

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCCEN
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET DES SCIENCES
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

THESE

Présentée
Pour obtenir le grade de

Docteur en Sciences

Par
Mustapha BENADLA

Spécialité
Micropaléontologie

**LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS L'ATLAS SAHARIEN ALGERIEN :
SEDIMENTOLOGIE, BIOSTRATIGRAPHIE ET GEOCHIMIE**

Soutenue publiquement le..... juin 2019 devant les membres du jury :

Fouzia BENSAOULA, Professeur, UABB-Tlemcen
Abbas MAROK, Professeur, UABB-Tlemcen
Matias REOLID, Professeur, U-Jaen (Espagne)
Fatiha KECHID-BENKHEROUF, Professeur, UST-Alger
Benali KHARROUBI, Professeur, UST-Oran

Président
Directeur de thèse
Co-Directeur de thèse
Examineur
Examineur

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	8
RESUME	10
ABSTRACT	11

INTRODUCTION

I. PROBLEMATIQUE	12
II. OBJECTIFS DE LA THESE	13
III. METHODOLOGIE	14
A. Sur le terrain	14
B. Au laboratoire	14
1. Détermination de la macrofaune	15
2. Analyse micropaléontologique	15
2.1. Le lavage	15
2.2. Le tri	15
2.3. La détermination	15
2.4. Le Microscope Electronique à Balayage (MEB)	16
3. Analyse microfaciologique	16
4. Analyses minéralogiques et chimiques des argiles	16
4.1. Analyse par Diffractométrie des Rayons X (DRX)	16
4.1.1. Principe	16
4.1.2. Méthode : Préparation des échantillons et appareillage	17
4.2. Analyse par Fluorescence des Rayons X (FRX)	17
4.2.1. Principe	17
4.2.2. Méthode : Préparation des échantillons et appareillage	18
5. Analyses géochimiques	18
5.1. Géochimie organique	18
5.1.1. Teneur en Carbone Organique Total (COT)	18
5.1.2. Pyrolyse Rock-Eval	19
5.2. Géochimie isotopique	24

Premier chapitre: **CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE**

I. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DES BASSINS CONSIDERES	25
A. Situation des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)	26
B. Situation de Djebel Amour (Atlas Saharien central)	27
II. PRESENTATION GEOLOGIQUE DES BASSINS CONSIDERES	27
A. Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)	27
1. Au plan structural	27
2. Au plan stratigraphique	28
2.1. Le Trias	29
2.2. Le Jurassique	29
2.3. Le Crétacé	29
2.4. Le Tertiaire	30
2.5. Le Quaternaire	30
B. Djebel Amour (Atlas Saharien central)	30
1. Au plan structural	30
2. Au plan stratigraphique	30
2.1. Le Trias	31
2.2. Le Jurassique	31
2.3. Le Crétacé	31
2.4. Le Cénozoïque	31
2.5. Le Quaternaire	32
III. RAPPEL SUR LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN : LIMITE, BIOZONATION ET EVENEMENTS ASSOCIES	32
A. Limite	32
B. Biozonation	32
C. Evénements associés	33
1. Evénement lithologique	35
2. Evénement biologique	35
3. Evénement géochimique	35

Deuxième chapitre : **STRATIGRAPHIE**

I. INTRODUCTION	36
II. FORMATION DE RHOUNDJAÏA : DEFINITION, LIMITES ET AGE ...	36
A. Définition	36
B. Limites	36
C. Age	36

III. LITHOSTRATIGRAPHIE ET ELEMENTS DE DATATION	37
A. Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)	37
1. Section de Djebel Rhoundjaïa (Rh)	39
1.1. Description	40
1.2. Datation	44
2. Sections de Djebel M'Daouer	44
2.1. Section de Djebel M'Daouer 1(Md)	45
2.1.1. Description	45
2.1.2. Datation	48
2.2. Section de Djebel M'Daouer 2 (Mdt)	48
2.2.1. Description	49
2.2.2. Datation	50
3. Section de Chellala Dahrana (Ch)	51
3.1. Description	51
3.2. Datation	54
B. Djebel Amour (Atlas Saharien central)	54
1. Section de Djebel El Kohol 1 (L1)	56
1.1. Description	56
1.2. Datation	59
2. Section de Djebel El Kohol 2 (L2)	60
2.1. Description	60
2.2. Datation	62
IV. SYNTHESE BIO-LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET DYNAMIQUE	62
SEDIMENTAIRE	
A. Synthèse bio-lithostratigraphique	62
1. Variations des épaisseurs	63
2. Variations des faciès	63
B. Dynamique sédimentaire	63

Troisième chapitre : **SEDIMENTOLOGIE**

I. INTRODUCTION	66
II. ETUDE MICROFACIOLOGIQUE	66
A. Section de Djebel Rhoundjaïa (Monts des Ksour)	66
1. Membre inférieur	66
2. Membre médian	66
3. Membre supérieur	68
B. Section de Djebel M'Daouer 1 (Monts des Ksour)	69
1. Membre inférieur	69
2. Membre supérieur	69
C. Section de Chellala Dahrana (Monts des Ksour)	69
1. Membre inférieur	69

2. Membre supérieur	69
D. Section de Djebel El Kohol 1(Djebel Amour)	72
1. Membre inférieur	72
2. Membre supérieur	72
III. ETUDE DIAGENETIQUE	74
A. Phénomènes diagénétiques	74
1. La cimentation	74
2. La dissolution	74
3. La compaction	74
3.1. La compaction lithostatique physico-chimique	74
3.2. La compaction lithostatique mécanique	75
4. La silicification	75
5. La recristallisation	76
6. La dolomitisation	77
B. Structures diagénétiques	78
1. Les laminites	78
2. Structures de bioturbation	78
2.1. A l'échelle macroscopique	78
2.2. A l'échelle microscopique	79
IV. ETUDE MINERALOGIQUE ET CHIMIQUE DES ARGILES	81
A. Analyse minéralogie des argiles et évolution verticale	81
1. Minéraux argileux	81
2. Minéraux non argileux	81
B. Analyse chimique des argiles et évolution verticale	81

Quatrième chapitre : **ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE**

I. INTRODUCTION	85
II. SYSTEMATIQUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET DES OSTRACODES	85
A. Systématique des foraminifères planctoniques	85
GENRE : <i>Muricohedbergella</i> BRÖNNIMANN & BROWN, 1958 .	85
<i>Muricohedbergella delrioensis</i> CARSEY, 1926	85
<i>Muricohedbergella planispira</i> TAPPAN, 1940	88
GENRE : <i>Helvetoglobotruncana</i> REISS, 1957	89
<i>Helvetoglobotruncana praehelvetica</i> TRUJILLO, 1960	89
GENRE : <i>Rotalipora</i> BROTZEN, 1942	92
<i>Rotalipora</i> sp.	92
GENRE : <i>Dicarinella</i> PORTHAULT, 1970	93
<i>Dicarinella</i> sp.	93
GENRE : <i>Planoheterohelix</i> NEHRENBERGT, 1843	93

<i>Planoheterohelix moremani</i> CUSHMAN, 1938	93
<i>Planoheterohelix reussi</i> CUSHMAN, 1938	95
GENRE : <i>Guembelitra</i> CUSHMAN, 1933	96
<i>Guembelitra cretacea</i> CUSHMAN, 1933	96
<i>Guembelitra cenomana</i> KELLER, 1935	97
B. Systématique des ostracodes	98
GENRE : <i>Cytherella</i> JONES, 1849	99
<i>Cytherella</i> gr. <i>ovata</i> ROEMER, 1840	99
<i>Cytherella gigantosulcata</i> ROSENFELD, 1981	100
<i>Cytherella</i> sp. 1 RUAULT-DJERRAB, 2012	101
<i>Cytherella</i> sp. 2 RUAULT-DJERRAB, 2012	101
GENRE: <i>Cytherelloidea</i> ALEXANDER, 1929	102
<i>Cytherelloidea</i> sp.	102
GENRE : <i>Paracypris</i> SARS, 1866	102
<i>Paracypris dubertreti</i> DAMOTTE & SAINT-MARC, 1972	102
<i>Paracypris mdaouerensis</i> BASSOULLET & DAMOTTE, 1969	104
GENRE: <i>Bythocypris</i> BRADY, 1880	105
<i>Bythocypris</i> sp.	105
GENRE: <i>Macrocypris</i> BRADY, 1868	105
<i>Macrocypris</i> sp.	105
GENRE: <i>Bairdia</i> MCCOY, 1844	106
<i>Bairdia</i> sp.1	106
<i>Bairdia</i> sp. 2	106
GENRE : <i>Cythereis</i> JONES, 1849	107
<i>Cythereis mdaouerensis</i> BASSOULLET & DAMOTTE, 1969	107
<i>Cythereis ziregensis</i> BASSOULLET & DAMOTTE, 1969.....	107
<i>Cythereis</i> sp. 1.....	108
<i>Cythereis</i> sp. 2	108
III. BIOSTRATIGRAPHIE	111
A. Dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)	111
1. Section de Djebel Rhoundjaïa	111
1.1. Cénomaniens supérieur	111
1.1.1. Biozone à <i>Rotalipora cushmani</i>	111
1.1.2. Biozone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	111
1.2. Turonien inférieur	114
2. Section de Djebel M'Daouer 1	114
2.1. Cénomaniens supérieur	114
2.1.1. Biozone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	114
2.2. Turonien inférieur	115
3. Section de Djebel M'Daouer 2	117
3.1. Cénomaniens supérieur	117
3.1.1. Biozone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	117
3.2. Turonien inférieur	118
4. Section de Chellala Dahrania	118
4.1. Cénomaniens supérieur	118
4.1.1. Biozone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	118
4.2. Turonien inférieur	122
B. Dans Djebel Amour (Atlas Saharien central)	122

1. Section de Djebel El Kohol 1	122
1.1. Cénomaniens supérieur	122
1.1.1. Biozone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	122
1.2. Turonien inférieur	123
2. Section de Djebel El Kohol 2	124
2.1. Cénomaniens supérieur	124
2.1.1. Biozone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	124
2.2. Turonien inférieur	125
C. Conclusion	126

Cinquième chapitre : **ÉVÈNEMENT ANOXIQUE (OAE 2) ET ÉVALUATION DU POTENTIEL PÉTROLIER DE LA ROCHE MÈRE AU PASSAGE CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR-TURONIEN INFÉRIEUR**

I. INTRODUCTION	132
II. ÉVÈNEMENTS BIOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES	132
A. Évènements biologiques « Bio-événements »	132
1. Évènement à <i>Planoheterohelix</i> shift (= <i>Heterohelix</i> shift)	132
2. Évènement à Cytherellidae	133
3. Évènement à Filaments	133
4. Abondance des foraminifères benthiques	135
B. Évènements isotopiques	136
1. Courbe isotopique du carbone	136
2. Courbe isotopique de l'oxygène	136
3. Comparaison de la courbe isotopique du carbone	136
III. ÉVALUATION DU POTENTIEL PÉTROLIER DE LA ROCHE MÈRE.	138
A. Dans le bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental)	138
1. Teneurs en Carbone Organique Total (COT)	138
2. La pyrolyse rock-eval	140
2.1. L'index d'hydrogène (IH)	140
2.2. L'index d'oxygène	140
2.3. La maturation thermique (Tmax)	140
2.4. Le potentiel pétrolier de la roche (S ₁ + S ₂)	140
B. Dans le bassin de Djebel Amour (Atlas Saharien central)	141

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

I. CONCLUSIONS	142
A. Stratigraphie	142

B. Sédimentologie	143
C. Micropaléontologie	143
D. Phase anoxique (OAE 2) et évènements associés	144
E. Evaluation du potentiel pétrolier	145
II. PERSPECTIVES	146
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	147
LISTE DES FIGURES	180
LISTE DES TABLEAUX	184
LISTE DES PLANCHES	185

REMERCIEMENTS

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail de recherche, je me fais un devoir et un plaisir d'exprimer ma gratitude et mes vifs remerciements à tous ceux et celles qui ont contribué de près ou de loin à son élaboration.

Tout d'abord, je tiens à remercier :

Madame **Fouzia BENSAOULA**, Professeur à l'Université Abou Bekr Belkaïd-Tlemcen, qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Monsieur **Abbas MAROK**, Professeur à l'Université Abou Bekr Belkaïd-Tlemcen, pour m'avoir proposé ce sujet de recherche « sur mesure ». Tout au long de la réalisation de cette thèse, Monsieur **Abbas MAROK** m'a enrichi et encouragé par ses conseils et ses précieux critiques. Encore une fois, je tiens à lui exprimer mes sincères gratitude pour avoir assuré le rôle difficile de directeur de thèse, malgré les énormes tâches pédagogiques et administratives dont il a la charge.

Monsieur **Matias REOLID PEREZ**, Professeur à l'Université de Jaen (Espagne) pour m'avoir accueillie dans laboratoire. Aujourd'hui, et en qualité de co-directeur de thèse, je lui dois une grande reconnaissance pour l'achèvement de ce travail.

Madame **Fatiha KECHID-BENKHEROUF**, Professeur à l'Université des Sciences et de Technologie Houari Boumediène-Alger, pour son aide et ses conseils objectifs lors de la détermination de la microfaune et surtout pour avoir accepté d'examiner ce manuscrit.

Monsieur **Benali KHARROUBI**, Professeur à l'Université des Sciences et de Technologie Mohamed Boudiaf-Oran, d'avoir bien voulu accepter de faire partie de ce jury.

Messieurs **Didier NERAUDEAU**, Professeur à l'Université de Rennes (France) et **Francis ROBASZYNSKI**, Professeur à la retraite de l'Université de Mons (Belgique) pour la détermination des oursins et de la microfaune en section.

Une pensée toute particulière pour Mademoiselle **Nezha EL KAMALI**, Professeur à l'Université Ibn Zohr Agadir (Maroc). Cette enseignante d'une qualité humaine exceptionnelle n'a pas hésité à me fournir tous les documents nécessaires pour la détermination des foraminifères et des ostracodes du passage Cénomaniens-Turonien. Je n'oublierai jamais l'accueil chaleureux qu'elle m'a réservé au cours de mes séjours au Maroc.

Cette thèse a bénéficié du sponsor de la Division des Laboratoires-SONATRACH (ex. Division Technologies et Développement). Ainsi, le projet de coopération intitulé :

Les événements anoxiques dans les bassins nord algériens : Sédimentologie, biostratigraphie et implications pétrolières, nous a permis de réaliser plusieurs analyses (DRX, FX, COT et Pyrolyse Rock-Eval) d'une part et d'effectuer une mission sur le terrain d'autre part.

A cette occasion, je tiens à remercier Monsieur **Azzedine ADJEB**, ancien directeur de la D.T.D. et Madame **Samya BENCHIKH**, ancienne directrice de géologie au sein de la D.T.D. pour leurs engagements à concrétiser la coopération scientifique entre l'Université de Tlemcen et la Sonatrach.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde reconnaissance aux géologues de la D.T.D. avec qui j'ai participé à la mission de terrain dans l'Atlas Saharien et plus particulièrement : Monsieur **Réda Samy ZAZOUN**, Mademoiselle **Luisa SAMAR** et Madame **Houria MEZLAH**.

Mes remerciements s'adressent également aux collègues et amis (es), membres de notre jeune laboratoire : **Choukri SOULIMANE**, **Kamar Eddine BENSEFIA**, **Souhila GAOUAR** et **Fatiha HADJI** pour leur aide durant la réalisation de ce travail.

Je tiens à adresser mes vifs remerciements à tous les collègues et amis du Département des Sciences de la Terre et de l'Univers.

Je ne saurais oublier les encouragements le soutien moral de mes amis : **Mohamed AMRANE**, **Ali Mokhtar SAMET**, **Ibrahim LASGAA**, **Abdelkader MOUSSAOUI**, **Djalloul HAMDANI**, **Mebouhdjer YAGOUBI** et **Mohamed OTMANI**.

Enfin, je ne peux clore ces remerciements sans exprimer ma profonde gratitude à tous les membres de ma famille : mes parents, ma femme, mes enfants, pour avoir supporté mes joies, mais aussi mes « sauts d'humeur » et pour leur soutien moral. A toute la famille « **BENADLA** », j'exprime mes remerciements et ma reconnaissance.

RESUME

RESUME

Durant l'intervalle du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, l'Atlas Saharien à l'exemple des Monts des Ksour et de Djebel Amour, voit la mise en place d'une sédimentation essentiellement carbonatée. Cette sédimentation représentée par la « Formation de Rhoundjaïa » est étudiée ici sur le plan stratigraphique, sédimentologique, micropaléontologique et géochimique.

L'étude stratigraphique réalisée à partir d'un lever de six sections a permis d'affiner l'âge de la « Formation de Rhoundjaïa », de suivre son évolution spatio-temporelle et de tracer pour la première fois la limite du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans l'Atlas Saharien central (Djebel Amour).

L'analyse sédimentologique basée sur les microfaciès, aboutit à la caractérisation des différents éléments figurés et des phénomènes diagénétiques enregistrés dans la « Formation de Rhoundjaïa ». Cette analyse est appuyée par des études minéralogiques et chimiques de la fraction argileuse pour mieux suivre l'évolution de cette plate-forme carbonatée. Ainsi, dans les deux bassins considérés, la qualité de l'enregistrement sédimentaire traduit une réponse à des saccades de subsidence, témoignant en faveur d'un milieu calme et profond au sommet du Cénomaniens supérieur, avec un retour progressif vers des conditions de milieu moins profond de type plate-forme proximale au Turonien inférieur.

Par ailleurs, l'étude micropaléontologique consacrée à la systématique et à la biostratigraphie des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes a révélé l'existence de deux biozones caractérisant le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur. Il s'agit de la biozone à *Rotalipora cushmani* et celle de *Whiteinella archaeocretacea*. Toutefois, il est important de souligner que certains foraminifères benthiques reconnus dans le bassin des Ksour, nous ont permis de mettre en évidence la biozone à *Thomasinella* citée dans quelques bassins de la marge nord africaine.

Le passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans la « Formation de Rhoundjaïa » des Ksour (Atlas Saharien occidental) est marqué aussi par des bio-événements (*Planoheterohelix* shift, Cytherellids event, Filaments event, Abundance of benthic foraminifera et bloom des microgastéropodes, des *Hemiaster* et des *Serpula*) et des événements isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) qui témoignent en faveur des changements paléo-environnementaux et paléo-océanographiques locaux et globaux. Il s'agit bien de la présence de l'OAE 2 (Oceanic Anoxic Event 2) dans cette partie de l'Atlas Saharien.

Enfin, l'évaluation du potentiel pétrolier réalisée à partir de l'analyse géochimique (Carbone Organique Total et Pyrolyse Rock-Eval 6) de onze (11) échantillons provenant des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et de Djebel Amour (Atlas Saharien central), montre que la roche mère du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ne présente aucun intérêt pétrolier.

Mots-clés: Cénomaniens supérieur, Turonien inférieur, Atlas Saharien, Formation de Rhoundjaïa, Stratigraphie, Sédimentologie, Foraminifères, Ostracodes, Bio-événements, Évènements isotopiques, OAE 2, Potentiel pétrolier.

ABSTRACT

ABSTRACT

During the Late Cenomanian-Early Turonian interval, the Saharan Atlas, like the Ksour Mountains and Djebel Amour, saw the establishment of an essentially carbonated sedimentation. This sedimentation represented by the "Rhoundjaïa Fm" is studied here on the stratigraphic, sedimentological, micropaleontological and geochemical levels.

The stratigraphic study carried out from a survey of six sections made it possible to refine the age of the "Rhoundjaïa Fm", to follow its spatio-temporal evolution and to draw for the first time the limit of the Late Cenomanian-Early Turonian in the central Saharan Atlas (Djebel Amour).

The sedimentological analysis based on the microfacies, led to the characterization of the various figurative elements and diagenetic phenomena recorded in the "Rhoundjaïa Fm". This analysis was supported by mineralogical and chemical studies of the clay fraction to better follow the evolution of this carbonate platform. Thus, in the two considered basins, the quality of the sedimentary record reflects a response to subsidence saccades, testifying in favor of a calm and deep environment at the top of the Late Cenomanian, with a gradual return to shallower environmental conditions of proximal plateforme type during the Early Turonian.

In addition, the micropaleontological study dedicated to the systematics and biostratigraphy of foraminifera (planktonic and benthic) and ostracods revealed the existence of two biozones characterizing the Late Cenomanian-Early Turonian. These are the *Rotalipora cushmani* and the *Whiteinella archaeocretacea* biozones. However, it is important to point out that some recognized benthic foraminifers in the Ksour Basin allowed us to highlight the *Thomasinella* biozone mentioned in some basins of the North African margin.

The Late Cenomanian-Early Turonian passage in the Ksour Rhoundjaïa Fm (Western Saharan Atlas) is also marked by bio-events (*Planoheterohelix* shift, Cytherellids event, filaments event, Abundance of benthic foraminifera and microgasteropod bloom, *Hemiaster* and *Serpula*) and isotopic events ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) that support local and global palaeoenvironmental and palaeoceanographic changes. This is the presence of OAE 2 (Oceanic Anoxic Event 2) in this part of the Saharan Atlas.

Finally, the evaluation of the petroleum potential carried out from the geochemical analysis (Total Organic Carbon and Rock-Eval pyrolysis (6) of eleven (11) samples from the Ksour Mountains (Western Saharan Atlas) and Djebel Amour (Central Saharan Atlas), shows that the Early Cenomanian-Early Turonian source rock is of no oil interest.

Key-words: Late Cenomanian, Early Turonian, Saharan Atlas, Rhoundjaïa Fm., Stratigraphy, Sedimentology, Foraminifera, Ostracods, Bio-events, Isotope Events, OAE 2, Petroleum Potential.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

I. PROBLEMATIQUE

Hormis les contributions géologiques de FLAMAND (1911), la monographie de CORNET (1952), l'étude photogéologique de GALMIER (1972) et le chef d'œuvre sur la stratigraphie du Mésozoïque des Monts des Ksour de BASSOULLET (1973), les données biotiques et abiotiques sur le passage du Cénomaniens-Turonien restent peu connues dans l'Atlas Saharien occidental et central.

Aujourd'hui, appuyé par une coopération à la fois nationale avec la **Division Technologies et Développement de la Sonatrach (D.T.D.)** et internationale avec l'Université de Jaen (Espagne), nous allons essayer pour la première fois caractériser le passage Cénomaniens-Turonien de cette partie de l'Atlas Saharien sur le plan stratigraphique, sédimentologique, biostratigraphique, géochimique et pétrolier. Une telle approche pluridisciplinaire est utilisée ici pour cerner les liens possibles entre les événements biologiques et géochimiques probables et l'Événement Anoxique Océanique 2 (OAE2) qui marque ce passage.

Historiquement, le passage Cénomaniens-Turonien est lié à un événement anoxique global (OAE2), connu également sous le nom de Cenomanian/Turonian boundary anoxic event (CTBE)(SCHLANGER & JENKYNS, 1976; ARTHUR & SCHLANGER, 1979; SCHLANGER & *al.*, 1987; JENKYNS,1980,1997; JARVIS & *al.*, 1988; ROBASYNSKI, 1989; KAIHO & HASEGAWA, 1994; ERBACHER & THUROW, 1997; FRIEDRICH & *al.*, 2006; TURGEON & CREASER, 2008; VOIGT & *al.*, 2008; JENKYNS, 2010; GEBHARDT & *al.*, 2010; UCHMAN & *al.*, 2013; ELDERBAK & *al.*, 2014). Cet événement anoxique est associé à des changements climatiques et paléogéographiques, à une période d'extinction et de baisse de diversité chez la microfaune à l'exemple des foraminifères planctoniques du groupe des rotalipores, des radiolaires et des nannofossiles (JARVIS & *al.*, 1988; HARRIES & KAUFFMAN, 1990; HARRIES,1993; ROBASYNSKI & CARON, 1995; KAUFFMAN & HART, 1996; HARRIES & LITTLE, 1999; CARON & *al.*, 2006; PEARCE & *al.*, 2009), à une période de dissémination et de homogénéisation des faunes d'ammonites le long des plates-formes sud-téthysiennes (MEISTER & *al.*, 1992; COURVILLE & *al.*, 1991, 1998, 2007), à une période d'augmentation eustatique (JONES & JENKYNS, 2001; SMITH & *al.*, 2001) et enfin à l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ qui est corrélable à grande distance (PRATT 1985; HILBRECHT & HOEFS, 1986; ACCARIE & *al.*, 1996; KELLER & *al.*, 2004; TSIKOS & *al.*, 2004; PROKOPH, & *al.*, 2013). L'ensemble des événements précités sont matérialisés souvent par le dépôt d'une quantité importante de la matière organique (ARTHUR & SCHLANGER, 1979; ARTHUR & *al.*, 1987; JARVIS & *al.*, 1988; MARCUCCI PASSERHI, & *al.*, 1991; ROBASYNSKI & *al.*, 1993a; JOLET & *al.*, 1997; SAÏDI & *al.*, 1997; RHALMI & *al.*, 2000; LÜNING & *al.*, 2004; FERRY & *al.*, 2005; ETTACHFINI & *al.*, 2005 a-b; SOUA & TRIBOVILLARD, 2007; SHAHIN, 2007; SCOPELLITI & *al.*, 2008; PEARCE & *al.*, 2009; WESTERMANN & *al.*, 2010;

ROBASZYNSKI & *al.*, 2010; YILMAZ & *al.*, 2010 ; HETZEL & *al.*, 2011 ; PAVLISHINA & WAGREICH, 2012). Un tel dépôt qualifié de « Black-shale » a été proposé comme l'exemple type d'anoxie globale.

Notons que l'analyse de nombreux bassins à l'échelle mondiale montre que l'événement anoxique (OAE 2) peut avoir plusieurs causes, comme l'accroissement de la productivité primaire, l'expansion des zones à oxygènes minimum et l'intensification de la stratification de la colonne d'eau (PEDERSON & CALVERT, 1990; BUSSON & CORNEE, 1996; JENKYN, 2003; HARDAS & MUTTERLOSE, 2007; JARVIS & *al.*, 2011; RUAULT-DJERRAB & *al.*, 2014). L'hypothèse de pulsations tectoniques globales, accompagnées ou non de volcanisme était également évoqué pour remettre en cause les idées précédentes (FERRY & *al.*, 2005).

En Algérie, les travaux sur le passage du Cénomaniens-Turonien sont très limités. Nous nous contentons de citer lors de cette recherche, les travaux les plus intéressants réalisés dans l'Atlas Saharien oriental et dans une partie de la plate-forme saharienne (NAILI & *al.*, 1995 ; BUSSON & *al.*, 1999 ; HARKET & DELFAUD, 2000, GROSHENY & *al.*, 2006, 2008, 2013 ; CHIKHI-AOUIEUR & *al.*, 2010; RUAULT-DJERRAB & *al.*, 2012, 2014).

