupe, d'avancer des datations pour les formations composant la série.

### I. La formation des marno- calcaires et grès blanc ferrugineux.

La formation marno- calcaire et grès blanc ferrugineux de Dj. Bou Arif, renferme des ostracodes caractéristiques du Albien supérieur ; *Cytherella sp* (Jones, 1849), et des foraminifères planctoniques ; *Globotruncana sp*, *Heterohelix moremani*, des foraminifères benthiques ; *Bolivina spathulata* (Williamson), *Quinquelaaulina bicornis* (Walker et Jacob), des huitres ; *Pterotrignonia aliformis*, et des gastropodes ; *Trajanella clansayesiensis* Brst. Donc, il peut être attribué à l'Albien supérieur.

### II. La formation des marno- calcaires.

Cette formation est très probablement appartenne au Cénomaniens basal. Il contient des ostracodes ; *Cytherella sp*. (Jones, 1849), *Oertliella ? tarfayaensis* (Reyment, 1978), des foraminifères planctoniques ; *Whiteinella sp*, *Hedbergella sp*, des foraminifères benthiques ; *Thomasinella punica* (Schlumberger), *Textularia agglutinans* (d'Orbigny), des bivalves ; *Neithea shawi* (Pervinquiere), *Actinostreon syphax* (Coquand), des oursins ; *Hemiaster batnensis* (Coquand, 1862), et des gastropodes ; *Trajanella clansayesiensis* Brst.

### - Le passage Albien supérieur- Cénomaniens basal.

La première formation des marno- calcaires et de grès blancs ferrugineux de Djebel Bou Arif appartient très probablement à l'Albien supérieur. La deuxième formation est essentiellement des marnes grises, riche en fossiles et de calcaire bioclastique gris, elle est très probablement appartient au Cénomaniens basal. Le passage du l'Albien supérieur au Cénomaniens basal est localisé juxta après la surface durcie (bioturbé et ferruginisée) de le dernier banc de grès, blanc (PL.06, E07), surmonté par un intervalle marneux gris, tendre, formé une rupture net de pente.

### III. La formation des marnes grises.

La partie médiane de la série formée un large intervalle de marnes grises, tendre, rarement intercalée par des bancs marno- calcaire centimétriques, gris. Cette intervalle livré des ammonites ; *Acanthoceras rothomagense*, des bivalves ; *Amphidonte (Ceratostreon) flabellatum*. Goldfuss, *Arctica sp*, des gastropodes ; *Nerinea bicatenata*. (Coquand), des ostracodes ; *Procytherura sp* ? (Whatley), *Cytherella sp*. (Jones, 1849), *Polycope sp*, *Virgatocypris sp*, *Amphicytherura distincta* (Butler et Jones), des foraminifères planctoniques *Whiteinella sp*, *Hedbergella sp*, *Rotalipora reicheli*. C'est très possible que cet intervalle appartient au Cénomaniens moyen, mais le passage avec le Cénomaniens basal reste indéterminé à cause de la rareté des fossiles et microfossiles récoltés et la documentation disponible trop rare.

### IV. La formation des marno- calcaires.

C'est un intervalle d'alternances de marnes, grise verdâtre, tendre, et de calcaire biomicritique, gris à gris sombre, décimétrique et parfois métrique. Il appartient très probablement au Cénomaniens supérieur, et renferme des macrofaunes spécifiques: des ammonites ; *Metoicoceras geslinianum*, et des *Aspidiscus cristatus* (Lamarck, 1801), des bivalves ; *Cardita delectrei* (Coquand, 1862), des brachiopodes ; *Orbirhynchia cuvieri*, des huitres ; *Inoceramus labiatus*, des oursins réguliers et irréguliers ; *Heterodiadema ouremense* (LorioL, 1896), *Hemiaster batnensis* (Coquand, 1862), des gastropodes ; *Tylostoma cassisiana* (d'Orbigny), *Volutoderminae sp*, et des polypiers ; *Cyclolites sp*.

Les microfaunes : des ostracodes; *Phlyctocythere citreum*, des foraminifères planctoniques; *Rotalipora cushmani* (Morrow, 1934), *Whiteinella archaeocretacea*. (M. Ruaul 2008), *Hedbergella planispira* (Tappan, 1940), *Globigerinelloides blowi*, *Hedbergella monmouthensis* (Olsson, 1964).

Le passage du Cénomaniens moyen au Cénomaniens supérieur est caractérisé par la disparition des espèces spécifiques de la première (par ex ; *Acanthoceras rothomagense*, *Cytherella sp*, *Rotalipora reicheli*), et l'apparition de nouvelles espèces spécifiques de la deuxième (ammonites ; *Metoicoceras geslinianum*, huitres ; *Inoceramus labiatus*, ostracodes ; *Phlyctocythere citreum*, foraminifères planctoniques ; *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella archaeocretacea* (M. Ruaul 2008), *Heterohelix moremani*, *Hedbergella planispira*, *Globigerinelloides blowi*).

Formations	Ammonites	Foraminifères planctoniques	Ostracodes	Age
Marno- calcaires et grès blanc ferrugineux		<i>Globotruncana sp</i> , <i>Heterohelix moremani</i>	<i>Cytherella sp</i>	Albien supérieur
Marno- calcaires		<i>Whiteinella sp</i> , <i>Hedbergella sp</i>	<i>Oertliella tafayaensis</i> , <i>Cytherella sp</i>	Cénomaniens basal à moyen
Marnes grises	<i>Acanthoceras rothomagense</i>	<i>Whiteinella sp</i> , <i>Hedbergella sp</i> , <i>Rotalipora reicheli</i>	<i>Amphicytherura distincta</i> , <i>Virgatocypris sp</i> , <i>Procytherura sp</i>	
Marno- calcaires	<i>Metoicoceras geslinianum</i>	<i>Rotalipora cushmani</i> , <i>Whiteinella archaeocretacea</i> , <i>Hedbergella planispira</i> , <i>Globigerinelloides blowi</i> ,	<i>Phlyctocythere citreum</i>	Cénomaniens supérieur

Tab.11: Age des formations dans la série étudiée- Djebel Bou Arif- Monts des Aurès.

QUATRIEME CHAPITRE

# SEDIMENTOLOGIE



Introduction

Diagenèse

Analyse faciologique

Analyse séquentielle

Analyse paléoenvironnemental

## **1. Introduction.**

L'étude sédimentologique peut apporter des renseignements sur l'origine des sédiments sur les conditions de son transport et sur les caractéristiques du milieu de dépôt. Elle nécessite une description lithologique détaillée basée sur les observations du terrain et du laboratoire.

Les travaux de terrains qui nous a permis de représenter et déterminer les diverses unités lithologiques, les faciès, les prélèvements des échantillons, les variations des épaisseurs et les structures sédimentaires rencontrées dans les formations.

Les travaux du laboratoire consistent le lavage des marnes et aussi la préparation des lames minces pour la détermination des microfaunes et macrofaunes qui nous a permis de définir les différents microfaciès, et de reconstituer l'histoire géologique du milieu de dépôt.

### **1.1. Les milieux de dépôts.**

#### **1.1.1. La définition des milieux de dépôt.**

C'est une portion de l'espace réceptacle d'une sédimentation très diversifiée, un milieu de dépôt est caractérisé par plusieurs paramètres: la bathymétrie, la topographie l'hydrodynamisme, la salinité, le PH, la température, l'oxygénation et le contenu faunistique...etc. Ces paramètres contrôlent les propriétés biologiques, physiques et géométriques des sédiments. Les milieux de dépôts ainsi déterminés ne se répartissent par d'une manière aléatoire dans l'espace, ou par l'étude d'un seul faciès, la succession de ces processus et ces caractères constitue l'ensemble des conditions des milieux de dépôt. Dans le temps elle permet de reconstituer un paysage pour un instant donné Gressly (1838).

#### **1.1.2. Les critères d'identification.**

Les définitions des environnements de dépôt est nécessaire à l'interprétation des séquences d'environnement et à celle de cortège sédimentaires liés à leur environnement de dépôt.

## A. Les critères biologiques.

Dans les sédiments carbonatés ces critères sont déterminés par:

- La présence d'organisme: Les constituants faunistiques sont caractéristiques individuellement ou par leur association d'environnement déterminé. Toute fois, leur état de préservations.
- Affirmer leur appartenance à une biocénose<sup>(1)</sup> et mettre en évidence un transport éventuel hors des milieux de vie.
- Les rapports de fréquence de groupe d'organisme: L'abondance et la pauvreté des organismes est un indice très important pour reconnaître les conditions des milieux de vie. Par exemple, le rapport de pourcentage des foraminifères benthiques aux foraminifères pélagiques donne l'indice d'océanité. Le pourcentage des foraminifères planctonique supérieur à 70% caractérise le bas de talus continental et les pleine abyssaux. Ce pourcentage tombe à moins de 50% au niveau de la plate-forme externe, cependant le rapport des pourcentages se varier localement sous l'effet de multiples facteurs (remontées d'eaux profondes, infondées, influence des courants, variation de température, les types des tests d'organismes...).
- La richesse et la diversité spécifique: Selon les conditions de vie, la richesse spécifique correspond au nombre d'espèces présentes dans un échantillon ou un gisement.
- La détermination de ces différents paramètres, et surtout l'étude de leur variation, va nous permettre d'obtenir des informations sur l'évolution des paléoenvironnements, chacune des populations distinguées étant spécifique d'un environnement particulier (voir l'exemple des foraminifères en figure. 21).

---

<sup>(1)</sup> Ensemble des organismes vivant dans un même lieu appelé-biotope.

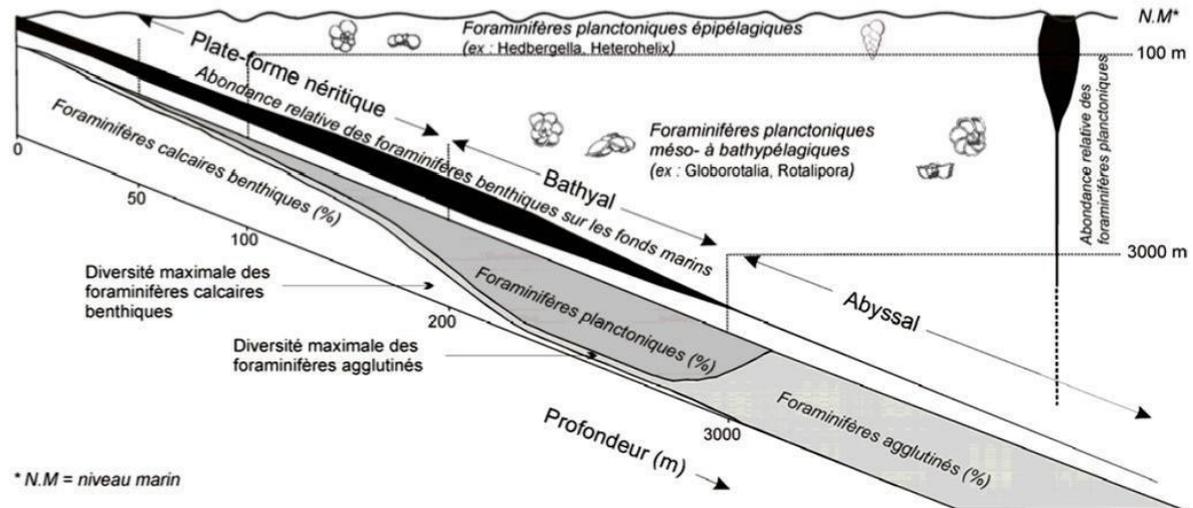


Fig.21: Relation entre profondeur du milieu et type de foraminifères présents (modifié d'après Brasier, 1980).

### B. Les critères lithologiques et stratonomiques.

- La nature des sédiments: fonds indurés, sableux ou vaseux, calcaires, marnes, silts, évaporites, phosphates et glauconie. Elle permet de situer le type d'environnement sédimentaire et les facteurs généreux essentiellement physico- chimiques qui le contrôlent, et qui sont propres à chaque type de sédiments.
- Les dispositions des couches et leur géométrie: La stratonomie varie en fonction des environnements, bancs massifs dans la zone favorable des carbonates (infralittorales), alternance des bancs minces, l'absence de stratification dans La zone des récifs... etc.
- La présence des structures sédimentaires: La présence des différentes structures sédimentaires est indicatrice au milieu de dépôt.
- Le type des séquences: À l'échelle élémentaire au 1<sup>er</sup> ordre, et parfois au 2<sup>ème</sup> ordre, les séquences caractérisent des environnements.

### C. Les critères pétrographiques.

La connaissance de ces critères est essentielle à l'étude microscopique (étude au laboratoire):

- La nature des constituants.
- La nature et la proportion de la phase de liaison.
- La texture diagénétique.

## **1.2. Les grands environnements de milieu de dépôts.**

Comme dans les autres domaines de la sédimentologie, un fondement essentiel de l'interprétation des paléoenvironnements sédimentaires se trouve dans l'étude approfondis des modèles actuels. Les grands environnements de dépôt des sédiments seront traités plus en détail comme suivant:

Dans une première approche d'ensemble, deux grands domaines s'individualisent de part et d'autre du trait morphologique important que soit le rivage: Le domaine continental et le domaine marin.

### **1.2.1. Le domaine Continental.**

Ce domaine est caractérisé par les dépôts suivants:

- Dépôts lacustres.
- Dépôts fluviatiles.
- Dépôts glaciaires.
- Dépôts détritiques.
- Dépôts karstiques.

### **1.2.2. Le domaine marin.**

Le domaine est très complexes, souvent on à:

Le domaine de plate forme, schématiquement il est subdivisé en deux domaines séparés par un récif (Barrière). Le domaine de plate- forme et le domaine ouvert du bassin aussi différencié par leur morphologie et sa bathymétrie (Profondeur). Donc on a deux parties essentielles:

- Plate forme sans barrière.
- Plate forme avec barrière.

#### **A. Les milieux de plate forme interne.**

En fonction de la profondeur et des facteurs sédimentaires et biologiques deux environnements peuvent être définis:

**- Milieu très peu profond.**

Intertidal- supratidal, à la limite de l'émersion ou exondé temporairement. Ce milieu couvre la zone située au- dessus du niveau des basses eaux, et il est caractérisé par certains types pétrographiques (dolomies, tapis algaires, évaporites, micrite laminée à pseudomorphoses<sup>(1)</sup> de gypse et par certaines stalactitiques), les organismes sont généralement très rares: ostracodes, foraminifères (milioles ou ophtalmiedes et dixorbidés), les pellets algaires sont très abondants.

**- Milieu peu profond protégé.**

Correspondant à la zone infratidale protégée. Il a été défini d'après des critères sédimentologiques (Absence de l'action des vagues ou des courants, vases abondantes) et biologiques (milioles très fréquentes, *Cunéolines*, ostracodes, gastropodes et rares échinides fouisseurs et dasycladacées). Ce milieu se développe généralement au- dessous du niveau des basses mers. Il est très protégé de la houle ou des courants par des barrières hydrauliques ou des constructions récifales plus externes.

**B. Les milieux de plate- forme carbonatée moyenne.**

Les conditions de milieu qui règnent sur cette partie de la plate- forme se rapprochent tantôt du milieu interne plus ou moins protégé, tantôt du milieu agité de plate- forme externe.

**- Milieu agité.**

Il correspond à la zone infratidale élevée située entre le niveau moyen des basses mers, et la limite inférieure d'action des vagues normales.

Dans cette zone, le développement des organismes constructeurs (spongiaires, madréporaires, rudistes, bryozoaires et algues rouges...). Mais aussi des foraminifères benthiques (*Cunéolines*, *Dicyclines* et milioles). Dans cette zone s'édifient également des dunes hydrauliques caractérisées par des stratifications obliques (oolites et intraclastes).

---

<sup>(1)</sup> Phénomène de métamorphisme ou altération par lequel, un minéral originel est remplacé par un minéral nouveau ou par un agrégat de minéraux nouveaux.

- **Milieu peu agité.**

L'intertidal moyen à supérieur est caractérisé par la présence d'algues vertes très fréquentes, foraminifères benthiques, des rudistes et d'échinodermes.

**C. Les milieux de plate- forme externe.**

En fonction de la profondeur et de l'agitation de l'eau, on distingue trois zones correspondant à trois environnements sédimentaires étagés.

- **Milieu peu profond ouvert.**

Il correspond à la zone infratidale supérieure.

- **Milieu ouvert.**

Affecté épisodiquement par les vagues de tempêtes: zone infratidale moyenne. Les deux milieux présentent des caractères voisins de ceux de la plate- forme carbonatée moyenne.

- **Milieux ouvert très calme.**

Il est situé dans la zone infratidale inférieure au- dessous de la limite inférieure de l'action des vagues de tempête proximale de la plate- forme externe et définie sur les critères sédimentologiques; elle englobe les étages infratidaux moyen et supérieur, tandis que, dans la partie distale règnent généralement des conditions calmes loins des influences de la houle correspondant à l'étage infratidale inférieur. Par les critères biologiques, ces deux parties de la plate- forme externe peuvent également être séparées.

La partie proximale contient des foraminifères planctoniques et benthiques en proportion presque égale, les planctoniques ayant une forme plus au moins globuleuse (indice de milieu moins profond).

## 2. Diagenèse.

### 2.1. Définition.

La diagenèse correspond à l'ensemble des processus qui affectent les sédiments après sont dépôt jusqu'à sa transformation en roche. La limite avec le métamorphisme, souvent placée à l'anchimétamorphisme<sup>(1)</sup> ou l'anchizone, est floue. L'évolution diagénétique permet de maintenir la composition chimique et les conditions physiques des sédiments en équilibre avec le champ de contraintes extérieures. Le produit final possédera une texture et une composition qui dépendront tout autant de la provenance des matériaux que de leur évolution post- dépôt.

On distingue généralement la diagenèse précoce «Eogenèse», et la diagenèse tardive «Télogénèse». La première se réfère aux changements essentiellement biochimiques, rapides, qui se produisent au cours des premiers décimètres d'enfouissement. La diagenèse tardive comprend toutes les autres modifications physico-chimiques, beaucoup plus lentes (Compaction, transformation minéralogique, dissolution).

### 2.2. Diagenèse carbonatée.

#### Compaction et diagenèse d'une boue argileuse

Une boue argileuse est formée lors de son dépôt de 70 à 90% d'eau. Les parties minérales sont souvent des minéraux argileux (kaolinite, illite, smectite), du chlorite, un peu de feldspath, de la calcite et du quartz. Son évolution comprend les étapes suivantes:

- Transformation progressive de la vase argileuse en argile plastique par expulsion de l'eau interstitielle (compaction). La porosité du sédiment passe d'environ 70 à 35% à 500 m de profondeur. Des concrétions de  $\text{CaCO}_3$  et des sulfures tels  $\text{FeS}_2$  peuvent apparaître,
- Transformation de l'argile plastique en argile compacte : la pression lithostatique et la température augmentent avec la profondeur. Vers 2000 m, l'argilite n'a plus qu'une porosité de 13% (argile compacte). Sur le plan minéralogique, il y a disparition progressive de la kaolinite au profit de l'illite et de smectite au profit du chlorite et de l'illite.

---

<sup>(1)</sup> Métamorphisme général de très faible degré, formant transition entre la diagenèse et le métamorphisme.

### 2.3. Diagenèse d'un sable.

La compaction étant beaucoup moins importante dans un sable que dans une boue argileuse, son action seule est insuffisante pour transformer un sable en roche plus ou moins cohérente. La cimentation est donc le processus majeur de la lithification des sables.

C'est souvent durant la phase initiale d'expulsion des fluides que les sables ont tendance à acquérir leur couleur finale. La présence de matière organique a comme conséquence d'appauvrir le milieu en oxygène et d'amener le fer à l'état de  $Fe^{++}$  (couleur verte). Les grès rouges, par contre, sont soit riches à l'origine en pigment hématitique détritique (éventuellement en 'coating' sur les grains de quartz), soit doivent leur coloration durant la diagenèse à une réaction du type biotite  $\rightarrow$  minéraux des argiles + oxyde de fer.

La silice est un ciment fréquent des grès, croissant en continuité optique sur les grains de quartz et donnant naissance aux quartzites si le processus arrive à terme. Suivant l'âge des grès, ce ciment peut être constitué d'opale (forme peu stable de la silice), de calcédoine ou de quartz (forme très stable).

Le problème des ciments siliceux réside surtout dans l'origine de la silice: les eaux marines sont sous-saturées en silice et ne fournissent que peu de matière à la cimentation. De plus, les processus de pression-dissolution ne peuvent être responsables que d'environ 1/3 du volume de ciment. Restent la silice issue de la dissolution des tests des organismes (radiolaires, diatomées, éponges) et la silice provenant de la transformation diagénétique des minéraux argileux. Ce sont deux sources majeures de silice, mais rarement associées géographiquement à des corps sableux importants (argiles, radiolaires, éponges sont plutôt associés à des faciès profonds). Il faut donc imaginer une circulation diagénétique intense pour expliquer l'existence des ciments siliceux.

Les carbonates sont également un ciment majeur des grès. Ils nécessitent quand même des flux importants d'eau diagénétique, puisque le calcul (à partir des concentrations en  $CaCO_3$  dans l'eau de la mer) montre que pour cimenter un pore, il faut faire circuler 2700 fois son volume en eau.

Un autre ciment important des grès est l'oxyde de fer. Le fer provient de l'altération des biotites, amphiboles, chlorites, etc. comme la dissolution de ces minéraux se fait souvent dans des conditions réductrices, le fer est transporté à l'état  $Fe^{2+}$ , soluble. Il précipite à l'état d'oxyde et devient insoluble dès que le milieu devient suffisamment oxygéné. Une fois à l'état d'oxyde, le fer est très peu affecté par la diagenèse.

#### 2.4. Environnements diagénétiques. Fig.22.

En 1980, Longman distingue quatre environnements diagénétiques majeurs, suivant la composition chimique et la distribution des fluides dans les pores.

- La zone vadose: Caractérisée par la circulation temporaire d'eau douce.
- La zone phréatique d'eau douce: Caractérisée par la circulation permanente d'eau douce.
- La zone mixte ou de mélange: Caractérisé par la présence d'eau douce et d'eau marine.
- La zone phréatique marine: Caractérisée par la circulation permanente d'eau marine.

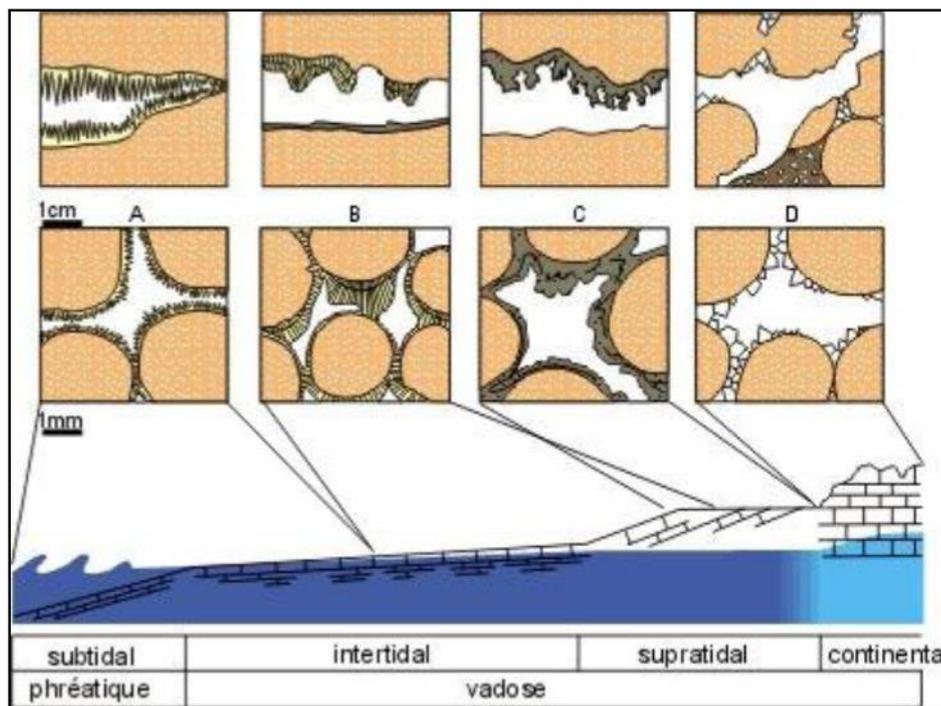


Fig.22: Profil schématique localisant les types de ciments précoces et leur environnement de formation, F. Boulvain, 2008. A: subtidal (zone phréatique marine): ciment aragonitique fibreux à disposition régulière; B: intertidal (zone vadose marine): ciment aragonitique fibreux à tendance microstalactitique; C: supratidal (zone vadose marine): aragonite micritique à disposition microstalactitique, associée à des particules à la partie supérieure des cavités; D: continental (zone vadose météorique): calcite sparitique non magnésienne et silt vadose.

## **2.5. Les grands mécanismes.**

Des nombreux paramètres impliqués dans les transformations diagénétiques, résultent de grandes diversités et complexités dans l'évolution observées, On peut distinguer les processus suivants:

- L'activité bactérienne essentiellement limité à la diagenèse précoce,
- Les mécanismes physiques, dominants dans les premiers stades de la compaction.
- Les transformations chimiques qui traduisent les interactions entre les fluides interstitiels et les particules.

### **A. Les mécanismes physiques: La compaction.**

Le tassement d'une couche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents correspond à la compaction. Ce mécanisme conduit à l'établissement d'un assemblage plus compact des particules par l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle dans les premiers décimètres d'enfouissement, et ensuite par déformation et dissolution des particules.

### **B. Les transformations chimiques.**

Celles-ci jouent un rôle plus important que les transformations physiques dans la modification des caractéristiques originelles des sédiments. Ces processus chimiques impliquent des interactions complexes entre les particules solides et les fluides interstitiels. (Précipitation, dissolution, recristallisation et les fluides).

## **2.6. Les Stades Diagénétique.**

Au cours de l'évolution diagénétique, les sédiments carbonatés subissent en générale trois stades de transformations diagénétiques en fonction du temps. Selon Aquitaine Elf. (1977) en distingue:

A- Diagenèse précoce «Eogenèse»: Elle est influencée par des facteurs tels que la nature des sédiments, la bioturbation, le chimisme des eaux et la durée de contact à l'interface eau / sédiment.

B- Diagenèse d'enfouissement «Mésogenèse»: Elle est contrôlée par le poids de la colonne lithologique engendrant des phénomènes de compaction, fracturation et de dolomitisation.

C- Altération subaérienne tardive «Télogénèse»: Elle a lieu lorsque les roches sont remaniées à la surface et soumises à l'action de la décompression, de la pédogenèse, et des eaux agressives (Dissolution, dolomitisation).

Dans notre terrain d'étude, on peut distinguer:

#### **A. La diagenèse Précoce: «Eogenèse».**

La diagenèse précoce est essentiellement contrôlée par des processus biologiques (Bioturbations est la décomposition de la matière organique par l'activité bactérienne) et les phénomènes de recristallisation / dissolution (Minéraux métastables est la variation de composition chimique des fluides). En milieu aquatique, elle a été l'objet de nombreuses études et la modalisation physico- chimique de ces transformations.

##### **A.1. La phase de liaison «matrice» ou «ciments».**

Tous les éléments figurés carbonatés qui s'observent dans un dépôt sont généralement sertis par une phase dite «Liaison», représentée par une matrice fine ou un ciment de cristallinité supérieure.

Dans nos microfaciès on a peut observés:

- **Les ciments micritiques:** Il est difficile à distinguer de la matrice micritique, ce ciment est représenté dans les microfaciès en mosaïque avec sa couleur claire à nuances brunâtres. Il s'agit de calcite magnésienne Longmen. (1980). (PL.09).
- **La micrite:** C'est une tout ou partie de certaines roches carbonatée, de nature calcitique finement cristalline qui englobe les éléments figurés. J.F. Raoult (2005). (PL. 11, 12...).

## A.2. La phase de transformation diagénétique précoce.

- **La perforation:** C'est une microperforation, qui se développe en réalité sur les tests des Rudistes et Lamellibranches, elles se présentent sous une forme sphérique. Ce type de microperforation caractérise le domaine de plate forme moyenne à externe. (PL.07, fig.01, 02).

- **La bioturbation:** C'est un aménagement des sédiments créant un contraste entre le sédiment encaissant et le sédiment de remplissage. Ce phénomène a été développé plus souvent dans les microfaciès wackestone à packstone, associé généralement aux micro-surfaces durcies. (PL.06, fig.04)

- **La micritisation des éléments figurés «Enveloppe micritique»:** Intervient juste au moment du dépôt des sédiments et affecte souvent la périphérie des particules formant alors une couche micritique A. Yahiaoui (1990), nommée enveloppe micritique Bathurst. (1966). (PL08, PL.09; fig.01, 02).

- L'enveloppe micritique des bioclastes se distingue généralement par son couleur sombre homogène.

- L'enveloppe micritique permettra, au cours de la diagenèse (Dissolution des bioclastes), la conservation de la forme initiale de l'élément.

La microbioérosion (microperforation), l'encroûtement biologique et la micritisation caractérisent bien les milieux peu profonds, tel que la plate- forme interne, la plate- forme carbonaté moyenne et le récif, avec des sédiments micritique ou bioclastique peu évolués.

- **La dissolution:** C'est un phénomène selon lequel, au sein d'une roche hétérogène, les constituants de la graine diffusent soit par migration sur la surface, soit par mise en solution dans un fluide intergranulaire vers les points soumis à la contrainte minimale et peuvent y recristalliser. J. F. Raoult (2005). (PL.09, fig.02).

## B. La diagenèse d'enfouissement: «Mésogenèse».

La phase d'enfouissement débute au moment où le sédiment est loin de l'action des eaux superficielles et s'achève quand il est ramène en surface Aquitaine. Elf (1977). Au cours de cette phase, les sédiments vont subir des modifications diagénétiques qui dépendent d'une part des facteurs du milieu: Profondeur, température, circulation des eaux

et temps d'enfouissement, et d'autre part des facteurs tectoniques: Nature (compression / distension), A. Yahiaoui (1990).

- **La compaction:** Il est en générale d'origine chimique (pression / dissolution), il se manifeste soit par la dissolution des carbonates le long des contacts entre les particules, soit par des microstylolithes. (PL09; Fig.01, 02).

- **La lithification:** Le résultat de l'effet du poids de la colonne stratigraphique, il est difficile de la séparer de la compaction chimique surtout dans les faciès micritique, mais elle est plus caractéristique dans les faciès bioclastiques.

**C. L'altération subaérienne tardive:** «Télogenèse».

- **La dolomitisation tardive:** C'est un phénomène à lieu long temps après la diagénèse, le plus souvent liée à la circulation d'eaux magnésiennes, plus ou moins chaudes, le long des fractures (PL.13, fig.03, 04)

## 2.7. Les surfaces durcies.

La lithification marine précoce a affecté les calcaires, généralement bioclastiques, des différentes formations de la série étudiée.

La surface durcie se manifeste par une surface ferrugineuse bioturbée et irrégulière bien développée dans nos formations carbonatée. Elle est caractérisée par les phénomènes sédimentaires suivants: bioturbation, ferruginisation et stylolithisation diagénétique. (PL06, 03,04).

## 2.8. La localisation des surfaces durcies.

Les surfaces durcies sont les limites supérieures de chaque séquence. (Voire le Tab.16).

Les séquences carbonatées étudiées sont généralement organisées en séquences wackestone à packstone et grainstone à base marneuse et calcaire. Dans ces séquences carbonatées d'énergie faible, modérée et forte, de type wackestone- packstone, et wackestone- grainstone, seule la partie tout à fait terminale est durcie. Ainsi, pour des séquences de 5 à 30 m d'épaisseur.

### **3. Analyse faciologique.**

#### **3.1. Définitions du terme faciès.**

Ce terme a été définie géologiquement par A. Gressly (1838) comme « L'assemblage d'un sédiment ou d'une roche sédimentaire avec une faune ». Haug (1908) précise le terme, qui correspond à «La somme des caractères lithologiques et paléontologiques qui présente un dépôt en un point donné». Cette notion a été adaptée par la majorité des auteurs. Moore (1949), en se fondant sur ces deux ensembles des caractères, distingue le biofaciès et le lithofaciès. Nous utiliserons la notion de faciès au sens de Haug, qu'est aussi celui de Lomard (1971); le faciès recouvre les aspects descriptifs observés à l'échelle macroscopique.

**3.2. Lithofaciès:** Ce terme a été défini pour la première fois par Krumbein (1948-1909), incluant donc les caractéristiques lithologiques, la nature et l'abondance des organismes. Ce terme est seulement de sens descriptif.

**3.3. Microfaciès:** C'est l'équivalent microscopique du lithofaciès. Flügel (1982) en propose la définition suivante: «Microfacies is the total of all the paleontological and sedimentological criteria which can be classified in thin sections, peels polished slabs». Cette notion est purement descriptive.

L'utilisation de ces définitions «Lithofaciès et microfaciès» permet de respecter le principe de la gradation des échelles d'observation en générale, on montre que chaque lithofaciès correspond à un ou plusieurs microfaciès.

#### **3.4. Facies standards- rampe carbonatée.**

Afin d'une part, d'arriver à une plus grande objectivité et homogénéité dans la description sédimentologique, et d'autre part de faciliter l'interprétation des paléoenvironnements, un certain nombre d'auteurs ont proposé une série de "faciès standards", localisés dans un modèle de rampe carbonatée.

Le plus connu et le plus utilisé de ces modèles est celui de F. Boulvain, 2008, basé sur 10 "standard faciès types" (RF), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès correspondant à des grands environnements de dépôt.

Voici ces faciès, avec successivement leur abréviation, leur nom et éventuellement une brève description et enfin, la ceinture des faciès où ils peuvent être observés (Fig.23).

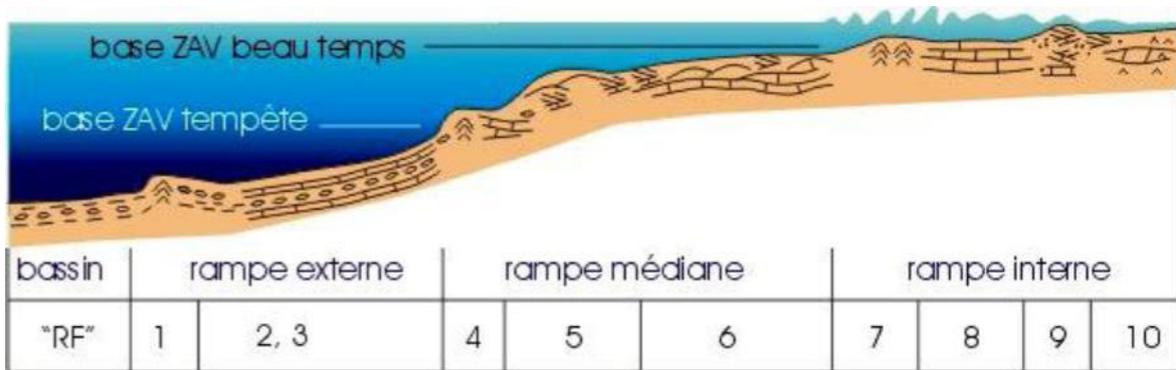


Fig.23: Les faciès standard "RF"- rampe carbonatée F. Boulvain, 2008.

La rampe externe est localisée sous la zone d'action des vagues de tempête, à une profondeur de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres. On y observe des sédiments carbonatés fins, autochtones ou allochtones, associés à des dépôts hémipélagiques. Les bioconstructions y sont de type "monticule micritique".

- RF1: monticule micritique: bioconstructions isolée, riche en matrice calcaire et comprenant des éponges et des microbes; tous les organismes sont en position de vie.
- RF2: marno-calcaires: mudstones et wackestones argileux microbioclastiques alternant avec des argiles; la faune est benthique, nectonique, planctonique avec un net caractère ouvert: bryozoaires, éponges, foraminifères planctoniques, échinodermes, mollusques. La bioturbation est présente.
- RF3: tempestites distales: minces niveaux granoclassés dans des sédiments fins. Ces niveaux un peu plus grossiers peuvent inclure des sédiments remaniés issus de zones moins profondes de la rampe.

La rampe médiane correspond à la zone située entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la base de la zone d'action des vagues de tempête. La profondeur y est de quelques dizaines de mètres. Les tempestites sont les dépôts dominants, associés souvent à des niveaux intraclastiques.

- RF4: monticules squelettiques et récifs: il s'agit de bioconstructions à faune plus diversifiée, incluant des niveaux à organismes en position de vie et d'autres remaniés par l'action des vagues; les constructeurs comprennent des bryozoaires, coraux, éponges, échinodermes, algues rouges,...

- RF5: "shoals": grainstones et packstones à bioclastes remaniés (bryozoaires, crinoïdes, brachiopodes,...), stratifications obliques.
- RF6: tempestites proximales, souvent amalgamées: sédiments granoclassés, transportés, structures de type HCS, grainstones et packstones. Les éventuelles périodes de calme sont représentées par des sédiments plus fins, de type wackestone, bioturbés.

La rampe interne comprend la zone située entre la plage et la base de la zone d'action des vagues de beau temps. Cette portion de rampe est située dans la zone photique et le fond marin est remanié pratiquement en permanence par les vagues et les courants. On observe les faciès suivants:

- RF7: récifs: biostromes et patch-reefs à coraux, lamellibranches, rudistes, stromatopores; les constructeurs sont rarement en position de vie; nombreux remaniements.
- RF8: packstones et grainstones à bioclastes variés.
- RF9: shoals oolithiques et bioclastiques; grainstones et packstones à stratification entrecroisée; oolithes, péloïdes, bioclastes (algues vertes, foraminifères, mollusques, échinodermes,...)
- RF10: "plage" et "mares": grainstones et packstones bien classés à stratification plane et/ou mudstones et wackestones bioturbés à faune et flore plus réduite. Les bioclastes gardent un caractère varié et partiellement "ouvert".

L'utilisation des faciès standards peut aider lors d'une première approche et possède le mérite certain de structurer les observations. Dans un deuxième temps, l'affinement des observations doit permettre de mieux préciser les environnements de dépôt et de compléter en conséquence le modèle standard.

### **3.5. Les principaux faciès et leur contexte paléogéographique.**

L'analyse détaillée de la série étudiée nous permet de préciser les principaux faciès et microfaciès caractérisant le domaine de plate-forme (Fig.24). Ce domaine peut être subdivisé en:

- Une plate-forme externe.
- Une plate-forme moyenne.
- Une plate-forme interne.

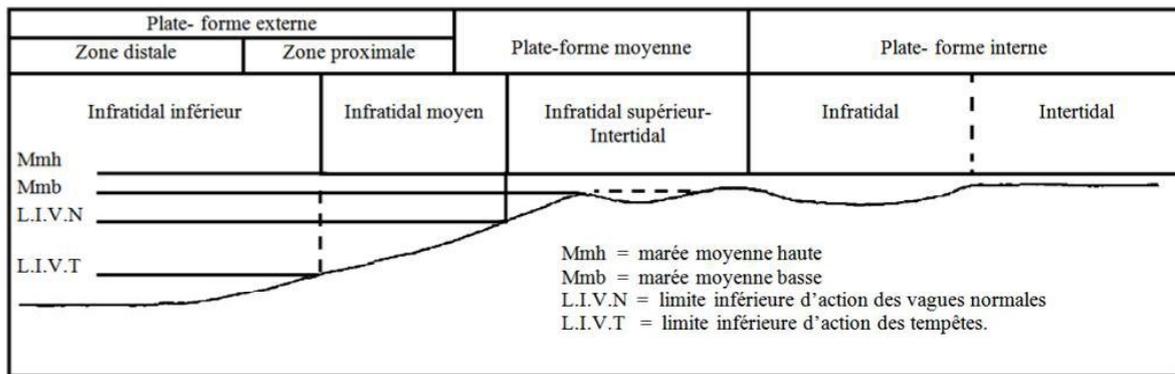


Fig.24: Profil de la plate forme, A. YAHIAOUI (1990).

### 3.6. Les Indices de faciès et microfaciès.

Les faciès seront regroupés en fonction de leur position paléogéographique et symbolisés par des lettres suivantes:

- IN : plate- forme interne.
- MO : plate- forme moyenne.
- EXP : plate- forme externe zone proximale.
- EXA : plate- forme externe zone abritée.
- EXD : plate- forme externe zone distale.

À l'intérieur de chaque faciès, des indices chiffrés sont décrits en allant de plus internes vers les plus externes.

### 3.7. La description des faciès sédimentaires échantillonnés.

Cette analyse faciologique nous a permis de préciser les faciès suivants:

Faciès 01: Grès propres de chenaux (PL.06).

Ce faciès est caractéristique d'un environnement de plage ouvert (déroulé dans un contexte global fluviodeltaïque), où la formation gréseuse est incluse dans une série de sédimentation marine fortement influencée par les mouvements tectoniques. Ils sont constitués de grès blanc ferrugineux, fins à très fins, propres, très mature (quartz arénites), à stratifications entrecroisées et rides de courant.

Faciès 02: Calcaires biomicritique, gris à gris sombre.

Ces des calcaires biomicritique, gris à gris sombre, beige en patine, phosphaté, avec des diaclases localement remplis par la calcite, des cassures conchoïdales et des stylolithisation diagénétique, riche en macrofaunes et microfaunes divers.

Faciès 03: Marnes grise et grise verdâtre.

Les marnes grise et grise verdâtre, riches en carbonates, en argiles, en macrofaunes et microfaunes, ont été prélevés 10 échantillons sur site. Les commentaires et les interprétations relatifs à ces résultats constituent le titre suivant.

### **3.8. La description des microfaciès et interprétation du milieu de dépôt.**

#### **A. Les faciès continentaux.**

- Grès carbonaté à rare foraminifères planctoniques, lames (PL.06, fig.01, 02).

Description:

Ce sont des grès blanc (Quartz arénite), ferrugineux, la quasi- totalité des minéraux sont représentés par de quartz, fins à très fins (62.5- 250  $\mu\text{m}$ ), dont le taux d'abondance et d'environ 85% du volume, subanguleux à subarrondi, bien classé (isogranulaire) à ciment carbonaté, pauvre en microfaunes à l'exception de quelques foraminifères planctoniques *Globotruncana sp* de taille 0,9 mm, encroutés par la micrite.

- Grès carbonaté, lames (PL.06, fig.03, 04).

Description:

Ce sont des grès blanc (Quartz arénite), ferrugineux, la quasi- totalité des minéraux sont représentés par de quartz, fins à très fins (62.5- 250  $\mu\text{m}$ ), dont le taux d'abondance et d'environ 75% du volume, subanguleux à subarrondi, bien classé (isogranulaire) à ciment carbonaté, bioturbée.

### Milieus de dépôt:

Ces faciès de haute énergie représentent des dépôts de matériel détritique, sables carbonaté déposés par l'action des courants dans la zone interne de plate- forme ouverte, au dessus de la limite d'action des vagues de beau temps. La présence des figures sédimentaires de stratifications entrecroisées (cross- bedding) et rides de courant asymétriques (current- ripples), nettement, indiquent un remplissage de chenal dans un environnement côtier (plage).

### **B. Les faciès de plate- forme interne.**

La plate forme interne est caractérisée par des facies particuliers, généralement pauvres en micro et macrofaune et par des structures sédimentaires spécifiques (stromatolithes, fentes de dessiccation). En outre parmi les organismes benthiques qui globalement présentent ici, telles que les foraminifères, les annélides et certains bivalves... les phénomènes diagénétiques précoces telles que la microperforation et la micritisation sont très développées dans cette partie de plate forme.

**IN 01:** Biomicrite à foraminifères benthiques et annélides (PL.07, fig.01, 02).

#### Description:

La texture est wackestone à packstone. Les éléments figurés constituent environ de 30 à 40 % du volume total du sédiment et leur taille varie de 0,1 à 06 mm, les bioclastes sont représentés par de foraminifères benthiques, *Assilina sp* et *Textularia chapmani*, des annélides, calcisphères et de phosphate. On remarque la présence des quelques phénomènes diagénétiques tels que: La microperforation et la micritisation.

**IN 02:** Biomicrite à foraminifères benthiques et bivalves (PL.07, fig.03, 04).

#### Description:

La texture est wackestone, les éléments constituent environ 15 à 20 % du volume total du sédiment et leur taille varie de 0,5 à 04 mm, les bioclastes sont représentés par des foraminifères benthiques; *Oolina sulcata* et *Assilina sp*, des bivalves et des calcisphères. On note aussi la présence des traces de phosphate, des phénomènes de micritisation et microperforation.

**IN 03:** Biomicrite à foraminifères benthiques. (PL.08, fig.01, 02).

Description:

Le classement est mauvais, la texture est packstone, le pourcentage des éléments figurés est de 40 % du volume, les bioclastes sont représentés par des foraminifères benthique; milioles *Quinqueloculina*, Alvéolinidés *Ovalveolina sp* et *orbitoides sp* (leur taille de 0,5 à 1,5 mm), débris d'huitres et échinides.

**IN 04:** Biomicrite à foraminifères benthiques et huitres. (PL.07, fig.03, 04).

Description:

La texture est wackestone avec un mauvais classement, les éléments occupent environ de 20 % du volume, les bioclastes sont représentés par les foraminifères benthique (*Bolivina sp*, *Nezzazatinella picardi...*) et débris d'huitres, dont leur taille est compris entre 1,5 et 08 mm.

Milieux de dépôt:

Ces faciès correspondent très probablement à un milieu infratidal de plate forme interne, à énergie faible à modéré.

**C. Les faciès de plate- forme moyenne.**

Ils se différencient de ceux de la plate forme externe et interne par la disparition ou la raréfaction des organismes habituels du domaine ouvert externe et le domaine interne, et l'apparition d'organismes spécifiques mais aussi par la prépondérance de la micrite d'origine organique ou chimique, par la présence des dasycladales.

**MO 01:** Sables bioclastiques à dasycladales. (PL.09, fig.01, 02).

Description:

La texture est packstone à grainstone, les éléments occupent 40- 50 % du volume et leur taille moyenne varie de 0,4 à 1,5 mm, les bioclastes sont représentés par des dasycladales, des huitres et des éléments arrondi transportés avec enveloppe micritique et ferruginisation. Des dissolutions, ferruginisation et microstylolithisation parallèle à la stratification d'amplitude varie de 0,05 à 0,02 mm, ils sont développés au contact des bioclastes.

**MO 02 :** Biomicrite à dasycladales et rare foraminifères benthiques. (PL.09, fig.03, 04).

Description:

La texture est packstone, le classement est mauvais, les éléments constituent environ de 35 à 40 % du volume, dont elles représentent par des dasycladales à enveloppe micritique, foraminifères benthique, huitres et échinides. La taille des éléments figurés est variée entre 0,3 et 3 mm.