II. OBJECTIFS DE LA THESE

Les principaux objectifs de cette thèse consistent à caractériser le passage Cénomaniens-Turonien à travers plusieurs sections levées en détail dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et Djebel Amour (Atlas Saharien central). Il s'agit d'une étude portant sur :

-la lithostratigraphie de la « Formation de Rhoundjaïa » : nous cherchons à travers cette étude de reconnaître les divisions stratigraphiques de cette formation, d'affiner les attributions stratigraphiques antérieures et de suivre son extension spatio-temporelle ;

-la sédimentologie : cette étude consacrée à l'étude des microfaciès consiste à caractériser les différents éléments figurés ainsi que les phénomènes diagénétiques de la « Formation de Rhoundjaïa » durant le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ;

-la caractéristion minéralogique et chimique des argiles : l'analyse minéralogique (DRX) et chimique (FX) a été réalisée dans la section type de Djebel M'Daouer (M'Daouer 2)(Monts des Ksour). Elle consiste à suivre l'évolution des minéraux argileux et des oxydes majeurs dans la « Formation de Rhoundjaïa » ;

-la micropaléontologie : en plus de la systématique des foraminifères planctoniques et des ostracodes, une analyse biostratigraphique basée sur la répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes a été réalisée dans les différentes sections considérées pour établir pour la première fois une biozonation de l'intervalle d'étude ;

-la géochimie isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) : cette analyse géochimique réalisée dans les sédiments du passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur de l'Atlas Saharien occidental (section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour) va nous permettre de comparer les excursions de ces deux éléments isotopiques avec les

événements biologiques caractérisant la présence de l'évènement anoxique océanique (EAO2). Dans le présent travail, nous allons également effectuer une comparaison entre la courbe isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée dans la « Formation de Rhoundjaïa » et les courbes sélectionnées de la marge africaine et de la marge Sud et Nord européenne pour chercher l'existence probable d'un synchronisme entre les événements isotopiques ;

-les événements biologiques enregistrés : la présence éventuelle de ces événements dans les bassins considérés témoigne en faveur des changements paléoenvironnementaux et paléo-océanographiques locaux et globaux ;

-le Carbone Organique Total (COT) et la Pyrolyse Roch-Eval : en plus des données du COT qui seront utilisées pour caractériser l'évènement anoxique dans la « Formation de Rhoundjaïa », nous avons passé sept échantillons à la Pyrolyse Roch-Eval pour évaluer le potentiel pétrolier de la roche mère.

III. METHODOLOGIE

Les résultats exposés dans cette thèse se découlent des observations et des analyses effectuées à la fois sur le terrain et au laboratoire.

A. Sur le terrain

Six sections ont été levées dans différentes localités de l'Atlas Saharien occidental et central (quatre sections dans les Monts des Ksour et deux sections seulement dans Djebel Amour). Les sections en question sont levées dans la Formation de Rhoundjaïa, tout en notant les particularités sédimentologiques (lithologie, figures et structures sédimentaires, etc...) et paléontologiques (contenu en macrofaune) du faciès. L'échantillonnage des sédiments a été réalisé d'une façon systématique dans les combes, les inter-bancs marneux et dans les bancs de calcaires.

Notons que pour le prélèvement des échantillons réservés aux analyses géochimiques. L'échantillonnage doit obéir aux règles suivantes :

-les échantillons doivent être prélevés uniquement dans les niveaux argileux ou marneux, car durant l'enfouissement, seules les argiles peuvent confiner la matière organique suffisamment pour en préserver une partie ;

-les niveaux ciblés sont généralement les plus foncées, car cela indique la présence de la matière organique ;

La recherche des éléments de datation le long des sections a permis également de récolter quelques exemplaires d'ammonites, de bivalves, de gastéropodes et d'oursins.

B. Au laboratoire

Les observations et les données de terrain sont complétées au laboratoire par des analyses et des méthodes d'étude.

1. Détermination de la macrofaune

La macrofaune ayant un grand intérêt biostratigraphique a été déterminée par Wassila BOUROUBA (USTHB) et mon directeur de thèse Abbas MAROK (Université de Tlemcen) pour les ammonites, Didier NERAUDEAU (Université de Rennes) pour les oursins et enfin Matias REOLID PEREZ (Université de Jaen) pour les gastéropodes et les ichnofaciès.

2. Analyse micropaléontologique

Cette étape nécessite les techniques suivantes :

2.1. Le lavage

Provenant des niveaux marneux de la Formation de Rhoundjaïa, nous avons traité une quarantaine d'échantillons. Ces derniers ont été trempés dans l'eau pendant 48 heures au minimum avant de passer au lavage. Pour réaliser la technique de lavage, nous avons effectué un tamisage classique, sous un jet d'eau sur une série de trois tamis superposés à maille décroissante (250 μ m, 125 μ m et 63 μ m). Une fois la partie argileuse éliminée, le résidu de chaque tamis est recueilli dans une coupelle et mis à sécher. A la fin, les trois fractions ainsi obtenues sont transvasées dans des tubes étiquetés. Afin d'éviter le risque de contamination lors de la détermination de la microfaune, les tamis ont été brossés à l'eau et trempés après chaque utilisation pendant 10 minutes dans une solution de bleu de méthylène.

2.2. Le tri

Les résidus obtenus de chaque prélèvement sont observés à la loupe binoculaire. Dans une cuvette quadrillée à fond noir, le tri s'effectue pour récolter la microfaune. Ainsi, nous avons récoltés à l'aide d'une aiguille montée des foraminifères et des ostracodes, en plus des échinodermes, des petits gastéropodes et des fragments de bivalves. Cette microfaune est placée dans une cellule pour la détermination.

2.3. La détermination

Pour faciliter la détermination, nous commençons d'abord par isoler les foraminifères des ostracodes. Ensuite, au sein des foraminifères, nous procédons à la distinction entre les formes planctoniques (P) globuleuses et les formes benthiques (B), à tests calcaires ou agglutinés. Une étude quantitative a été réalisée pour mettre en relation les abondances respectives de ces différentes catégories.

A noter que la détermination des foraminifères ou des ostracodes se base sur la comparaison des individus avec ceux décrits ou illustrés dans des catalogues bibliographiques et des publications (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969 ; HERCOGOVA, 1984 ; TRONCHETTI & GROSHENY, 1991 ; GEBHARDT, 1997 ; PREMOLI SILVA & VERGA, 2004 ; ANDREU et BILOTTE, 2006 ; SHAHIN, 2007 ; EL-NADY & *al.*, 2008 ; SOUA, 2010 ; ANDREU & *al.*, 2013 ; SHAHIN & ELBAZ, 2013 ; PIOVESAN & *al.*, 2014).

L'apport et l'avis des spécialistes, Nezha EL KAMALI (Université Ibn Zohr Agadir, Maroc) et Fatiha KECHID-BENKHEROUF (USTHB) ont été pour nous, un support important pour valider certaines catégories taxinomiques.

2.4. Le Microscope Electronique à Balayage (MEB)

Une fois la microfaune déterminée (foraminifères et ostracodes), les espèces les plus représentatives sur le plan systématique et biostratigraphique sont sélectionnées et photographiées à l'aide du microscope électronique à balayage à l'Université de Jaen (Centro de Instrumentación Científico-Técnica).

3. Analyse microfaciologique

Pour réaliser cette analyse, plus de 120 lames minces ont été confectionnées. Leur étude au microscope consiste à :

- identifier et quantifier les éléments biogènes et non biogènes ;
- déterminer les différents faciès texturaux;
- analyser les phénomènes diagénétiques présents dans les faciès carbonatés ;
- confirmer le range stratigraphique de quelques espèces (foraminifères et ostracodes) rencontrées en section;
- identifier l'existence et l'extension des événements biologiques qui témoignent en faveur des changements paléoenvironnementaux et paléo-océanographiques locaux et globaux (e.g. *Planoheterohelix* shift = *Heterohelix* shift, événement à Cytherellidae, filaments, calcisphères, etc...).

4. Analyses minéralogiques et chimiques des argiles

Dans la présente thèse, et pour connaître les caractéristiques minéralogiques et chimiques des argiles au passage Cénomanién-Turonien, quelques échantillons de Djebel M'Daouer (Monts des Ksour) ont été analysés par Diffractométrie des Rayons X (DRX) et par Fluorescence des Rayons X (FRX).

4.1. Analyse par Diffractométrie des Rayons X (DRX)

4.1.1. Principe

Les rayons X sont des ondes électromagnétiques dont les longueurs d'ondes varient généralement entre 0,1 et 100 (Å). Cette technique fondée sur la diffraction de ces rayons a pour objectif de déterminer qualitativement et semi-quantitativement la composition en minéraux argileux et non argileux de la roche. Les données ainsi collectées peuvent être données sous forme de diagramme de diffraction ou de diffractogramme. L'interprétation des diffractogrammes est faite à partir des positions et des intensités des pics observés qui sont comparés aux fichiers de référence PDF-ICDD (Powder Diffraction File - International Center for Diffraction Data) pour l'identification des phases minéralogiques présentes. L'utilisation de RIR (Reference Intensity Ratio) inclus dans le logiciel HighScore Plus du fichier PDF-ICDD permet l'estimation semi quantitative des phases correspondantes détectées quand celle-ci est requise et/ou possible (DTD, 2014).

4.1.2. Méthode : Préparation des échantillons et appareillage

Pour l'application de cette technique, l'échantillon doit subir plusieurs phases lors de la préparation et qui se résument comme suit :

a. Le broyage des échantillons

L'échantillon ainsi broyé est divisé en deux parties. Une partie est mise sur un porte échantillon adéquat et qui servira à l'étude des minéraux non argileux et la seconde partie sera destinée à l'étude de minéraux argileux après extraction de la fraction fine.

b. Le traitement par l'acide

Il s'agit de la dispersion de la fraction dans une solution d'HCL à 0,1 molaire pour supprimer les carbonates de la fraction argileuse. Cette phase est suivie par la phase de la centrifugation puis le renouvellement de l'opération jusqu'à disparition des bulles.

c. La sédimentation et le séchage

La suspension d'argiles pures est laissée se reposer pour 30 à 40 min et ensuite, on prélève quelques centimètres cubes de la solution stable d'argiles que l'on dépose sur des supports en lames de verre pour séchage à température ambiante. A la fin, on envoie des rayons X sur cet échantillon pour mesurer l'intensité des rayons X selon la direction des feuillets argileux.

d. Les traitements spéciaux

Dans certains cas, les fractions fines subissent des traitements spéciaux pour différencier entre les minéraux argileux qui dépendent différemment aux traitements suivants :

- traitement à l'éthylène-glycol (argile glycolée AG). C'est pour différencier entre les argiles gonflantes et non gonflantes ;
- traitement au chauffage (thermique) à 550°C pendant une heure (argile chauffée AC).

4.2. Analyse par Fluorescence des Rayons X (FRX)

4.2.1. Principe

Cette technique sert à quantifier la composition élémentaire de la perle ou la pastille obtenue. Cette dernière est soumise à une source de rayonnements X primaires. Il s'ensuit une excitation des atomes qui vont émettre un rayonnement X secondaire de fluorescence caractéristique de la composition chimique de l'échantillon analysé. Selon un programme d'analyse établi préalablement sur des standards internationaux par type d'échantillon, la concentration des éléments chimiques composant l'échantillon est déterminée (DTD, 2014).

4.2.2. Méthode : Préparation des échantillons et appareillage

La technique consiste à mélanger l'échantillon naturel calciné, réduit en poudre à du tétra borate de lithium, porté à une fusion à 1200°C afin d'obtenir un verre transparent homogène (perle boratée) qui sera utilisé pour l'analyse des éléments majeurs. Par contre, l'analyse des traces, l'échantillon est mélangé à de la cire pour subir un pressage et obtenir une pastille (DTD, 2014).

Notons que le matériel utilisé dans cette analyse est un Spectromètre séquentiel (à dispersion de longueur d'onde) Bruker-Axs: SRS 3400 et S8 TIGER. Anode en rhodium. Alors que pour le traitement des données, c'est bien les Logiciels Spectra plus qui ont été utilisés. La concentration d'un échantillon inconnu est déterminée par des courbes d'étalonnage qui sont tracées pour chaque élément après avoir fixé tous les paramètres de mesure (kV-mA, cristal analyseur, collimateur, la longueur d'onde d'émission, le temps de mesure et le détecteur)(DTD, 2014).

Les résultats d'analyses chimiques des éléments majeurs et traces sont exprimés en pourcentage massique (%).

5. Analyses géochimiques

Selon les objectifs recherchés, nous avons pu effectuer deux types d'analyses géochimiques. Il s'agit de :

5.1. Géochimie organique

C'est l'étude de la matière organique (MO), à savoir : sa composition, son origine, sa transformation et sa maturation. Elle sera étudiée ici à la teneur en Carbone Organique Total (COT) et la Pyrolyse Rock-Eval pour confirmer la présence d'une phase anoxique au passage C/T d'une part et pour évaluer le potentiel pétrolier de la roche mère d'autre part. En ce qui concerne la préparation des échantillons à l'analyse, nous invitons le lecteur à consulter la méthode développée par SAMAR (2013).

5.1.1. Teneur en Carbone Organique Total (COT)

Les échantillons sélectionnés ont fait l'objet d'un dosage du Carbone Organique Total (COT) selon le mode opératoire MO-GEO-G1-1, norme : ISO 10694:1995F (Laboratoire DTD-SONATRACH, 2014).

A noter que la teneur pondérale en Carbone Organique Total (COT) d'une roche est exprimée en pourcentage carbone organique par gramme de roche, permettant ainsi de classer notre roche par rapport à la classification proposée par TISSOT & WELTE (1984) (Tabl.1).

Carbone Organique Total (%) (cas d'argiles)	Carbone Organique Total (%) (Cas de carbonates)	Classification
< 5	< 0.12	Roche faible
0.5 – 1	0.12 – 0.25	Roche moyenne
1– 2	0.25 – 0.5	Roche bonne
2 - 4	0.5 - 1	Roche très bonne
> 4	> 1	Roche Excellente

Tabl. 1- Classification des roches en fonction du % en Carbone Organique Total (d'après TISSOT & WELTE, 1984).

5.1.2. Pyrolyse Rock-Eval

Mise en œuvre par ESPITALIE & *al.* (1977), cette méthode permet de caractériser les roches mères à hydrocarbures grâce à l'analyse des gaz libérés (composés oxygénés et les composés hydrocarbonés) par la pyrolyse de la matière organique. Dans le cas des échantillons analysés au laboratoire de la DTD-SONATRACH, la pyrolyse a été réalisée à l'aide de l'appareil ROCK-EVAL II. Le principe de la technique consiste à chauffer en programmation de température de 25°C/min en moyenne, pendant 20 min, sous atmosphère inerte: hélium, un petit échantillon de 100 g de roche mère.

a. Les paramètres enregistrés par la pyrolyse

-la quantité des hydrocarbures libres (S_1) (liquides ou gazeux) exprimée en mg.g^{-1} de roche ;

-la quantité des composés hydrocarbonés (S_2) provenant du craquage entre 300 et 600 °C du kérogène, exprimée en milligramme d'HC par gramme de roche (Tabl. 2) ;

Valeurs de S_2 (mg d'HC/g de roche)	Classification
< 2	Faible
2-5	Moyen
> 5	Bon

Tabl. 2- Classification du potentiel en hydrocarbures résiduels selon les valeurs S_2 (d'après ESPITALIE & *al.*, 1985a).

-la quantité de gaz carbonique (CO_2) piégé séparément lors du craquage du kérogène (S_3). Elle est exprimée en mg de $\text{CO}_2 \text{ g}^{-1}$ de roche ;

-la quantité du CO_2 issue de la combustion de l'échantillon de roche sous air à 600°C (S_4). Cette teneur exprimée en mg de COT par g^{-1} de roche est calculée par la formule : $S_4 = \text{COT} \times 10 - 0.82 (S_1 + S_2)$.

b. Les paramètres calculés par la pyrolyse

-Tmax : c'est la température maximale de la pyrolyse mesurée au sommet du pic S_2 . Il s'agit d'un indicateur d'évolution (maturation) de la matière organique.

Selon PETERS (1986), la température maximale n'est pas fiable lorsque S₂ est inférieur à 0.2 mg d'HC/g de roche. En règle générale, nous observons trois (3) types de matière organique selon la variation de Tmax (fig. 1, tabl. 3).

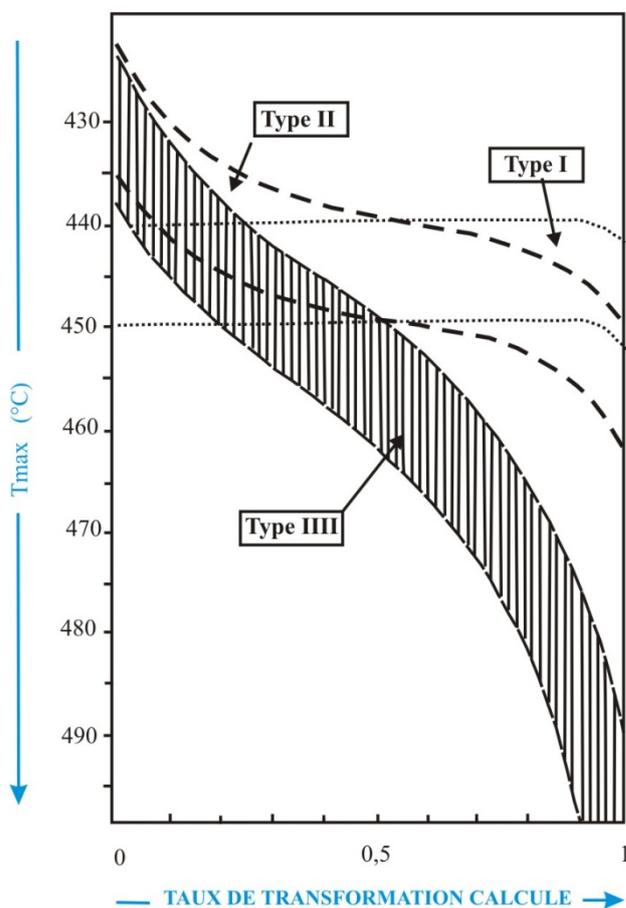


Fig. 1- Variations du taux de transformation calculé en fonction de Tmax pour les trois grands types de matière organique (d'après ESPITALIE & al., 1985b).

Paramètre géochimique	Notion	Intervalle de valeur (°C)	Estimation quantitative	
Maturation	T _{max}	Type I	< 435	Immature
			435 - 445	Huile
			> 445	Condensât-gaz
		Type II	< 430	Immature
			430 - 450	Huile
			> 450	Condensât-gaz
		Type III	< 435	Immature
			435 - 465	Huile
			465 - 540	Condensât-gaz humide
> 540	Gaz sec			

Tabl. 3- Tmax correspondant aux différents stades de production d'hydrocarbures selon le type de kérogène (d'après ESPITALIE & al., 1985b).

-l'indice de production (IP) = $S_1 / (S_1+S_2)$: c'est la relation entre la production d'hydrocarbures libres par rapport à la production totale d'hydrocarbures par pyrolyse. Cet indice exprime le taux de transformation en huile et en gaz du kérogène au cours de sa maturation (tabl. 4) et il augmente avec la profondeur (fig. 2). Il permet également de repérer les zones d'accumulation des hydrocarbures ou encore les voies de migration ou de drainage.

Indice de production (IP)	Signification
0.05 – 0.4	Début de formation d'huile
0.4 – 0.5	Maximum de formation d'huile
< 0.5	Le gaz se perd

Tabl. 4- Maturité de la matière organique en fonction de l'indice de production (d'après ESPITALIE & al., 1985b).

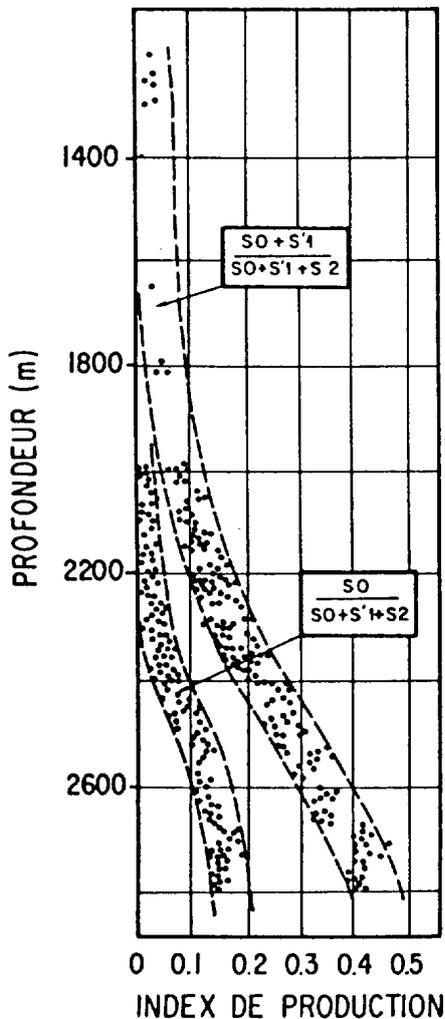


Fig. 2- Evolution, en fonction de la profondeur, dans le cas du Jurassique inférieur du bassin de Paris, des index de production du gaz S_0 ($S_0 + S_1 + S_2$, de l'huile + gaz ($S_0 + S_1$) / ($S_0 + S_1 + S_2$). (d'après ESPITALIE & al., 1985b).

-le potentiel pétrolier (PP) = $S_1 + S_2$: ce potentiel est exprimé en milligramme d'hydrocarbures (HC) par gramme de roche ou en kg HC.t^{-1} de roche (tabl. 5).

Indice d'oxygène (IO) (mg CO ₂ g ⁻¹ COT)	Classification
< 0,5	Roche mère très pauvre
0,5 - 2	Roche mère pauvre
2,1 - 5	Roche mère moyenne
2,1 - 20	Roche mère bonne
> 20	Roche mère très bonne

Tabl. 5- Classification des roches mères en fonction de leur potentiel pétrolier (d'après ESPITALIE & *al.*, 1985a).

-l'index d'hydrogène (IH) = $S_2 / COT \times 100$: cet indice exprimé en (mg HC g⁻¹ COT) a la même signification que le rapport H/C de la composition chimique élémentaire de la matière organique dans le diagramme de Van Krevelen. Il peut aussi nous donner une idée sur la capacité d'une roche à produire des hydrocarbures (tabl. 6) et sur le type de la matière organique (tabl. 7).

Indice d'hydrogène (IH) (mg HC g ⁻¹ COT)	Potentialité en hydrocarbures
50 - 200	Gaz
200 - 300	Huile et gaz
> 300	Huile

Tabl. 6- Valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) en fonction de la potentialité en hydrocarbures (d'après ESPITALIE & *al.*, 1985a).

Type de la matière organique	Indice d'hydrogène (IH) (mg HC g ⁻¹ COT)
Type I - lacustre	> 600
Type II- marin	150 - 600
Type III- continental	< 150

Tabl. 7- Types de la matière organique en fonction de l'indice d'hydrogène (d'après ESPITALIE & *al.*, 1985a).

-l'indice d'oxygène (IO) = $S_3 / COT \times 100$: cet indice IO nous donne une idée de la richesse de la matière organique en oxygène et son milieu de dépôt (tabl. 8). Il est exprimé en (mg CO₂ g⁻¹ COT).

Indice d'oxygène (IO) (mg CO ₂ g ⁻¹ COT)	Classification
0 - 50	Très faible
51 - 100	Faible
101 -200	Moyen
201 - 400	Fort
> 400	Très fort

Tabl. 8- Classification de l'indice d'oxygène (d'après ESPITALIE & *al.*, 1985a).

En somme, les paramètres calculés tels que (COT, Tmax, IH et IO) sont représentés sous forme de diagramme :

-IH / IO : ce rapport permet de reconnaître et de classer les différents types de la MO (fig. 3) ;

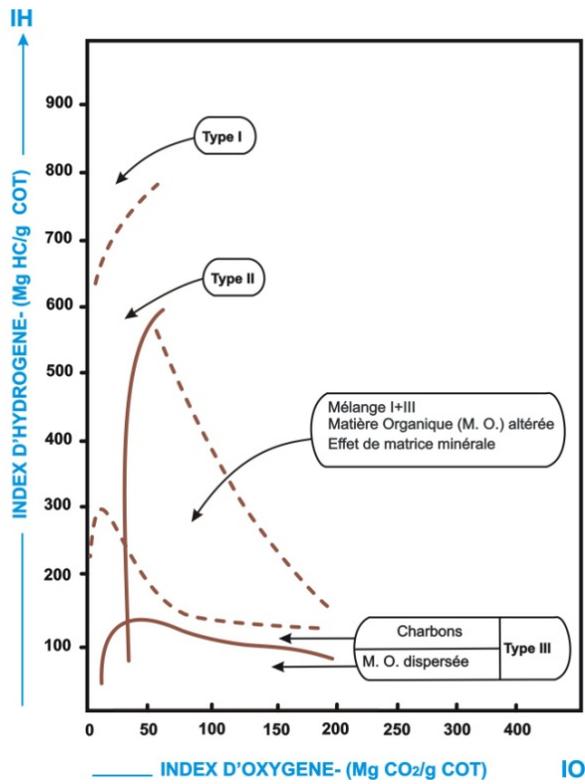


Fig. 3- Diagramme IH/IO montrant les principaux types de la matière organique (d'après ESPITALIE & *al.*, 1985b).

-IH / T_{max} : pour avoir une idée sur le type de la MO et son degré de maturité (fig. 4) ;

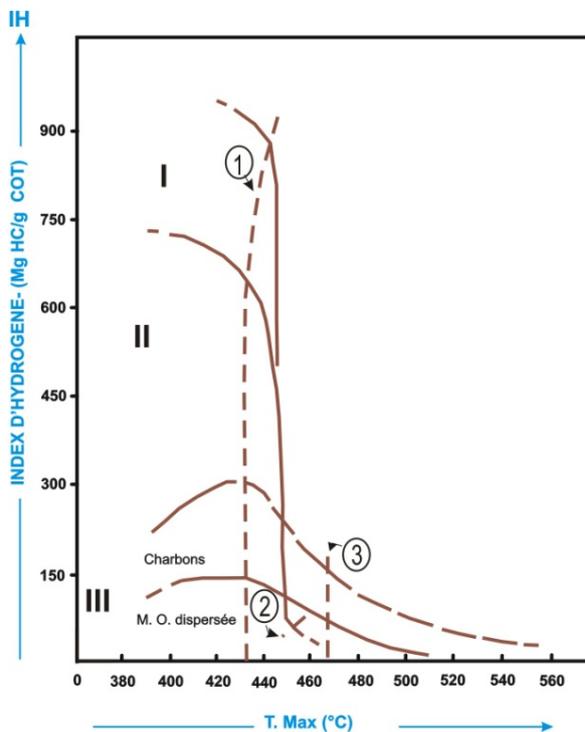


Fig. 4- Diagramme IH/T_{max} montrant les principaux types de la matière organique (d'après ESPITALIE & *al.*, 1985b).