Milieu de dépôt:

Ces faciès correspondent au milieu infratidal supérieur à intertidal où les conditions sont très favorables à l'installation des bioconstructions (haut- fond, hydrodynamisme, luminosité, température élevée, salinité normale).

**D. Les faciès de plate- forme externe zone abritée (ou tempestites).**

A l'affleurement, ils apparaissent sous forme de bancs décimétriques (0,1 à 0,2 m) bien stratifiés, finement laminés, parfois à aspect noduleux (voir fig.13, Chapitre 03).

**EXA 01 :** Tempestites distale pelletoidale à échinodermes. (PL.10, fig.01, 02).

Description:

Ce faciès se compose de laminites obliques formées d'une alternance de lamines claires (échinodermes, très petits foraminifères benthiques) et de lamines sombres micritique (pellets),

Milieu de dépôt:

Le faciès EXA 01 est déposé dans un milieu infratidal moyen, calme, proche d'une vasière. Ce milieu était favorable au développement des échinides. Il était épisodiquement perturbé par les vagues de tempête qui étalaient le matériel (pellets, bioclastes) sous forme de lamines ou lentilles.

**E. Les faciès de plate- forme externe zone proximale.**

Caractères généraux : A l'affleurement, ces faciès forment des bancs décimétriques à métriques des calcaires organogènes, compact et fin, de couleur grise à gris foncé, à valves ou fragments de bivalves, huitres, oursins et gastropodes. La bioturbation et la ferruginisation sont présentes dans ces faciès. La bioturbation donne souvent à la roche un aspect tacheté, qui indique des ralentissements de sédimentation.

**EXP 01:** Biomicrite à huîtres et bivalves. (PL.11, fig.01).

Description:

Le classement est mauvais, la texture est packstone, les éléments occupent presque 30 % du volume, les bioclastes telque les débris d'huîtres et les bivalves remplis par la micrite sont visibles et de rares ostracodes, la taille moyenne des éléments compris de 0,5 à 03 mm.

**EXP 02:** Biomicrobioclaste à huitres et échinides. (PL.11, fig.02, 03).

Description:

Le classement est mauvais, la texture est packstone. Les éléments occupent environ de 40 % du volume et leur taille moyenne varie de 0,5 à 06 mm, les bioclastes sont représentés par des huitres et échinides. On note aussi la présence des fractures remplis par la calcite et des traces de phosphate.

**EXP 03:** Biomicrite à échinides et annélides. (PL.12, fig.01, 02).

Description:

La texture est wackestone à packstone. Les éléments constituent environ de 10 à 20 % du volume, dont elles représentent par les échinides, annélides et rare ostracodes et des fractures remplis par la calcite. La taille moyenne des éléments compris entre 01 et 09 mm. La matrice est micritique.

**EXP 04:** Biomicrite à huîtres et annélides. (PL.11, fig.04).

Description:

La texture est wackestone les éléments figurées occupent environ de 10 à 20 % du volume de sédiment et leur taille moyenne varie de 0,5 à 05 mm. Les bioclastes sont représentés par les huitres, annélides et gastéropodes. La matrice est micritique.

**EXP 05 :** Biomicrite à huitres et foraminifères planctoniques. (PL.12, fig.03, 04).

Description:

Le classement est mauvais, la texture est wackestone à packstone, les éléments constituent environ de 30 à 35 % du volume et leur taille varie de 0,1 à 2,5 mm. Les bioclastes sont des débris d'huitres, des foraminifères planctoniques (*Whiteinella archaeocretacea*, *Pseudotextularia*) et débris de radiolites avec micritisation. La matrice est micritique, avec la présence des calcisphères, de glauconie et quelques grains de quartz.

Milieu de dépôt:

Ces faciès à échinides, huitres et annélides correspondent très vraisemblablement à la zone infratidal moyenne, plus ou moins calme, envahi épisodiquement par le sable bioclastique. La présence de fragments d'échinodermes, de bivalves et huitres micritisés, témoigne d'un enfouissement très lent et d'une évolution assez longue de matériel bioclastique. Ces bioclastes requièrent probablement de la destruction d'une biocénose placée relativement plus haut, y a été déposé par des courants descendants dans un milieu vaseux ou l'agitation est faible. L'ouverture aux échanges est permettant l'installation de quelques foraminifères planctoniques et la matrice micritique.

**F. Les faciès de plate- forme externe zone distale.**

Ils sont caractérisés par la dominance des faciès argilo- marneux et a un degré moindre par des faciès micritiques.

**F.1. Les calcaires micritiques.**

**EXD 01 :** Biomicrite à foraminifères planctoniques et quartz. (PL.13, fig.01).

Description:

La texture est wackestone à packstone, les éléments figurés occupent environ de 30 à 35 % du volume et leur taille varie de 0,2 à 2 mm. Les bioclastes varient, sont surtout des foraminifères planctoniques (*Whiteinella archaeocretacea*, *Hedbergella*), et des ostracodes. Les grains de quartz sont généralement subautomorphes à automorphes avec une taille de 0,2 mm. La matrice est micritique, avec la présence des traces de phosphate et de glauconie.

**EXD 02** : Biomicrite à foraminifères planctoniques. (PL.13, fig. 02).

Description:

La texture est wackestone, les éléments figurés occupent environ de 15 à 20 % du volume et leur taille varie de 0,3 à 8 mm. Les bioclastes sont des foraminifères planctoniques (*Whiteinella archaeocretacea*, *Hedbergella*), et rare foraminifères benthiques (*Nodosaria*). La matrice est micritique avec des traces de glauconie.

**EXD 03** : Biomicrite à foraminifères planctoniques et calcisphères. (PL.13, fig. 03, 04).

Description:

La texture est wackestone à packstone, les éléments constituent environ de 20 à 30 % du volume, et leur taille varié de 0,2 à 2 mm. Les bioclastes sont représentés par des foraminifères planctoniques (*Heterhelix moremani*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Rotalipora cushmani*), des calcisphères et rare crochet d'ostracodes. Présence des fractures sont développés au contact des bioclastes.

**EXD 04** : Biomicrite à foraminifères planctoniques. (PL.14, fig. 01).

Description:

La texture est wackestone, les éléments figurés constituent environ de 20 % du volume, leur taille varie de 0,3 à 1,3 mm. Ils sont exclusivement représentés par des foraminifères planctoniques (*Whiteinella archaeocretacea*, *Hedbergella*) et de glauconie.

**EXD 05** : Biomicrite à foraminifères planctoniques. (PL.14, fig. 02).

Description:

La texture est wackestone à packstone, les éléments occupent presque 30 % du volume, leur taille varie entre 0,4 et 1,7 mm. Ils sont représentés par des foraminifères planctoniques (*Whiteinella archaeocretacea*, *Rotalipora reicheli*, *Hedbergella sp.*).

**EXD 06** : Biomicrite à foraminifères planctoniques. (PL.14, fig. 03).

Description:

La texture est wackestone, les éléments constituent environ de 15 à 20 % du volume, et leur taille varié de 0,3 à 0,8 mm. Les bioclastes sont représentés par des foraminifères planctoniques (*Heterohelix moremani*, *Hedbergella sp.*, *Whiteinella archaeocretacea*). La matrice est micritique.

**EXD 07** : Biomicrite à foraminifères planctoniques. (PL.14, fig. 04).

Description:

La texture est wackestone, les éléments figurés occupent environ de 15 à 20 % du volume et leur taille varie de 0,2 à 3 mm. Ils sont exclusivement représentés par des foraminifères planctoniques: grosses *Whiteinella archaeocretacea*, *Hedbergella* sp. On note aussi la présence de glauconie.

Milieu de dépôt:

Ces faciès correspondent au milieu infratidal inférieur de plate forme externe, calme, relativement profond et ouvert aux échanges qui permettant l'installation des foraminifères planctoniques et la matrice micritique.

**F.2. Les facies argilo- marneux.**

**EXD 08** : Marnes à foraminifères benthiques. (E32)

Description:

Ce sont des Marnes de teint gris- verdâtre, tendres, riches en macrofossiles et microfossiles telque ; *Nodosaria* sp (Lamarck), *Textularia agglutinans* d'Orbigny, *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer, 1927), *Bathysiphon* sp, *Lenticulina spissocostata* (Cushman, 1938), rarement planctoniques (*Globigernoides*), et débris d'échinodèrmes.

**EXD 09** : Marnes à foraminifères benthiques et planctoniques. (E31)

Description:

Marnes de couleur gris- verdâtre, tendres, riches en macrofaunes et microfaunes telque ; *Textularia agglutinans* d'Orbigny, *Thuraminna* sp, *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer, 1927), *Cancriis auriculus* (Fichtel et Moll), *Uvigerina nodosa* d'Orbigny, *Lenticulina spissocostata* (Cushman, 1938), *Gavelinella intermedia* (Berthelin), des *Globigernoides* et rares ostracodes lisse et débris d'échinodèrmes.

**EXD 10** : Marnes à foraminifères planctonique et benthiques. (E26)Description:

Marnes de couleurs gris dépourvu de macrofossiles, avec fines passées de calcaires micritique sombre à tempestites distale. Elles renferment des foraminifères planctoniques thalmaninella (*Rotalipora cushmani*, Morrow, 1934), *Whiteinella archaeocretacea*, des foraminifères benthiques *Nodosaria sp* (Lamarck), *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), et rares débris d'échinodermes.

**EXD 11** : Marnes à foraminifères planctoniques et benthiques. (E28)Description:

Ce faciès comprend des marnes grises, plus ou moins tendres, riches en foraminifères planctoniques telque ; *Heterohelix moremani*, rares foraminifères benthiques *Nodosaria sp* (Lamarck), *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), et ostracodes lisse *Paracypris sp.* (Sars).

Milieu de dépôt:

Ce sont des faciès attribue très probablement au milieu infratidal mais peu profond, favorable à l'épanouissement des foraminifères benthiques et ouvert aux échanges qui permettant l'installation des foraminifères planctoniques.

**EXD 12** : Marnes à foraminifères benthiques et ostracodes. (E05)Description:

Ce sont des marnes de teint beige- verdâtre, tendres par endroit indurés et fracturés, pauvre en macrofaunes. Elles renferment des microfaunes telque les foraminifères planctoniques *Heterohelix moremani* et benthiques *Bolivina spathulata* (Williamson), *Quinquelaaulina bicornis* (Walker et Jacob), des ostracodes *Cytherella sp.* (Jones), et des débris d'échinodermes.

**EXD 13** : Marnes à foraminifères benthiques et ostracodes. (E13)Description:

Ce sont des marnes forment un intervalle métrique, de couleur grise verdâtre, tendre, riche en macrofaunes (*Aspidiscus cristatus*, ammonites, huitres, oursins réguliers et irréguliers, bivalves, gastropodes et polypiers). Elles renferment des foraminifères benthiques *Bathysiphon sp*, *Idalina sp*, *Thomasinella punica* (Schlumberger), des ostracodes *Amphicytherura distincta*. Butler et Jones, rare foraminifères planctoniques *Heterohelix moremani*, de gypse et des débris d'échinodermes.

**EXD 14** : Marnes à foraminifères benthiques et ostracodes. (E10)Description:

Ce faciès comprend des marnes grises, pauvres en macrofaunes, tendres, rarement intercalées par des bancs marno- calcaire centimétriques, gris. Elles renferment des foraminifères benthiques *Thomasinella punica* (Schlumberger), *Textularia agglutinans* d'Orbigny, des ostracodes *Cytherella sp*. (Jones), *Oertliella ? tarfayaensis* (Reyment, 1978), des débris d'échinodermes et de gypse.

Milieu de dépôt:

Les faciès EXD 12-13-14 correspondent aussi au milieu infratidal, mais certainement pas profond, avec de faibles influences du bassin, (présence des foraminifères benthiques). Les ostracodes observés ici indiquent un milieu vaseux, calme, au dessous de la zone d'action des vagues.

**EXD 15** : Marnes à rare ostracodes. (E16)Description:

Marnes de teint gris- verdâtre, tendres, riches en macrofaunes (huitres, oursins et bivalves). Elles sont généralement pauvres en microfaune à l'exception de quelques ostracodes *Phlyctocythere citreum* (Viviere), des débris d'échinodermes et de gypse.

**EXD 16 : Marnes à ostracodes. (E11)**Description:

Marnes grises, pauvres en macrofaunes, tendres, rarement intercalées par des bancs marno- calcaire centimétriques, gris. Elles renferment des ostracodes *Procytherura sp ?* (Whatley), *Cytherella sp.* (Jones), *Paracypris sp.* (Sars), *Polycope sp.*, et rare foraminifères benthiques *Spiroplectamina parasorites*, foraminifères planctoniques *Whiteinella archaeocretacea*, et rare radiolaires.

**EXD 17 : Marnes à foraminifères planctoniques. (E22)**Description:

Ce sont des marnes grises, tendres, avec fines passées de calcaire gris- foncé, l'ensemble est pauvre en macrofaunes, mais elles sont riches en foraminifères planctoniques *Whiteinella archaeocretacea*, *Globigerinelloides blowi*, *Hedbergella planispira* (Tappan, 1940), et rare débris d'échinodermes.

Milieu de dépôt:

Les faciès EXD 15-16-17 caractérisent le milieu infratidal inférieur profond de plate forme externe, très ouvert sur le bassin marqué par l'épanouissement des foraminifères planctoniques et des ostracodes.

**3.9. Evolution verticale des microfaciès.****3.9.1. Passage des microfaciès de plate-forme interne à ceux de plate-forme moyenne.**

Il est caractérisé par l'apparition de faunes infratidales supérieures de la plate forme moyenne de haut énergie et très peu profond. L'agencement des microfaciès montre un phénomène transgressif, où les milieux restreints très internes passent à des milieux proximaux.

**3.9.2. Passage des microfaciès de plate-forme moyenne à ceux de plate-forme externe.**

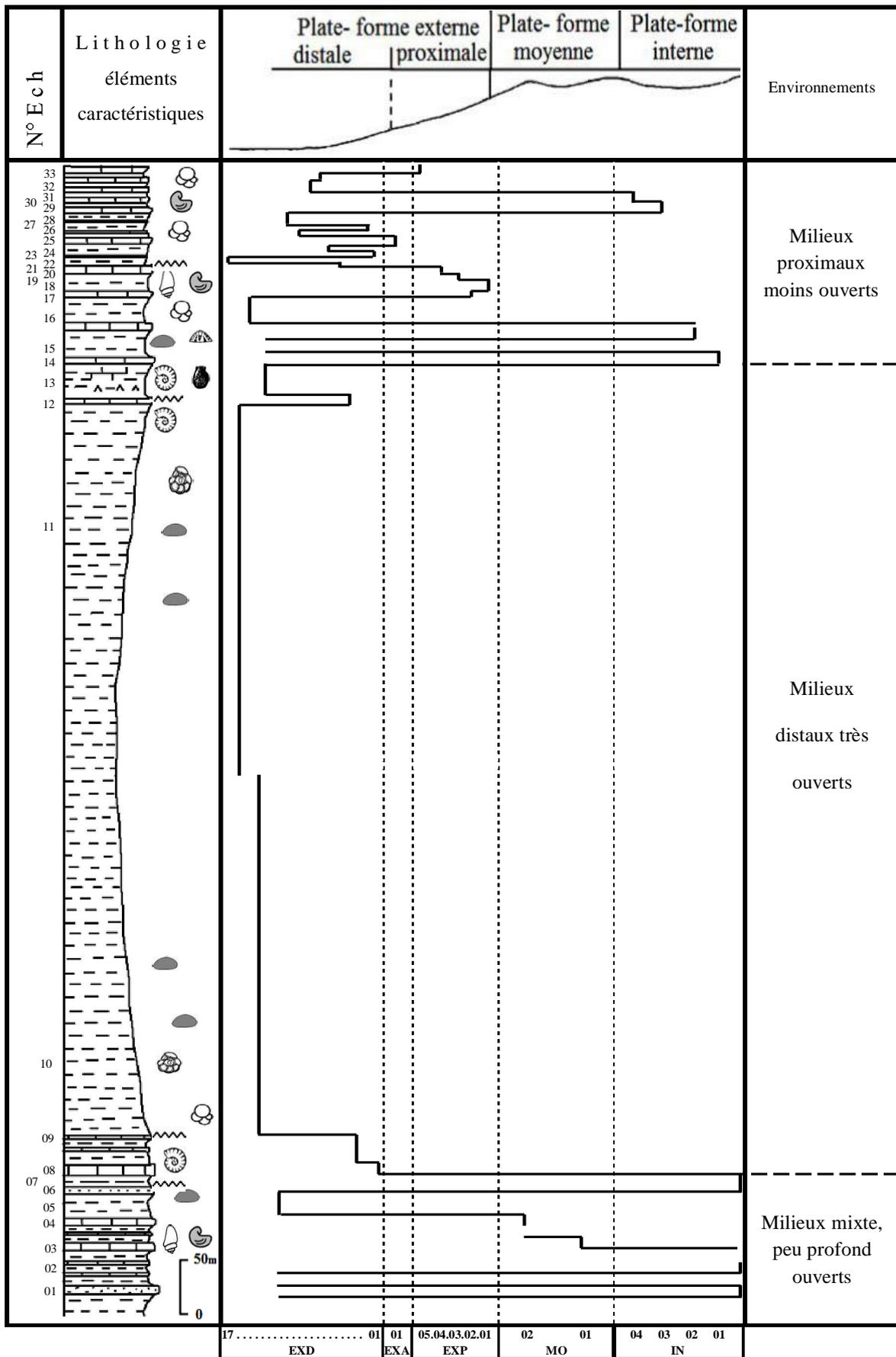
Ce passage se fait graduellement par la diminution des éléments caractéristiques de plate- forme moyenne qui est très peu profond et agités, et l’augmentation des éléments de plate- formes externe qui est plus calme et ouverts avec l’enchaînement des microfaciès suivants : MO 01, MO 02 jusqu’à des environnements distaux EXD15, EXD16, EXD17, par l’intermédiaire des milieux proximaux protégés EXP.

Formations	Répartition des microfaciès				
	IN	MO	EXP	EXA	EXD
Marno- calcaire et grès ferrugineux	E01, E02, E06, E07	E03, E04			E05, E08, E09
Marnes grises					E10, E11
Marno- calcaire	E14, E15, E29, E30		E17, E18, E19, E20, E33	E25	E12, E13, E16, E21, E22, E23, E24, E26, E27, E28, E31, E32,

Tab.12: Répartition des microfaciès dans les formations.

**- Légende.**

-  Marnes.
-  Calcaires.
-  Marnes avec fines passées de calcaire et de gypse.
-  Grès.
-  Foraminifères planctoniques.
-  Foraminifères benthiques.
-  Ammonites.
-  Ostracodes.
-  Huitres.
-  Brachiopodes.
-  Gastropodes.
-  Oursins.
-  Surface durcie.



Tab.13: Evolution verticale des microfaciès de la série céno- mano- albienne de Dj Bou Arif.

### **3.10. Etude des minéraux non carbonates.**

#### **1. Le quartz.**

Le quartz est la principale composante détritique et authigène des grès. Il représente 50 à 90% de leur volume minéral. Il est présent sous forme de grains (presque exclusivement monocristallins) de 200 µm de diamètre environ. Les grains de quartz sont souvent nourris, mais de manière irrégulière (PL.13, fig.01). En effet, surcroissances automorphes sont bien développées. On note aussi que la ferruginisation observée dans les faciès gréseux à ciment carbonaté est probablement due à la présence « d'impuretés » telles que les oxydes, les argiles, ou les carbonates (sidérite), plaquées à la surface des grains. Ces surfaces dépourvues de ciment siliceux peuvent également présenter des morphologies très irrégulières, interprétées par Kantorowicz, (1985) comme le résultat de la dissolution d'un ciment carbonaté ayant remplacé partiellement les grains de quartz.

#### **2. La glauconie.**

La glauconie est une association des minéraux argileux à forte teneur en  $Fe^{3+}$ , la glauconie est un indicateur paléoenvironnemental intéressant. Elle se forme en effet uniquement en milieu marin, le plus souvent à des profondeurs de 50 à 500 m (peut-être jusqu'à 1000 m), soit de l'ordre de celle du plateau continental et du talus supérieur, parfois en association avec des minéraux de phosphatés. Elle se présente fréquemment sous forme de grains (0.1 à 3 mm environ.) de couleur vers foncé, qui se développent dans des débris minéraux ou coquillers et en remplissage de logs de foraminifères, etc, en particulier près de surfaces durcies -hard ground (J. F. Raoult, 2005). Seule une faible proportion des échantillons analysés en contiennent (12.12%), notamment dans le Cénomaniens inférieur (E09) et la fin du Cénomaniens supérieur (E23, E24 et E33).

### 3. Le phosphate.

Le phosphate est un minéral caractérisé par le radical  $(\text{PO}_4)^{3-}$ . Ce phosphate dérive de l'apatite des roches magmatique, mise en solution dans les mers et fixée par des végétaux et des animaux. A leur mort, de nouvelles solutions de phosphates sont formées, et elles peuvent soit précipiter directement, soit plus souvent épigéniser tout ou partie des sédiments. Il se forme sur la plate-forme continentale, ou à son rebord (entre 50 et 200 m), souvent, il est en association avec la glauconie et des éléments détritiques (quartz par exemple). Il se trouve également dans de nombreuses roches, le plus souvent en grains de quelques millimètres, arrondis (pseudo-oolithes) ou non, de teinte brun clair à jaune (J. F. Raoult, 2005). Seule une faible proportion des échantillons analysés en contiennent (12.12%), notamment dans le Cénomaniens inférieur et supérieur (E14, E15, E17 et E30).

### 4. Analyse séquentielle.

#### 4.1. Généralités.

L'analyse séquentielle est une méthode d'étude, dont l'objectif est de définir les unités sédimentaires limitées par des surfaces ou discontinuités, qui correspondent à des certaines variations contrôlées et conditionnées le dépôt d'une unité sédimentaire au cours du temps géologique L. Yapaudjian, 1974. On peut distinguer trois facteurs :

*Les mouvements eustatiques (variation du niveau marin) : C'est des changements d'ensemble du niveau des mers. La notion 'Eustatisme' a été introduite pour rendre compte de transgressions, ou régressions, contemporaines sur tous les plateaux continentaux. Au cours des temps géologiques, plusieurs très importantes variations des niveaux des mers. Souvent ces variations synchrones avec les changements des étages (fig.25).*

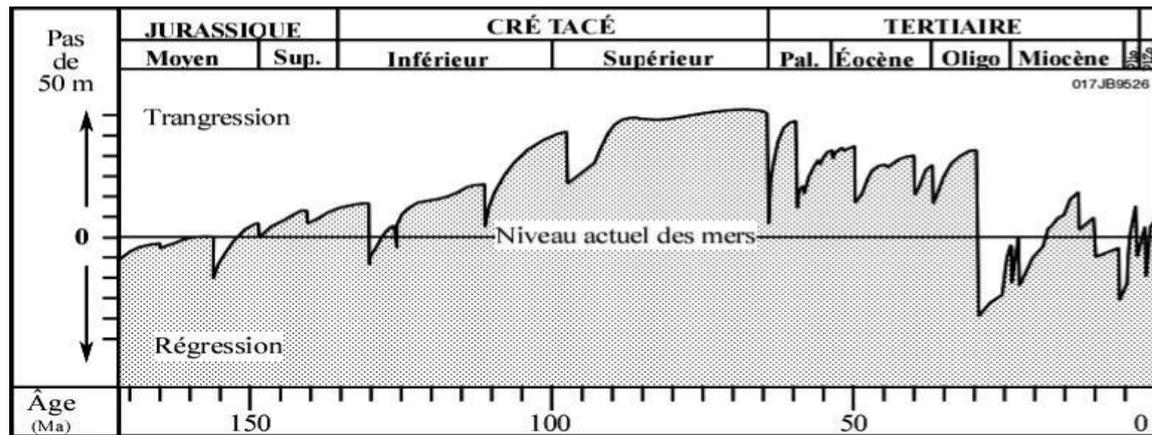


Fig.25: Les Variations des niveaux des mers au cours des temps géologiques  
(ENSPM Formation Industrie- IFP Training, 2006)

*Les mouvements tectoniques (tel que: La subsidence) : C'est l'enfoncement progressif, régulier ou saccadé, pendant une assez longue période, du fond d'un bassin sédimentaire, marin ou non. C'est ce phénomène qui permet en particulier l'accumulation sur de fortes épaisseurs de sédiments qui se sont cependant formés sous une faible tranche d'eau (J. F. Raoult, 2005).*

*Le flux sédimentaire (apports sédimentaires) : Un flux sédimentaire, est la quantité de matière (apports sédimentaires) traversant une surface en un temps donné. Il s'exprime souvent en grammes par centimètre carré par 1000 ans (J. F. Raoult, 2005).*

La notion de séquence qui analyse les unités sédimentaires en tenant compte de leur liens sur une même verticale nécessite l'examen des divers composants de chaque roche: Ciment, élément détritique, texture, organismes,... etc. Rey, 1983.

Généralement, les séquences sont délimitées par des discontinuités qui traduisent un changement environnemental brutal. Selon les différentes séquences observées, on peut distinguer les discontinuités suivantes: Surface bioturbée, surface durcie, rupture ou changement brutal de sédimentation et zone de remaniement.

Cette méthode est représentée un outil permettant d'analyser et quantifier les modalités de remplissage des bassins sédimentaires.

## **4.2. Quelques définitions.**

### **4.2.1. La séquence lithologique.**

C'est une succession évolutive univoque de termes lithologiques liés, verticale ou horizontale, montrant des limites naturelles. Elle correspond à l'enchaînement (une suite) vertical des faciès se terminant par une discontinuité naturelle. L.Yapaudjian, 1974.

### **4.2.2. Le cycle sédimentaire.**

Succession progressive des termes lithologiques comportant un retour au terme initial.

### **4.2.3. La séquence positive ou négative.**

C'est une séquence lithologique présentant une évolution nette de l'énergie de mise en place au moment du dépôt: L. Yapaudjian, 1974.

Une séquence positive comporte des grains grossiers à la base, fins au sommet, des textures jointives à la base, flottantes au sommet; c'est l'inverse pour la séquence négative.

### **4.2.4. La séquence génétique.**

Elle est définie comme unité élémentaire d'un dépôt sédimentaire et c'est le plus petit cycle de variation du milieu de sédimentation.

### **4.2.5. La séquence transgressive ou régressive.**

Succession évolutive des termes lithologiques liés traduisant verticalement une transgression ou régression L. Yapaudjian, 1974.

### **4.2.6. La série naturelle.**

Elle est une suite des faciès rencontrés sur le terrain, reconstitués dans l'ordre originel de leur situation dans l'aire de sédimentation. Kazi- Tani, 1986.

#### **4.2.7. La limite de séquence.**

Elle correspond au maximum de la chute rapide du niveau marin, cette limite se traduit par une surface d'érosion soit dans le domaine continental soit dans le domaine marin plus distal, elle est marquée par une superposition brusque des faciès peu profonds sur les plus profonds.

#### **4.3. Les types des séquences.**

##### **4.3.1. Les séquences élémentaires.**

Sont les petites séquences de dépôt corrélables à l'échelle d'un bassin sédimentaire; leur épaisseur est comprise entre (01 et 10m). Ce sont les briques élémentaires de la stratigraphie.

##### **4.3.2. La mésoséquence ou rythme.**

La succession des séquences élémentaires ci-dessus forme des mésoséquences ou rythmes d'épaisseur variée (10 à 30 m). Elles se terminent souvent par des limites stratigraphiques, surfaces bioturbées, ferruginisées et perforées.

##### **4.3.3. La mégaséquences.**

Sont les séquences les plus épaisses, composées de plusieurs mésoséquences, leurs épaisseurs atteignent certaines mètres limitées par une discordance angulaire.

#### **4.4. Echelle des séquences.**

La série céno-mano-albienne de Djebel Bou Arif a été analysée en fonction des renseignements rassemblés sur le terrain et au laboratoire en respectant l'ordre naturel des termes lithologiques. L'analyse sédimentologique des dépôts montre que la succession des faciès se manifeste à différentes échelles d'observation (Tab.14).

#### **4.4.1. Séquence de tempestite distale.** (PL.10, Fig. 01, 02)

Il s'agit de séquence millimétrique résultant de l'action des tempêtes. Elle se rencontre dans tous les secteurs et se situe dans les minces bancs de calcaires intercalés dans les niveaux marneux (E25).

La séquence décrite ici s'observe dans le secteur supérieur de la série (E25). Elle est composée de deux lamines (0.05 à 0.5 Cm), comprises entre deux discontinuités plus ou moins apparentes. La lamine basale est claire, celle du sommet est sombre. C'est une séquence élémentaire.

#### **4.4.2. Séquence mixte ou binaire calcaire / marne.**

Elle est caractérisée par une alternance centimétrique à décimétrique de calcaire micritique et de marne. Ce type de séquence est présent dans le secteur étudié. Les bancs de calcaires sont des biomicrites à foraminifères benthiques, échinodermes, calcisphères et annélides, leur surface supérieure est bioturbée. Les niveaux marneux sont à très faible épaisseurs (0,1 à 0,3 m).

#### **4.4.3. Séquences de plate forme externe.**

Ce sont des séquences klupfeliennes les plus répandues dans le secteur étudié. Leur développement maximum s'observe dans les formations marno- calcaire partie supérieur de la série étudié. L'enchaînement vertical des faciès s'organise en séquence klupfeliennne, traduisant l'augmentation de l'énergie du milieu et la diminution progressive de la profondeur. Généralement leur milieu de dépôt appartient à environnement infratidal inférieur profond à infratidal moyenne par hydrodynamisme faible à modéré.

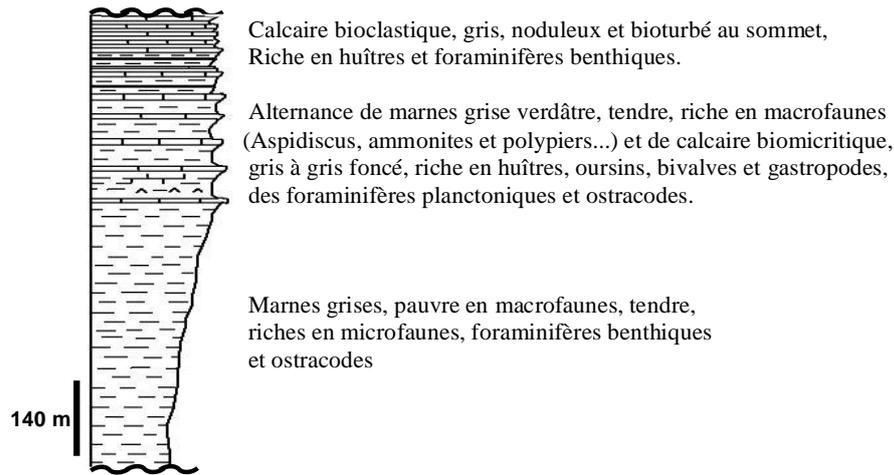


Fig.26: Séquence klupfelienne complète.

#### 4.4.4. Mésoséquence ou rythmes.

La succession décrite ci- dessus forme des mésoséquences ou rythmes d'épaisseur variée. Elles se terminent par des bancs de calcaires (01 à 04 m), généralement sont limités par des surfaces bioturbées et ferruginisées.

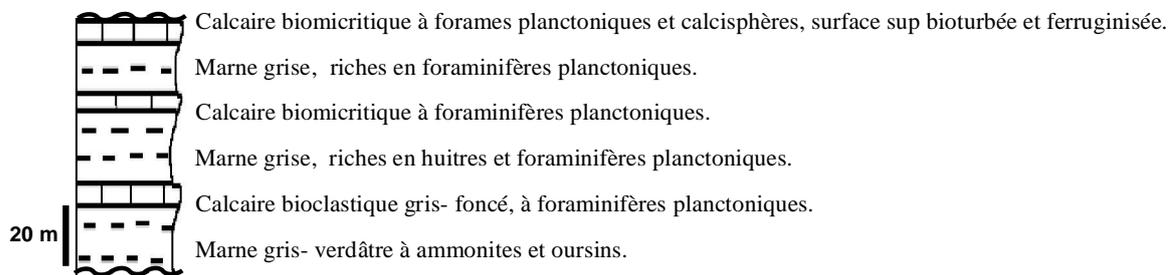


Fig.27: Rythmes.

#### 4.4.5. Séquence de plate- forme moyenne.

Elle se développe dans le secteur étudié par des calcaires à algues, foraminifères benthiques et huitres. Son évolution verticale dans le secteur inférieur de la série montre la succession suivante :

1. (08 m) intervalle de marne à intercalations de minces bancs de calcaire bioclastique.
2. (1,5 m) banc de calcaire bioclastique, gris, riches en coquilles, huitres, gastropodes et algues.
3. (06 m) intervalle de marne, pauvres en macrofaunes intercalé par des calcaire bioclastique.
4. (03 m) banc de calcaire bioclastique, gris, riches en coquilles, huitres, et algues.

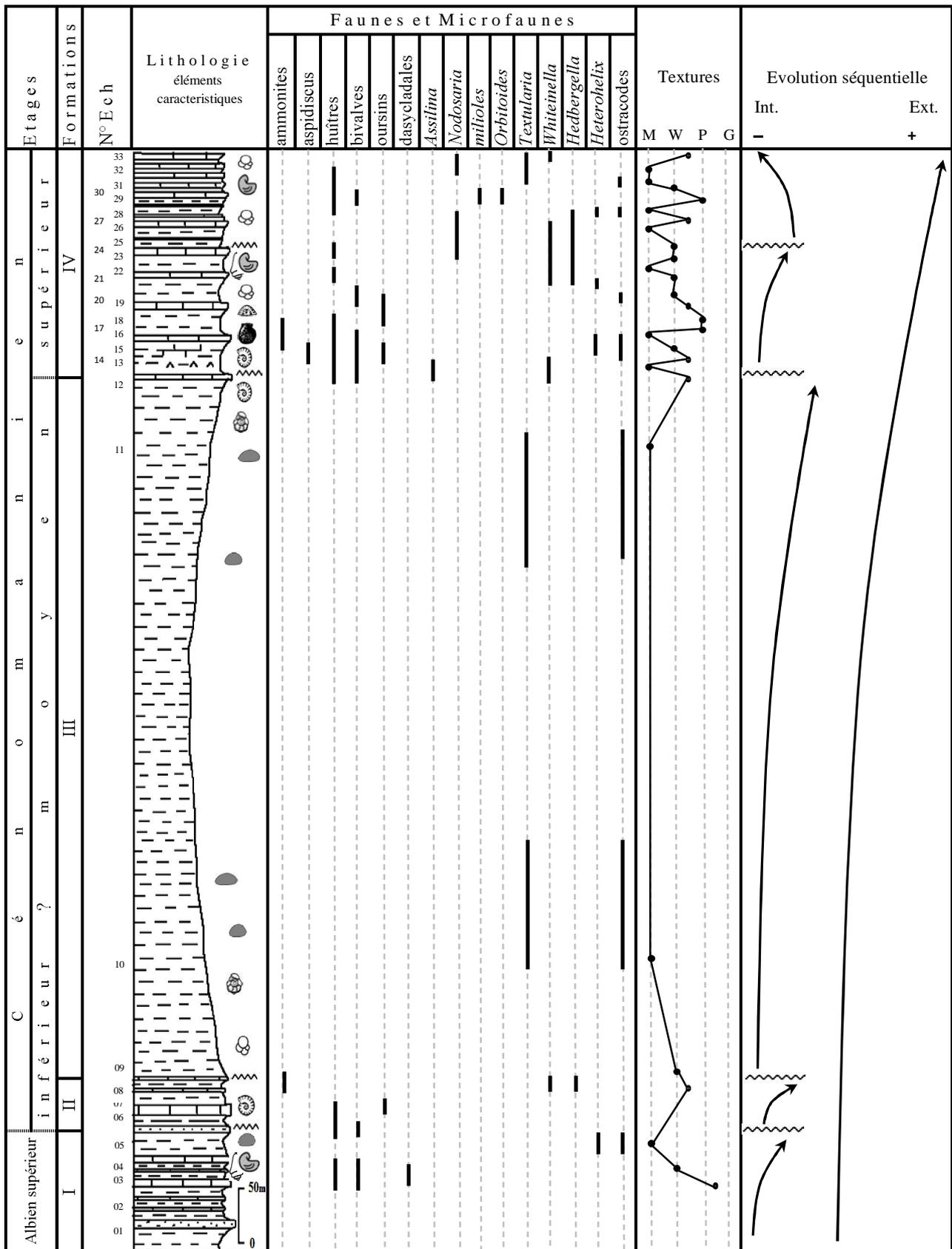
L'évolution texturale de cette séquence, et aussi l'enchaînement des microfaciès du bas vers le haut traduit une augmentation de l'énergie, accompagnée d'une diminution de la profondeur (séquence klupfeliennne). Notons également que les milieux de dépôt évoluent dans le même sens, c'est-à-dire du milieu interne vers un milieu protégé plus agité peu ouvert.

#### **4.4.6. Séquence de 5<sup>ème</sup> ordre ou séquence majeure.**

Le découpage de la série du céno-mano- albienne en formations, selon l'importance des épisodes sédimentaires et leur milieu de dépôt, permet de distinguer une séquence majeure à tendance globalement transgressive (Tab.14).

Cette séquence majeure s'exprime différemment dans les divers domaines de plate-forme. Elle comprend, par exemple ;

- Domaine distal de plate- forme ouverte dans la partie médiane de la série,
- Domaine proximal moins ouvert dans la partie supérieur,
- Domaine médian de plate-forme moyenne (faciès de sable bioclastique),
- Domaine peu profond partiellement ouvert comprend des épisodes sédimentaires de calcaires bioclastiques caractérisent un milieu de plate- forme interne,
- Domaine de plage à forte énergie comprend des dépôts détritiques dans la partie basal de la série.



Tab.14: Découpage séquentiel de la série céno-mano- albienne de Dj Bou Arif- Monts des Aurès.

## 5. Analyse paléoenvironnemental.

### 5.1. Introduction.

Tous les travaux géologiques sur les Aurès ont abordés de près ou de loin les reconstitutions paléogéographiques. Laffitte (1939) pour le Crétacé, à partir des coupes de l'Aurès, constatait l'homogénéité des faciès entre le massif de l'Aures et l'Atlas saharien.

La région étudiée dans la partie NW de l'Aures se place à la jointure des domaines atlasique et préatlasique.

### 5.2. L'évolution paléogéographique des Aurès au Cénomano- Albien.

Pour aborder le problème de la paléogéographie de la région étudiée et essayer de l'intégrer dans le contexte paléogéographique régional, il est raisonnable de signaler que la surface étudiée est ouverte dans une partie et moins ouverte dans l'autre.

La sédimentation dans les Aurès généralement sont des carbonates dominants (Bureau, 1986), étudie en détail les monts des Aurès du Jurassique au Tertiaire pour constater que la structuration de cette région s'était faite suivant des blocs basculés s'organisent en marches d'escalier descendant du Nord vers le Sud. Les blocs sont séparés par des failles de direction N 110° à N 120°, (fig. 28).

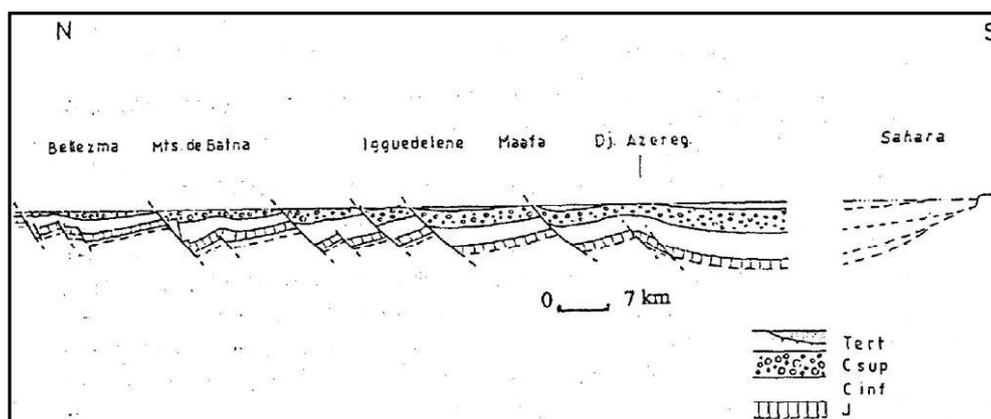


Fig.28: Les blocs basculés dans les Aurès et les monts de Bellezma- Batna (d'après Bureau, 1986).

### 5.2.1. À l'Albien.

La sédimentation albienne n'est pas différente de celle du Crétacé inférieur dans les monts de Batna (Bureau, 1986), mais avec un milieu de dépôt à faible profondeur. Les affleurements albiens les plus fréquents se trouvent à l'Ouest des monts de Batna. Généralement, dans le Nord aurésien les faunes datant l'Albien se rapportent essentiellement à l'Albien supérieur.

Sur la frange septentrionale du Hodna et des Aurès, (Dubourdieu, 1956) signale qu'à la suite de la transgression aptienne ' succède une phase régressive. Dès l'Albien moyen une nouvelle transgression marine se manifeste avec une nette reprise des apports argilo- gréseux Selon Nezzal 1989, (fig.29). et à partir d'une analyse microfaciologique des dépôts albo- aptiens, tout en se rapportant aux milieux de sédimentation défini aussi aux Djebel Bou Arif trois milieux principaux : un milieu lagunaire, un complexe de barrière (hauts- fonds) et un milieu marin ouvert.

Au cours de l'Albien terminal (Vraconien), une phase tectonique distensive NNE-SSW à NE- SW affecte l'ensemble du bassin aurésien, résultant une subsidence rapide avec un jeu de blocs basculés traduisant le jeu de failles profondes de direction N 110° à N 120° (D. Bureau, 1986).

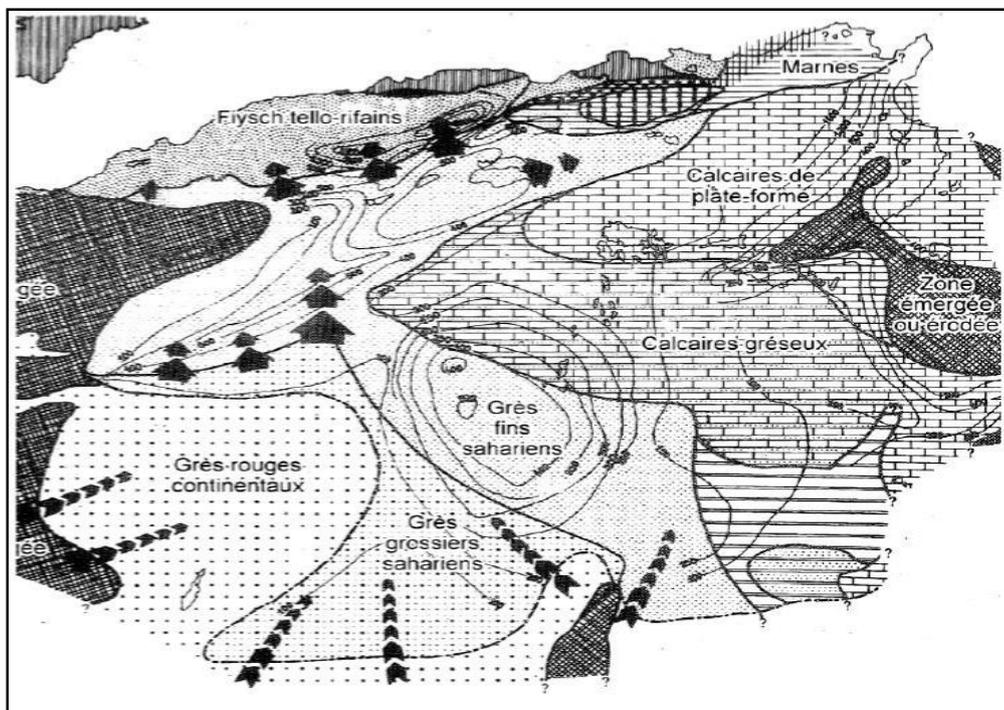


Fig.29: Reconstitution paléogéographique de l'Algérie orientale et de la Tunisie à l'Albien, d'après Vila (1980). Les flèches indiquent les apports gréseux.

**5.2.2. Au Cénomanién.**

Selon Laffitte (1939), à l’emplacement du massif de l’Aures actuel, se situait un bassin ouvert sur la Téthys au Nord- Est et à l’Est, mais plus ou moins fermé au Sud- Ouest et au Sud (fig.30). Au sein de ce bassin se développe une sédimentation marneuse, épaisse au centre (Arris: 1000 m), carbonatée et plus réduite à l’extrémité Sud- Ouest (150 m). Le bassin correspond à une fosse subsidentes ou au sillon aurèsien (Guiraud 1973), mais cette subsidence se ralentit au Cénomanién progressivement (Herkat, 2000). Pendant le Cénomanién supérieur la mer était de faible profondeur, récemment Kazitani a montre qu’au cours de cet période, l’Aurès a connu des mouvements tectoniques précoces et synsédimentaires, repérables grâce aux lacunes du Cénomanién supérieur au Djebel Fouchi, pointe SW du Dj. Azreg et à l’extrémité SW du Dj. Metlili. Ces deux zones se situent à la proximité de géosuture Hodna-Aurès.

Le Cénomanién des Aurès, à faciès marno- calcaires, comprend une diversité de macrofaune décrite par Laffitte (1939) : Ammonites, huitres, oursins, et surtout des *Aspidiscus cristatus* (récolté pour la première fois par Peyronnel et Desfontaines), la forme la plus caractéristique du Cénomanién aurésien.

Sur le flanc septentrional du Dj. Bou Arif (à l’Ouest d’El Madher), nous avons récolté deux Ammonites, dans un intervalle d’alternances marno- calcaires (Tab.16). Il s’agit de *Acanthoceras rothomagense* et *Metoicoceras geslinianum*, et d’autres macrofaunes (*Aspidiscus*, huitres, bivalves, et oursins...), caractérisant le Cénomanién.