-Profondeur / COT : pour montrer la variation du matériel organique avec la profondeur (fig. 5).

5.2. Géochimie isotopique

L'analyse des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) a été effectuée au Laboratoire des isotopes stables de l'Université du Michigan (U.S.A). Les 21 échantillons sélectionnés dans la section de Djebel Rhoundjaïa des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) ont été chauffés à 73°C pour réagir à un système de réaction au carbonate automatisé (Kiel-IV) couplé directement à l'entrée d'un Finnigan spectromètre de masse à rapport de gaz MAT 253.

Notons que les valeurs obtenues sont calibrées en utilisant NBS 19, comme principal standard, et la précision analytique a été contrôlée par des analyses quotidiennes de NBS normes de carbonate. La précision mesurée a été maintenue au-dessus de 0,02 pour $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$.

Premier chapitre: **CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE**

I. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DES BASSINS CONSIDERES

Dans cette étude, les deux bassins considérés, à savoir les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et Djebel Amour (Atlas Saharien central) font partie d'un vaste ensemble montagneux, s'allongeant sur près de 2000 km, depuis Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie. Il comprend de l'Ouest vers l'Est : le Haut Atlas marocain, l'Atlas Saharien et les Aurès et enfin l'Atlas Tunisien (fig. 5A). Au *sens large*, cet ensemble montagneux appelé « Atlas Saharien » (domaine atlasique) correspond à une chaîne d'orientation générale NE-SW, limitée au Nord par l'accident nord atlasique (accident sud-mésétien au sens de KAZI-TANI, 1986) et au Sud par l'accident sud atlasique (fig. 5B). En Algérie, l'Atlas Saharien au *sens stricto* est représenté par un alignement structural s'étendant sur plus de 1000 km, des confins algéro-marocains à l'Ouest jusqu'à la limite occidentale des Monts des Aurès à l'Est. Il se compose ainsi des Monts des Ksour, Djebel Amour et Monts des Ouled Naïl (RITTER, 1902). A ces faisceaux, se relaient les Zibane et les Aurès.

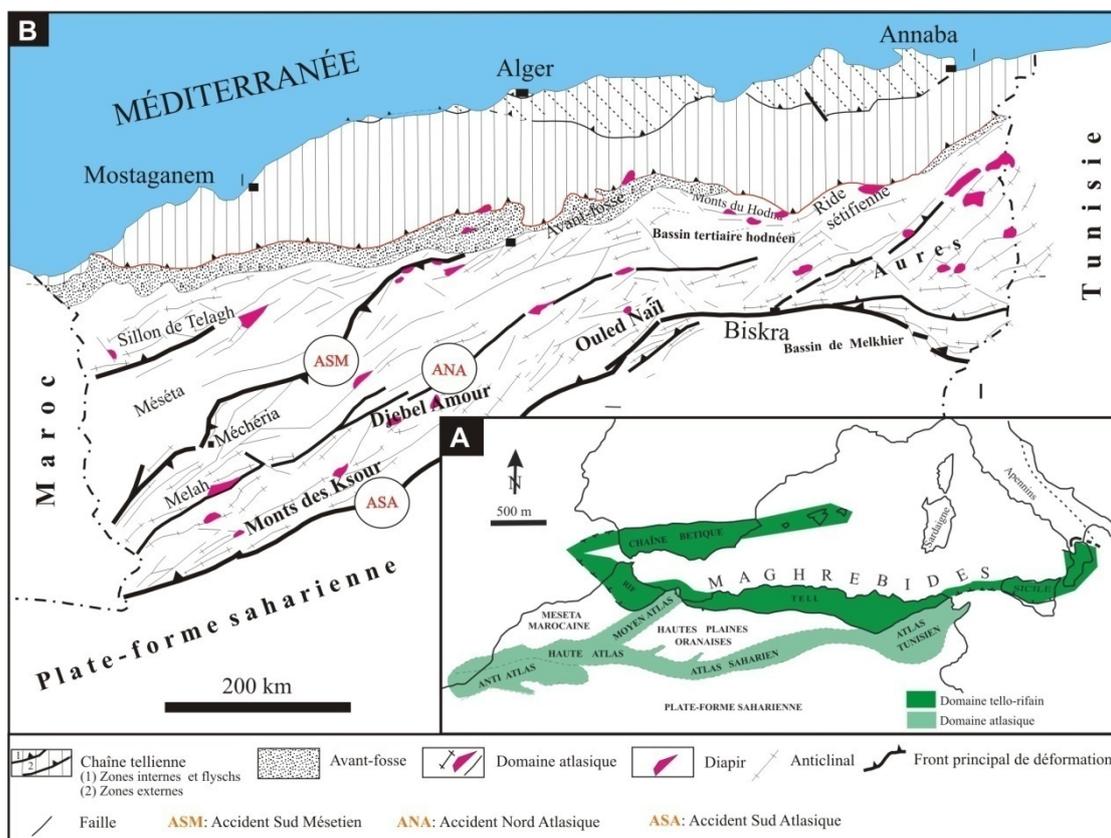


Fig. 5- Situation géographique (A) et limites structurales (B) de l'Atlas Saharien (s.l.) (d'après DURAND-DELGA, 1980 ; BRACENE, 2001, simplifiée).

A. Situation des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)

Faisant partie de la grande barrière orographique de l'Atlas Saharien (s.s.), les Monts des Ksour sont situés à environ 360 km au Sud d'Oran. Ils sont limités au Nord par les Hautes Plaines oranaises, au Sud par la plate-forme saharienne, à l'Est par Djebel Amour et enfin à l'Ouest par le Haut Atlas marocain (fig. 6).

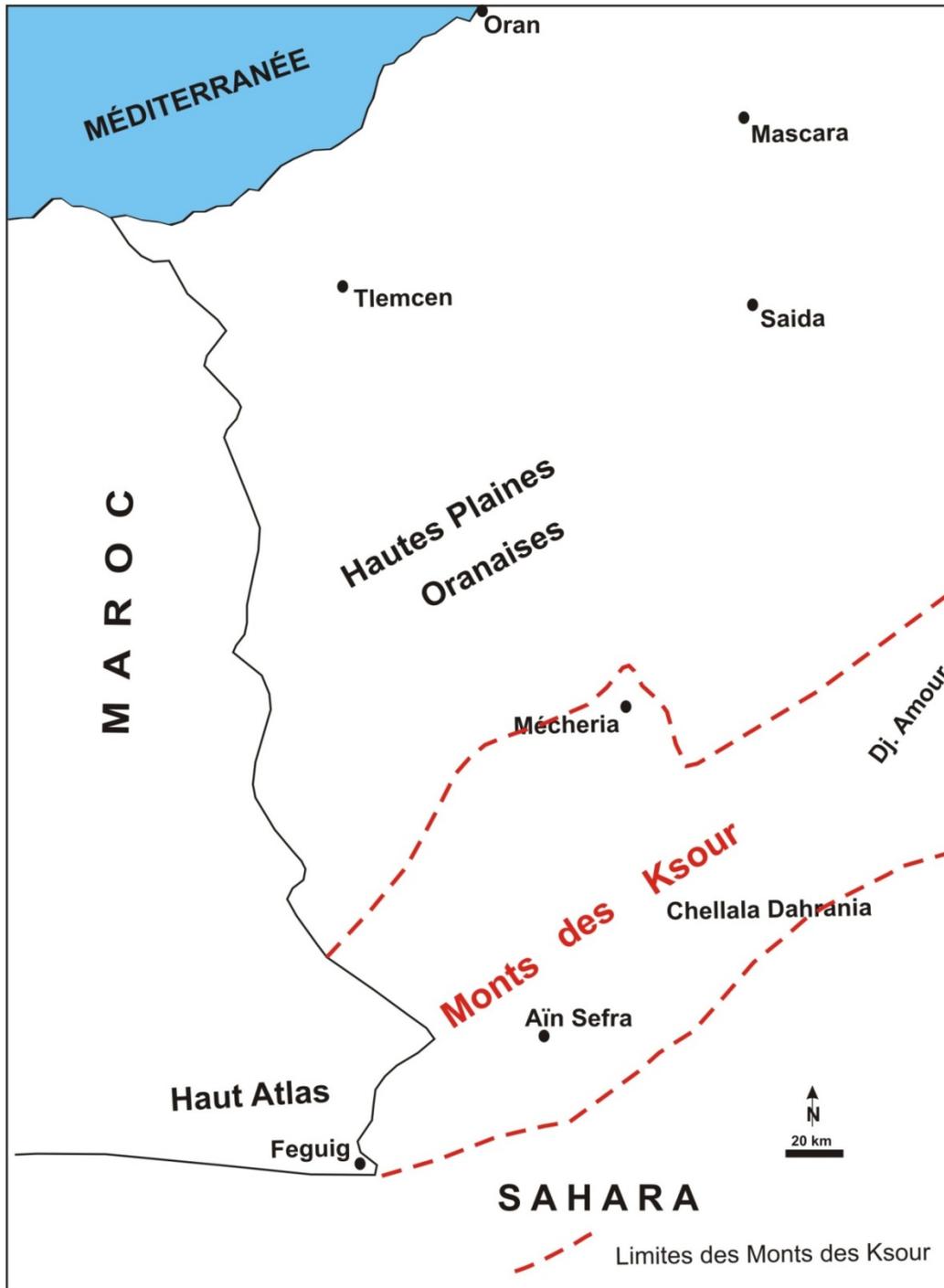


Fig. 6- Situation générale des Monts des Ksour.

B. Situation de Djebel Amour (Atlas Saharien central)

Cette partie de l'Atlas Saharien est limitée au Nord par les Hautes Plaines oranaises, au Sud par la plate-forme saharienne, à l'Est par les Monts d'Ouled Naïl et à l'Ouest par la terminaison orientale des Monts des Ksour (fig. 7).

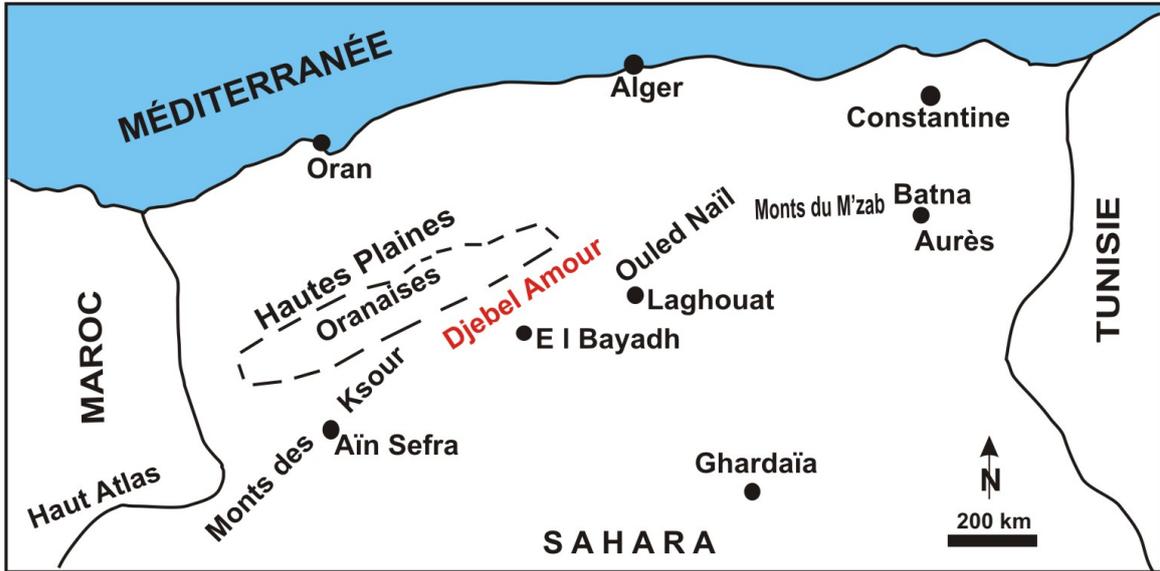


Fig. 7- Situation générale de Djebel Amour.

II. PRESENTATION GEOLOGIQUE DES BASSINS CONSIDERES

Durant le Mésozoïque, les bassins algériens appartenant à la marge nord africaine montrent une évolution spatio-temporelle liée à des contrôles paléostrucuraux et qui provoquent l'individualisation de plusieurs domaines paléogéographiques (MAROK, 1996) dont le domaine atlasique.

A. Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)

1. Au plan structural

Cet édifice montagneux plissé, formé à l'emplacement de bassins intra-plaques plus ou moins subsident (AÏT OUALI, 1991 ; AÏT OUALI & DELFAUD, 1995) est bordé par deux principaux accidents majeurs, à savoir :

-l'accident nord atlasique

Il marque la limite Nord des Monts des Ksour séparant ainsi ces derniers des Hautes Plaines oranaises. Cet accident de direction N45E à N50E (GALMIER, 1970), correspond à une flexure d'origine profonde qui a fonctionné dès le Trias pour séparer une gouttière atlasique et pré-atlasique (CORNET, 1949 ; KAZI-TANI, 1986). Selon GALMIER (1951), l'accident nord atlasique se comporte comme un tracé tectonique discontinu et à changement rapide de direction qui affecte au Nord-Ouest la chaîne depuis Djebel Dough dans les confins algéro-marocains jusqu'à Djebel Antar (Méchéria).

Plus au Nord-Est, il se décale de Djebel Antar où une autre ligne tectonique Est-Ouest le déplace vers l'Est. Au-delà de Djebel Antar l'accident nord atlasique se perd sous les dépôts récents, pour réapparaître plus loin dans le Djebel Nador (Monts de Tiaret) (CARATINI, 1970).

-l'accident sud atlasique

Selon le vocabulaire de LAFFITTE (1939), la « flexure saharienne » est presque continue depuis Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie (sur 2000 km environ) jouant ainsi le rôle principal dans la séparation de l'Atlas Saharien au *sens large* de la plate-forme saharienne. Cet accident orienté SW-NE est né lors de la phase varisque éoviséenne (LEGRANT, 1974) et acquerra une signification paléogéographique à partir du néo-dévonien (KAZI TANI, 1986). Cette structure encore tectoniquement active, consomme une partie du raccourcissement lié à la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie (GUEMACHE & *al.*, 2010). Notons que les Monts des Ksour sont affectés également par une série d'accidents sub-méridiens, à l'exemple des transversales de la Tafna-Magoura et d'Aïn Sefra-Saïda (ELMI, 1978).

Sur le plan d'architecture structurale, les Monts des Ksour montrent un style tectonique plus cassant à l'Ouest et plus souple à l'Est. La tectonique dite souple est représentée par des anticlinaux étroits à flancs redressés et à voûte plus ou moins horizontales séparant de grands synclinaux à fonds généralement plats, plus larges et plus allongés où sont conservés les terrains crétacés (YELLES-CHAUCHE & *al.*, 2001).

D'après DOUIHASNI (1974), la phase majeure qui a structuré le bassin en question a engendré des plis isopaques de direction SW-NE et elle est datée du fini-lutétien-Priabonien (COIFFAIT & *al.*, 1984).

2. Au plan stratigraphique

Le remplissage du bassin des Ksour est constitué de dépôts triasiques et des affleurements jurassiques (à prédominance de carbonates). Durant le Crétacé, les terrains sont représentés par des dépôts essentiellement silico-clastiques (fluviaux et deltaïques) d'âge crétacé inférieur surmontés par les premiers dépôts marins attribués au Crétacé supérieur. Ainsi, durant l'intervalle chronologique cénomanien, une importante transgression cénomanienne envahit le Sahara et pénètre largement le bassin des Ksour (BUSSON & *al.*, 1999 ; GROSHENY & *al.*, 2008 ; GROSHENY & *al.*, 2013). Elle dessine ainsi, deux grandes séquences : CI (Cénomano-Turonien) et CII (Sénonien) corrélables à l'échelle de l'Atlas Saharien (DELFAUD, 1986 ; HARKET & DELFAUD, 2000). D'après la carte géologique de GALMIER (1972) et les travaux de BASSOULLET (1973), les dépôts du Cénomaniens et du Turonien (Unités 21 et 22) forment le terme supérieur de la série plissée mésozoïque. Morphologiquement, les deux unités sont bien séparées ; mais cette limite ne correspond guère à une limite stratigraphique.

Dans ce travail, nous contentons de résumer la série stratigraphique type du bassin considéré tout en invitant le lecteur à consulter les travaux géologiques de références (GALMIER, 1972 ; BASSOULLET, 1973 ; DOUIHASNI, 1976 ; KAZI-TANI, 1986 ; AIT OUALI, 1991 ; MEKAHLI, 1995 ; ELMI & *al.* 1998 ; MEDDAH, 2010). Ainsi, nous distinguons la succession lithostratigraphique, avec de bas en haut :

2.1. Le Trias

Les dépôts attribués classiquement au Trias occupent le cœur des anticlinaux et affleurent à la faveur des diapirs de directions NE-SW et E-W (MEDDAH, 2010). Ces derniers sont constitués par une série sédimentaire comportant des grès rouges continentaux, des silts, des évaporites et des carbonates laguno-continentaux et laguno-marins qui s'étalent jusqu'à l'infra-Lias (LAVILLE & PIQUE ; 1991 ; AIT OUALI, 1991 ; YELLES-CHAOUICHE & *al.*, 2001 ; MEDDAH, 2010). Ce matériel sédimentaire est associé à des dépôts basaltiques témoignant de la présence de l'événement magmatique CAMP (Province Magmatique de l'Atlantique Central) qui conduit à l'ouverture de l'Atlantique central (AIT OUALI & DELFAUD, 1995 ; MEDDAH & *al.*, 2007 ; MEDDAH, 2010).

2.2. Le Jurassique

Dans les Monts des Ksour, les dépôts du Jurassique sont représentés par des faciès marins (BASSOULLET, 1973 ; AIT OUALI, 1991 ; MEKAHLI, 1998) passant vers le haut à des faciès continentaux (BASSOULLET, 1973, DELFAUD, 1975) témoignant du début de la mise en place d'un complexe deltaïque. Ainsi, nous résumons la série lithostratigraphique comme suit :

-au cours du Jurassique inférieur: cet intervalle chronologique présente des variations spectaculaires des faciès et des épaisseurs. Il débute par des carbonates (dolomies et calcaires) passant parfois à des alternances marno-calcaires.

-pendant le Jurassique moyen: la sédimentation se distingue par des faciès carbonatés (Fm Kerdacha, Fm Brèches de Raknet el Kahla et Fm Melah) à la base passant à des faciès silico-clastiques (Fm Téniet El Klakh et Fm Tifkirt) au sommet. Il est à noter que la formation ci-dessus représentée par Fm Djara est diachrone dans plusieurs endroits du bassin.

-durant le Jurassique supérieur: marquée par des nombreuses lacunes sédimentaires, cette période de l'histoire du bassin des Ksour se caractérise par une sédimentation essentiellement silico-clastique (Fm Djara et Fm Aïssa).

2.3. Le Crétacé

A partir de la carte géologique au 1/ 100.000 d'Aïn Séfra (GALMIER, 1972) d'une part et les données stratigraphiques de BASSOULLET (1973) d'autre part, les dépôts rapportés au Crétacé montrent:

-au Crétacé inférieur : la sédimentation est constituée essentiellement de dépôts grésos-argileuses avec présence parfois de bancs dolomitiques vers le sommet (Fm Tiloula, Fm Tiout et Fm Rhelida).

-au Crétacé supérieur : les dépôts sédimentaires débutent par les faciès classiques témoignant de la transgression cénomaniennne qui est généralisée à l'échelle de l'ensemble de l'Atlas Saharien au *sens large*. Cet intervalle géologique comprend des argiles et des dolomies (partie supérieure de Fm Rhelida) surmontées par des argiles à gypses, admettant

quelques bancs de calcaires (Fm M'Daouer). Sur cet ensemble repose des calcaires et des dolomies (Fm Rhoundjaïa) datant du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

2.4. Le Tertiaire

Ce sont généralement des dépôts silico-clastiques, formés essentiellement de dépôts grésos-conglomératiques (unités continentales).

2.5. Le Quaternaire

Il s'agit le plus souvent de faciès sableux (ensembles dunaires, à l'exemple des dunes d'Aïn Séfra).

B. Djebel Amour (Atlas Saharien central)

L'aspect géologique de cette partie de l'Atlas Saharien a été largement discuté par de nombreux auteurs : CORNET (1952), GUILLEMOT & ESTORGES (1981), ABED (1982), MAHBOUBI (1983), KAZI-TANI (1986), BRACENE (2001), HABANI & HADDOUM (2006) et BETTAHAR (2009).

1. Au plan structural

Du point de vue structural, Djebel Amour pris entre les deux accidents majeurs (l'accident nord atlasique et sud atlasique) se caractérise par des plis synclinaux et anticlinaux de grande dimension tantôt très allongés avec des flancs longs et étroits, redressés à voûtes plates (KAZI-TANI, 1986). Ces structures sont allongées suivant une direction NE-SW dans la partie occidentale (à cœur du Crétacé supérieur) et E-W dans la partie Est (BETTATHAR, 2009).

Par ailleurs, la tectonique dite cassante est exprimée dans ce bassin par trois grandes familles d'accidents (GUIRAUD, 1990) :

- une famille d'accidents orientés entre N-S et N60E ;
- une famille d'accidents de direction E-W, dont l'accident le plus important est celui de Bou Saada ;
- une famille d'accidents NW-SE et qui sont assez rares sauf à l'Est d'Aïn Rich.

Notons qu'à titre d'exemple, l'évolution du bassin d'Amour enregistre plusieurs phases tectoniques dont celles évoquées par BETTAHAR & *al.* (2007) dans Djebel El Kohol. Ces auteurs mettent en évidence quatre phases majeures de déformations allant du Crétacé inférieur au Mio-Pliocène. Il s'agit des phases successives suivantes : compressive, transcurrente sénestre, transcurrente dextre et compressive.

2. Au plan stratigraphique

A la différence du bassin des Ksour, la série stratigraphique dans Djebel Amour est formée essentiellement de dépôts dont l'âge est attribué au Crétacé et au Cénozoïque. Dans l'ordre ascendant, nous avons relevé la succession lithostratigraphique suivante :

2.1. Le Trias

Il est représenté par des argiles gypsifères-salifères, admettant des roches volcaniques doléritiques. Ces dépôts apparaissent à la faveur des mouvements profonds ou de réajustements postérieurs.

2.2. Le Jurassique

Les premiers dépôts du Jurassique sont rapportés au Bathonien inférieur, avec la mise en place des faciès argileux silteux et de grès (Fm Teniet El Klakh). Ils sont suivis par une alternance de calcaires oolithiques et bioclastiques, d'argiles et de grès (Fm Tifkirt). Cette dernière observée uniquement dans le secteur d'Es-Somm, passe vers le haut à des grès argileux (Fm Djara). Les dépôts du Jurassique supérieur sont représentés par une alternance gréso-argileuse (Fm Aïssa).

2.3. Le Crétacé

Durant cet intervalle, nous distinguons :

-au Crétacé inférieur : les dépôts sont constitués à la base par une alternance régulière d'argiles et de calcaires bioclastiques, parfois lumachéliques, devenant des argiles gypseuses, avec une succession de bancs de calcaires à aspect des cargneules au sommet (Néocomien). Il s'agit là de Fm Tiloula dont l'âge est attribué au Valanginien par CORNET (1952). Vers le haut, repose une épaisse série argilo-gréseuse (Fm Tiout) qui est datée du Néocomien-Aptien-Albien (pars)(BASSOULLET, 1973).

-au Crétacé supérieur : la sédimentation est représentée à la base par une alternance d'argiles et de calcaires dolomitiques admettant des intercalations gréseuses (Fm Rhelida) passant vers le haut à des marnes gypsifères, avec des intercalations de bancs de calcaires (Fm M'Daouer). Sur cet ensemble se dépose une succession de bancs de calcaires intercalés par quelques passées marneuses d'âge cénomanien supérieur-turonien inférieur (Fm Rhoundjaïa).

2.4. Le Cénozoïque

Il est représenté par des dépôts silico-clastiques essentiellement continentaux et qui sont localement déposés en discordance sur les formations terminales du Mésozoïque. Il s'agit de :

-l'Eocène : il a été défini à Djebel El Kohol, au Sud-Est de Brézina (Fm El Kohol). La récolte d'une riche faune de vertébrés et de charophytes a permis d'attribuer à la Formation d'El Kohol un âge anté-Eocène supérieur (MAHBOUBI, 1983).

-le Miocène-Pliocène : c'est un ensemble cailloutis et poudingues, surmonté par une série argilo-sableuse de couleur rouge. Le tout est coiffé par une dalle de calcaires (Fm Gours).

2.5. Le Quaternaire

Ce sont généralement des faciès continentaux à l'exemple des dépôts fluviaux alluvionnaires et des limons (Fm Hamada).

III. RAPPEL SUR LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN : LIMITE, BIOZONATION ET EVENEMENTS ASSOCIES

A. Limite

La section de Pueblo (Colorado, U.S.A.) située dans le bassin du Western Interior a été proposée pour la première fois comme Global Stratotype Section and Point (G.S.S.P.) de la base du Turonien (limite C/T) lors du deuxième Symposium International du Crétacé à Bruxelles (BENGSTON, 1996). En 2003, la limite inférieure du Turonien sera redéfinie et validée officiellement par l'International Commission on Stratigraphy et l'International Union of Geological Science. Selon KENNEDY & al. (2005), cette limite est marquée par :

- la première apparence (first appearance) des ammonites *Watinoceras devonense* ;
- la première apparence (first appearance) des foraminifères *Helvetoglobotruncana helvetica* ;
- la dernière occurrence (first occurrence) des nannoplancton *Microstaurus chiastius* ;
- la première occurrence (first occurrence) des bivalves *Mytiloides hattini* et *Mytiloides puebloensis*.

Pour le reste des événements caractérisant la limite inférieure du Turonien, et qui sont corrélables à l'échelle globale, nous citons, en particulier l'excursion positive de la courbe isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ durant les événements anoxiques. Ainsi, la diminution des phénomènes d'oxydation entraînent une augmentation du rapport isotopique du carbone dans les eaux océaniques puis dans les sédiments (SCHLANGER & JENKYNS, 1976 ; JENKYNS, 1980).

B. Biozonation

Sur le plan stratigraphique, la biozonation du passage Cénomancien supérieur-Turonien inférieur dans la Province téthysienne (fig. 8) est basée surtout sur la répartition de la macrofaune (ammonites et bivalves) et de la microfaune (foraminifères planctoniques et un degré moins les nannofossiles et les radiolaires). En ce qui concerne la répartition des ammonites, et lors du premier colloque International Symposium on Cretaceous stages boundaries, tenu à Copenhague (1983), il a été proposé comme critère de la limite C/T la base de la zone d'ammonites à *Pseudaspidoceras flexuosum* qui peut être indiquée également par la première occurrence de *Vascoceras proprium* et la base de la zone d'ammonites à *Watinoceras devonense* ou *Watinoceras coloradoense* (BENGSTON, 1996).

Pour les bivalves, la limite C/T sera tracée grâce à la dernière occurrence de l'espèce *Inoceramus pictus* (Cénomancien supérieur) et la première apparition de *Mytiloides* sp.

Enfin, le passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur est marqué sur le plan micropaléontologique par la zone à *Whiteinella archaeocretacea* (BOLLI, 1966) définie à sa base par la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et à son sommet par la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica* (ROBASZYNSKI & CARON, 1995). Dans le cas des radiolaires, plusieurs biozonations ont été proposées (SCHAAF, 1985 ; THUROW, 1988 ; O'DOGHERTY, 1994).

	Ammonites ←	Bivalves ←	Foraminifères planctoniques ←
Turonien	<i>Mammites nodosoides</i>		<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>
	<i>Watinoceras devonense</i>	<i>Mytiloides</i> sp.	
93.5 - -			<i>Whiteinella archaeocretacea</i>
Cénomaniens	<i>Neocardioceras judii</i>	<i>Inoceramus pictus</i>	
	<i>Sciponoceras gracile</i>		
	<i>Metoicoceras mobyene</i>	<i>Inoceramus ginterrensis</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>

Fig. 8- Biozonation du passage Cénomaniens-Turonien (C/T) dans la Province téthysienne (d'après WIGNALL, 1994).

C. Événements associés

Il s'agit des événements à caractère global (SCHLANGER & JENKYNS, 1976) et qui sont associés à l'événement anoxique OAE 2 (Oceanic Anoxic Event 2) appelé aussi CTBE (Cenomanian Turonian Boundary Event) par certains auteurs. Durant le Crétacé, plusieurs événements anoxiques dont les causes ne font pas l'unanimité des scientifiques (WESTERMANN et al., 2010) ont été détectés et dénommés sous le terme d'OAE (Oceanic Anoxic Event). Ces événements à connotation génétique (SCHLANGER & JENKYNS, 1976) correspondent à des périodes de crise d'oxygène dans des océans relativement chauds, permettant ainsi la formation des couches riches en matière organique (black shales) d'une part et l'enregistrement des perturbations importantes du climat et du cycle hydrologique global d'autre part. D'après LECKIE & al. (2002), ERBA, 2004, COCCIONI & al. (2006), la période du Crétacé a enregistré sept (7) événements d'anoxie océanique dont trois (03) sont plus importants et qui sont utilisés à la fois dans le domaine téthysien et Péri-méditerranéen (fig. 9). Il s'agit de :

- les événements OAE1a "Selli", "Goguel" et OAE ? "Renz", "Thalman" "Fallot3" au cours de l'Aptien ;
- les événements OAE1b "Urbino", "Leenhardt", "Monte Nerone", "Paquier", "113", "Jacod" à la limite Aptien-Albien, OAE1c "Amadeus", "Toolebuc" et OAE1d "Pialli", "Breistroffer" durant l'Albien ;

- l'événement OAE 2 "*Bonarelli*", "*Thomel*", "*Bahloul*" à la limite du Cénomaniens-Turonien ;
- l'événement OAE 3 pendant le Coniacien et la base du Santonien.

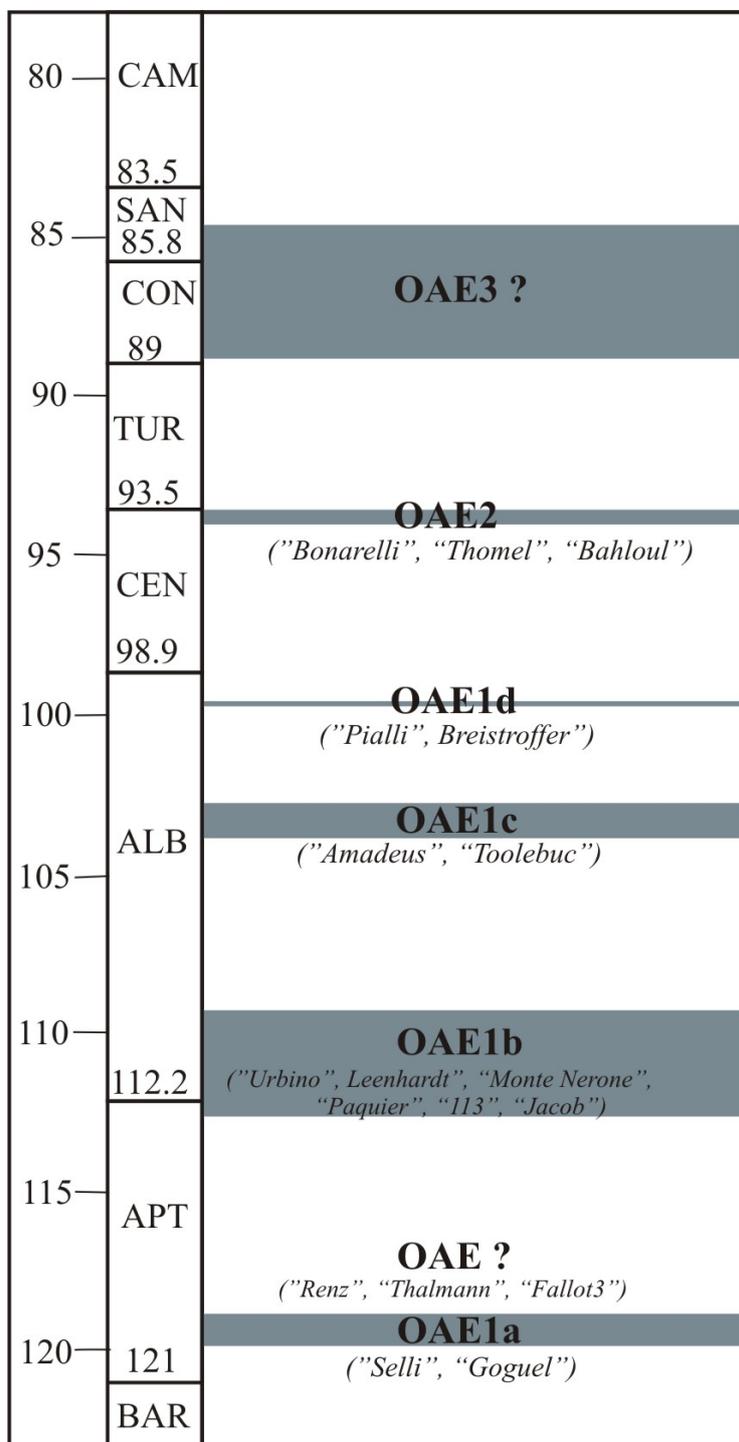


Fig. 9- Répartition des événements d'anoxie océanique (OAE) dans le domaine téthysien et péri-méditerranéen au cours du Crétacé (d'après LECKIE & *al.*, 2002 ; ERBA, 2004 ; COCCIONI & *al.*, 2006).

1. Événement lithologique

Le passage C/T est marqué par le dépôt des horizons noirs, laminés, appelé communément en anglais « black-shales ». Ce dépôt très riche en matière organique, se trouve dans plusieurs bassins du globe et porte différents noms. Nous citons comme exemples : le « *Black Band* » dans le Yorkshire et l'Humberside, pour l'ensemble de la mer de la craie (HART & BIGG, 1981), les « *marnes à Actinocamax plenus* » au sud de l'Angleterre (JEFFERIES, 1962, 1963; JUIGNET, 1980; GALE & *al.*, 1993; PAUL & *al.*, 1999), le niveau appelé « *Livello Bonarelli* » dans le bassin d'Ombrie-Marches en Italie centrale (ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982), le niveau « *Thomel* » dans le bassin Vocontien en France (THOMEL, 1969; CRUMIERE, 1991; MOREL, 1998; GROSHENY & *al.*, 2006) et enfin la « *Formation de Bahloul* » dans l'Oued Bahloul en Tunisie (BUROLLET, 1956; ROBASZYNSKI & *al.*, 1990; BUROLLET & ROBASZYNSKI, 1991; CARON & *al.*, 2006; Reolid & *al.*, 2015).

2. Événement biologique

Dans le même passage, une crise biologique a entraîné l'extinction de nombreuses espèces causant ainsi la réduction de la diversité mondiale de plusieurs groupes de foraminifères benthiques et planctoniques (JARVIS & *al.*, 1988; KAIHO, 1994; PERYT & LAMOLDA, 1996; TUR, 1996 ; GROSHENY & MALARTRE, 1997), de nannoplanctons calcaires (LECKIE & *al.*, 2002), d'ostracodes (BABINOT & *al.*, 1998), de radiolaires (ERBACHER & THUROW, 1997; O'DOGHERTY & GUEx, 2002), de rudistes à tests aragonitiques (JOHNSON & KAUFFMAN, 1990; PHILIP & AIRAUD-GRUMIERE, 1991; STEUBER & LÖSER, 2000) et d'ammonites (ELDER, 1989 ; HIRANO & *al.*, 2000). A titre d'exemple, dans le bassin l'Intérieur-Ouest (USA), l'extinction a touché 79 % d'espèces macro-invertébrés (HARRIES & LITTLE, 1999) et 74 % d'espèces d'ammonoïdes (ELDER, 1989).

3. Événement géochimique

Ce dernier événement correspond surtout aux deux anomalies isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ (SCHLANGER & JENKYNS, 1976 ; JENKYNS, 1980 ; PRATT, 1985 ; HILBRECHT & HOEFS, 1986 ; SCHLANGER & *al.*, 1987 ; GALE & *al.*, 1993 ; ACCARIE & *al.*, 1996 ; ERBACHER & *al.*, 1996 ; KELLER & *al.*, 2004 ; TSIKOS & *al.*, 2004 ; JARVIS & *al.*, 2006 ; VOIGT & *al.*, 2006, PROKOPH & *al.*, 2013). En plus, des concentrations anormalement élevées, en éléments traces (Ir, Sc, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, Pt et Au) ont été également enregistrées au passage C/T.

Deuxième chapitre : **STRATIGRAPHIE**

I. INTRODUCTION

Dans ce chapitre de stratigraphie, plusieurs sections ont été levées pour essayer d'affiner l'âge de la Formation de Rhoundjaïa et de suivre son évolution spatio-temporelle. Reposant en concordance sur la formation dite de M'Daouer, la formation étudiée ici présente un intérêt particulier pour caractériser le passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur dans l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour) et central (Djebel Amour).

II. FORMATION DE RHOUNDJAÏA : DEFINITION, LIMITES ET AGE

A. Définition

Cette formation a été définie par BASSOULLET (1973), au niveau du synclinal de Djebel Rhoundjaïa de Tiout, à l'Est d'Aïn Séfra (Monts des Ksour). Elle est représentée par un ensemble calcaireo-dolomitique, admettant parfois des inter-bancs marneux. Dans cette région où elle a été définie pour la première fois, la « Formation de Rhoundjaïa » ou « Khoundjaïa » selon le vocabulaire de certains auteurs correspond à une unité lithologique formée essentiellement par deux corniches calcaires intercalées par une combe marneuse (GALMIER, 1972, DOUIHASSNI, 1976 ; BENADLA et *al.*, 2012). Pour CORNET (1952). Cet ensemble désigne géomorphologiquement une corniche calcaire appelée la « falaise turonienne ». Par ailleurs, dans l'Atlas Saharien central (Djebel Amour), ladite unité lithologique prend la forme d'une puissante muraille calcaire décrite par MAHBOUBI (1983) et RERBAL (2008). C'est la « Haute muraille crétacé » de FLAMAND (1911).

B. Limites

Dans la localité type de Djebel Rhoundjaïa de Tiout et dans l'ensemble de l'Atlas Saharien occidental et central, la Formation de Rhoundjaïa repose en concordance sur les argiles gypseuses de la Formation de M'Daouer. La limite inférieure correspond donc à une discontinuité coupure indiquant un changement de faciès et de milieu de dépôt (MAROK, 1996). Par contre, la limite supérieure reste indéterminée à cause de la discontinuité et le manque des éléments de datation des dépôts sus-jacents.

C. Age

De part la limite Cénomanién-Turonien qui reste mal placée et sujet de discussion (GALMIER, 1972 ; BENADLA & *al.*, 2012), la « Formation de Rhoundjaïa » est relativement bien datée. Dans l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour), la première barre calcaire (membre inférieur) a été attribuée au Cénomanién supérieur grâce à la découverte par COQUAND (1862) de quelques exemplaires de *Néolobites maresi*.

Pour CORNET (1952) et sans donner des preuves paléontologiques fiables, la « Formation de Rhoundjaïa » est d'âge cénomanien supérieur-turonien. Enfin, BASSOULLET (1973), lui attribua un âge cénomanien supérieur-turonien inférieur, en s'appuyant sur la récolte des *Vascoceras* cf. *gamai*.

Par ailleurs, dans l'Atlas Saharien central (Djebel Amour), le sommet du membre inférieur (calcaires marneux) de la section de Djebel El Kohol a livré des *Vascoceras* indiquant le passage C/T (MAHBOUBI, 1983). Le membre supérieur représenté essentiellement par des calcaires dolomitiques est daté du Turonien inférieur grâce à la découverte du faune d'oursins (*Petalobrissus* ? aff. *ghazirensis*) (MAHBOUBI, 1983). Dans la même localité, les travaux récents de RERBAL (2008) et RERBAL & al. (2009) ont permis de bien dater la « Formation de Rhoundjaïa » d'une part et de tracer pour la première fois la limite du Céno-manien-Turonien d'autre part. Ainsi, le membre inférieur de la « Formation de Rhoundjaïa » est daté du Céno-manien supérieur (*Vascoceras* gr. *gamai-cauvini* et *V. gamai-cauvini*). Le membre supérieur est d'âge turonien inférieur (*Fikaites* sp. et *Pseudotissotia* sp.). A partir des différentes ammonites récoltées dans les deux membres et les données micropaléontologiques basées, en particulier sur la répartition des foraminifères planctoniques (*Whiteinella*, *Heterohelix* et *Hedbergella*), la limite du Céno-manien supérieur-Turonien inférieur a été tracée pour la première fois dans l'Atlas Saharien central (RERBAL, 2008).

III. LITHOSTRATIGRAPHIE ET ELEMENTS DE DATATION

Afin de décrire les caractéristiques bio-lithostratigraphiques de la « Formation de Rhoundjaïa », six (06) sections ont été levées en détail d'Ouest vers l'Est. Il s'agit de quatre (04) sections dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et deux sections dans Djebel Amour (Atlas Saharien central). Chaque section sera subdivisée selon les critères sédimentologiques et paléontologiques en membres et en termes.

Comme nous l'avons déjà évoqué précédemment, la nomenclature des formations rencontrées çà et là est adaptée de celle de BASSOULLET (1973) utilisée dans les Monts des Ksour.

A. Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)

Pour les quatre (04) sections des Monts des Ksour, trois ont été levées dans la partie centrale, de part et d'autre de l'anticlinal de Djebel Chemarikh (figs. 10A et B). Il s'agit de l'Ouest vers l'Est :

- la section de Rhoundjaïa (Rh) levée au niveau du synclinal de Djebel Rhoundjaïa d'Aïn Ouarka;
- les sections de M'Daouer (Md) et (Mdt) levées dans le synclinal de Djebel El M'Daouer.

A noter que la qualité de l'enregistrement sédimentaire dans cette localité des Monts des Ksour, nous a incité à considérer les trois sections comme étant des sections de références pour l'étude du passage Céno-manien-Turonien.

Par ailleurs, la quatrième section considérée a été levée dans la partie orientale des Monts des Ksour. C'est la section de Chellala Dahrania (Ch) (figs. 11A et B).

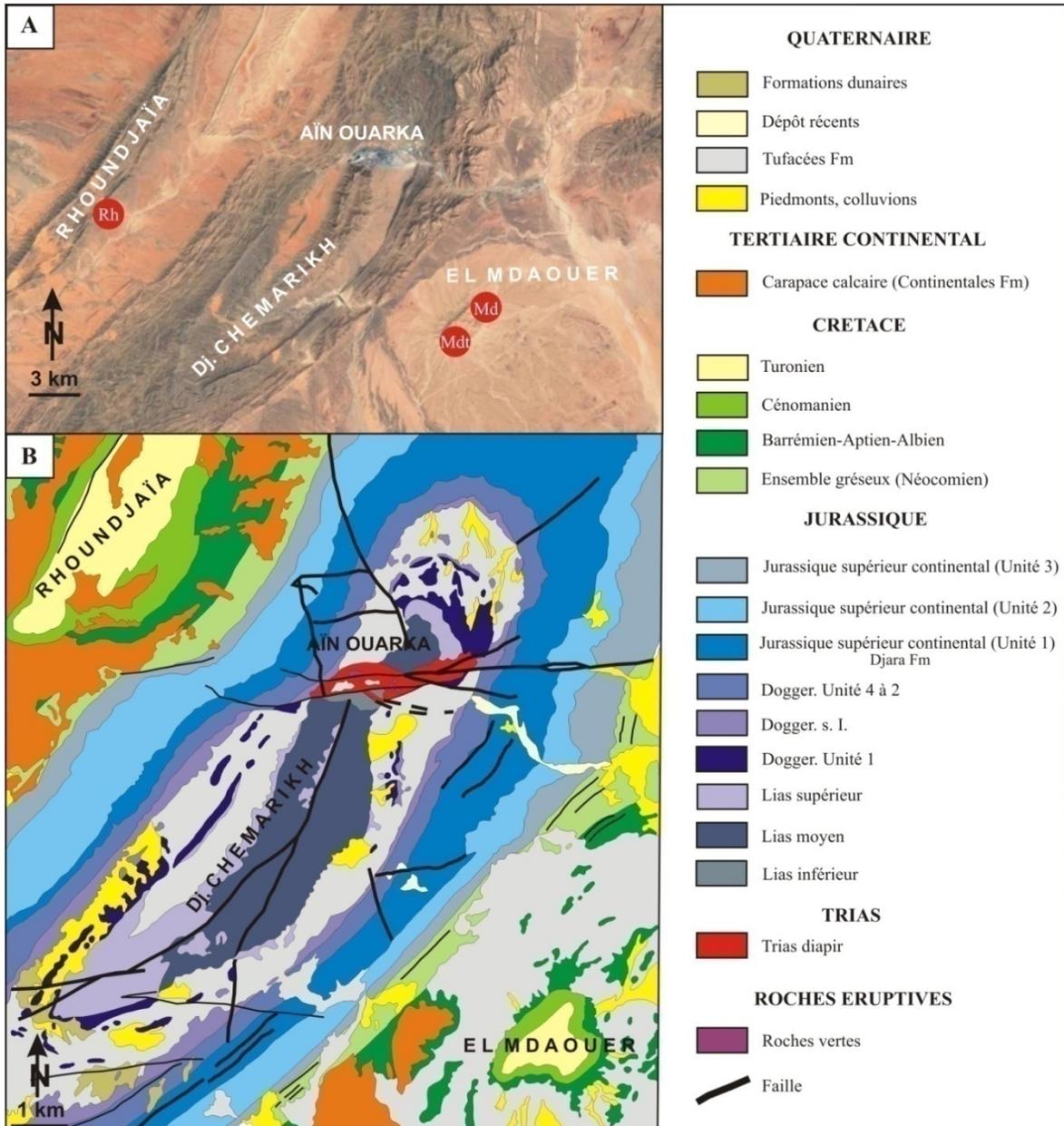


Fig. 10 – Contexte géographique et géologique de la partie centrale des Monts des Ksour (d'après GALMIER, 1972). **A** : Localisation des sections considérées (Google Earth). **B** : Carte géologique de la région d'étude.

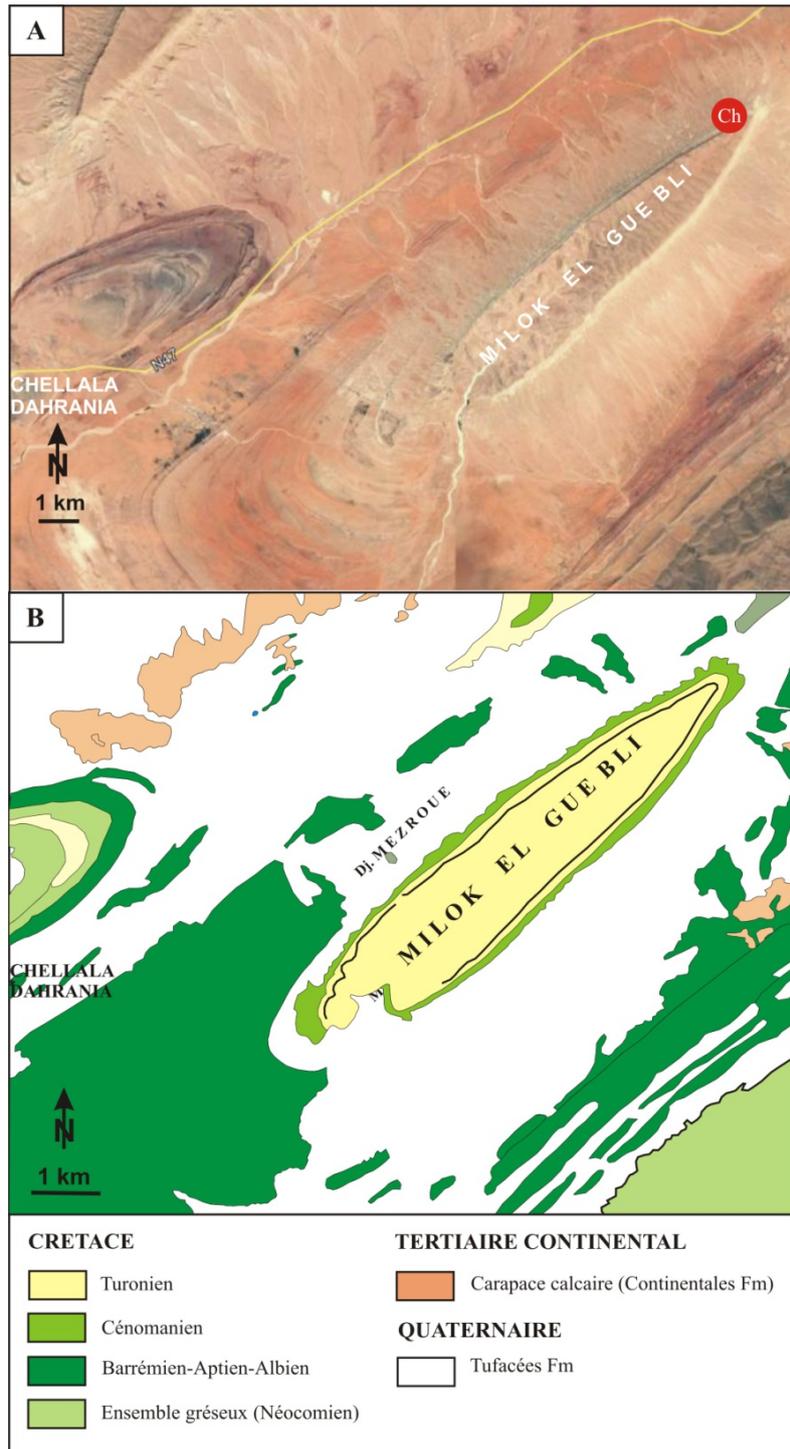


Fig. 11 – Contexte géographique et géologique de la partie orientale des Monts des Ksour (d’après GALMIER, 1972). **A** : Localisation de section considérée (Google Earth). **B** : Carte géologique de la région d’étude.

1. Section de Djebel Rhoundjaïa (Rh)

Elle se situe à 60 km à l’Ouest d’Aïn Séfra, sur la route menant à hammam d’Aïn Ouarka. Elle a été levée sur l’extrémité Sud-Ouest du synclinal selon une direction SSW-NNE (fig. 10A).

Dans l'ensemble des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental), la section de Djebel Rhoundjaïa présente un intérêt particulier pour l'étude du passage Cénomanién-Turonien (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969 ; GALMIER, 1972 ; BASSOULLET, 1973 ; MAROK & *al.*, 2009 ; BENADLA & *al.*, 2012).