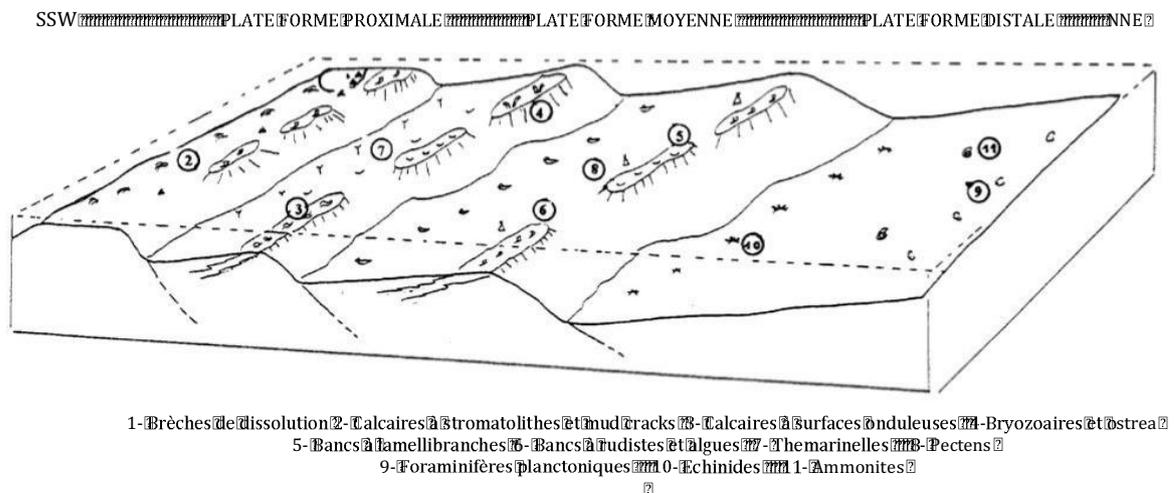


Fig.30: Modèles sédimentaires du bassin Aurésien au Cénomanién M. Herkat, (2002).

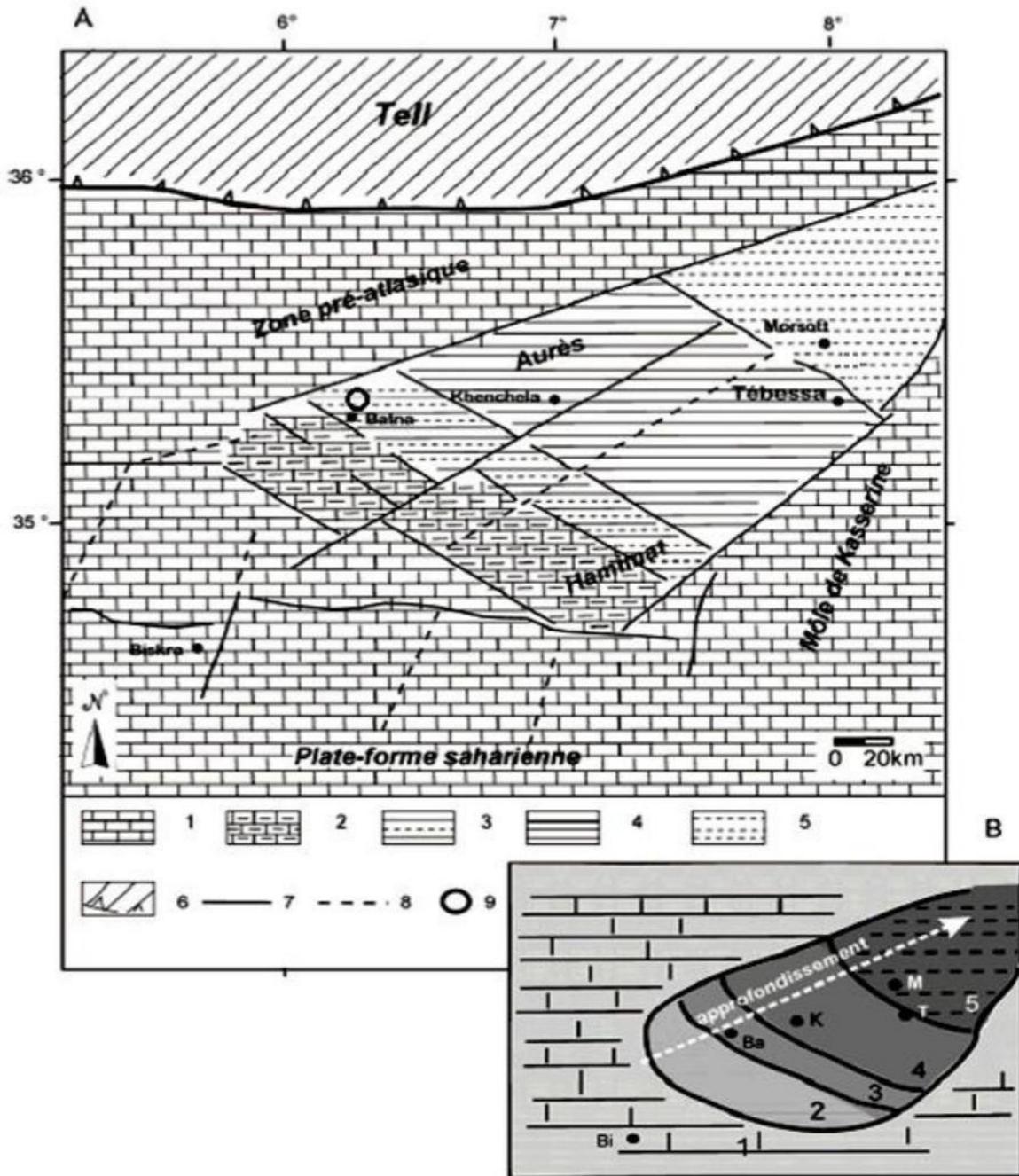
### 5.3. Le secteur d'étude et sa place dans la paléogéographie des Aurès.

Les différents facies de la série cénomano- albienne du Djebel Bou Arif, leurs environnements et leurs épaisseurs montrent l'existence d'une plate- forme de modèle 'rampe carbonatée' orientée SSE- NNW. L'évolution sédimentaire de cette plate- forme pendant cet intervalle montre cinq environnements :

- Un environnement de plage (intertidal) à forte énergie, renferme des dépôts mixte (détritiques / carbonates) avec des indices d'un milieu marin,
- Un environnement interne (infratidal) à énergie faible à modéré, renferme des calcaires biomicritique,
- Un environnement moyen (infratidal supérieur à intertidal) à forte énergie, renferme des sables bioclastiques à dasycladales,
- Un environnement proximal comprend des calcaires biomicritique à échinides, huitres et annélides correspondent très vraisemblablement à la zone infratidal moyenne,
- Un environnement distal comprend des faciès caractérisent une plate forme externe très ouverte (Infratidal inférieur profond) marqués par l'épanouissement des foraminifères planctoniques et des ostracodes.

### 5.4. Conclusion.

En conclusion, d'après les analyses litho-bio-stratigraphiques et sédimentologiques précédentes qui comprennent des études d'une épaisse série essentiellement marno- carbonatées, avec des faciès généralement externe, donc, on peut dire que durant ces périodes de Crétacé moyen, il est très probable à l'emplacement du Djebel Bou Arif se situe une rampe carbonatée à tendance distale (fig.31).



1 Rampe proximale, 2 Rampe médiane, 3 Rampe distale, 4 Transition Rampe-Bassin, 5 Bassin, 6 Tell, 7 Failles, 8 Failles supposées, 9 [Symbol]

A Carte détaillée, B Schéma synthétique.

Fig.31: Reconstitution paléogéographique du domaine atlasique au Cénomaniens supérieur (modifié d'après RUAULT DJ. M. 2008).

# **CONCLUSION GENERALE**

## Conclusion générale

Les études sédimentologiques et litho-biostratigraphiques effectuées sur la série Cénomano- albienne du flanc septentrional de l'anticlinal de Djebel Bou Arif, nous a permis de mettre en évidence les principaux résultats apportent d'une part, une précision sur la lithologie des corps sédimentaires, leur âge, la position des limites, et d'autre part des analyses et interprétations sur les faciès, leur évolution séquentiel, et leur interprétations paléogéographique.

- **Sur le plan lithostratigraphique.**

La série marno- carbonatée étudiée au Djebel Bou Arif de la terminaison septentrional de massif de l'Aurès a été subdivisée en quatre formations datée par les ammonites, les foraminifères planctoniques et les ostracodes. Généralement, elle comporte deux ensembles d'association de faciès ; l'un gréseux et l'autre carbonatés. De bas en haut se succèdent : La formation des marno- calcaires et grès blanc ferrugineux (Albien supérieur), la formation des marno- calcaires gris de Cénomanién basal, la formation de marnes grises daté le Cénomanién moyen, et la formation des marno- calcaires de Cénomanién supérieur.

- **Sur le plan biostratigraphique.**

Des points de vue géodynamique et paléogéographique, une phase distensive affecte l'ensemble du bassin aurésien, et créer une subsidence rapide contrôlée les dépôts sédimentaires au cours de l'Albien, due au jeu de blocs basculés traduisant le jeu de failles profond de direction N 110° à N 120°, (D. Bureau, 1986). Ces caractéristiques paléogéographiques, et stratigraphiques font qu'il est difficile d'établir un cadre biostratigraphique précis pour l'Albien. Il est à noter aussi que les marqueurs paléontologiques de cet étage sont toujours en discussions (Owen, 2002). En ce qui concerne ce travail, le matériel qui a servi à l'établissement d'un cadre biostratigraphique de l'Albien dans notre zone d'étude est constitué des foraminifères planctoniques *Globotruncana sp*, *Heterohelix moremani* et des ostracodes *Cytherella sp* Jones 1849.

Au cours de Cénomanién la subsidence se ralentit progressivement (Herikat, 2000). La mer devient de faible profondeur au Cénomanién supérieur qui permet à l'installation des conditions lagunaire vers le sud dans la région de Biskra (Laffitte, 1939).

Le Cénomaniens de Djebel Bou Arif est très fossilifère par rapport de l'Albien. Elle contient dans certains niveaux des faunes intéressantes du point de vue stratigraphique, rarement des niveaux en sont dépourvus ou ne renferment que des formes peu précises de ce point de vue. Cependant les faunes récoltées: des ammonites *Metoicoceras geslinianum*, *Acanthoceras rothomagense* H. DOUVILLÉ, 1904, des *Aspidiscus cristatus* Lamarck, 1801, des foraminifères planctoniques, *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967, *Rotalipora cushmani* Morrow 1934, *Hedbergella planispira* Tappan 1940, *Rotalipora reicheli*, *Globigerinelloides blow*, et des ostracodes *Oertliella tarfayaensis* Reyment 1978, *Cytherella sp* Jones 1849, *Amphicytherura distincta* Butler et Jones, *Virgatocypris sp*, *Procytherura sp* Whatley, *Phlyctocythere citreum* Viviere.

Il est à noter que le passage du l'Albien supérieur au Cénomaniens basal est localisé juxta après la surface durcie (bioturbé et ferruginisée) de le dernier banc de grès, blanc (PL.06, E07), surmonté par un intervalle marneux gris, tendre, formé une rupture net de pente.

- **Sur le plan sédimentologique.**

- Les milieux de dépôts.**

Tels qu'ils ont pu être reconstitué par l'analyse minutieuse des faciès, appartiennent tous à une plate-forme sur laquelle, de l'intérieur vers l'extérieur, se succèdent cinq environnements majeurs:

1. Une plate- forme mixte: Caractérisé par une diversité remarquable de faciès marno- carbonatés et gréseux, abondantes dans la série de Dj Bou Arif. Le passage des faciès gréseux aux faciès marno- carbonaté au cours de la transgression albienne ne serait dû qu'à l'augmentation de la tranche d'eau, qui en faisant reculer la ligne de rivage et en restreignant la zone émergée d'apport, favoriserait le passage à des particules terrigènes fines en suspension.

L'abondance des apports terrigènes fins est également indiquée par la faune. En effet, la faune benthique est dominée par des organismes fouisseurs et/ou supportant bien les substrats boueux et les apports détritiques (oursins irréguliers, huîtres,...) et marquée par la rareté des organismes exigeant des eaux claires et propres (coraux, bryozoaires, algues vertes ...), excepté dans les bancs calcaires déposés en progradation.

Le milieu était donc généralement plus mésotrophe qu'oligotrophe, et donc peu favorable au développement de plate- forme purement carbonatées.

2. Une plate- forme interne (très peu ouverte): Est revêtue de facies exclusivement carbonatés (calcaire biomicritique à foraminifères benthiques), ces facies appartiennent à des milieux intertidaux très internes, à énergie faible à modéré, dans lesquels vivaient les foraminifères benthiques, les algues vertes, les gastropodes, les annélides et certains bivalves...

3. Une plate-forme moyenne (peu ouverte): Ils se différencient de ceux de la plate forme externe et interne par la disparition ou la raréfaction des organismes habituels du domaine ouvert externe et le domaine interne, Sur laquelle se développent sous forme des hauts- fonds locaux, elle est couvert de sable bioclastiques grossiers à dasycladales, déposés en milieu agité peu profond (infratidal moyen à supérieur) où les conditions sont très favorables à l'installation des bioconstructions (haut- fond, hydrodynamisme, luminosité, température élevée, salinité normale).

4. Une plate- forme externe zone proximale: C'est une zone à dépôts marno- calcaires avec toujours des échinodermes, mais aussi des foraminifères planctoniques et benthiques, des ostracodes et des huitres, correspondent à un milieu infratidal moyen et calme, envahi épisodiquement par le sable bioclastique. La présence de fragments d'échinodermes, de bivalves et huitres micritisés, témoigne d'un enfouissement très lent et d'une évolution assez longue de matériel bioclastique. Ces bioclastes requièrent probablement de la destruction d'une biocénose placée relativement plus haut, y a été déposé par des courants descendants dans un milieu vaseux ou l'agitation est faible. L'ouverture aux échanges est permettant l'installation de quelques foraminifères planctoniques et la matrice micritique.

5. Une plate-forme externe ouverte (distale): C'est une zone plus ou moins profonde et ouverte aux échanges qui permettant l'installation des foraminifères planctoniques et la matrice micritique, dans laquelle, les marnes à ammonites, foraminifères planctoniques, ostracodes et échinides sont dominant ainsi que les intercalations des calcaires à foraminifères planctoniques, ostracodes, calcisphères et échinides dans un milieu infratidal inférieur, calme.

La phosphatation locale, suggère, d'après les modèles actuels, la présence de remontée d'eaux froides et profondes dans la partie distale de la plate-forme, au moins lors de périodes de bas niveau et de remontée eustatique.

### **L'évolution diagénétique.**

Les sédiments marno-calcaires et gréseux de notre terrain d'étude subir à trois stades de transformations diagénétique:

- 1) Diagenèse précoce «Eogenèse»: Marquée par la bioturbation, la micritisation des éléments figurés, et la microperforation et la dissolution.
- 1) Diagenèse d'enfouissement «Mésogenèse»: Est marquée lui aussi par des compactions chimiques «microstylolithes».
- 2) Altération subaérienne tardive «Télogénèse»: Elle est marquée par l'action de la décompression, et des eaux agressives (Dissolution, fracturation).

### **L'évolution de la dynamique sédimentaire.**

Les analyses pétrographique et sédimentologique du Céno-mano-albien de Dj. Bou Arif montrent des sédiments mixtes (sédiments de plate-forme silico-clastique et l'autre de plate-forme carbonatée), indiquant le début d'une phase de transgression à la fin de l'Albien et le début de Cénomanién.

La synthèse des cortèges sédimentaires et le découpage séquentiel du profil étudié mettent en évidence 5 séquences de 4<sup>ème</sup> ordre de type transgressif / régressif, correspondant à une séquence majeure de 3<sup>ème</sup> ordre à tendance globale transgressive (Tab.14). La microfaune dégagée a permis de cerner les datations et les limites des subdivisions stratigraphiques.

La répétition des niveaux de grès en alternance avec les niveaux argilo-marneux et les calcaires dans la partie inférieure de la série, et l'absence des apports détritiques dans la partie supérieure, est due aux fluctuations du niveau de la mer, traduisant une phase d'émersion fini-albienne précédant la transgression cénomaniénne.

- **Au plan paléogéographique.**

De points de vue paléogéographiques, la région étudiée appartient au domaine atlasique (Aurès).

Dans les Aurès, l'Albien est un étage particulier caractérisé par un régime transgressif. Il comporte une diversité de faciès appartenant tous à une plate-forme; préconisant un modèle de sédimentation en rampe étendue, peu profonde, et ouverte à tendance globale d'approfondissement vers le NNE. Ce type de plate-forme est soumis directement à l'action des vagues et de houle, il en résulte un développement des faciès à haute énergie, une complexité des faciès littoraux et un transport relativement facile des produits de la plate-forme vers le bassin.

La diversification lithologique des formations albiennes peut être expliquée par la présence de deux ensembles d'association de faciès: l'un gréseux et l'autre carbonaté; suggérant l'interaction entre les environnements de dépôts de deux plates formes distinctes: Une plate forme silico-clastique et l'autre carbonatée. Dans les faciès gréseux les figures sédimentaires de stratifications entrecroisées (cross-bedding) et les rides de courant asymétriques (current-ripples), nettement, ce sont des traces d'un remplissage de chenal dans un environnement de plage.

Au cours de Cénomaniens, la sédimentation carbonatée dans les Aurès marquée le maximum de la transgression marine connu à cette époque. L'agencement et la succession des faciès ainsi que le faible jeu d'accidents profonds de direction N110° qui structurent la région militent en faveur d'une rampe carbonatée étirée du SW vers le NE.

En conclusion, les Aurès ont connu au cours du Crétacé moyen, une sédimentation contrôlée par trois facteurs régionaux; Les apports sédimentaires variés (flux sédimentaires), les mouvements tectoniques synsédimentaire (la subsidence), et les mouvements eustatiques (variation du niveau marin). A ce dernier le cénomano-albien du Djebel Bou Arif est à tendance transgressive dans une période globalement transgressive.

# **BIBLIOGRAPHIE**

## BIBLIOGRAPHIE

- AISSAOUI D. (1984) - Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Dj. Mandra (Algérie). Evolution géométrique et cinématique. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Strasbourg 150 p.
- BATHURST R.G.C (1966) - Boring algal micrite envelopes and lithification of molluscan biosparite. /. Geol, 5, 1 : 15-32 p.
- BELLION Y. J. (1972) - étude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Belezma (Algérie). Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle, Paris 6, 186 p.
- BENEST M. (1977) - Nouvelles données paléontologiques, paléoécologiques et sédimentologiques sur le Berriasien de la région de Lamoricière (Ouled Mimoun et El Rhoraf, Monts de Tlemcen, Algérie) *Geobios*, n° 10, 195-249 pp.
- BENKHEROUF F. (1988) - Les foraminifères cénomaniens des Alpes- Maritimes (SE se la France) et du Dj. Dyr (NE Algérie) : biostratigraphie et paléoenvironnements, thèse de Doctorat, université de Nice, France, 173 p.
- BERTRANEU J. (1955) - Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna :1) le massif du Bou Taleb. Thèse sciences Alger. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull. n° 4, 190 p. 4 pl. h. t, Alger.
- BLAYAC J. L. (1908) - Observation sur les prétendus charriages dans les contrées septentrionales algériennes. Bull. Soc. Géol. Fr., 4e série, t.8, 53 p., Paris. BLAYAC (1912) l'âge triasique de la montagne de sel d'El Outaya « Les Oursins infratriasique».
- BOUDJEMA A. (1986) - Evolution structurale du bassin triasique saharien. Résultat de la mission de terrain (Mars- Avril 1985). I. F. P. Paris.
- BOUILLIN J. P. (1982) - Mise en évidence d'importantes structures tangentielles au sein du socle de Petite Kabylie (Algérie). C. R Acad. Sc. Paris, t. 294, Série II, 1271- 1274 p.
- BOUILLIN J. P. (1986) - Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296, Série II, 1329-1332 p.
- BOUILLIN J. P. (1992) - Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, (8), t. II. n°4, 547-558 p.
- BRASIER M. D. (1980) - Microfossils. George Allen & Unwin, Londres, 197 p.
- BUREAU D. (1967) - Description d'un chevauchement sur le flanc méridional du Dj. Touggourt (Monts du Belezma). C. R. Soc. Géol. Fr. 19 juin 1967, 237-239 p.

- BUREAU D. (1975) - Esquisse géologique des Monts de Belezma-Aurès, Algérie. Publ. Serv. Carte. Algérie, Bull. N° 45, 75-92 p.
- 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 Doct. ès sci., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 2 vol., 1<sup>re</sup> partie 441 p.
- CHEBAH M. (2007) - Caractérisation sédimentologique et géochimique du Néogène, de part et d'autre de l'accident sud-atlasique, région de Biskra. Thèse de Doctorat d'état, 410 p.
- 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.
- COQUAND H. (1862) - Géologie et paléontologie de la région Sud de la province de Constantine. Mém. Soc. Emul. Province, II, 341 p.
- CUSHMAN J. A. (1938) – Additional new species of American Cretaceous foraminifera. Contrib.. Cushman lab. Foraminiferal Res., 14: 31-52 p.
- DALLONI M. (1952) - sur les terrains tertiaires supérieurs de l'Algérie et la classification du Néogène méditerranéen. Publ. XIX C. G. I Alger, ALGER, C. R., sect. XIII, fasc. XIII, 9-24 p, Alger.
- DAMOTTE R. & TAJ-EDDINE K. (1989) - La coupe de Sidi Bouskri, bassin du Haha, Atlas atlantique, Maroc : Ostracodes du Crétacé basal (Berriasien). *Rev. Micropaléontol* 32 (2). 110-117 p.
- DJAIZ F. 2011 – Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat, université Mentouri-constantine, 26-37 p.
- DONZE (1973-1974) - L'introduction des Ostracodes dans la stratigraphie du sud-ouest constantinois.
- DONZE P. (1974) - A propos du passage Jurassique Crétacé en domaine mésogéen : révision des principales coupes du Sud-Ouest constantinois (Algérie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, 1697-1700 p.
- DOUVILLÉ H. (1904) - Etudes géologiques Partie IV. - Paléontologie Mollusques fossiles - mission scientifique en perse par J. De Morgan. Tome Troisième, Paris, Ernest Leroux, Editeur. 28, Rue Bonaparte, VI°. 213 p, 3a,b,c fig., PL XXXII.
- DROOGER C. W. (1952) - Problèmes structuraux des monts du Hodna. *Geol. En Mijnb, Pay-Bas*, Août 1952, nouv. Série, vol. 14, n° 8, 291-297 p.

- DUBOURDIEU G. (1956) - Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n° 10, 659 p.
- DUNHAM R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In : Classification of carbonate rocks. A symp. Ammer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, n° 1, 108-121 p., 7 pl.
- DURAND. Delga M. (1969) - Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39.
- DURAND. Delga M. et FONTBOTE J. M. (1980) - Le cadre structurale 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, 65-85 p.
- ELF- AQUITAINE (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonates. 2- Eléments interprétation, Technip : 231.
- FICHEUR E. (1897) - sur les formations oligocènes de l'Aurès et en particulier dans la région d'El Kantara. C. R. 25<sup>e</sup> Congrès Ass. Fr. Avan. Sc. Tunis 1896, Paris, 1897, 161 p.
- FICHEUR E. (1898) - Sur les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le Sud du Constantinois. C. R. Acad. Sci. Paris, 20 juin 1898, 1826-1828 p.
- FICHEUR E. (1901) - notice sommaire sur la carte géologique de l'Algérie (3<sup>ème</sup> édition). Congr. Intern. Paris, 14 p.
- FICHEUR E. (1902) - La carte géologique de l'Algérie. Aperçu historique et esquisse sommaire. Extr. Bull. Soc. Géogr. D'Alger et de l'A.F.N.
- FLANDRIN J. (1952) - Les chaînes atlasiques et la bordure nord du Sahara. Publ. XIX C. G. I. Alger 1952, Monogr. rég. 1<sup>re</sup> série, n° 14, 82 p.
- FOLK R. L. (1974) - Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill's, Austin, Texas, 182 p.
- FOURNEL (1849) - Etude stratigraphique des Aurès.
- GELARD J. P. (1969) - Les flyschs Kabyles dans le Djurdjura et le col de Chellata.
- GHANDRICHE H. (1991) - Modalités de la superposition de structures de plissement - chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie). Thèse de l'Univ. De Paris-Sud, centre d'Orsay, 189 p.
- GLANGEAUD L. (1951) - Interprétation tectono- physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. B.S.G.F, 735-762 p.
- GRESSLY A. (1838) - Observations géologiques sur le Jura soleurois. Nouv. Mim. Soc. Helv. Sc. nat., Neuchatel, 11.

- 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. Doctorat es Sciences, Nice, 270 p.
- GUIRAUD R. (1977) - Sur la néotectonique des régions Ouest- Constantinoise. Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, 645-650 p.
- GUIRAUD R. (1990) - 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. Mémoire 3, Service Géologique de l'Algérie, Alger, 271 p.
- GUIRAUD R. (1997) - Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. Tectonophysics 282, 39-82 p.
- HEDBERG H. D. (1979) - Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédures. Éd. Doin, Paris, 233 p.
- HERKAT M. (2000) - Sédimentation, Paléogéographie et paléo- structure et le modèle des Aurès.
- HERKAT. M (2002) - Analyse séquentielle et revision stratigraphique de coupes du cretace supérieur de l'aures occidental. Mém. Serv. Géol. de l'Alg. N° 10, Faculté des Sciences de le Terre de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, Université des Sciences et de la Technologie B.P 32 El Alia 16111 Alger.
- JONES T. R. (1849) - A monograph of the Entomostraca of the Cretaceous Formation of England. Monograph of the Palaeontological Society. London. 3(1), 1-40 p.
- KAZI-TANI N. (1986) - Evolution géodynamique de la bordure nord- africaine : Le domaine intra plaque Nord- Algérie. Approche méga séquentielle. Thèse Sciences, Univ. Pau, 871 p. 2t.
- KILLIAN (1931) - L'étude stratigraphique de l'Aurès.
- LAFFITE R. (1934) - l'Eocène dans l'Aurès oriental. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 199, n° 26, 1636-1638 p.
- LAFFITE R. (1935) - La formation et l'épaisseur des sédiments dans l'Aurès (Algérie) et dans quelques autres régions du bord sud de la Méditerranée. Arch. Mus. Nat. Hist. Fr., 6e série, 226 t. 12, vol. du tricent. 1, 201-206 p.
- LAFFITE R. (1936) - Subsidence et mouvements orogéniques dans l'Aurès (Algérie). C. R. Soc. Géol. Fr., 5, 77-79 p.
- LAFFITE R. (1939) - Etude de géologie de l'Aurès. Doctorat ès Sciences Paris, Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 1re série, n° 15, 484 p.

- LOEBLICH A. R. & TAPPAN H. (1987) - Foraminiferal Genera and their Classification. Van Nostrand Reinhold. 970 p.
- LOEBLICH A. R. & TAPPAN H. (1992) - Present status of Foraminiferal Classification. In: Takayanagi. Y & Saito T (eds), Studies in bentic Foraminifera. Tokai University Press, 93-102 p.
- LONGMEN M. W. (1980) - Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. A.A.P.G. Bull.
- MENANI. M. R. (1991) - Etude hydrogéologique de la plaine d'El Madher (Algérie Orientale) ; géologie, climatologie, hydrogéologie et modélisation des écoulements souterrains de l'aquifère moi-plio-quadernaire, Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, 410 p.
- MARMI R. (1995) - Les Bassins continentaux de l'Avant pays de la Chaîne alpine nord-orientale. Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique.
- MOORE D.G. (1949) - Divisions of the Pennsylvanian System in Kansas. Kansas Geol. Survey Bull, 83 : 203 p.
- MORROW A. L. (1934) - Foraminifera and ostracoda from the upper Cretaceous of Kansas. Journ. Paleont., Tulsa, 8, 2, 186-205 p.
- NEZZAL. F (1989) - Étude sédimentologique et paléogéographique des hautes plaines Constantinoises (Est Algérien): Contrôle paléogéographique de la dolomitisation tardives et des minéralisations Pb- Zn stratabound. Thèse de magistère, Constantine.
- PERON A. (1883) - Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française. Ann. Soc. Géol., t. 14, 202 p., Paris.
- PERVINQUIERE L. (1902) - Sur l'Eocène d'Algérie et de Tunisie et l'âge des dépôts à phosphates de chaux. Bull. Soc. Géol. France, vol 4, n° II, 40-42 p.
- RAOULT. J. F. (2005) - Dictionnaire de géologie. 6<sup>ème</sup> édition revue et augmentée. ©Dunod. Paris. 109-219 pp.
- RAOULT J. F. (1969-1970) - Les flyschs de la Petite Kabylie (col. D'El Kantour).
- REY J. (1997) - Stratigraphie. Terminologie Française. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém, 19-164 pp.
- REYMENT R. A. (1978) - Quantitative Biostratigraphical Analysis Exemplified by Moroccan Cretaceous Ostracods, micropaleontology, Vol. 24, 1, 24-43 p.
- RUAULT DJ. M. (2008) - Biostratigraphie et paléoenvironnement du Crétacé moyen des Hameimat à partir de l'étude de la faune et de la microfaune - coupe du djebel Chemla (Morsott, NE Algérie). Mém magister en géol, Univ de Tébessa - Algérie, 18-53 p.

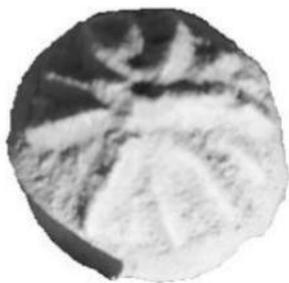
- SARS G. O. (1866) – Oversigt af Norges marine Ostracoder. Norske Videnskaps – Akademiens Forhandlingar, for 1865, 130 p.
- SAVORNIN J. (1905) - sur la tectonique du SW du Chott El Hodna. C. R. Acad. Sci. Paris, 784-786 p.
- SAVORNIN J. (1920) - Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Doctorat ès Sciences. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2e série, n° 7, 502 p.
- SAVORNIN J. (1931) - Géologie de l'Algérie et de l'Afrique du Nord.
- TAPPAN H. (1940) - Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas – Journal of Paleontology, Tulsa, Vol.14, N°2, 93-126 p.
- TISSOT (1881) - Carte régionale aux 1/400000 de l'Algérie avec notice explicative.
- VILA J. M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille n° 173 de Ain El Ksar, (El Mather) (1<sup>ère</sup> édition), avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.M. Vila). Service de la carte géologique de l'Algérie / SONATRACH, (Division Hydrocarbures, Direction Exploration.).
- VILA J. M. (1980) - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doctorat Sciences Nat., Université Pièrre et Marie Curie, Paris VI, 2 tomes, 7 pl. h. t., 40 pl ; ph. H.t., 665 p.
- VIVIERE J. L. (1985) - Les ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tébessa, Algérie du Nord- Est : Stratigraphie, Paléoécologie, Systématique. Thèse Doct. 3<sup>o</sup> Cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 121 p.
- WILDI W. (1983) - La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie). Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Géol., dyn. Geog, phys., 24, 3 : 201-297 p.
- YAHAILOUI A. (1990) - La partie inférieure de la série marno- calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et el Kantara (Algérie orientale). Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, 07- 106 p.
- YAPAUDJIAN L. (1974) - Méthodes modernes de géologie de terrain. 1. Principes d'analyses sédimentologiques. Edition Technip - Paris, 81-83 p.

# **ANNEXES**

## PLANCHE 01

### Les fossiles

01. 02) *Aspidiscus cristatus*. Lamarck, 1801, Cénomaniens supérieur, Vue apicale, x1.
- 03) *Hemiaster batnensis*. Coquand, 1862, Cénomaniens moyen, x1.
- 04) *Heterodiadema ouremense*. Loriol, 1896, Cénomaniens supérieur, x1.5.
05. 06) *Cyclolites* sp. Polypier, Cénomaniens supérieur, x1
- 07) *Acanthoceras rothomagense*, H. DOUVILLÉ, 1904, Cénomaniens moyen, x0.5. (E13)
- 08) *Metoicoceras geslinianum*. Cénomaniens supérieur, x0.5. (E16)
09. 10) *Arctica* sp. Cénomaniens moyen, x1.
- 11) Indéterminé, moule interne d'un bivalve, x1.5
- 12) *Ilymatogyra (Afrogyra) Africana*. Lamarck, Cénomaniens, x1.



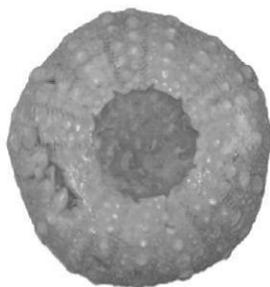
1. 图



2. 图



3. 图



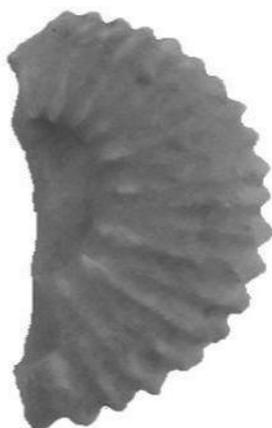
4. 图



5. 图



6. 图



7. 图



8. 图



9. 图



10. 图



11. 图

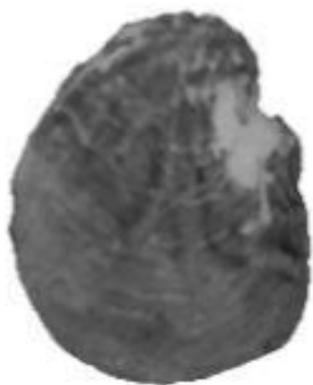


12. 图

## PLANCHE 02

### Les fossiles

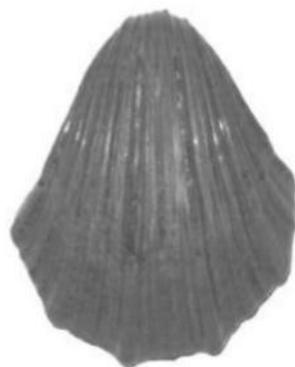
- 01) *Amphidonte (Ceratostreon) flabellatum*. Goldfuss, bivalve, Cénomaniens moyen, x1.
- 02) *Actinostreon syphax*. Coquand, bivalve- ostréidés, Cénomaniens inférieur, x1.
- 03) *Neithea shawi*. Pervinquier, bivalve, Cénomaniens inférieur, x0.8.
- 04) *Pterotrignia aliformis*. Lamellibranche, Albien supérieur, x1.
- 05) *Cardita delectrei*. Coquand, 1862, bivalve, Cénomaniens supérieur, x0.8.
- 06) *Orbirhynchia cuvieri*. brachiopode, Cénomaniens supérieur, x1.
- 07) *Inoceramus labiatus*, Lamellibranche, Cénomaniens supérieur, x1.
- 08) *Volutoderminae sp.* gastropode, Cénomaniens supérieur, x1.
- 09) *Tylostoma cassisiana*. d'Orbigny, gastropode, Cénomaniens supérieur, x1.
- 10) Spécimen de la famille des *Naticidae* ?, Cénomaniens moyen, x1.
- 11) *Nerinea bicatenata*. Coquand, gastropode, Cénomaniens moyen, x1
- 12) *Trajanella clansayensis*. Brst, gastropode, Albien supérieur- Cénomaniens inférieur, x1.



1. 图



2. 图



3. 图



4. 图



5. 图



6. 图



7. 图



8. 图



9. 图



10. 图



11. 图



12. 图

## PLANCHE 03

### Les facies argilo- marneux

#### Les Ostracodes

- 01) *Cytherella* sp. Jones 1849, Albien supérieur- Cénomaniens inférieur, vue latérale, x 28.
- 02) *Paracypris* sp. Sars 1866, Cénomaniens supérieur, vue latéral, x70.
- 03) *Oerthliella ?tarfayaensis*. Reyment 1978, Cénomaniens moyen, vue apicale, x40.
04. 05. 06) *Cytherella* sp. Jones 1849, Albien sup- Cénomaniens inférieur, vue latérale, x 28.
- 07) *Procytherura* sp ?. Whatley, Cénomaniens moyen, x75.
- 08) *Polycope* sp ?. Vue externe, Cénomaniens moyen, x75.
- 09) *Cytherella* sp. Jones 1849, Albien sup- Cénomaniens inférieur, vue apicale, x 28.
- 10) *Virgatocypris* sp. vue de droite, Cénomaniens moyen, x50.
- 11) *Amphicytherura distincta*. Butler et Jones, Cénomaniens moyen, vue latérale, x120.
- 12) *Paracypris* sp. Sars 1866, Cénomaniens supérieur, vue latéral, x70.
- 13) *Cytherella* sp. Jones 1849, Albien sup- Cénomaniens inférieur, vue latérale, x 28.
- 14) *Phlyctocythere citreum*. Viviere, Cénomaniens supérieur, x90.
- 15) *Paracypris* sp. Sars 1866, Cénomaniens supérieur, vue apicale, x70.
- 16) Indéterminé, x70.



01



02



03



04



05



06



07



08



09



10.



11.



12.



13.



14.



15.



16.

## PLANCHE 04

### Les foraminifères benthiques

- 01) *Thomasinella punica*. Schlumberger, Albien supérieur. x32.
- 02) *Quinquelaulina bicornis*. Walker et Jacob, Albien supérieur- Cénomanién inférieur, x32.
- 03) *Lenticulina spissocostata*. Cushman 1938, Cénomanién supérieur, vue latérale, x55.
- 04) *Spiroplectamina parasorites*. Cénomanién moyen, vue latérale, x55.
- 05) *Textularia agglutinans*. d'Orbigny, Cénomanién moyen, x32.
- 06) *Bolivina spathulata*. Williamson, Albien supérieur, x50.
- 07) *Frondicularia sp.* Albien supérieur, x32.
- 08) *Idalina sp.* Cénomanién moyen, x10.
- 09) *Gyroidinoides subangulatus*. Plummer, 1927, Cénomanién supérieur, face spirale, x60.
- 10) *Gavelinella cenomanica*. Brotzen, Cénomanién supérieur, x60.
- 11) *Cancris auriculus*. Fichtel et Moll, Cénomanién supérieur, x60.
- 12) *Gavelinella intermedia*. Berthelin, Cénomanién supérieur, x60.
- 13) *Bathysiphon sp.* Cénomanién moyen-supérieur, agglutiné, tubulaire, rectiligne, x08.
- 14) *Uvigerina nodosa*. d'Orbigny, Cénomanién supérieur, x 50.
- 15) *Thuraminna sp.* Cénomanién supérieur, x32.
- 16) *Nodosaria sp.*, Lamarck, Cénomanién supérieur, x55



01. 罫



02. 罫



03. 罫



04. 罫



05. 罫



06. 罫



07. 罫



08. 罫



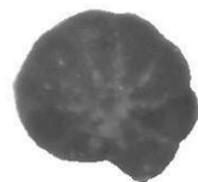
09. 罫



10. 罫



11. 罫



12. 罫



13. 罫



14. 罫



15. 罫



16. 罫

## PLANCHE 05

### Les foraminifères planctoniques

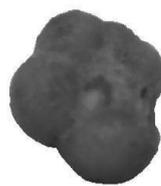
- 01 - 05) *Whiteinella archaeocretacea*. M. Ruault 2008, Cénomanién supérieur, vue latérale, x150
- 06) *Globigerinelloides blowi*, Cénomanién supérieur x55.
- 07) *Cibicides advenum*. d'Orbigny, x55.
- 08) *Hedbergella planispira*. Tappan 1940, Cénomanién supérieur, face ombilicale, x65.
- 09 - 10) *Rotalipora cushmani*. (THALMANNINELLA), Morrow 1934, Cénomanién supérieur, x55.
11. 12.13) *Whiteinella sp.* Albien- Cénomanién supérieur, x60.
- 14.15) *Globigernoides*. Vraconien- Cénomanién inférieur, x50.
- 16) *Heterohelix moremani*, vue latérale, Albien sup - Cénomanién supérieur, x55.



01. 罫



02. 罫



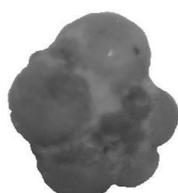
03. 罫



04. 罫



05. 罫



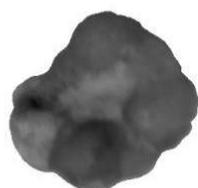
06. 罫



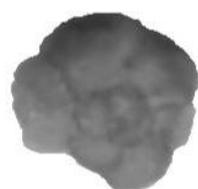
07. 罫



08. 罫



09. 罫



10. 罫



11. 罫



12. 罫



13. 罫



14. 罫



15. 罫



16. 罫

## PLANCHE 06

### Les faciès continentaux

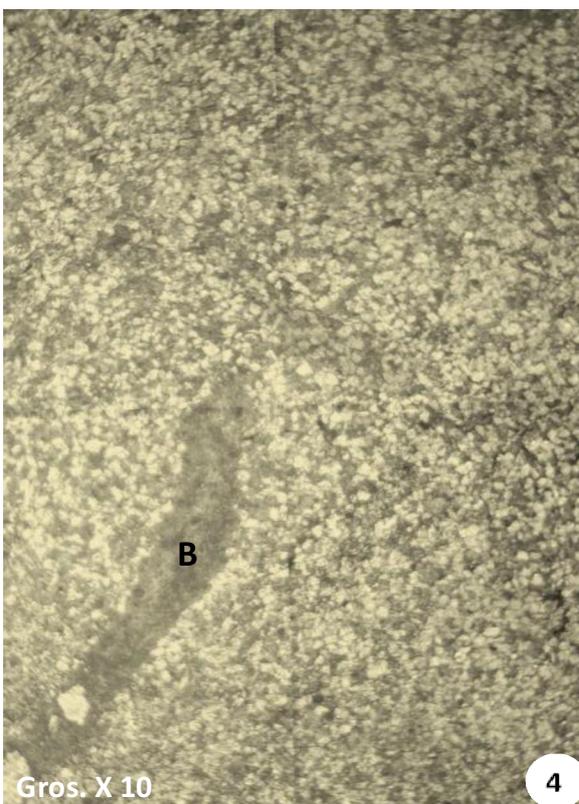
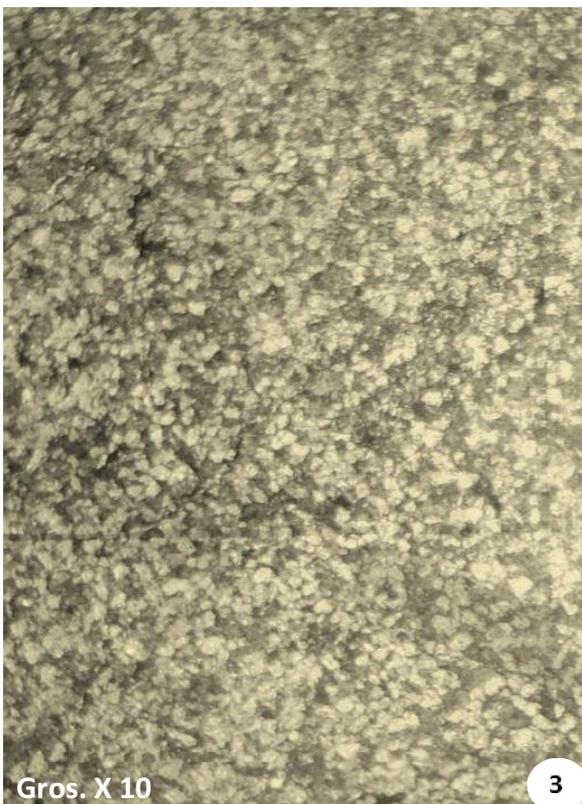
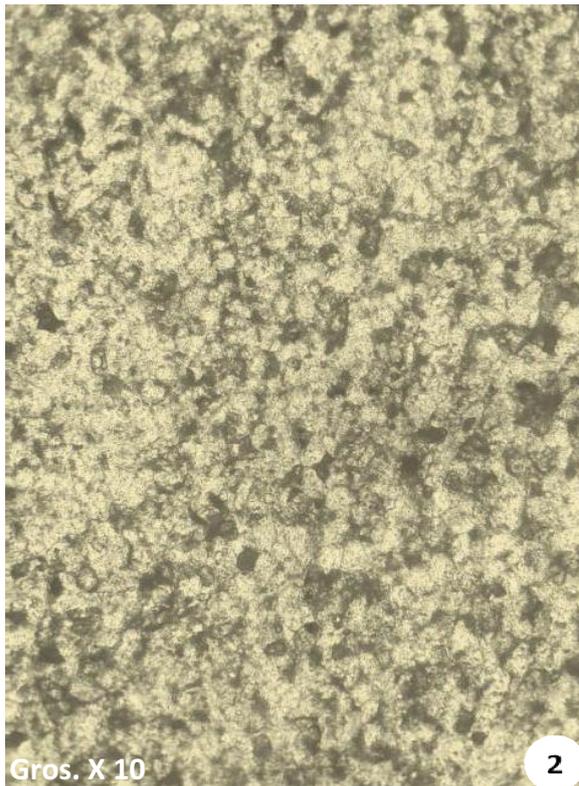
#### Grès de l'Albien- Dj Bou Arif

Figure. 01, 02.

- Grès blanc, ferrugineux à rare foraminifères planctoniques, *Globotruncana sp* (flèche), coupe de Dj. Bou Arif- Albien (E01, E02), environnement de plage, foraminifère planctonique en section longitudinale (Fig.01). Gros. X 10.

Figure. 03, 04.