1.1. Description

Cette section correspond en réalité à des barres formant deux corniches géomorphologiquement repérables (fig. 12). C'est la « Formation de Rhoundjaïa » (Ep= 58.15 m) qui peut être subdivisée en trois membres lithologiquement bien distincts (fig. 13):

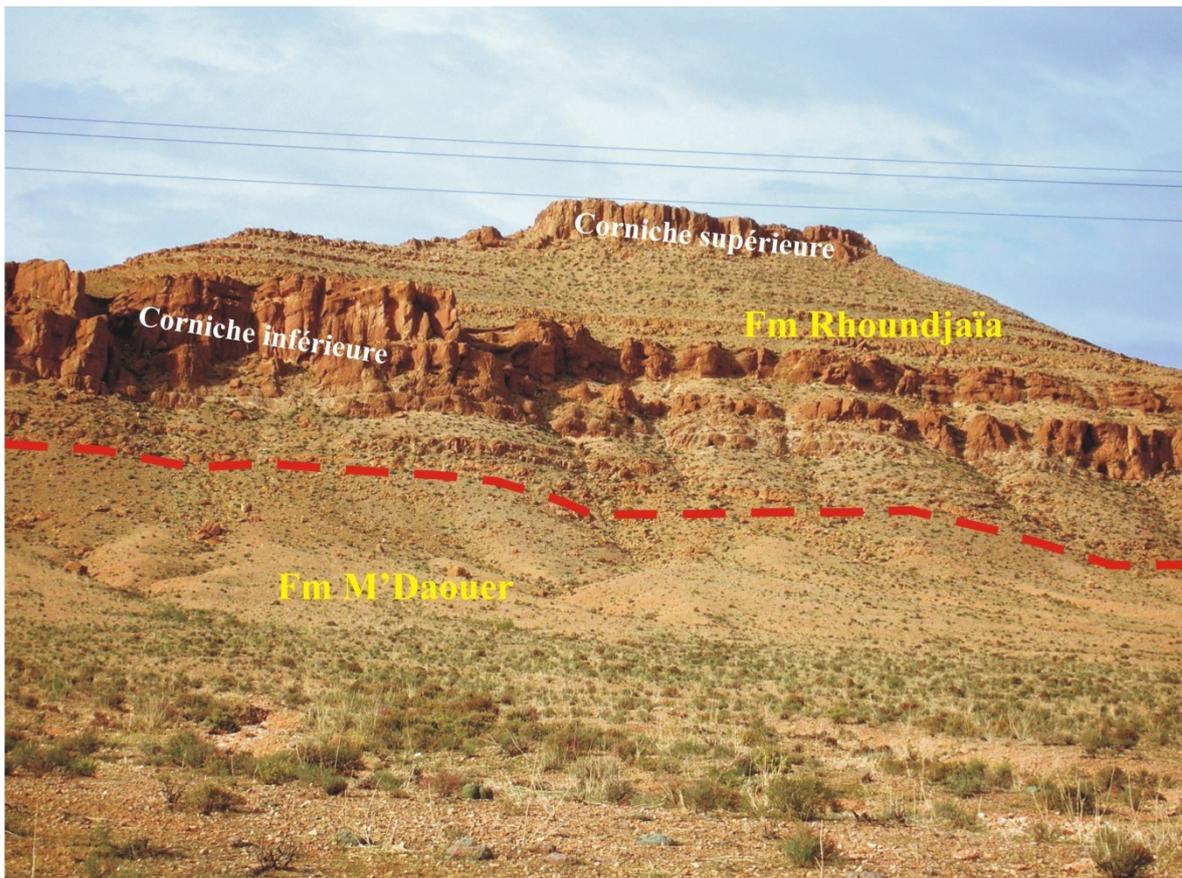


Fig. 12- Vue panoramique de la succession de Djebel Rhoundjaïa.

-Membre inférieur (Rh-1 à Rh-15, Ep = 24,25 m)

Reposant sur des argiles gypseuses à quelques intercalations de calcaires et de calcaires dolomitiques (Fm M'Daouer), ce membre essentiellement bioclastique et bioturbé comprend de bas en haut :

- 5,90 m (Rh-1 à Rh-5): ce sont des bancs décimétriques à métriques de calcaires blanchâtres, essentiellement micritiques, affectés par une légère bioturbation à la base.
- 1,65 m (Rh-6 à Rh-9): il s'agit de bancs décimétriques de calcaires légèrement bioclastiques. Le dernier banc est affecté par des stylolithes verticaux.

- 16,70 m (Rh-10 à Rh-15): c'est des bancs massifs, séparés le plus souvent par des diastèmes. Ce sont des calcaires blanchâtres à jaunâtres, bioclastiques (fig. 13A) et affectés par une intense bioturbation.

Dans certains bancs, nous avons constaté la présence des traces de terriers (*Thalassinoides* et *Planolites*).

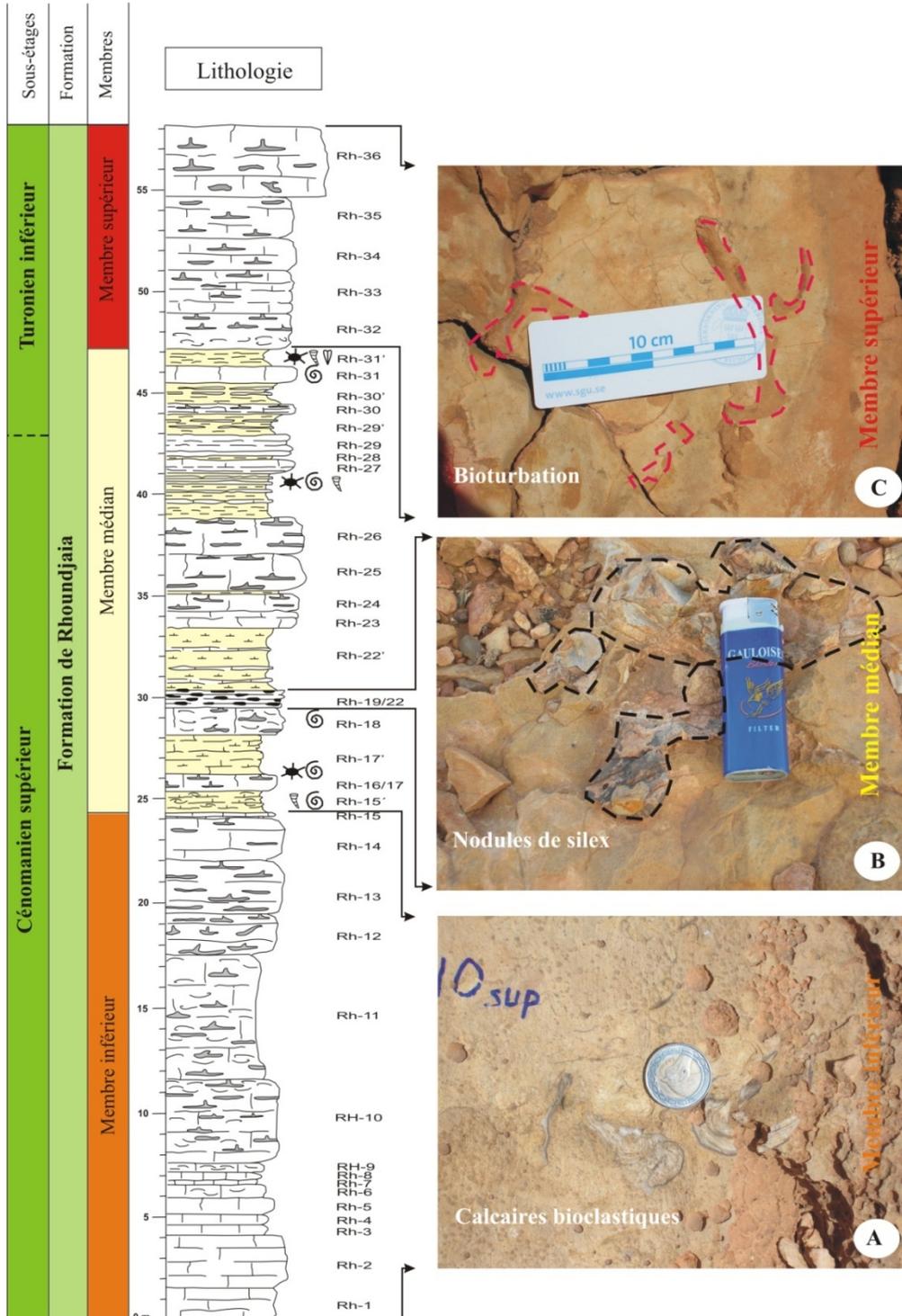


Fig. 13 – Succession lithostratigraphique de la section Djebel Rhoundjaïa.

-Membre médian (Rh-15' à Rh-31', Ep = 23.30 m)

Ce membre représenté par des combes marneuses et des barres de calcaires comprend la succession lithostratigraphique suivante (fig. 14) :



Fig. 14 – Membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa).

• 5,20 m (Rh-15' à Rh-19): alternance de calcaires blanchâtres et de marnes avec quelques niveaux grumeleux riches en oursins (principalement *Holaster subglobosus*, *Mecaster pseudofournelli* (fig. 15A), *Hemiasster syriacus* et quelques *Prionocidaris granulostriata*)(fig. 15B), ammonites (*Vascoceras gamai* et *Vascoceras* sp.) et en gastéropodes (*Tylostoma* sp.)(fig. 15C). Les niveaux carbonatés parfois bioturbés correspondent à des biomicrites.

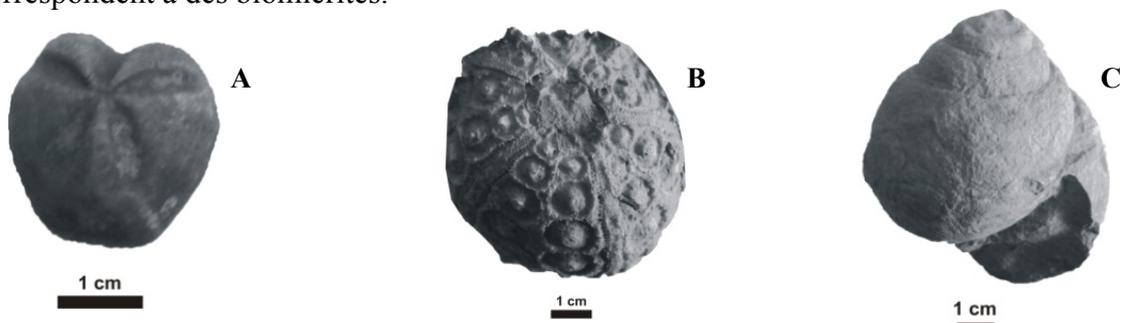


Fig. 15- Macrofaune récoltée dans le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa). A : *Mecaster pseudofournelli*; B : *Prionocidaris granulostriata* ; C : *Tylostoma* sp.

- 6,80 m (Rh-27 à Rh-31') : alternance rapprochée de bancs décimétriques de calcaires légèrement bioclastiques et des inter-bancs décimétriques à métriques de marnes. Le dernier inter-banc admet des niveaux centimétriques grumeleux contenant des traces de terriers et une macrofaune souvent mal conservée (oursins, gastéropodes et bivalves).
- 0,70 m (Rh-20 à Rh-22) : il s'agit de trois bancs décimétriques de calcaires à nodules de silex (fig. 13B).
- 10,60 m (Rh-22' à Rh-26') : alternance de bancs décimétriques à métriques de calcaires et des combes marneuses à des passées grumeleuses souvent très riches en gastéropodes, ammonites (*Vascoceras gamai*) et des traces de terriers. Les bancs de calcaires sont bioturbés.

-Membre supérieur (Rh-32 à Rh-36, Ep = 10,60 m)

Ce membre se distingue par des bancs massifs (fig. 16) de calcaires légèrement bioclastiques et très bioturbés (fig. 13C). Notons que la bioturbation enregistrée le long des calcaires présente un degré d'intensité. Elle est faible à la base, ensuite elle devient modérée à intense vers le sommet.



Fig. 16 – Membre supérieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa).

1.2. Datation

Au niveau de cette section, l'âge de la Formation de Rhoundjaïa est fondé dans un premier temps sur les arguments paléontologiques récoltés sur le terrain. Ainsi, les quelques exemplaires d'ammonites (*Vascoceras gamai* et *Vascoceras* sp.) déterminés dans les niveaux Rh-15', Rh-18', Rh-26' et Rh-29 indiquent le Cénomaniens supérieur. Par contre, les ammonites récoltées dans le banc RH-31 et corrélées avec les deux sections de Djebel M'Daouer donnent un âge Turonien inférieur.

Dans un second temps, nous ferons appel aux arguments micropaléontologiques basés, en particulier sur les foraminifères pour identifier les biozones probables d'une part et tracer la limite du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur d'autre part.

2. Sections de Djebel M'Daouer

D'environ 2 km de diamètre, Djebel El M'Daouer est un relief tabulaire isolé au milieu d'une vaste plaine entre l'anticlinal de Chemarikh au NW et la chaîne de Djebel Messitir au SE (fig. 10A). Il s'agit d'un synclinal perché arrondi (d'où le nom El M'Daouer en arabe = rond en français) (fig. 10B).

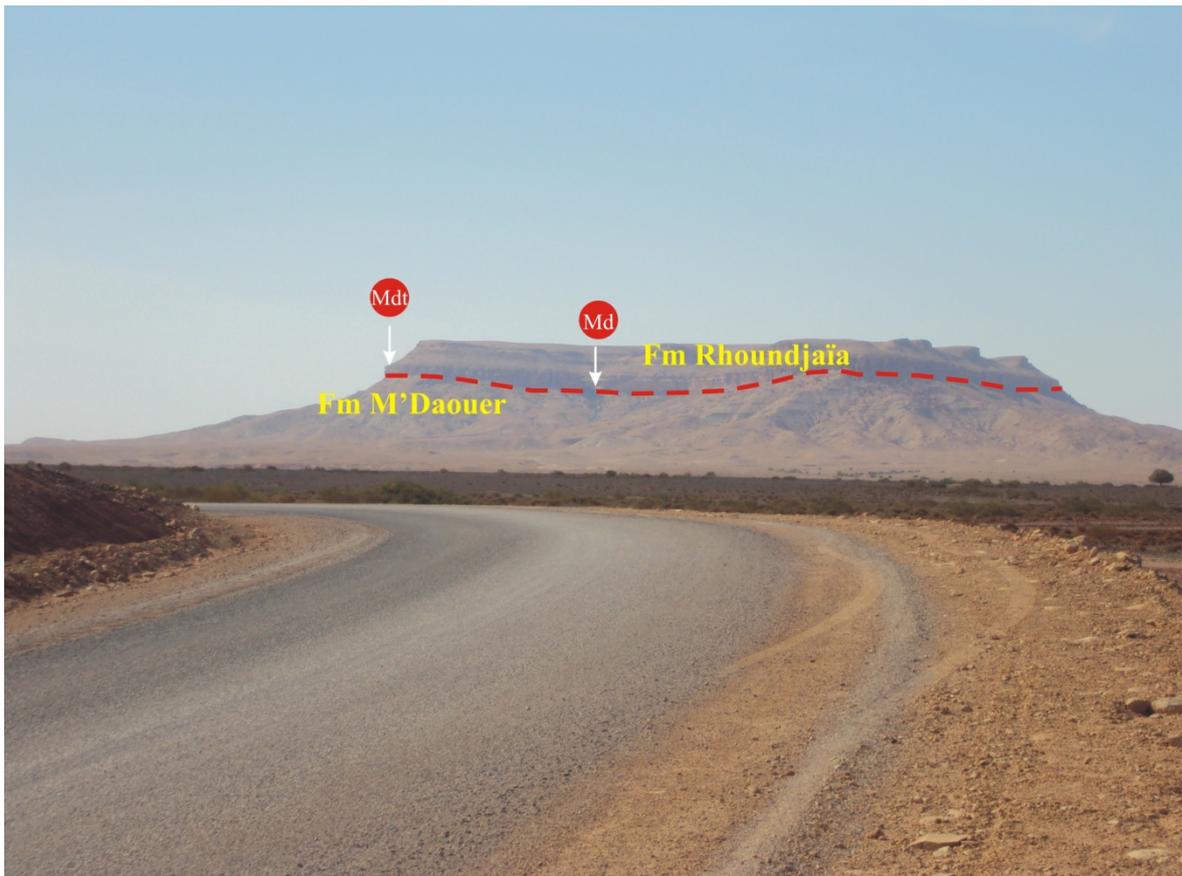


Fig. 17- Vue panoramique de Djebel M'Daouer et l'emplacement des deux sections considérées.

2.1. Section de Djebel M'Daouer 1(Md)

La première section de Djebel M'Daouer a été levée sur le flanc Sud-Est (fig. 18). C'est une section identique à celle décrite par BASSOULLET (1973, p. 361).

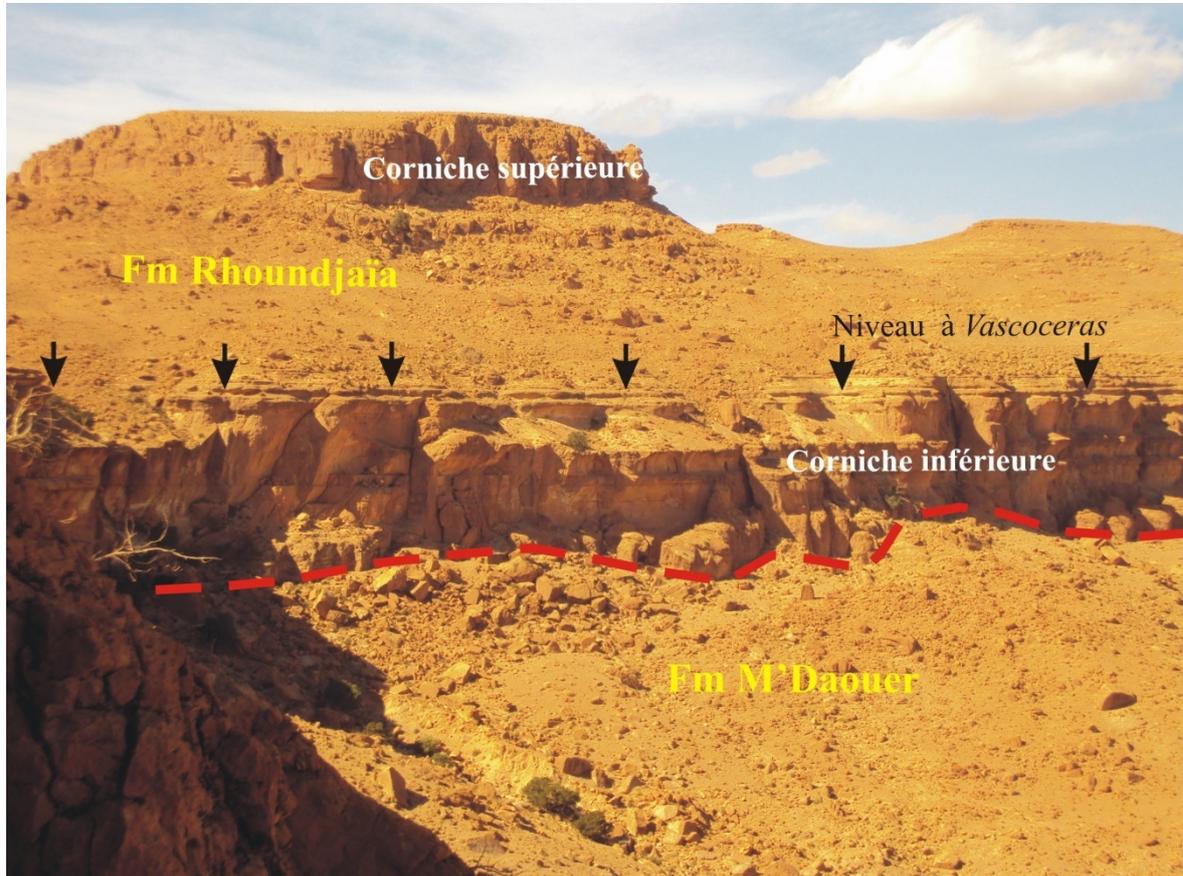


Fig. 18- Vue panoramique de la succession de Djebel M'Daouer 1.

2.1.1. Description

Comme le montre la figure 18, cette section de 64,40 m d'épaisseurs est formée de deux grandes corniches calcaires, séparées par des combes marneuses. Il s'agit de la « Formation de Rhoundjaïa » qui montre dans l'ordre ascendant, la succession de trois membres (fig. 19).

-Membre inférieur (Md-1 à Md-8, Ep = 31,40 m)

Au dessus des marnes versicolores (fig. 20A) à gros bancs gypseux (fig. 20B) de la « Formation de M'Daouer » repose en concordance le premier membre de la « Formation de Rhoundjaïa ». Ce membre inférieur correspond à des bancs massifs séparés parfois par des diastèmes (fig. 19A). Il s'agit des bancs de calcaires micritiques et bioclastiques, affectés par une bioturbation visible à l'œil nu. Vers le haut, le membre inférieur se termine par deux bancs noduleux très riches en oursins et en ammonites (fig. 19B) : *Vascoceras* cf. *cauvini*, *V. gamai*, *V. sp.* et *Neolobites vibrayeanus* (fig. 21).

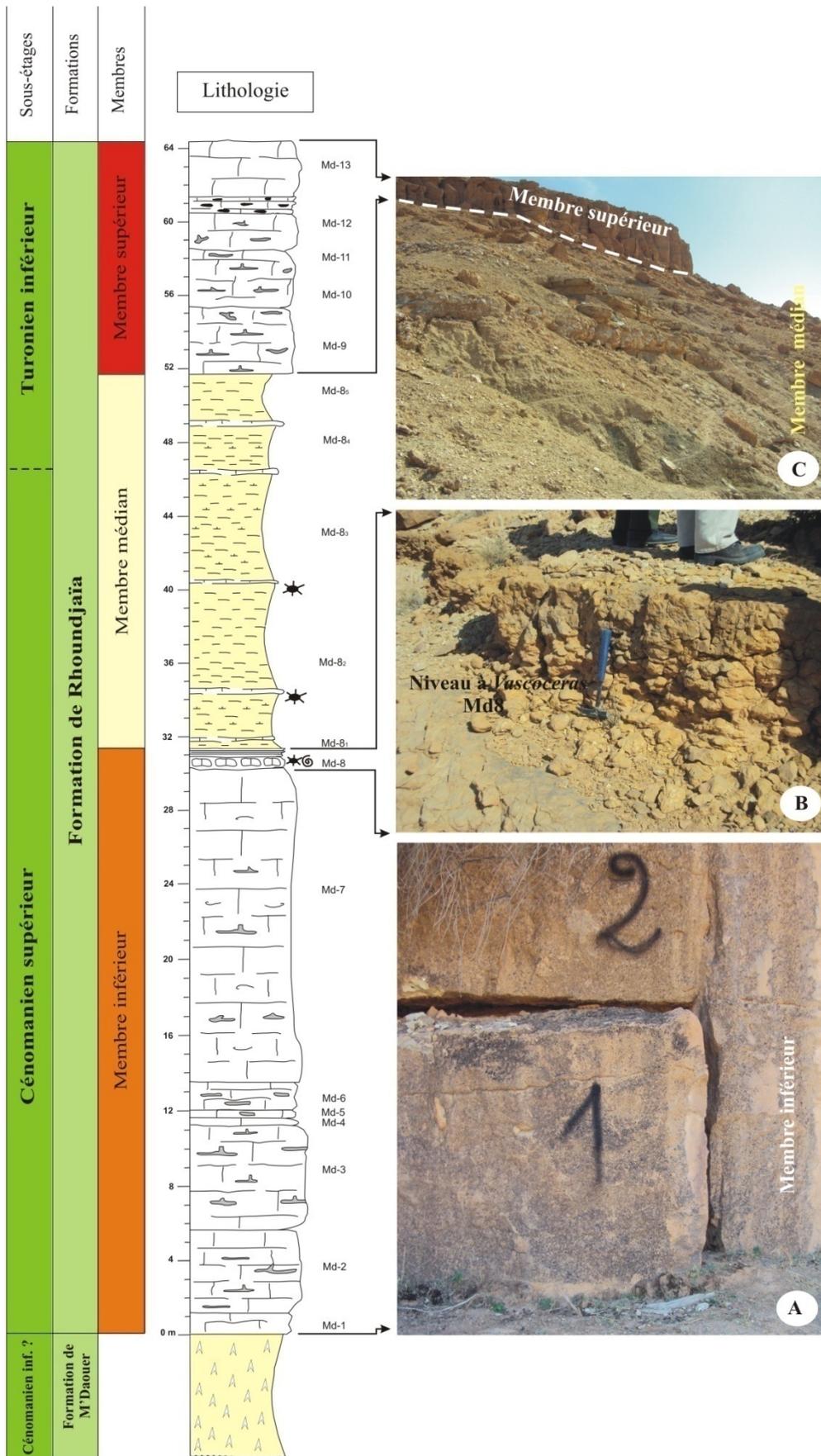


Fig. 19– Succession lithostratigraphique de la section de Djebel M'Daouer 1.

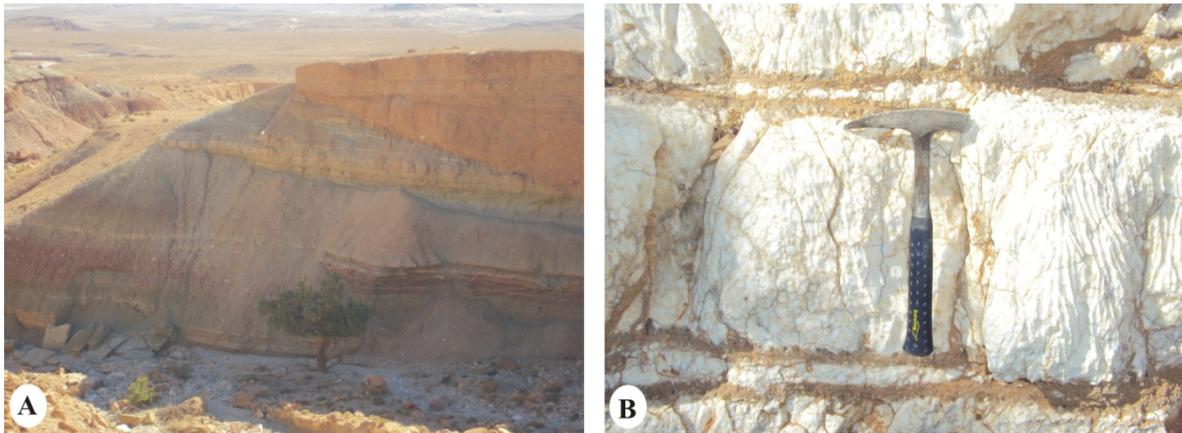


Fig. 20– Formation de M'Daouer (section de Djebel M'Daouer 1, Monts des Ksour).
A : Marnes versicolores chenalisées, **B** : Bancs stratifiés de gypses

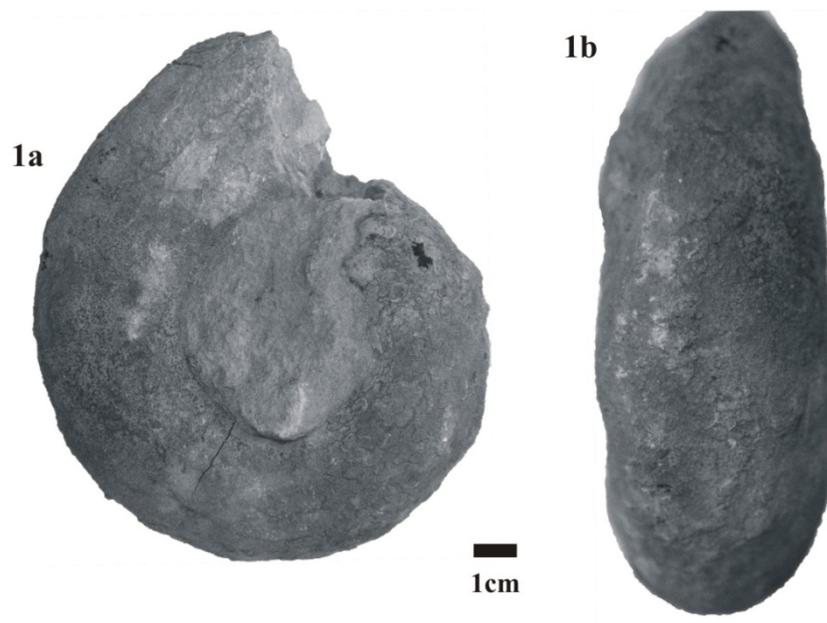


Fig. 21– Un exemplaire de *Vascoceras* cf. *cauvini* caractérisant le niveau repère à *Vascoceras*.