- Grès blanc, ferrugineux bioturbée (B), coupe de Dj. Bou Arif- Albien (E06, E07), environnement de plage, (Fig.04). Gros. X 10



## PLANCHE 07

### Les faciès de plate- forme interne

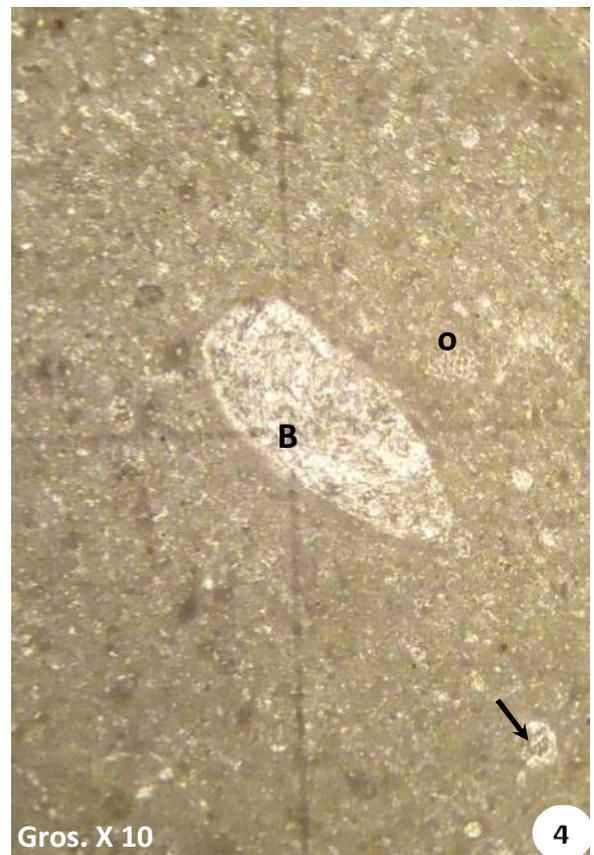
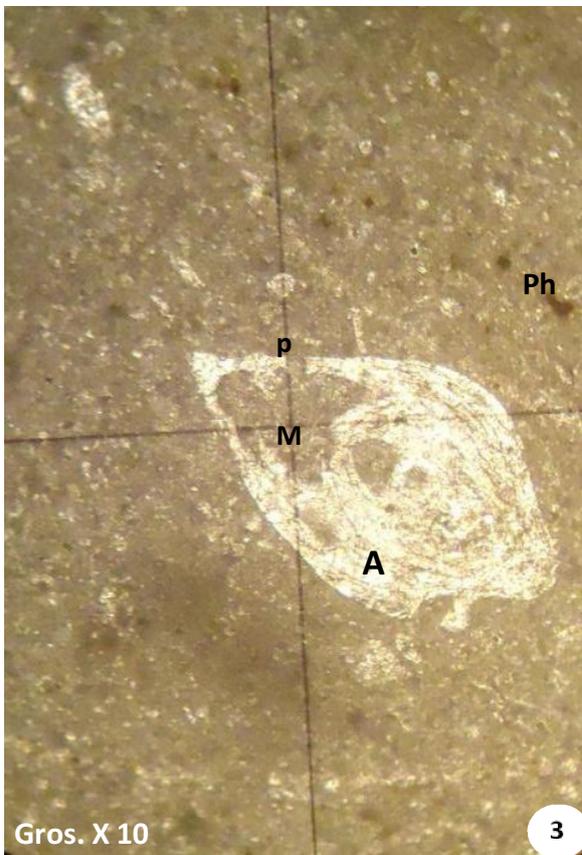
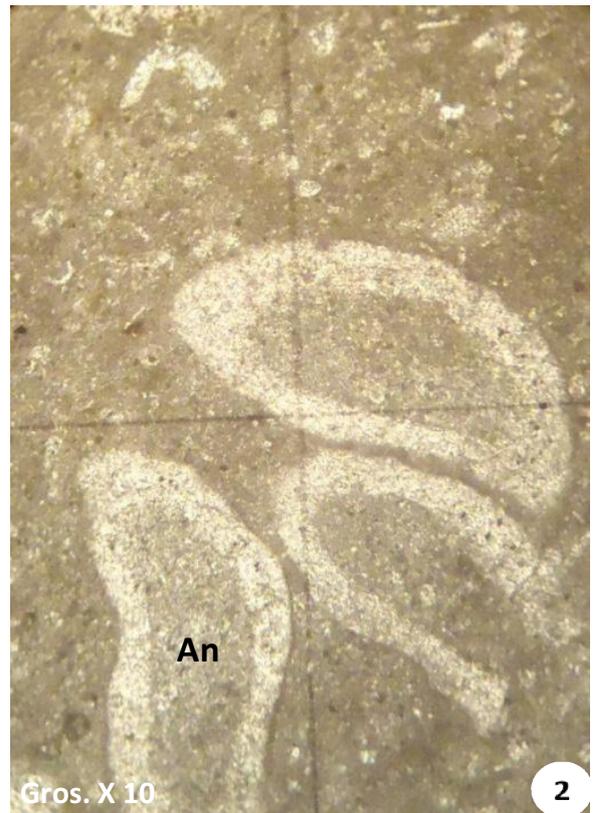
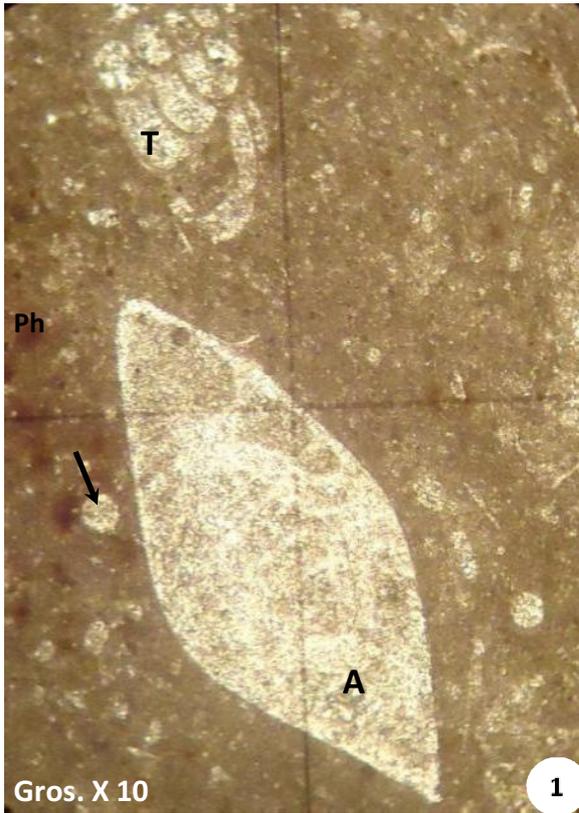
Calcaires de Dj. Bou Arif

Figure.01, 02.

- Biomicrite à foraminifères benthiques, *Assilina sp* (A), *Textularia chapmani* (LALICKER) (T), des calcisphères (flèche noir), annélides (An), phosphate (Ph), des phénomènes microperforation et micritisation sont développés, (E14), milieu infratidal de plat forme interne, *Assilina sp* en section transversale (Fig.01). Gros. X 10.

Figure.03, 04.

- Biomicrite à foraminifères benthiques ; *Oolina sulcata* (O), *Assilina sp* (A), bivalves (B), des calcisphères (flèche), traces de phosphate (Ph), micritisation (M) et microperforation (p), (E15), milieu infratidal, *Assilina sp* en section transversale (Fig.03). Gros. X 10.



## PLANCHE 08

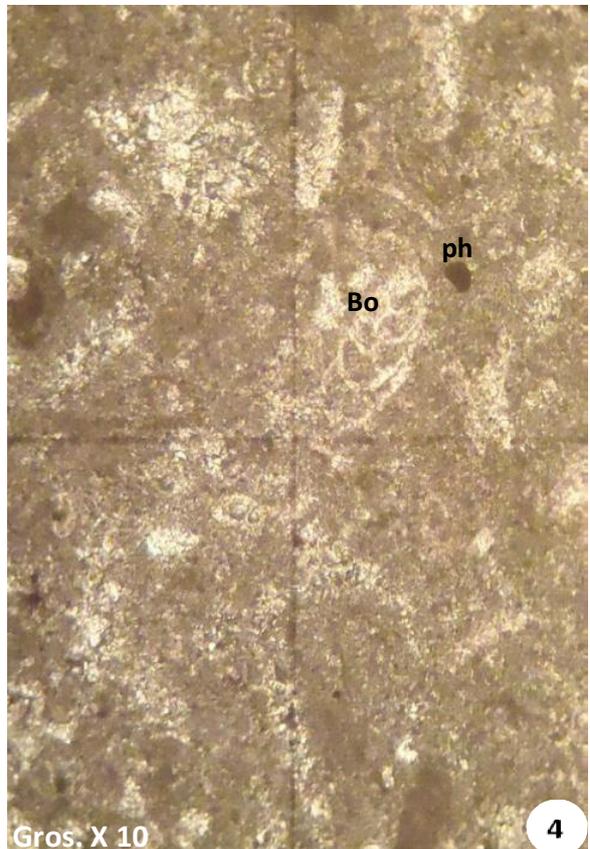
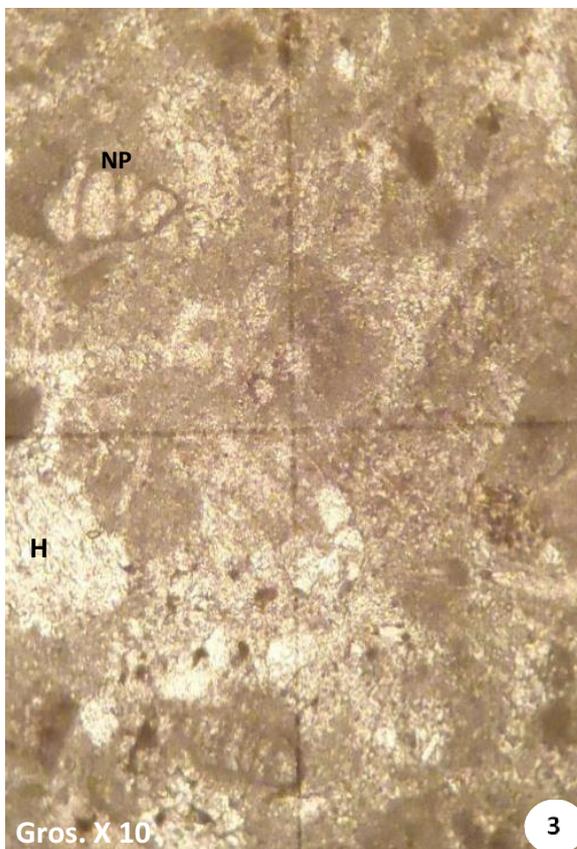
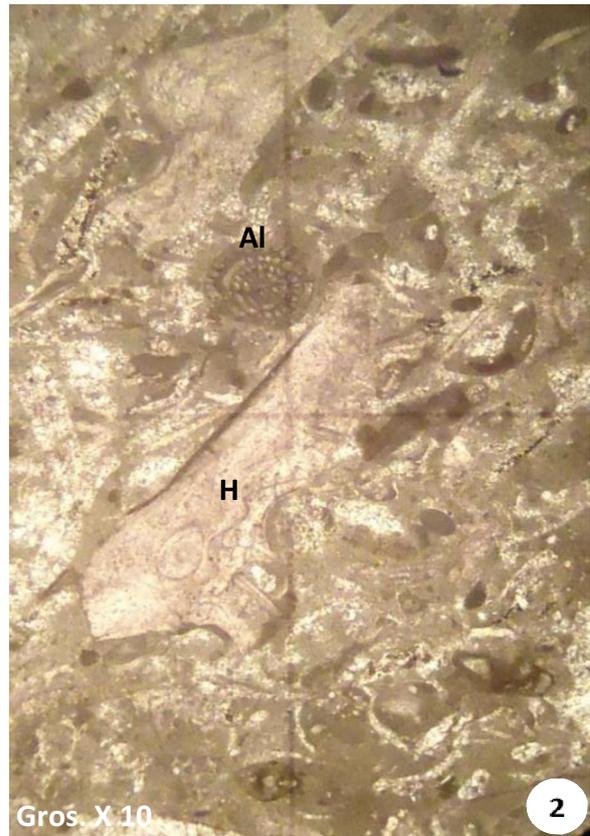
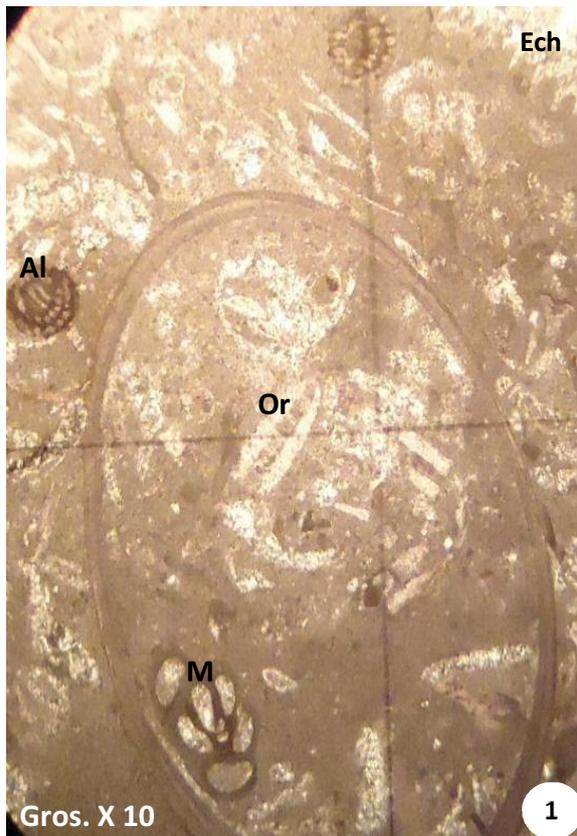
### Calcaires de Dj. Bou Arif

Figure.01, 02.

- Biomicrite (packstone) à foraminifères benthiques ; milioles *Quinqueloculina sp* (M), Alvéolinidés *Ovalveolina sp* (Al), *Orbitoides* (Or), des débris d'huitres (H) à enveloppe micritique et échinides (Ech), (E29), milieu infratidal, *Quinqueloculina sp*, *Ovalveolina sp* et *Orbitoides sp* en section transversale.  
Gros. X 10.

Figure.03, 04.

- Biomicrite (wackestone) à foraminifères benthiques ; *Bolivina sp* (Bo), *Nezzazatinella picardi* (NP) à enveloppe micritique, débris d'huitres (H) et de phosphate (ph), (E30), milieu infratidal, *Bolivina sp* en section transversale.  
Gros. X 10.



## PLANCHE 09

### Les faciès de plate- forme moyenne

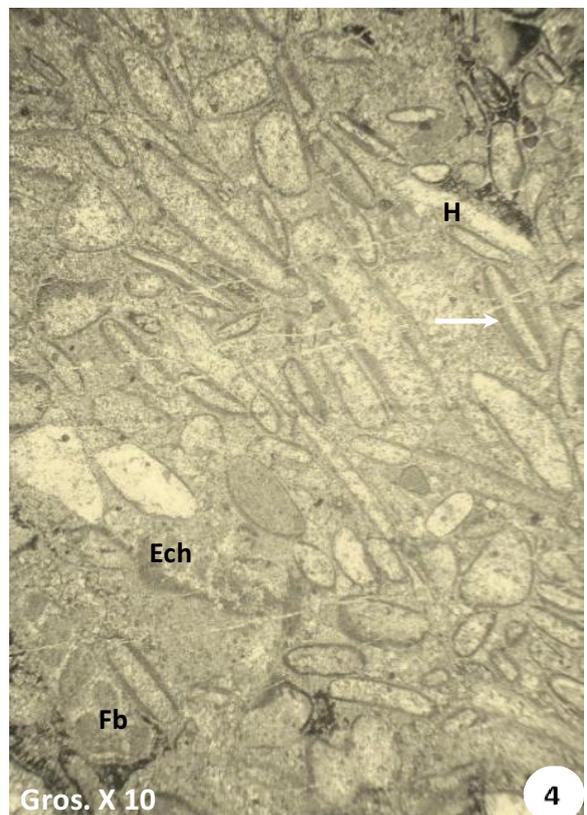
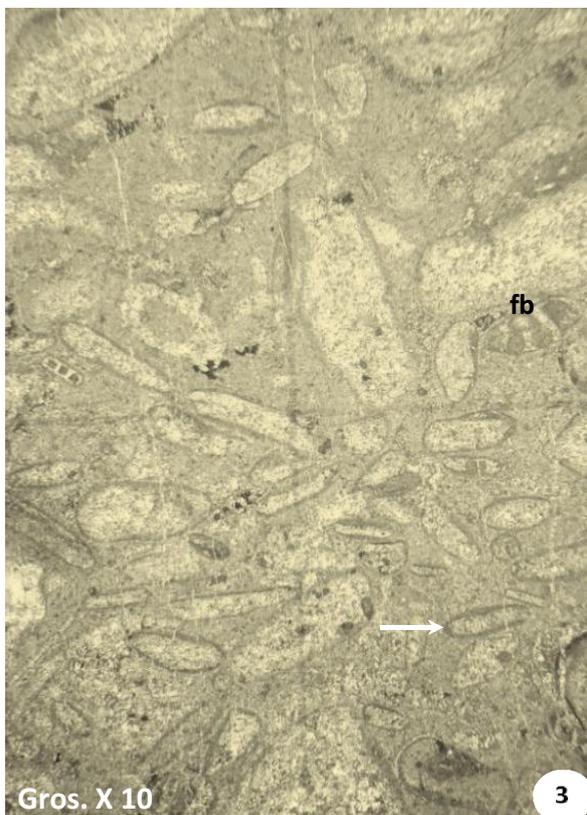
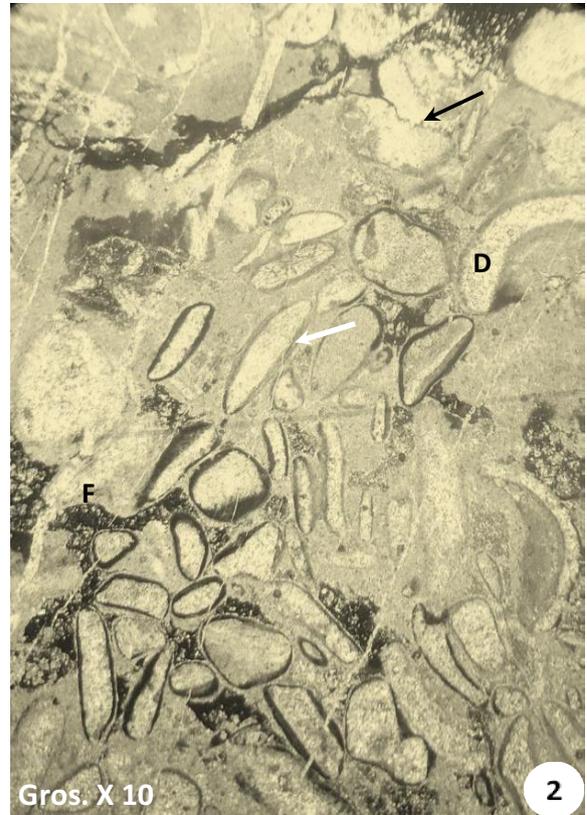
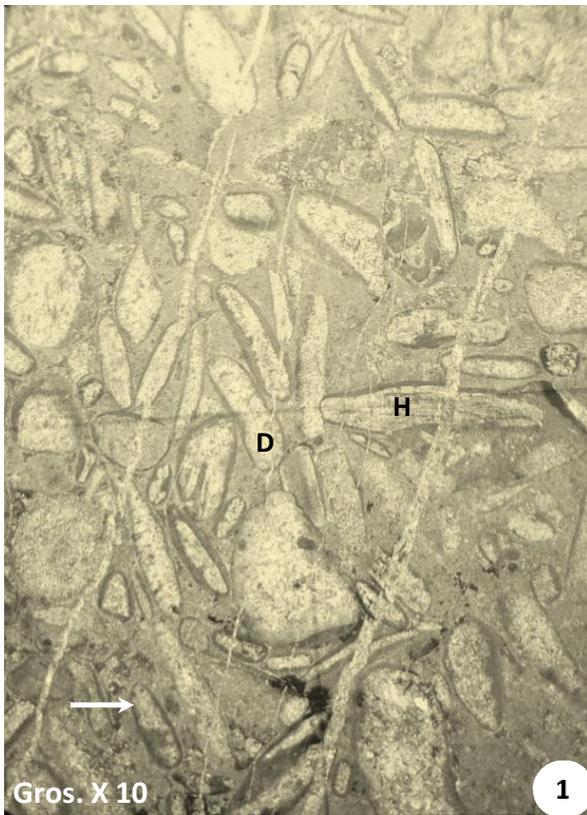
Calcaires de Dj. Bou Arif

Figure.01, 02.

- Sables bioclastiques (grainstone) à dasycladales (D), débris d'huitres (H), enveloppe micritique (flèche blanc), ferruginisation (F), microstylolithisation parallèle à la stratification (flèche noire) et dissolution, (E03), milieu infratidal supérieur à intertidal. Gros. X 10.

Figure.03, 04.

- Biomicrite (packstone) à dasycladales et foraminifères benthiques (fb), des huitres (H) et débris d'échinides (Ech), enveloppe micritique (flèche blanc), (E04), milieu infratidal supérieur à intertidal. Gros. X 10.



## PLANCHE 10

### Les faciès de plate- forme externe zone abritée

Calcaires de Dj. Bou Arif

Figure.01, 02.

- Tempestites distale peltoïdale à échinodermes (E25); Ce faciès se compose de laminites obliques formées d'une alternance de lamines claires (échinodermes, très petits foraminifères benthiques) et de lamines sombres micritique (pellets), déposé dans un milieu infratidal moyen. Gros. X 10.



## PLANCHE 11

### Les faciès de plate- forme externe zone proximale

Calcaires de Dj. Bou Arif

Figure. 01.

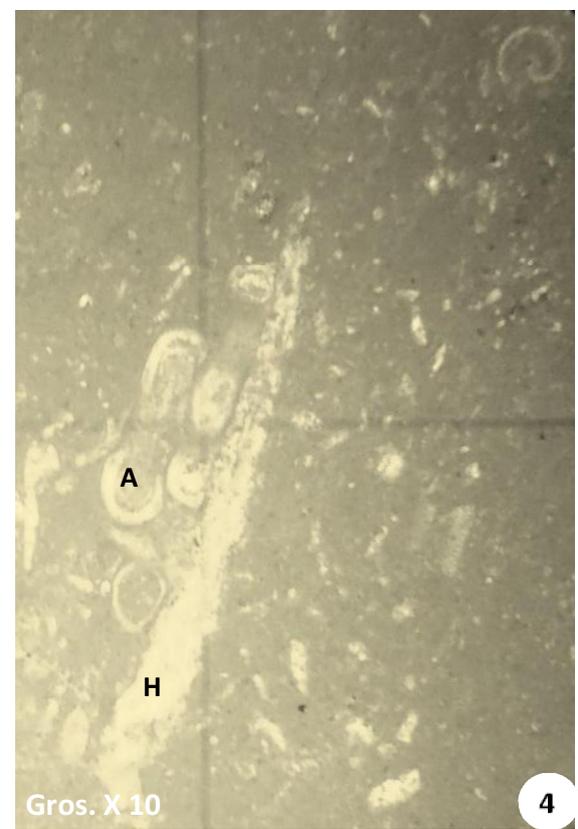
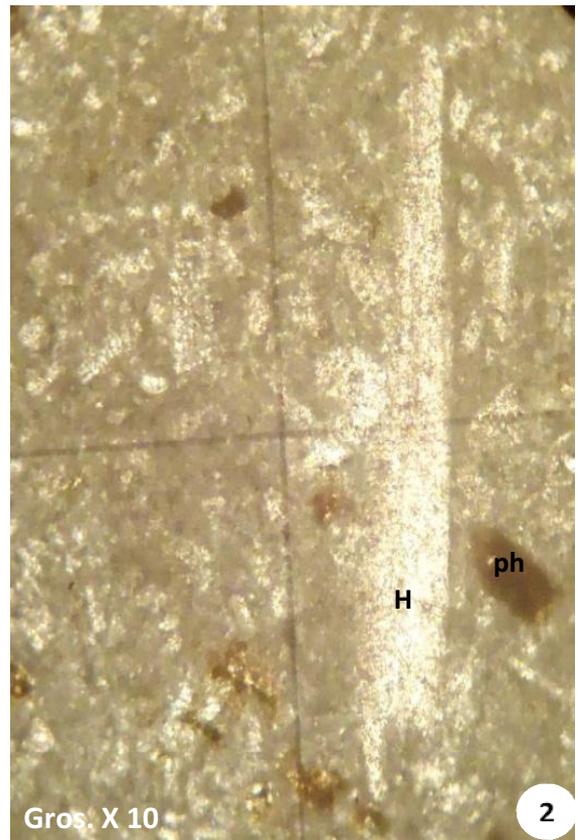
- Biomicrite (packstone) à huîtres (H), bivalves (B) remplis par la micrite et rare ostracodes (flèche). (E18), milieu infratidal moyen de plate forme externe zone proximale. Gros. X 10.

Figure.02, 03.

- Biomicrobioclaste (packstone) à huitres (H), échinides (flèche) et des traces de phosphate (Ph), (E17), milieu infratidal moyen. Gros. X 10.

Figure. 04.