-Membre médian (Md-8₁ à Md-8₅, Ep = 20,20 m)

Ce membre est formé essentiellement de combes marneuses admettant des bancs discontinus, centimétriques à décimétriques de calcaires marneux riches en oursins irréguliers (*Mecaster pseudofournelli*).

-Membre supérieur (Md-9 à Md-13, Ep = 12, 80 m)

Représenté par des bancs massifs, ce membre correspond à la corniche supérieure de Djebel M'Daouer. Il comprend de bas en haut :

- 9,20 m (Md-9 à Md-12): bancs massifs de calcaires bioturbés ayant les mêmes caractéristiques que le membre supérieur de Djebel Rhoundjaïa. Vers le sommet, viennent des bancs décimétriques de calcaires à nodules de silex.
- 3,60 m (Md-13): banc massif de calcaire micritique.

2.1.2. Datation

Sur la base des ammonites récoltées, en particulier les *Vascoceras* (*Vascoceras* cf. *cauvini*, *V. gamai*, *V. sp.*) et les *Neolobites* (*Neolobites vibrayeanus*) d'une part et les données microplaéontologiques d'autre part, nous avons pu attribuer à la Formation de Rhoundjaïa un âge cénomanien supérieur–turonien inférieur. Contrairement à BASSOULLET (1973, p. 362), nous avons placée la limite Céno-manien/Turonien au niveau du membre médian. L'emplacement de ladite limite sera discuté en détail dans la partie biostratigraphie.

2.2. Section de Djebel M'Daouer 2 (Mdt)

Cette seconde section de Djebel M'Daouer a été levée sur le flanc Sud (fig. 22). Elle sera considérée dans ce travail de recherche comme étant la section de référence pour étudier les caractéristiques sédimentologiques et évaluer le potentiel pétrolier de la « Formation de Rhoundjaïa ».



Fig. 22 - Vue panoramique de la succession de Djebel M'Daouer 2.

2.2.1. Description

Avec une épaisseur totale 58,60 m, cette section de Djebel M'Daouer 2 est subdivisée en trois membres géomorphologiquement repérables. Ainsi, on distingue de bas en haut (fig. 23):

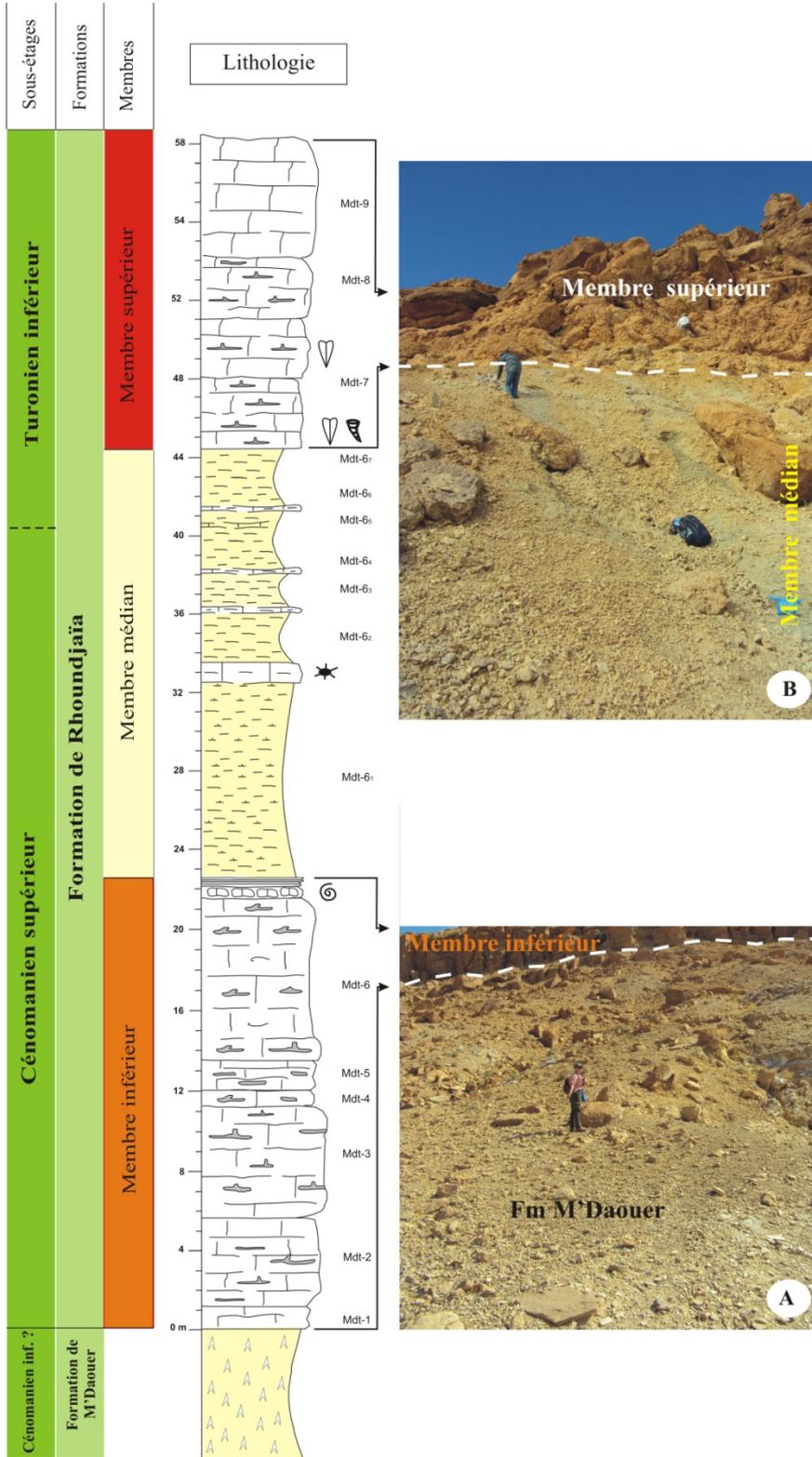


Fig. 23– Succession lithostratigraphique de la section de Djebel M'Daouer 2.

-Membre inférieur (Mdt-1 à Mdt-6, Ep = 22,40 m)

Comme la section précédente, le premier membre de la Formation de Rhoundjaïa repose en continuité stratigraphique sur de la Formation de M'Daouer (fig. 23A). Il s'agit des bancs massifs de calcaires micritiques, bioclastiques, affectés par une légère bioturbation. Au sommet des bancs massifs, viennent deux bancs noduleux très riches en oursins et en ammonites. Nous avons récolté des oursins représentés principalement par *Mecaster pseudofournelli* et des ammonites (*Vascoceras* cf. *cauvini*, *V. gamai*, *V. sp.*).

-Membre médian (Mdt-6₁ à Mdt-6₈, Ep = 21,60 m)

Il s'agit de combes marneuses admettant des bancs discontinus, centimétriques à décimétriques de calcaires marneux riches en oursins irréguliers (*Hemiaster fournelli*) et en quelques exemplaires d'ammonites (fig. 23B).

-Membre supérieur (Mdt-9 à Mdt-13, Ep = 14,60 m)

Il est constitué de bancs massifs de calcaires micritiques et bioturbés à la base, passant à des calcaires légèrement bioclastiques vers le sommet. Notons que la base de ce membre, nous a livré des bivalves et des gastéropodes qui seront déterminés ultérieurement (fig. 24).

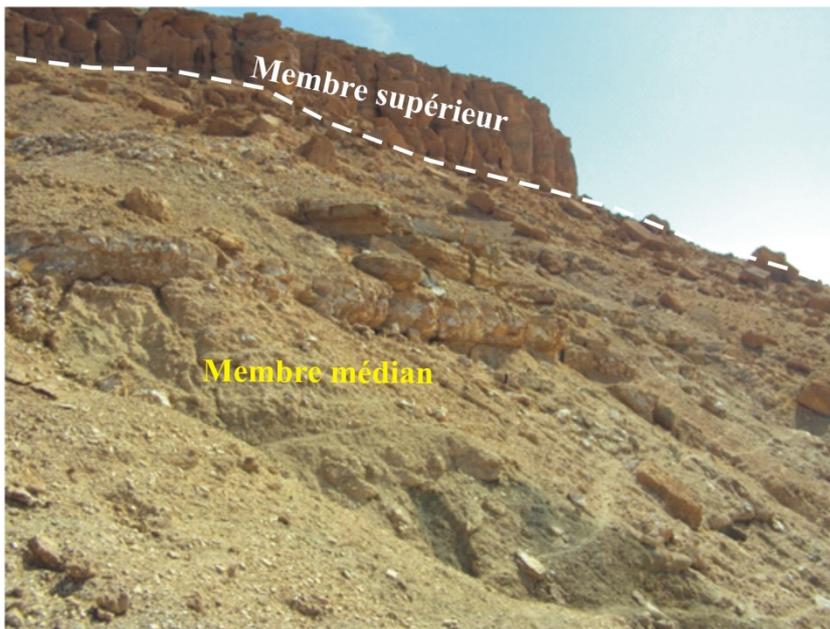


Fig. 24– Vue panoramique du membre supérieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2).

2.2.2. Datation

Pour dater la Formation de Rhoundjaïa, nous avons fait appel aux mêmes arguments paléontologiques utilisés dans la section de Djebel M'Daouer 1. Ainsi, la macrofaune représentée essentiellement par les ammonites récoltées dans le membre inférieur et médian donne pour cette formation un âge cénomaniensupérieur-turonien inférieur. Cet âge sera confirmé ultérieurement par les données micropaléontologiques.

3. Section de Chellala Dahrania (Ch)

Située dans la partie orientale des Monts des Ksour, la section de Chellala Dahrania a été levée dans l'extrémité orientale de Djebel Milok El Guelbi (fig. 11A et B, p. 39). Ce dernier longe la Route Nationale (RN47) reliant le village de Chellala Dahrania à la ville d'El Bayadh.

3.1. Description

Dans cette section de 58,40 m d'épaisseurs, la Formation de Rhoundjaïa (fig. 25), peut être subdivisée en trois membres lithologiquement bien distincts. Il s'agit du membre inférieur formé essentiellement de calcaires, suivi d'une alternance de calcaires marneux et de marnes. L'ensemble se termine par un membre supérieur dolomitique (fig. 26).

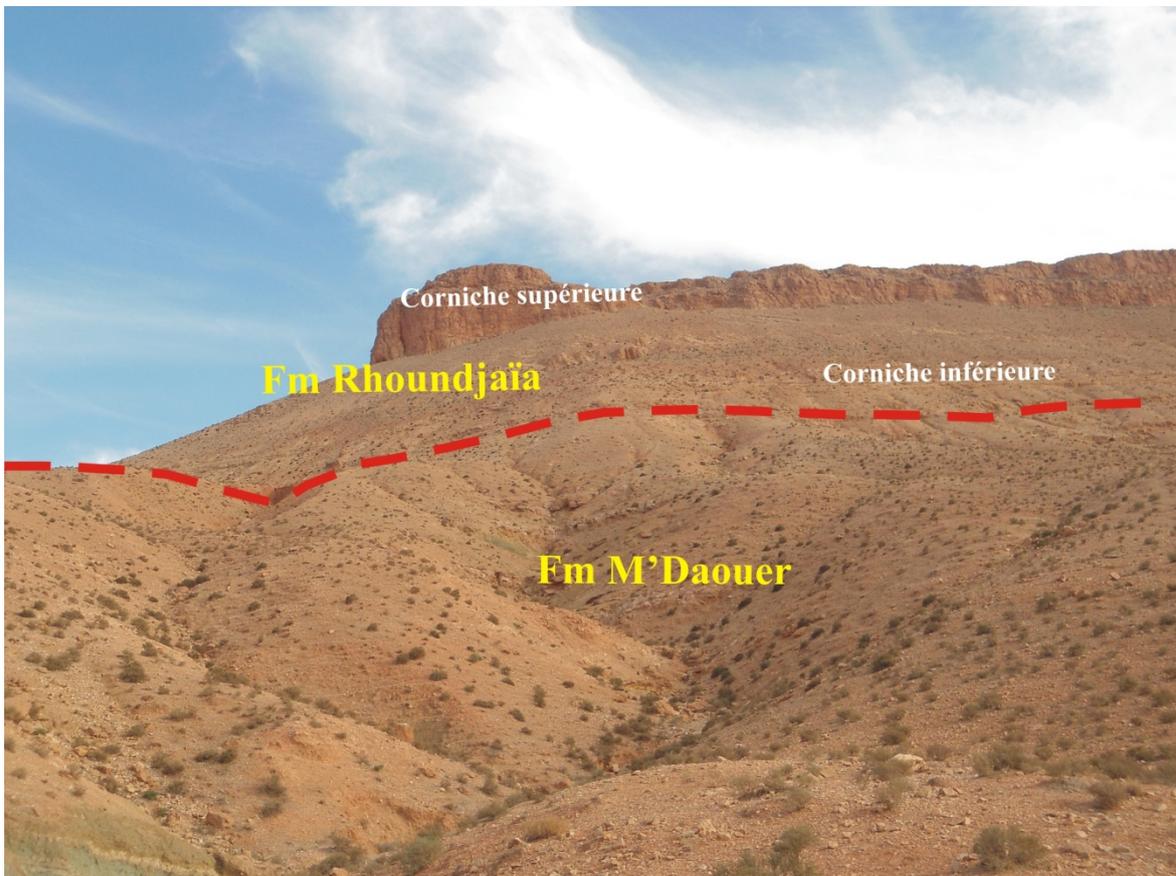


Fig. 25- Vue panoramique de la succession de Chellala Dahrania.

-Membre inférieur (Ch-1 à Ch-27, Ep = 19,60 m)

Comme les sections précédemment décrites, le premier membre de la Formation de Rhoundjaïa repose sur les argiles gypseuses de la Formation de M'Daouer. Il montre la succession lithostratigraphique suivante :

- 2,30 m (Ch-1 à Ch-8) : ensemble de huit bancs décimétriques de calcaires micritiques (fig. 26A). Certains bancs bioturbés, renferment quelques bioclastes.

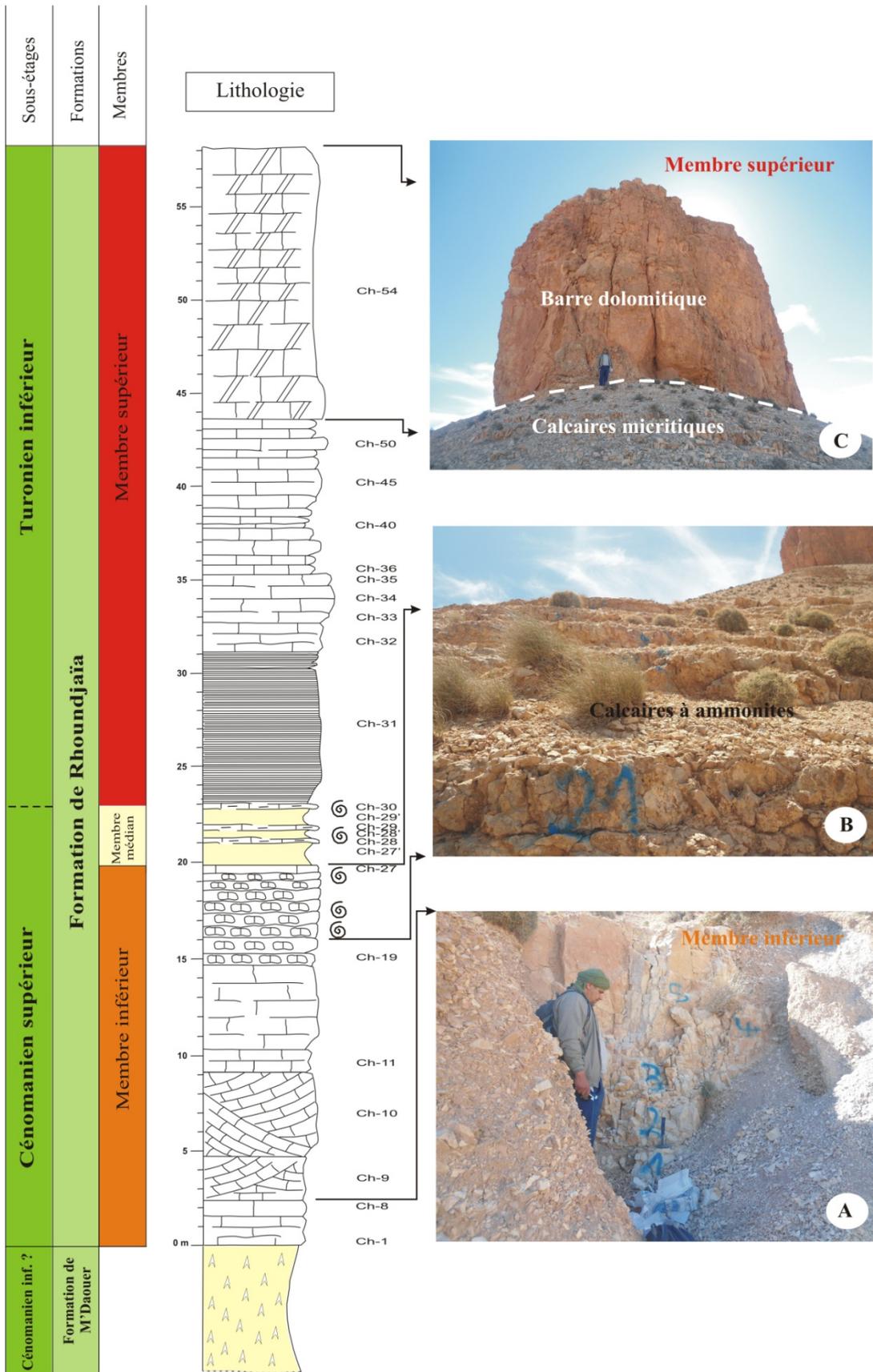


Fig. 26– Succession lithostratigraphique de la section de Chellala Dahrana.

- 6,40 m (Ch-9 à Ch-10) : bancs chenalisés de calcaires blanchâtres. Il s'agit de calcaires légèrement bioclastiques, renferment des moules internes de bivalves.
- 5,60 m (Ch-11 à Ch-18) : ce sont des bancs décimétriques à métriques de calcaires crayeux, micritiques et légèrement bioclastiques.
- 5,30 m (Ch-19 à Ch-27) : succession de bancs décimétriques à aspect noduleux (fig. 26B). C'est des calcaires très riches en ammonites : *Vascoceras* cf. *gamai* (Ch-25) et *Metoicoceras* aff. *geslinianum* (Ch-26) (fig. 27).

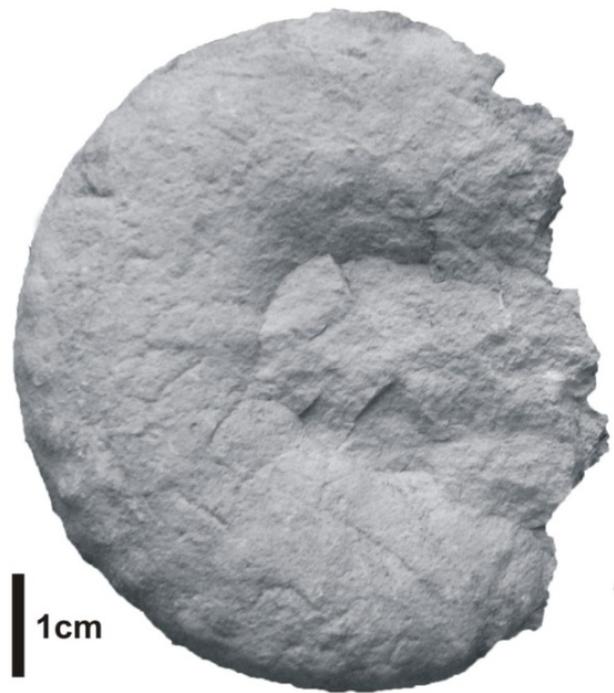


Fig. 27 – Un exemplaire de *Metoicocera* aff. *geslinianum* (Membre inférieur, CH-26).

-Membre médian (Ch-27' à Ch-29, Ep = 3,60 m)

Il correspond à une alternance de bancs décimétriques (0,30 à 0,70 m), discontinus de calcaires marneux et de marnes de couleur verdâtre à jaunâtre. Les bancs de calcaires sont très riches en ammonites. Nous avons récoltés des exemplaires de *Vascoceras gamai* et de *Vascoceras* sp.

-Membre supérieur (Ch-30 à Ch-54, Ep = 35,20 m)

Débutant par un banc de calcaire marneux à ammonites (*Choffaticeras* sp.)(fig. 28), ce membre est constitué de bas en haut:

- 8,10 m (Ch-31) : c'est une succession de calcaires crayeux en plaquettes. C'est des calcaires essentiellement bioclastiques (débris de bivalves et d'échinodermes).

- 12,60 m (Ch-32 à Ch-52) : bancs décimétriques (0.20 à 0.50 m) de calcaires micritiques, parfois bioclastiques.
- 14,50 m (Ch-53 à Ch-54) : il s'agit de bancs massifs formant la barre dolomitique de la Formation de Rhoundjaïa » (fig. 26C, p. 52).

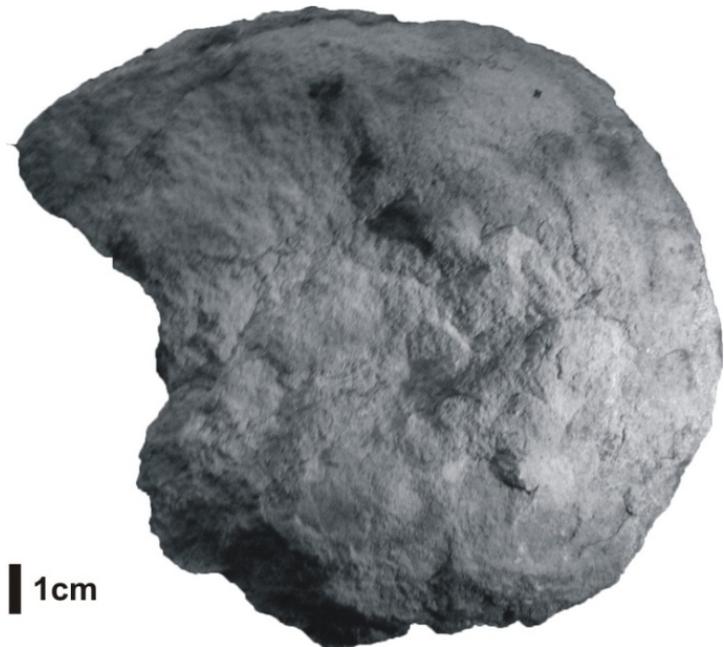


Fig. 28 – Un exemplaire de *Choffaticeras* sp.
(Membre supérieur, CH-30).

3.2. Datation

Au niveau du Chellala Dahrana, la formation a fourni une faune d'ammonites indiquant belle et bien le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (*Vascoceras gamai*, *Vascoceras* sp. et *Choffaticeras* sp.). Cette même faune, nous a permis de tracer la limite entre le Cénomaniens et le Turonien.

B. Djebel Amour (Atlas Saharien central)

Dans cette partie méridionale de Djebel Amour, la région d'El Kohol située à 30 km au Sud-Est de Brézina (fig. 29A et B) a été choisie pour étudier le passage du Cénomaniens-Turonien et suivre l'évolution spatio-temporelle des dépôts essentiellement carbonatés (I.N.C., 1981)(fig. 29C).

A cet effet, et en complément des travaux déjà réalisés sur les plans stratigraphiques (RERBAL, 2008) et structuraux (HABANI & HADDOUM, 2006 ; BETTAHAR & al., 2007 ; ZAZOUN & al., 2015), nous avons levés deux sections. C'est les sections de Djebel El Kohol 1 et 2 (fig. 29B) qui se distinguent par l'absence du membre médian. Dès lors, la Formation de Rhoundjaïa se trouve constituer seulement de deux membres géomorphologiquement et lithologiquement bien distincts.

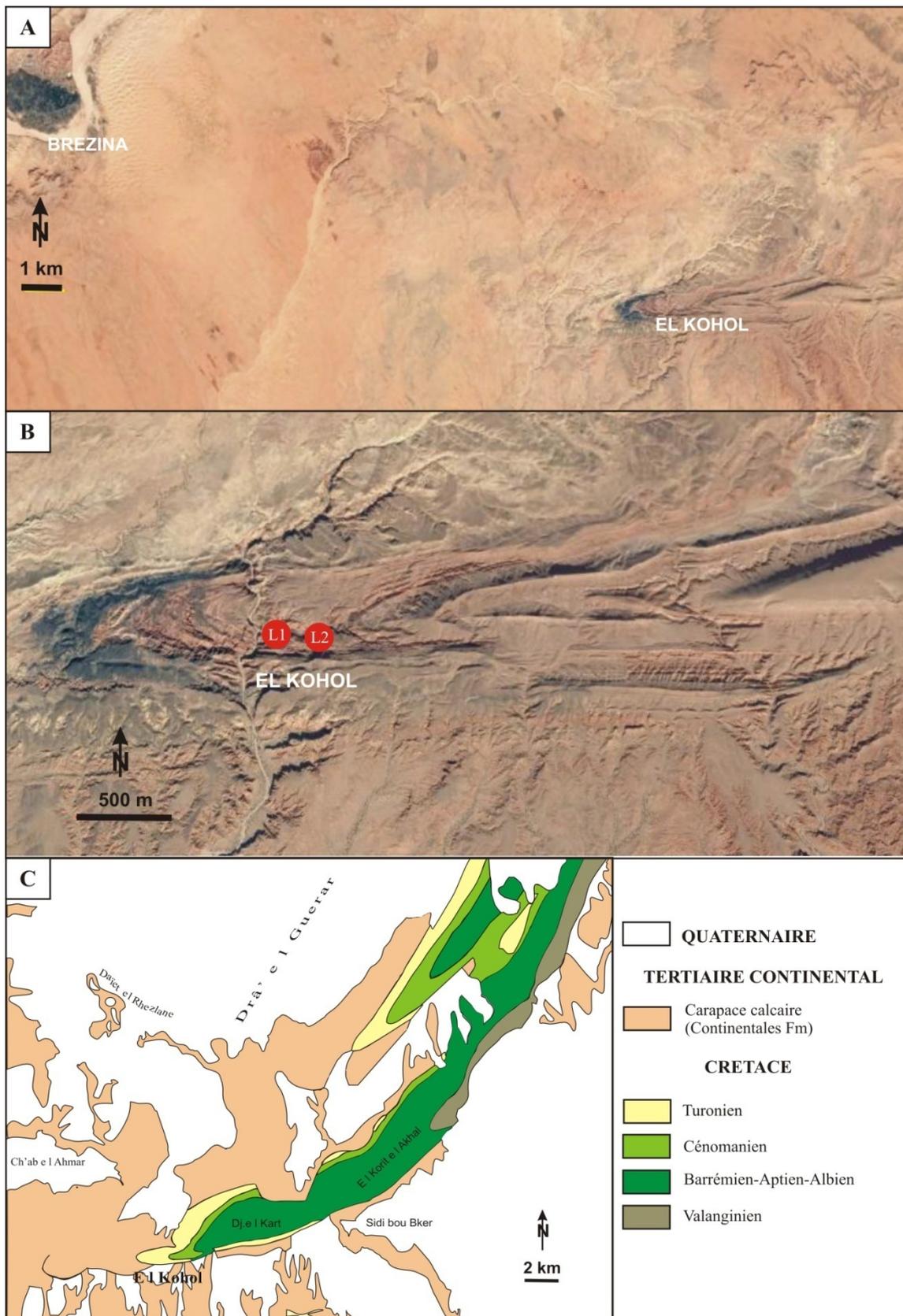


Fig. 29 – Contexte géographique et géologique de Djebel El Kohol (Djebel Amour). **A** : Situation de Djebel El Kohol. **B** : Localisation des sections considérées (Google earth). **C** : Carte géologique de la région d'étude (d'après l'I.N.C., 1981, modifiée).