- Biomicrite (wackestone) à huîtres (H), annélides (A) et gastropodes (g), leur taille moyenne varie de 0,5 à 05 mm, La matrice est micritique, (E20), milieu infratidal moyen. Gros. X 10.



## PLANCHE 12

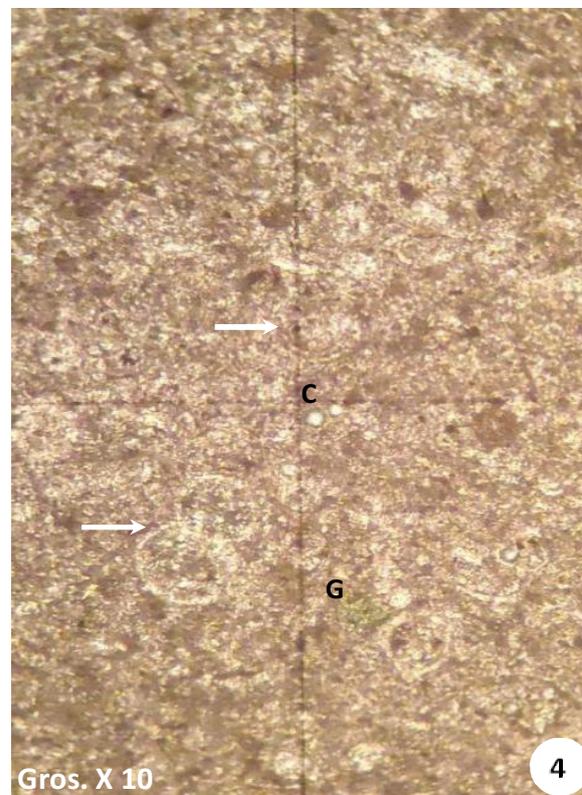
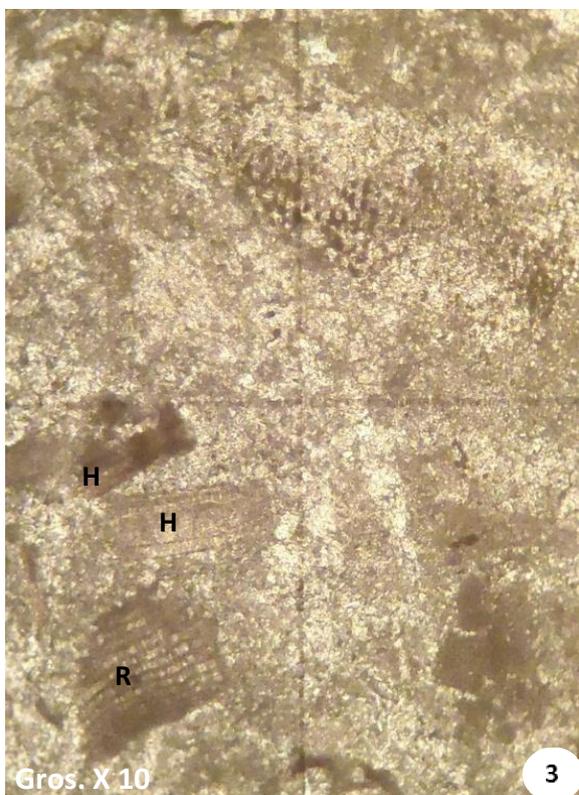
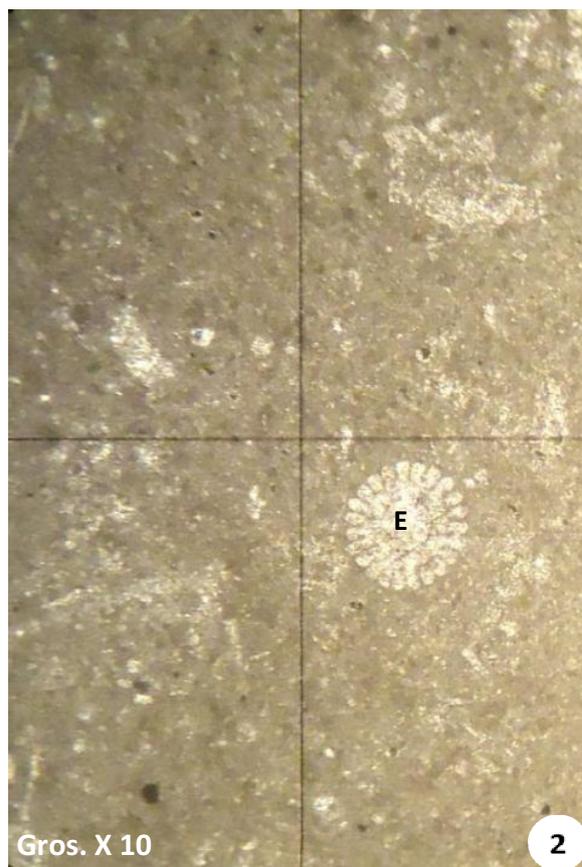
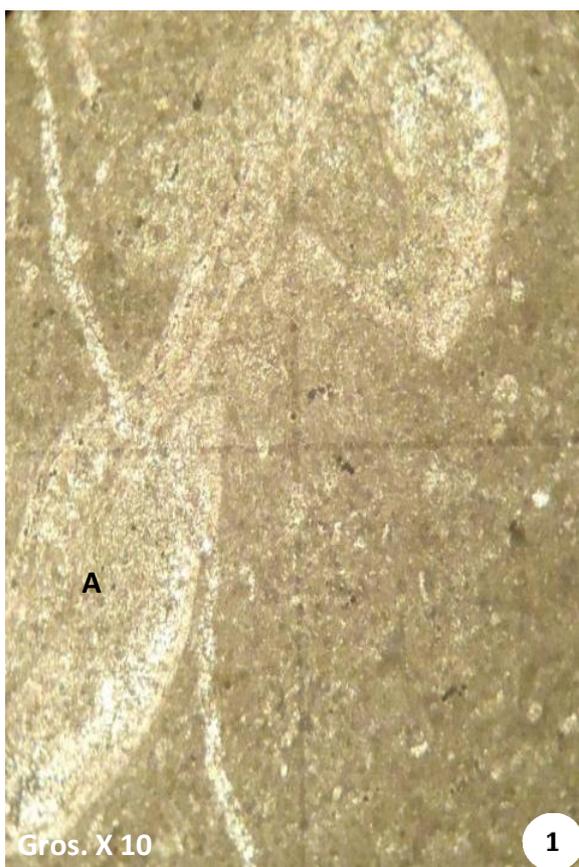
### Calcaires de Dj. Bou Arif

Figure.01, 02.

- Biomicrite (wackestone à packstone) à échinides (E), annélides (A), rares ostracodes et des fractures remplis par la calcite (flèche), la matrice est micritique. (E19), milieu infratidal moyen. Gros. X 10.

Figure.03, 04.

- Biomicrite (packstone) à huitres (H), et foraminifères planctoniques ; *Whiteinella archaeocretacea* (flèche blanc), débris de radiolites (R) avec micritisation, des calcispères (C) et de glauconie (G). (E33), milieu infratidal moyen. Gros. X 10.



## PLANCHE 13

### Les faciès de plate- forme externe zone distale

Calcaires de Dj. Bou Arif

Figure.01.

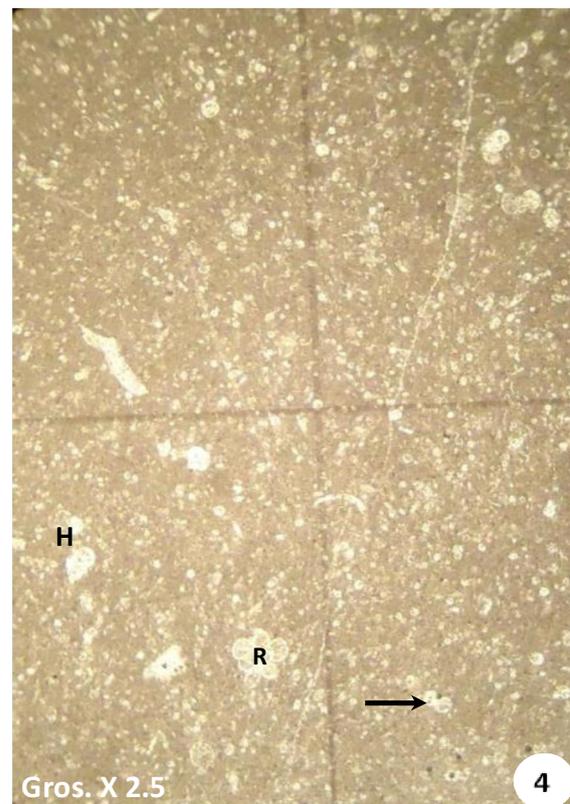
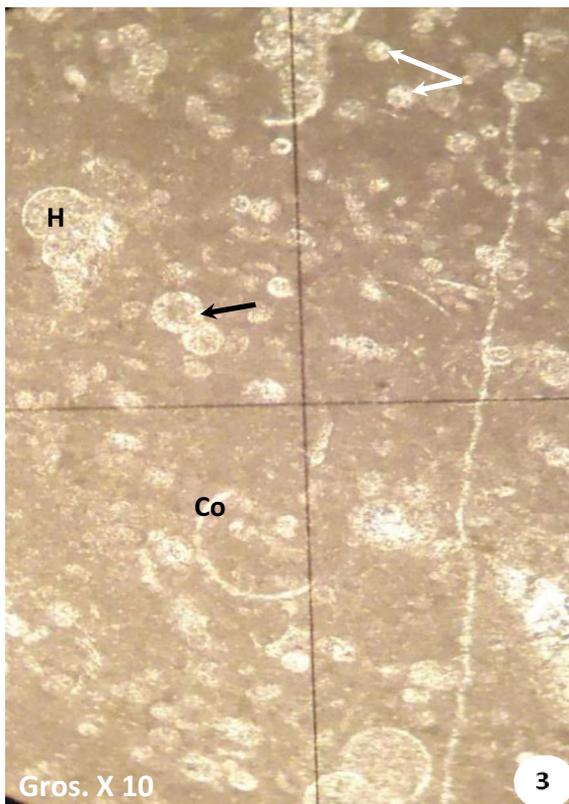
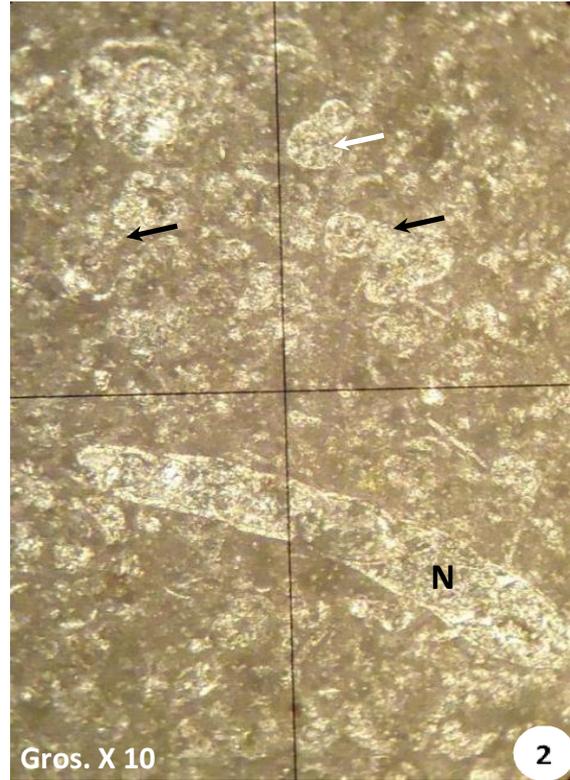
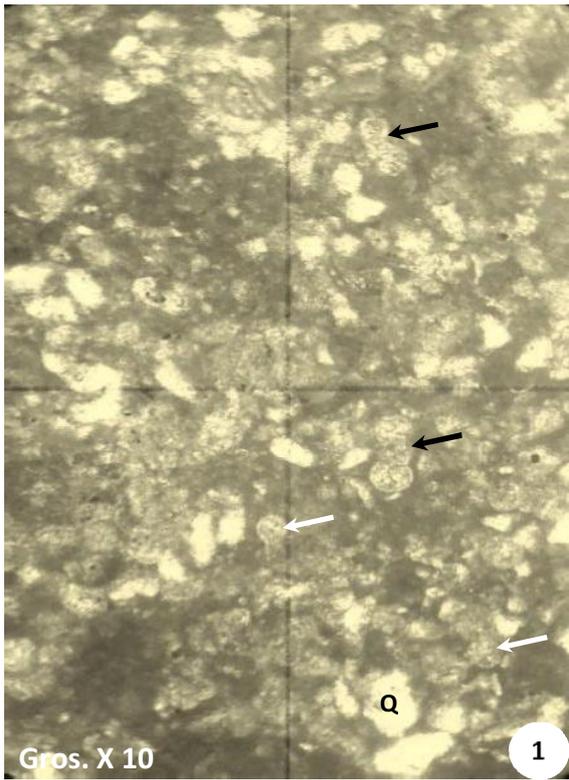
- Biomicrite (wackestone à packstone) à foraminifères planctoniques ; *Hedbergella sp* (flèche noire), *Whiteinella archaeocretacea* (flèche blanc), des crochets d'ostracode et quartz (Q). La taille des éléments varie de 0,2 à 2 mm. Dj. Bou Arif (E08), milieu infratidal inférieur. Gros. X 10.

Figure.02.

- Biomicrite (wackestone) à foraminifères planctoniques ; *Hedbergella sp* (flèche blanc noire), *Whiteinella archaeocretacea* (flèche blanc), et rare foraminifères benthiques ; *Nodosaria* (N) avec la présence de glauconie (G). (E23), milieu infratidal inférieur. Gros. X 10.

Figure.03, 04.

- Biomicrite (wackestone à packstone) à foraminifères planctoniques ; *Heterhelix moremani* (H), *Rotalipora cushmani* (R), *Whiteinella archaeocretacea* (flèche noire) des calcisphères (flèche blanc) et rare crochets d'ostracode (Co). Présence des fractures sont développés au contact des bioclastes. (E27), milieu infratidal inférieur. Fig.03. (Gros. X 10), Fig.04. (Gros. X 2.5).



## PLANCHE 14

### Calcaires de Dj. Bou Arif

#### Figure.01.

- Biomicrite (wackestone) à foraminifères planctoniques ; *Hedbergella sp* (flèche noire), *Whiteinella archaeocretacea* (flèche blanc) et de glauconie. La taille des éléments varie de 0,3 à 1,3 mm. (E09), milieu infratidal inférieur. Gros. X 10.

#### Figure.02.

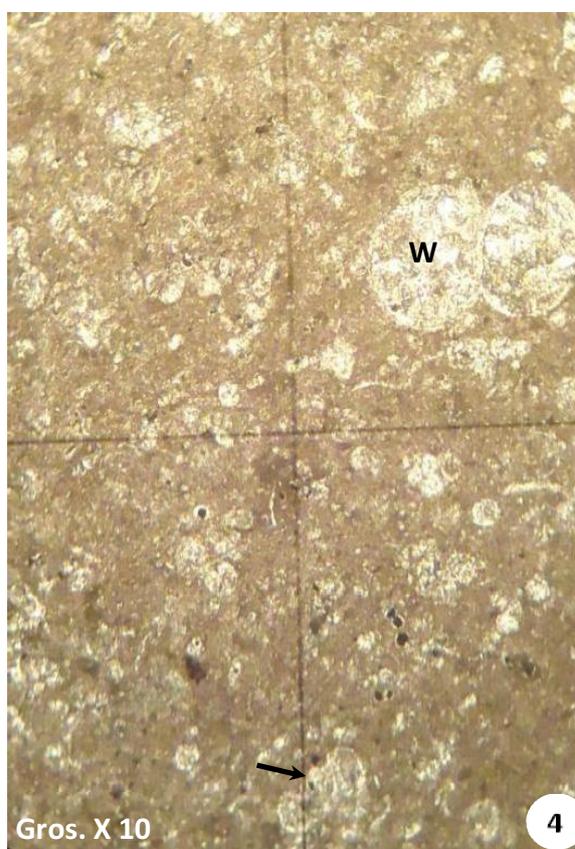
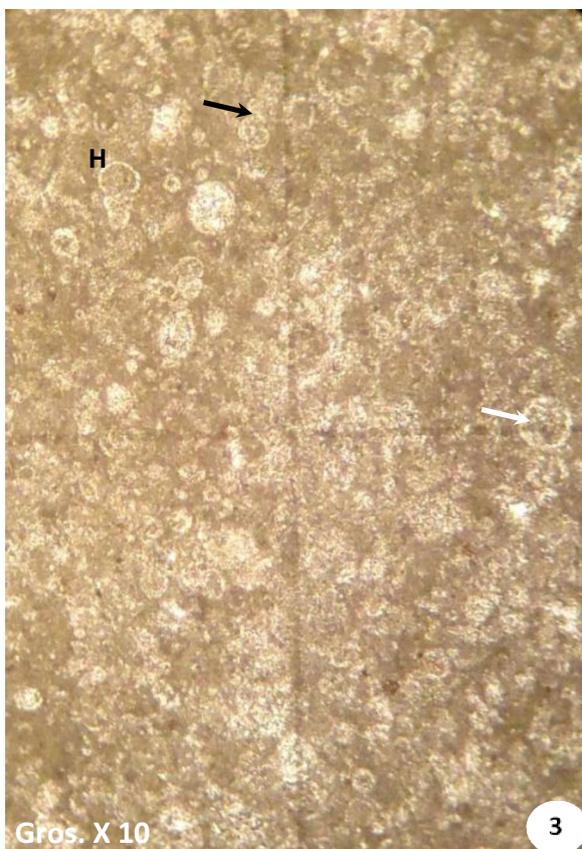
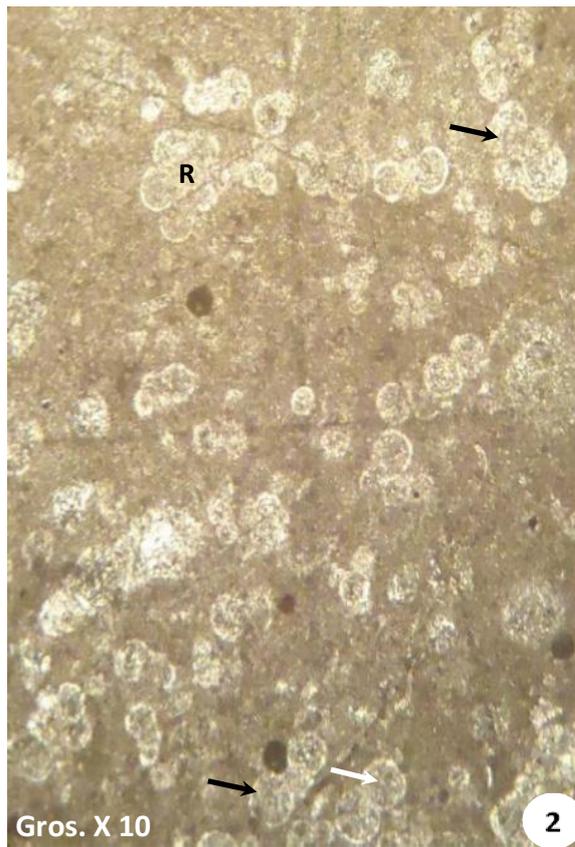
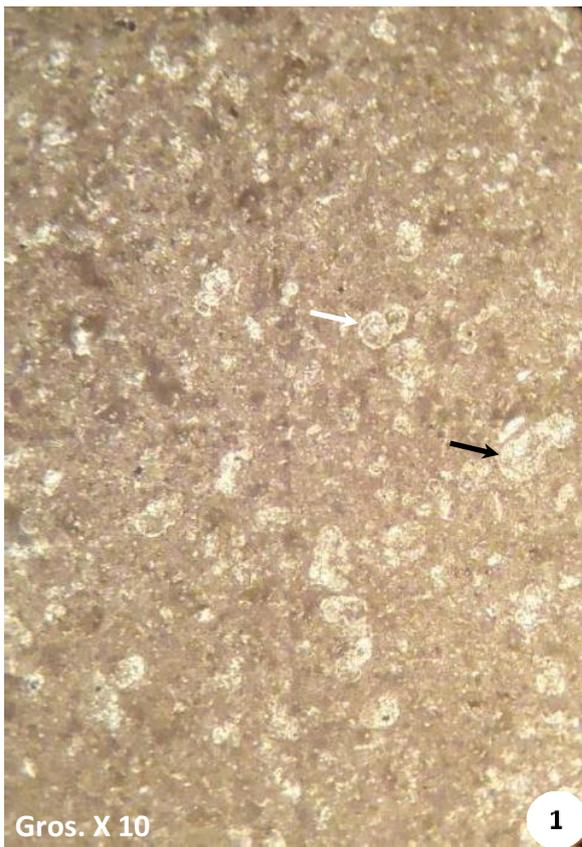
- Biomicrite (wackestone à packstone) à foraminifères planctoniques ; *Hedbergella sp* (flèche noire), *Whiteinella archaeocretacea* (flèche blanc), *Rotalipora reicheli* (R), leur taille varie entre 0,4 et 1,7 mm. (E12), milieu infratidal inférieur. Gros. X 10.

#### Figure.03.

- Biomicrite (wackestone) à foraminifères planctoniques ; *Hedbergella sp* (flèche noir) et *Heterohelix moremani* (H), *Whiteinella archaeocretacea* (flèche blanc), les éléments constituent environ de 15 à 20 % du volume, et leur taille varié de 0,3 à 0,8 mm. (E21), milieu infratidal inférieur. Gros. X 10.

#### Figure.04.

- Biomicrite (wackestone) à foraminifères planctoniques ; *Hedbergella sp* (flèche), *Whiteinella archaeocretacea* (W) et glauconie. La taille des éléments varie de 0,2 à 3 mm. (E24), milieu infratidal inférieur. Gros. X 10.



## **RESUME**

L'étude sédimentologique et paléontologique de la série Cénomano- Albienne de flanc septentrional de djebel Bou Arif, située au Nord- Est de la ville de Batna, et faisant partie du massif de l'Aurès (l'Atlas saharien algérien), montre que le Crétacé moyen dans la région étudiée est à tendance transgressive, permis à l'installation des faciès appartenant tous à une plate- forme préconisant un modèle de sédimentation en rampe.

La synthèse des cortèges sédimentaires et le découpage séquentiel du profil étudié montrent cinq séquences de 4<sup>ème</sup> ordre de type transgressif et régressif, correspondant à une séquence majeure de 3<sup>ème</sup> ordre à tendance globale transgressive. Les faunes récoltées (des céphalopodes, bivalves et échinodermes...), et les microfaunes dégagées (des foraminifères et ostracodes...) a permis de cerner les datations et les limites des subdivisions stratigraphiques.

Au cours de l'Albien, la plate- forme est mixte, étendue, peu profonde, et ouverte. Par contre, au cours de Cénomaniens, la plate- forme devient plus marno- carbonatée, plus profonde et ouverte.

Le passage des faciès gréseux aux faciès marno- carbonatés au cours de l'Albien, et des faciès généralement marno- carbonatés au cours de Cénomaniens, ne serait dû qu'à l'augmentation du niveau marin. Ainsi que, les mouvements de la tectonique synsédimentaire, et la qualité et/ou la quantité des apports sédimentaires qui contrôlent la sédimentation dans le bassin.

Mots clés : Crétacé, Cénomaniens, Albien, Algérien, Aurès, Batna, faciès, transgressif, régressif, céphalopodes, foraminifères, ostracodes.