1. Section de Djebel El Kohol 1 (L1)

Cette première section de Djebel El Kohol a été levée sur la partie Nord du massif, selon une direction Est-Ouest (fig. 29B).

1.1. Description

Contrairement aux sections précédentes, les sections de Djebel El Kohol se distinguent géomorphologiquement par la présence d'une seule corniche, marquant ainsi la limite entre la Formation de M'Daouer et celle de Rhoundjaïa (fig. 30). Cette dernière d'une épaisseur totale de 43,45 m est constituée de deux membres (fig. 31).

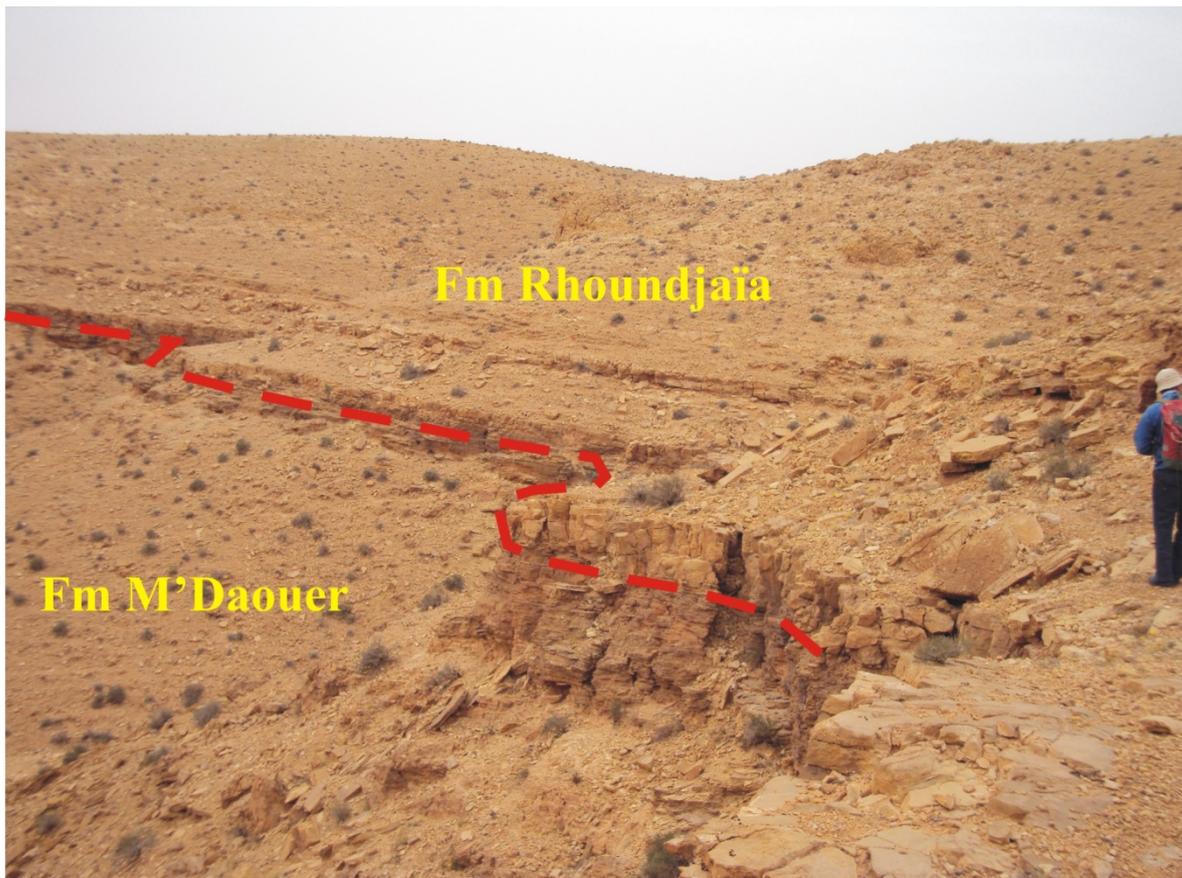


Fig. 30- Vue panoramique de la succession de Djebel El Kohol 1.

-Membre inférieur (L1-1 à L1-43, Ep = 27,90 m)

Ce membre inférieur de la Formation de Rhoundjaïa repose sur les dernières argiles en plaquettes à niveaux gypseux stratiformes de la Formation de M'Daouer (fig. 32). Il comprend lithologiquement la succession suivante :

- 2,25 m (L1-1 à L1-3') : ensemble de trois bancs décimétriques de calcaires marneux à litages plans (fig. 32), suivi des marnes jaunâtres admettant des bancs discontinus de calcaires marneux micritiques.

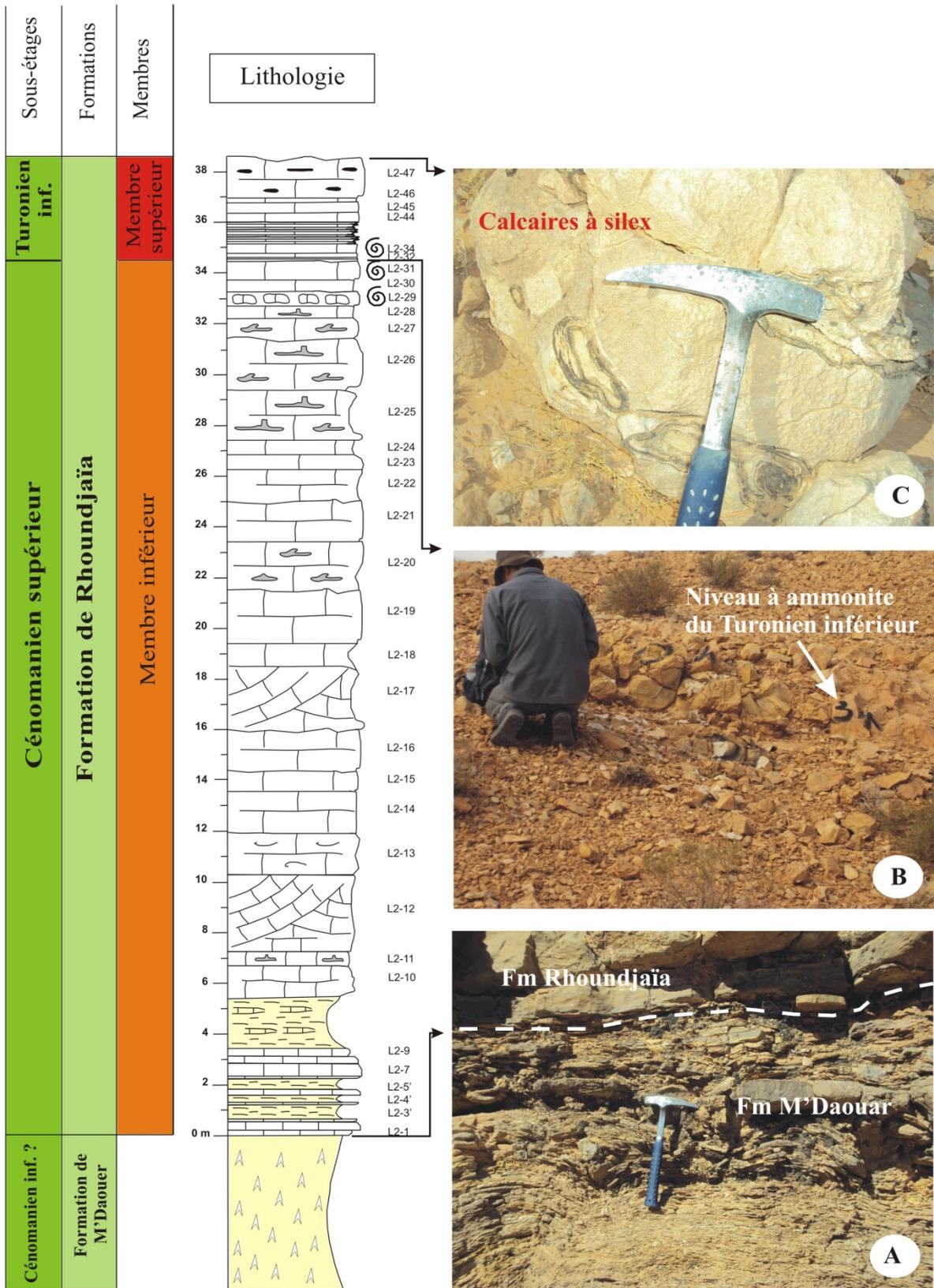


Fig. 31– Succession lithostratigraphique de la section de Djebel El Kohol 1.

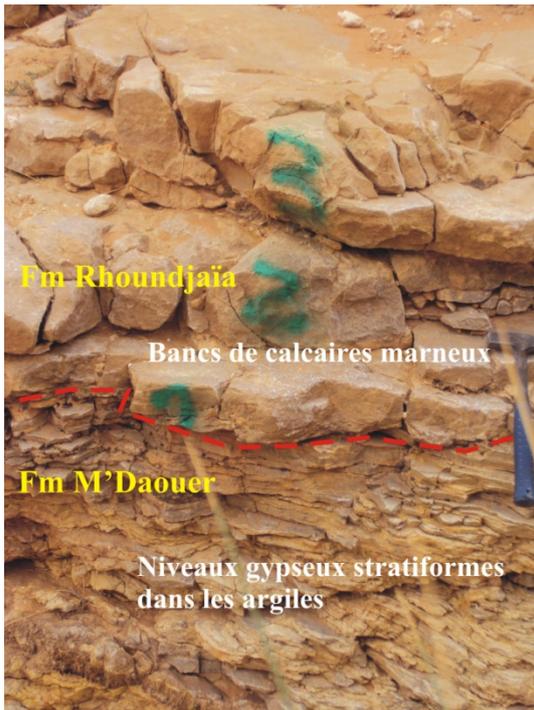


Fig. 32– Limite inférieure de la Formation de Rhoundjaïa.

- 4,75 m (L1-4 à L1-10) : bancs décimétriques de calcaires marneux parfois bioclastiques, affectés par la bioturbation exprimée par la présence de terriers (fig. 31A).
- 2 m (L1-11) : bancs chenalisés de calcaires crayeux (fig. 31B).
- 11,15 m (L1-16 à L1-27) : ensemble de bancs décimétriques à métriques de calcaires crayeux, micritiques affectés parfois par une légère bioturbation.
- 3,75 m (L1-28 à L1-38) : bancs décimétriques de calcaires essentiellement crayeux, bioclastiques admettant quelques niveaux à nodules de silex. Cet ensemble de bancs est organisé parfois en séquences élémentaires témoignant de la variation énergétique du milieu de dépôt (fig. 33).

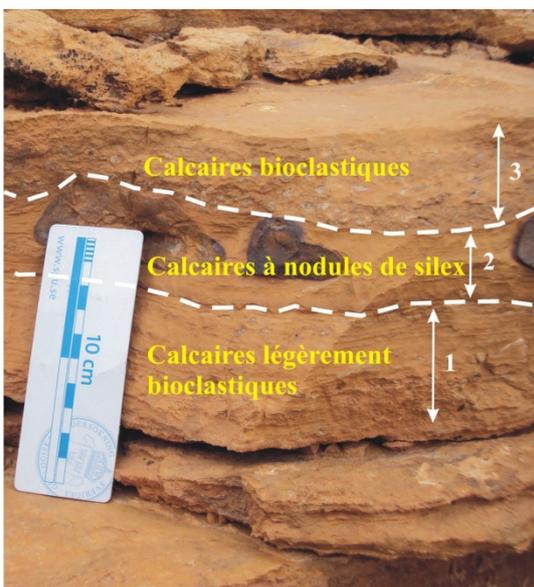


Fig. 33– Exemple d'une séquence élémentaire témoignant des variations de l'énergie de milieu (Membre inférieur, Formation de Rhoundjaïa). 1 : énergie modérée, 2 : énergie faible, 3 : énergie forte.

- 4 m (L1-39 à L1-43) : Il s'agit des bancs massifs de calcaires très riches en ammonites (*Vascoceras gamai*) (figs. 31C et 34) à la base passant à des bancs décimétriques de calcaires bioclastiques parfois bioturbés au sommet.

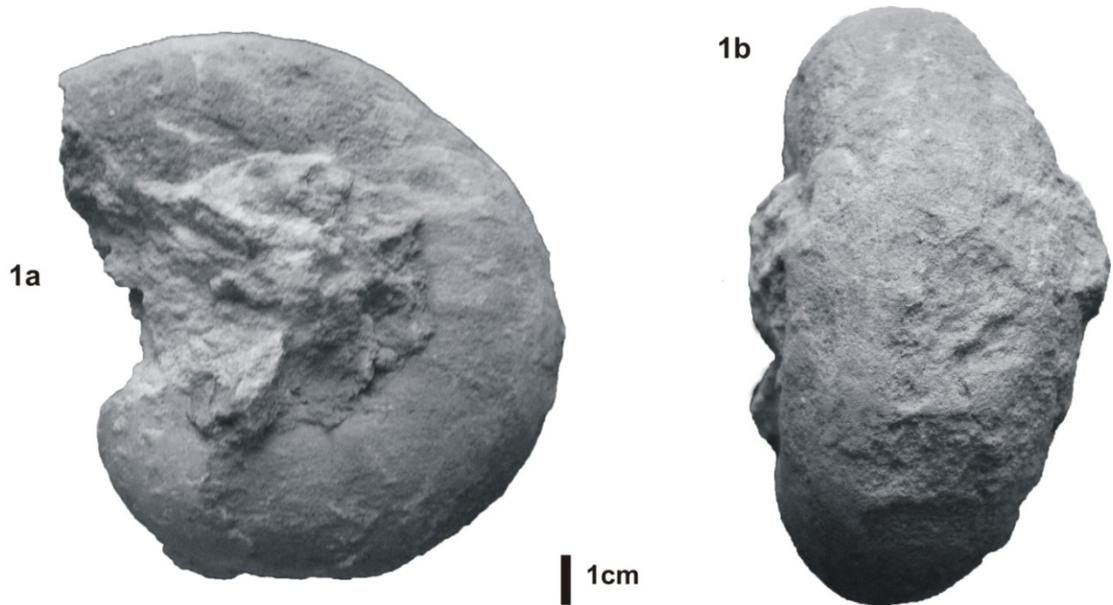


Fig. 34 – Un exemplaire de *Vascoceras gamai* (Membre inférieur, L1-40).

-Membre supérieur (L1-44 à L1-66, Ep = 15,55 m)

Ce membre comprend de bas en haut :

- 11,45 m (L1-44 à L1-59): bancs décimétriques à métriques de calcaires blanchâtres et micritiques ;
- 1,20 m (L1-60 à L1-63): (4) bancs décimétriques de calcaires dolomiques et bioturbés à base ;
- 2,90 m (L1-64 à L1-68): calcaires en plaquettes qui se terminent par un banc décimétrique de calcaires à nodules de silex.

1.2. Datation

Les éléments de datation identifiés sur le terrain, en particulier les ammonites (*Vascoceras gamai*) et les foraminifères déterminés au laboratoire indiquent que le membre inférieur de la Formation de Rhoundjaïa est d'âge céno-manien supérieur. Par contre, les corrélations lithostratigraphiques faites avec la deuxième section de Djebel El Kohol (L2), nous ont permis d'attribuer au membre supérieur de cette formation un âge turonien inférieur.

2. Section de Djebel El Kohol 2 (L2)

Levée à 5 km à l'Est de la première (fig. 29, p. 55), cette deuxième section de Djebel El Kohol nous a permis de dater avec précision le membre supérieur de la « Formation de Rhoundjaïa ».

2.1. Description

Reposant en concordance stratigraphique sur les dépôts sous-jacents (Formation de M'Daouer)(fig. 35), la Formation dite de Rhoundjaïa est d'une épaisseur de 38,65 m. Elle peut être subdivisée en deux membres (fig. 36).

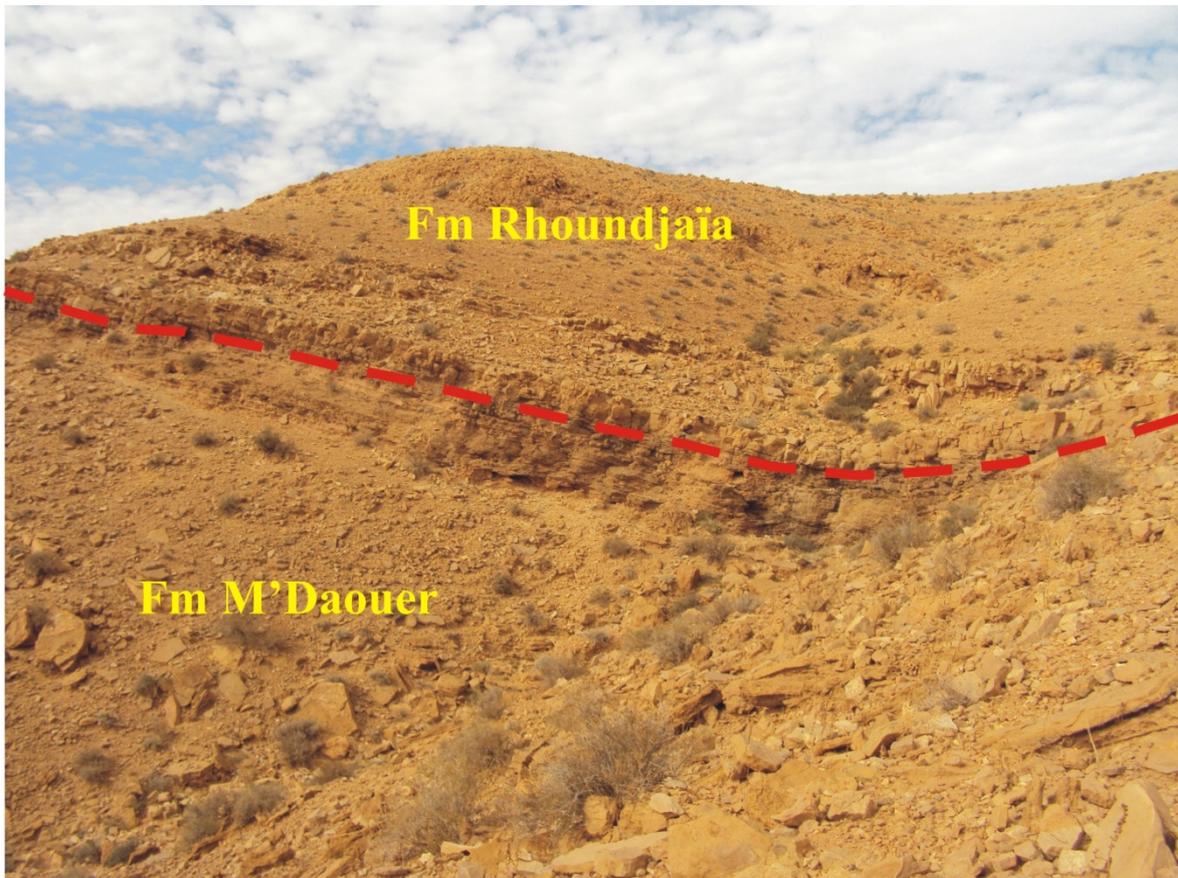


Fig. 35- Vue panoramique de la succession de Djebel El Kohol 2.

-Membre inférieur (L2-1 à L2-31, Ep = 34,50 m)

Ce membre de la Formation de Rhoundjaïa présente les mêmes caractéristiques bio-lithostratigraphiques que le membre inférieur décrit dans la première section de Djebel El Kohol (L1). Dans l'ordre ascendant, on distingue la succession suivante :

- 5,40 m (L2-1 à L2-9') : ensemble reposant en concordance sur les dépôts argileux-gypseux de la Formation de M'Daouer (fig. 36A). Il s'agit d'une alternance de bancs décimétriques de calcaires parfois bioclastiques et de marnes admettant vers le haut des bancs discontinus de calcaires micritiques.

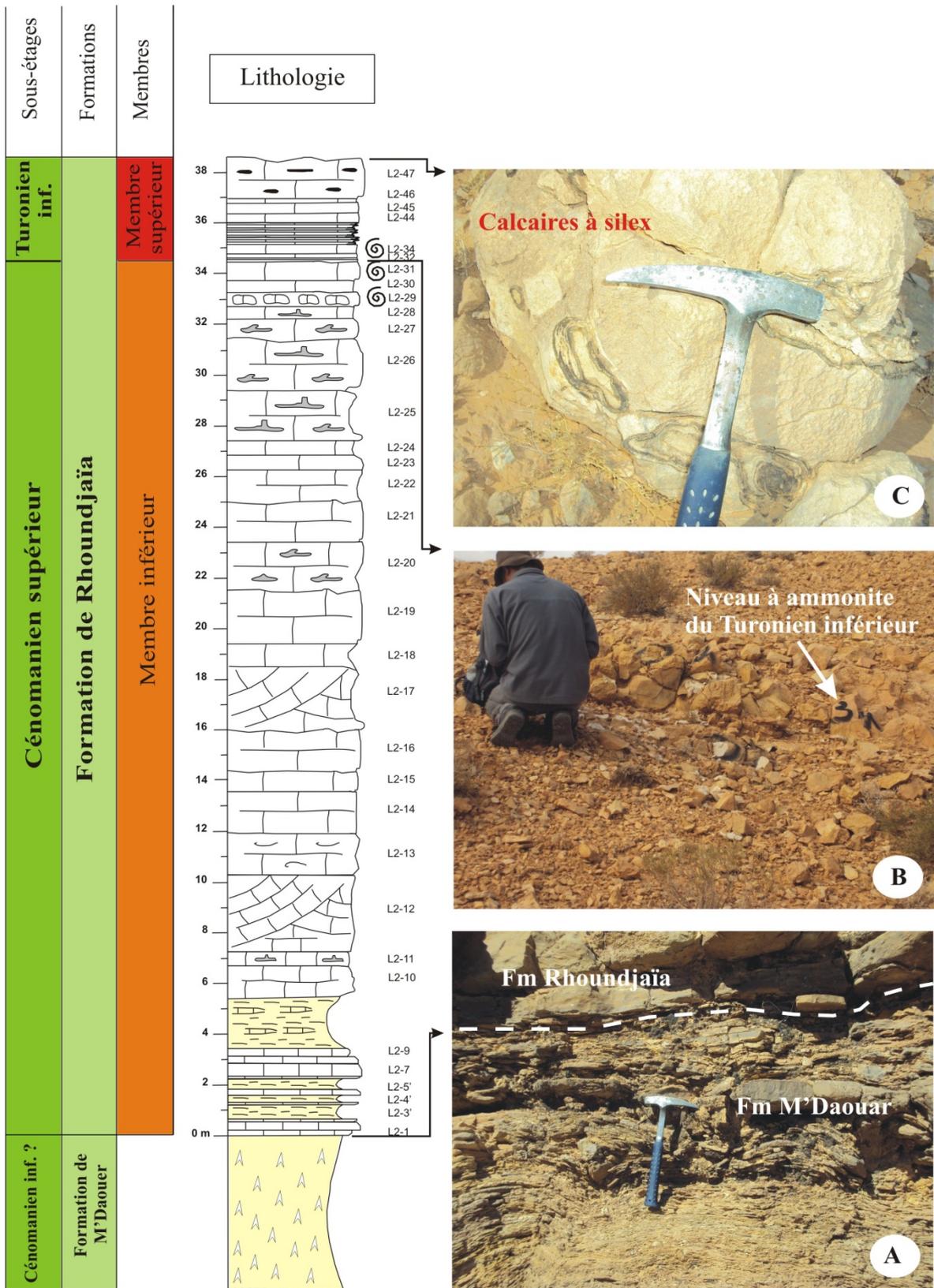


Fig. 36– Succession lithostratigraphique de la section de Djebel El Kohol 2.

- 1,80 m (L2-10 à L2-11) : banc massif de calcaires crayeux, micritique suivi d'un banc décimétrique de calcaires bioturbés.
- 11., m (L2-12 à L2-17) : bancs massifs de calcaires micritiques à bioclastiques. Notons la structure chenalisée des bancs à la base et au sommet.
- 14,30 m (L2-18 à L2-28) : ensemble de bancs massifs micritiques à bioclastiques, souvent affectés par une intense bioturbation.
- 1,70 m (L2-29 à L2-31) : cet ensemble de bancs correspond au niveau repère à ammonites déjà signalé dans les sections précédentes. Il s'agit des bancs nodueux à pseudo-noduleux très riches en ammonites. Nous avons récolté principalement des *Vascoceras gamai* et *Vascoceras* sp.

-Membre supérieur (L2-32 à L2-47, Ep = 4,15 m)

Ce membre est représenté par des bancs centimétriques à décimétriques de calcaires blanchâtres à grisâtres, bien stratifiés. Il s'agit essentiellement de calcaires légèrement bioclastiques à ammonites (*Fikaites* sp.)(fig. 36B), suivi de calcaires en plaquettes sur lesquels reposent des calcaires à nodules de silex (fig. 36C).

2.2. Datation

Au niveau de cette section, la faune (ammonites) et la microfaune (foraminifères), nous ont permis de dater avec précision les deux membres de la Formation de Rhoundjaïa. Ainsi, les ammonites (*Vascoceras gamai*) récoltées au sommet du membre inférieur avec les foraminifères identifiés à la base donnent un âge cénomanien supérieur. Par ailleurs, le membre supérieur de cette formation a été daté du Turonien inférieur grâce à la récolte de quelques exemplaires d'ammonites (*Fikaites* sp.).

A noter que ce membre a livré également des ammonites (*Pseudotissotia* sp.) qui confirme fort bien le Turonien inférieur (RERBAL, 2008).

IV. SYNTHÈSE BIO-LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

A. Synthèse bio-lithostratigraphique

A partir des six sections levées dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et dans Djebel Amour (Atlas Saharien central), nous avons pu pour la première fois établir des corrélations entre les différents membres de la Formation de Rhoundjaïa et suivre leur évolution spatio-temporelle. La présente corrélation va nous permettre également de comprendre la dynamique sédimentaire de cette portion de plate-forme carbonatée et dégager le rapport qui peut exister entre l'enregistrement sédimentaire et l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments au cours du Céno-manien supérieur-Turonien inférieur. Notons que le niveau à *Vascoceras* a été considéré ici comme étant la ligne isochrone pour établir la corrélation entre les différentes sections (fig. 37). C'est le niveau que nous avons appelé Niveau à *Vascoceras* de l'Atlas Saharien = NVA).

1. Variations des épaisseurs

Dans le tableau 9 et la figure 37, la Formation de Rhoundjaïa subdivisée lithologiquement et paléontologiquement en trois membres (cas des Monts des Ksour) montre une diminution spectaculaire des épaisseurs du membre médian. Ainsi, de l'Ouest vers l'Est, ce membre est représenté seulement par 3,60 m à Chellala Dahrانيا qui correspond à la marge de la plate-forme Est du bassin du Ksour. Par ailleurs, dans le Djebel Amour, la physiographie de ce bassin moins subsident a fortement contrôlé le non dépôt du membre médian. Pour les autres membres (inférieur et supérieur), les variations de leurs épaisseurs restent relativement peu significatives sauf encore une fois, dans la partie Est du bassin des Ksour (Chellala Dahrانيا) où nous avons enregistré une augmentation de l'épaisseur du membre supérieur (Ep = 35, 20 m).

	Monts des Ksour				Djebel Amour	
	Rhoundjaïa Ep =58,15 m	M'Daouer 1 Ep =64,40 m	M'Daouer 2 Ep =58,60 m	Ch.Dahrانيا Ep =58,40 m	El Kohol 1 Ep =43,45 m	El Kohol 2 Ep =38,65 m
Membre supérieur	10,60 m	12,80 m	14,60 m	35,20 m	15,55 m	4,15 m
Membre médian	23,30 m	20,20 m	21,60 m	3,60 m		
Membre inférieur	24,25 m	31,40 m	22,40 m	19,60 m	27,90 m	34,50 m

Tabl. 9- Variations des épaisseurs de la Formation de Rhoundjaïa à travers les sections considérées dans les Monts des Ksour et le Djebel Amour.

2. Variations des faciès

La Formation de Rhoundjaïa (fig. 37), dont la limite inférieure avec la Formation de M'Daouer est bien tracée, comprend un membre inférieur représenté essentiellement par des calcaires bioclastiques et bioturbés sauf dans le bassin d'Amour où il admet à la base une alternance de bancs de calcaires marneux et de marnes. Ce membre est suivi dans le bassin des Ksour par le dépôt des combes marneuses et des barres de calcaires très riches en ammonites, gastéropodes et échinodermes (membre médian) témoignant ainsi d'un approfondissement de la plate-forme carbonatée guidé par le jeu de la tectonique locale. A cette période, la portion de la plate-forme carbonatée dans le bassin d'Amour résiste fort bien à l'enfoncement. Avec les dépôts du membre supérieur, la qualité de l'enregistrement sédimentaire est presque uniforme dans l'ensemble des bassins étudiés. Il s'agit des calcaires et des calcaires dolomitiques bioturbés admettant parfois quelques bancs à silex.

B. Dynamique sédimentaire

Le schéma évolutif de la Formation de Rhoundjaïa au cours du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur montre que la plate-forme carbonatée du bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental) est affectée par un léger enfoncement qui constitue une réponse à la fois à des facteurs locaux (subsidence différentielle locale) et globaux (variation du niveau marin relatif)(MAROK & *al.*, 2016).

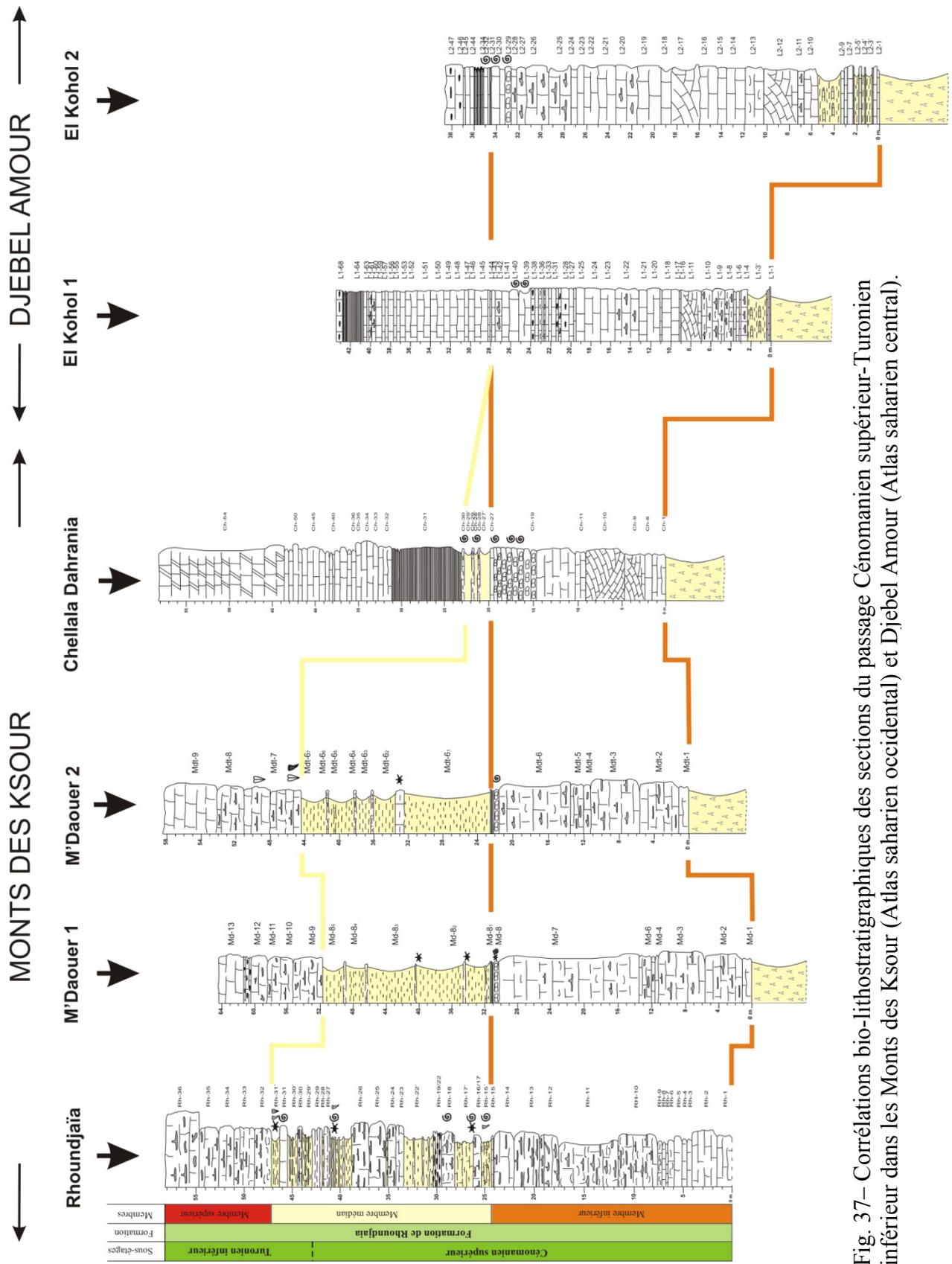


Fig. 37– Corrélations bio-lithostratigraphiques des sections du passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur dans les Monts des Ksour (Atlas saharien occidental) et Djebel Amour (Atlas saharien central).

Par contre, le mouvement transgressif global amorcé au Cénomani supérieur est bien enregistré à la fois dans les bassins des Ksour (Atlas Saharien occidental) et d'Amour (Atlas Saharien central) avec l'augmentation du niveau marin relatif et la mise en place des niveaux à *Vascoceras* (comm. orale). Sur le plan local, et à la différence du bassin des Ksour, le cachet sédimentaire dans le bassin d'Amour évoque clairement la présence d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Cette dernière et à travers l'étude de la courbe de subsidence établie pour un forage pétrolier dans la région d'El Kohol (DTD, 2016)(fig. 38), montre que durant tout le Crétacé supérieur, la vitesse de la subsidence calculée est de l'ordre de 23,74 m/Ma par rapport à la vitesse enregistrée durant la période du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et qui est de l'ordre de 48,20 m/Ma.

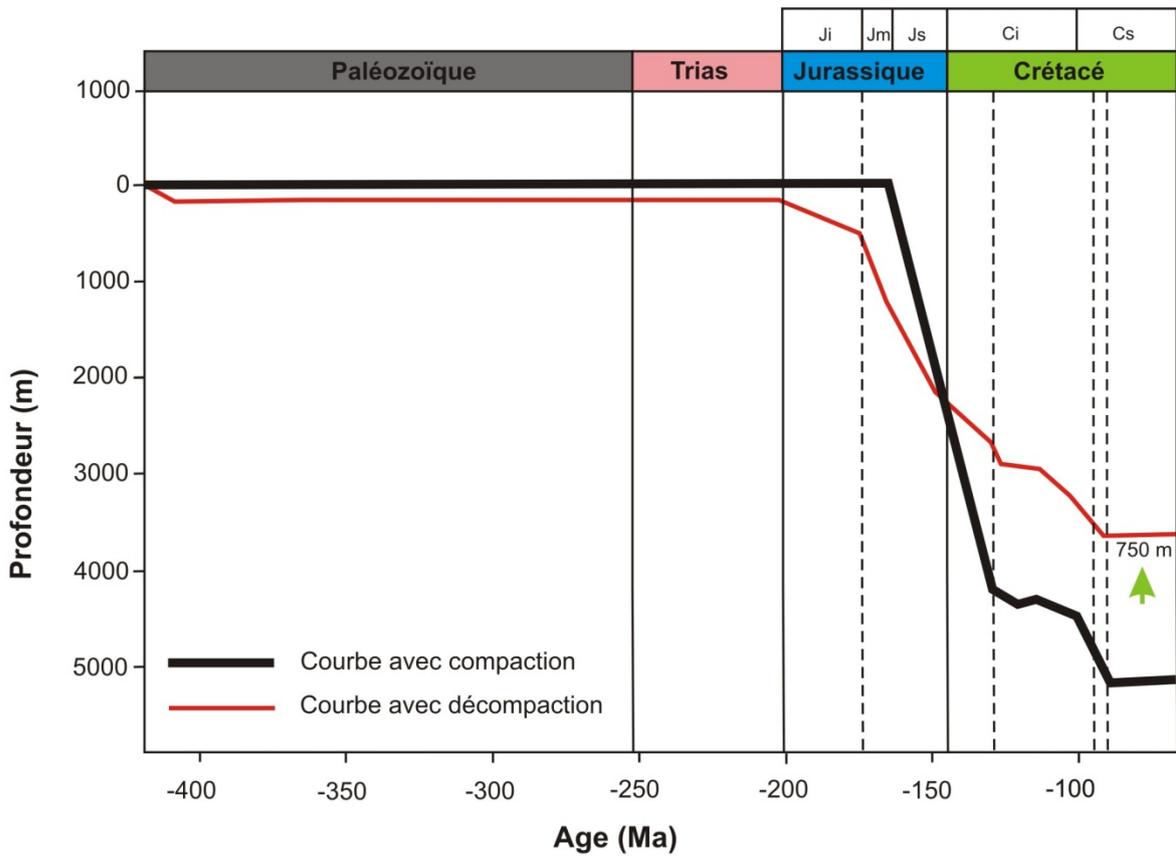


Fig. 38- Evolution de la courbe de subsidence à travers dans la région d'El Kohol (Djebel Amour) par la méthode backstripping (d'après le rapport inédit de coopération DTD, 2016, modifié).

Troisième chapitre : **SEDIMENTOLOGIE**

I. INTRODUCTION

Le troisième chapitre de cette thèse est réservé d'abord à l'étude des microfaciès de la Formation de Rhoundjaïa dans les trois régions considérées. Cette étude basée sur l'analyse d'une centaine de lames minces consiste donc à caractériser les différents éléments figurés ainsi que les phénomènes diagénétiques. Ensuite, nous entamerons une analyse minéralogique par diffractométrie des rayons X (DRX) et chimique par fluorescence des rayons X (FRX) de la fraction argileuse du passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur.

II. ETUDE MICROFACIOLOGIQUE

Dans un premier temps, nous allons essayer de réaliser une étude classique du microfaciès de la Formation de Rhoundjaïa à travers quatre sections (Djebel Rhoundjaïa, Djebel M'Daouer 1, Chellala Dahrana et Djebel El Kohol 1) décrites auparavant dans le chapitre stratigraphie. Il s'agit donc d'une description microfaciologique (étude des éléments figures et des textures rencontrés dans les carbonates) qui sera suivie par une analyse stadiale (étude diagénétique).

A. Section de Djebel Rhoundjaïa (Monts des Ksour)(fig. 39)

1. Membre inférieur

Ce membre est organisé en deux séquences à énergie décroissante. La première séquence comporte à la base une biomicrite de texture packstone très riches en ostracodes (50 %) et en foraminifères planctoniques (20 %)(fig. 39, Ech. Rh-1) passant à une biomicrite de texture wackestone à foraminifères (40 %) et à ostracodes (5%). Vers le sommet, le microfaciès enregistre une diminution des éléments biogènes et la texture correspond à un mudstone. Par contre, la deuxième séquence débute par des biomicrites de texture packstone à foraminifères (7 à 50 %) et à ostracodes (3 à 5%)(fig. 39, Ech. Rh-6) et se termine par des biomicrites de texture wackestone dense à foraminifères (30 %) et à ostracodes (1 %).

2. Membre médian

L'analyse microfaciologique de cette alternance de calcaires blanchâtres et de marnes avec quelques niveaux grumeleux montre que les bancs carbonatés parfois bioturbés correspondent à des biomicrites de texture wackestone à packstone, à foraminifères (planctoniques et benthiques) de petite taille (20 à 30 %).

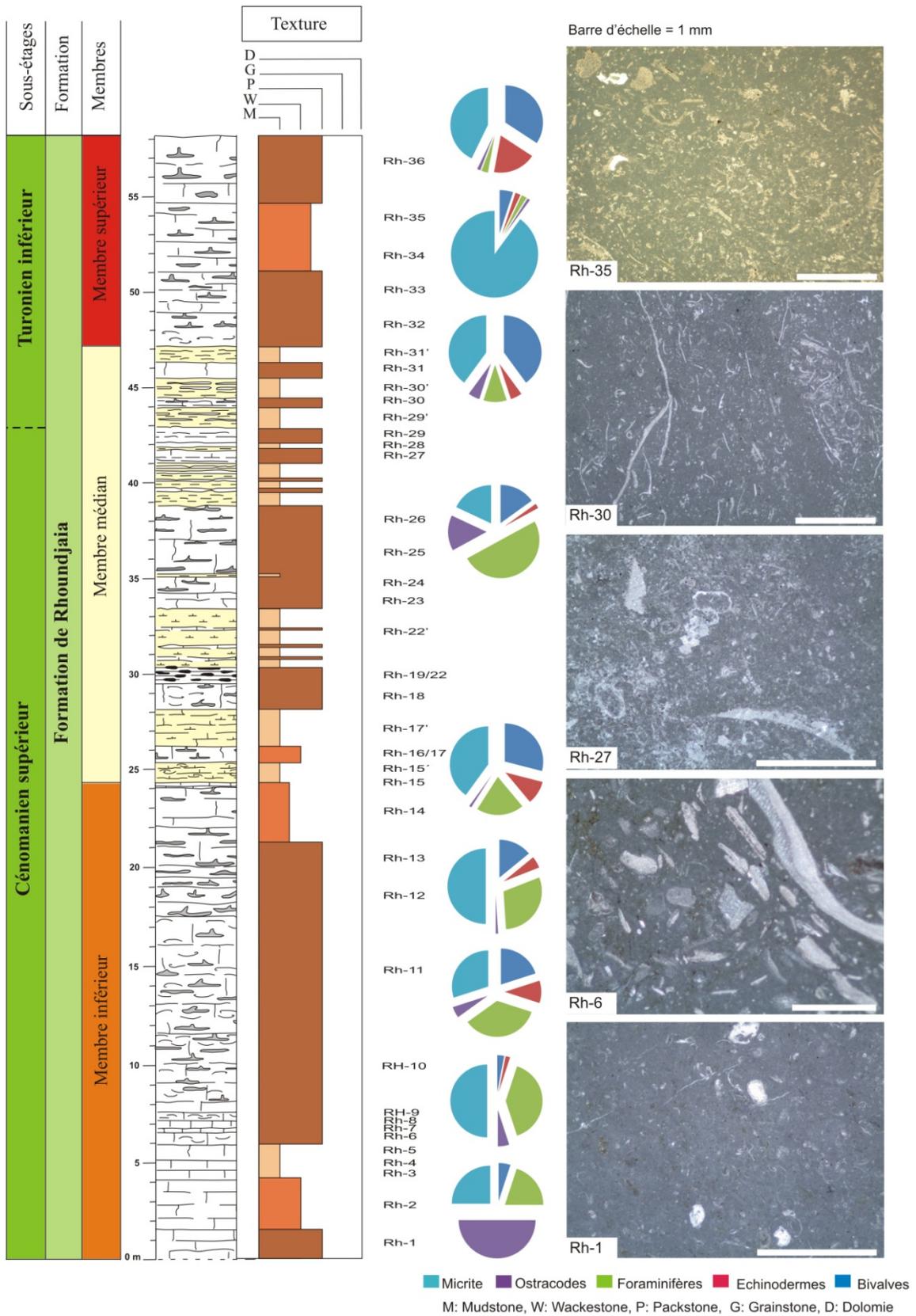


Fig. 39- Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour).

Les bioclastes sont représentés essentiellement par des débris de bivalves (15 à 30 %) et des échinodermes de type *Diadema* (5 à 10 %)(fig. 39, Ech. Rh-27). Vers le sommet, les biomicrites de texture packstone sont constituées par des foraminifères généralement benthiques de petite taille (40 à 50 %), des ostracodes (10 à 15 %), des débris de bivalves (10 à 15 %), des échinodermes (2 à 5 %) et des algues (fig. 40). Ce membre médian de la Formation de Rhoundjaïa se caractérise par l'apparition des micro-filaments sub-horizontaux et dispersés qui deviennent de plus en plus important vers le sommet (5 à 10 %)(fig. 39, Ech. Rh-30 et fig. 40).

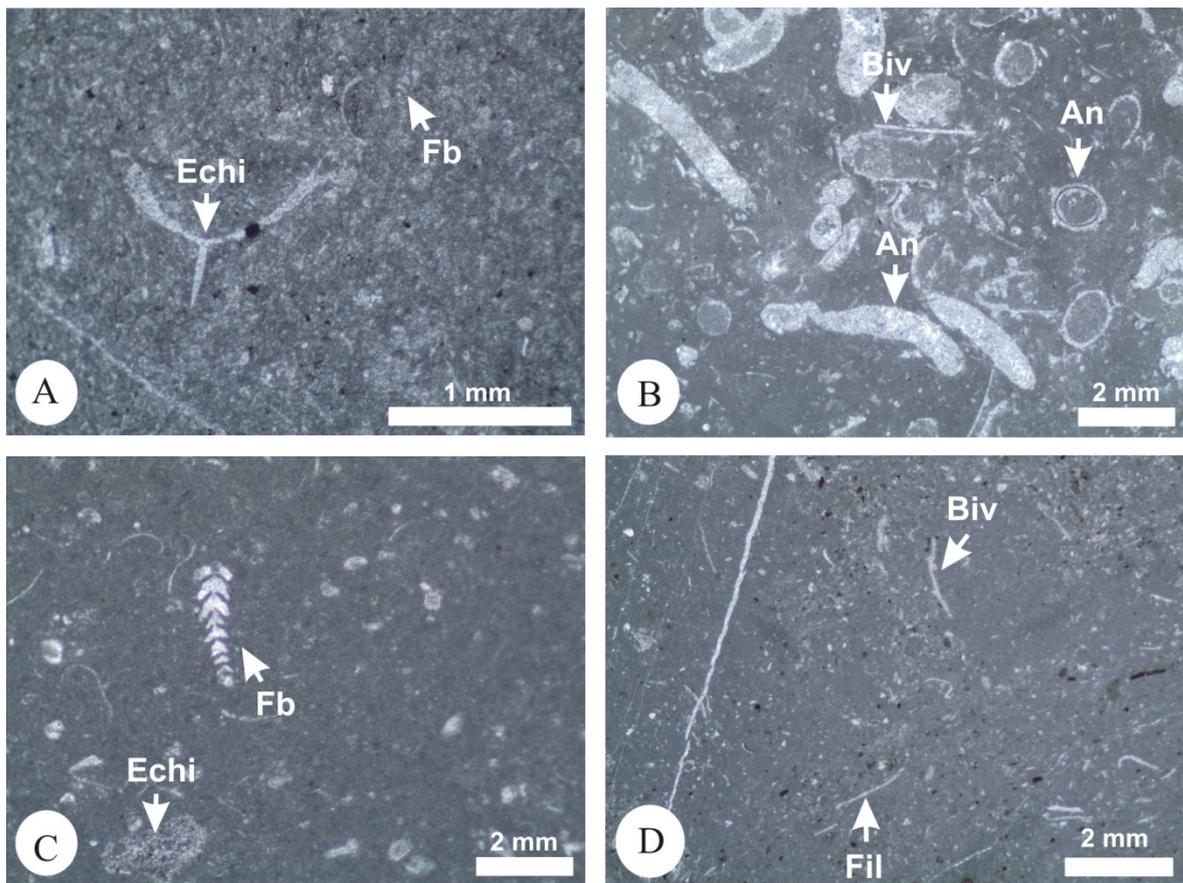


Fig. 40- Microfaciès du membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour). A : Biomicrite à foraminifères (Ech. Rh-22), B : Biomicrite à foraminifères et à annélides (Ech. Rh-25), C : Biomicrite à foraminifères et à ostracodes (Ech. Rh-29), D : Biomicrite à foraminifères et à filaments (Ech. Rh-30). Abréviations : Biv : Bivalves ; Echi : Débris d'échinodermes ; Fb : Foraminifères benthiques à tests agglutinés ; Fil : Filaments ; An : Annélides.

3. Membre supérieur

Il s'agit essentiellement des biomicrites de texture wackestone à packstone, à foraminifères benthiques (5 à 40 %), à ostracodes (2 à 10 %) et à rares filaments (fig. 39, Ech. Rh-35). Notons que la bioturbation enregistrée le long des calcaires est faible à la base, ensuite elle devient modérée à intense vers le sommet.

B. Section de Djebel M'Daouer 1 (Monts des Ksour)(fig. 41)

1. Membre inférieur

Au niveau de cette section, le membre inférieur s'organise en plusieurs séquences élémentaires. Il débute par une séquence à énergie relativement décroissante comportant à la base une biomicrite de texture wackestone passant vers le sommet à une biomicrite de texture mudstone. Les éléments biogènes, en particulier : les foraminifères, les échinodermes et les ostracodes présentent un pourcentage inférieur à 5 % (fig. 41, Ech. Md-2).

Par ailleurs, les autres séquences élémentaires à énergie croissante commencent par des biomicrites de texture wackestone à foraminifères planctoniques (20 %), à foraminifères benthiques (< 5 %), à ostracodes (< 5 %) et se terminent par des biomicrites de texture packstone, à foraminifères planctoniques (15 à 40 %)(fig. 41, Ech. Md-6), à foraminifères benthiques (< 5 %) et à ostracodes (< 5 %).

Il est à noter que ce membre est surmonté par une alternance de marnes et de calcaires (membre médian) présentant le plus souvent les mêmes caractéristiques microfaciologiques que le membre médian de la section de Djebel Rhoundjaïa.

2. Membre supérieur

Contrairement au membre précédent, le membre supérieur de cette section se caractérise par la diminution du pourcentage des éléments biogènes. Ainsi, le microfaciès est représenté par des biomicrites de texture packstone à débris de bivalves (5 à 10%), à échinodermes (5 à 20 %), à foraminifères planctoniques et benthiques (< 5 %)(fig. 41, Ech. Md-10) et par des dolomicrites (fig. 41, Ech. Md-13).

C. Section de Chellala Dahrانيا (Monts des Ksour)(fig. 42)

1. Membre inférieur

Dans cette section, le membre inférieur de la « Formation de Rhoundjaïa » comporte deux séquences à énergie croissante qui se caractérisent par des biomicrites de texture wackestone à foraminifères planctoniques (5 à 10 %), à foraminifères benthiques et à ostracodes (< 5 %)(fig. 42, Ech. Ch-5) évoluant progressivement vers des biomicrites de texture packstone à foraminifères planctoniques (5 à 30 %)(fig. 42, Ech. Ch-11). Les bioclastes sont constitués de débris de bivalves (10 à 15 %), d'échinodermes (10 à 40 %) et de gastéropodes (5 à 15 %).

2. Membre supérieur

Le membre supérieur s'organise en deux séquences à énergie décroissante. Il s'agit essentiellement de biomicrites à texture packstone, à foraminifères planctoniques et benthiques (15 %)(fig. 42, Ech. Ch-31), à ostracodes (< 5 %) évoluant à des biomicrites de texture wackestone à foraminifères planctoniques et benthiques (< 5 %)(fig. 42, Ech. Ch-46).

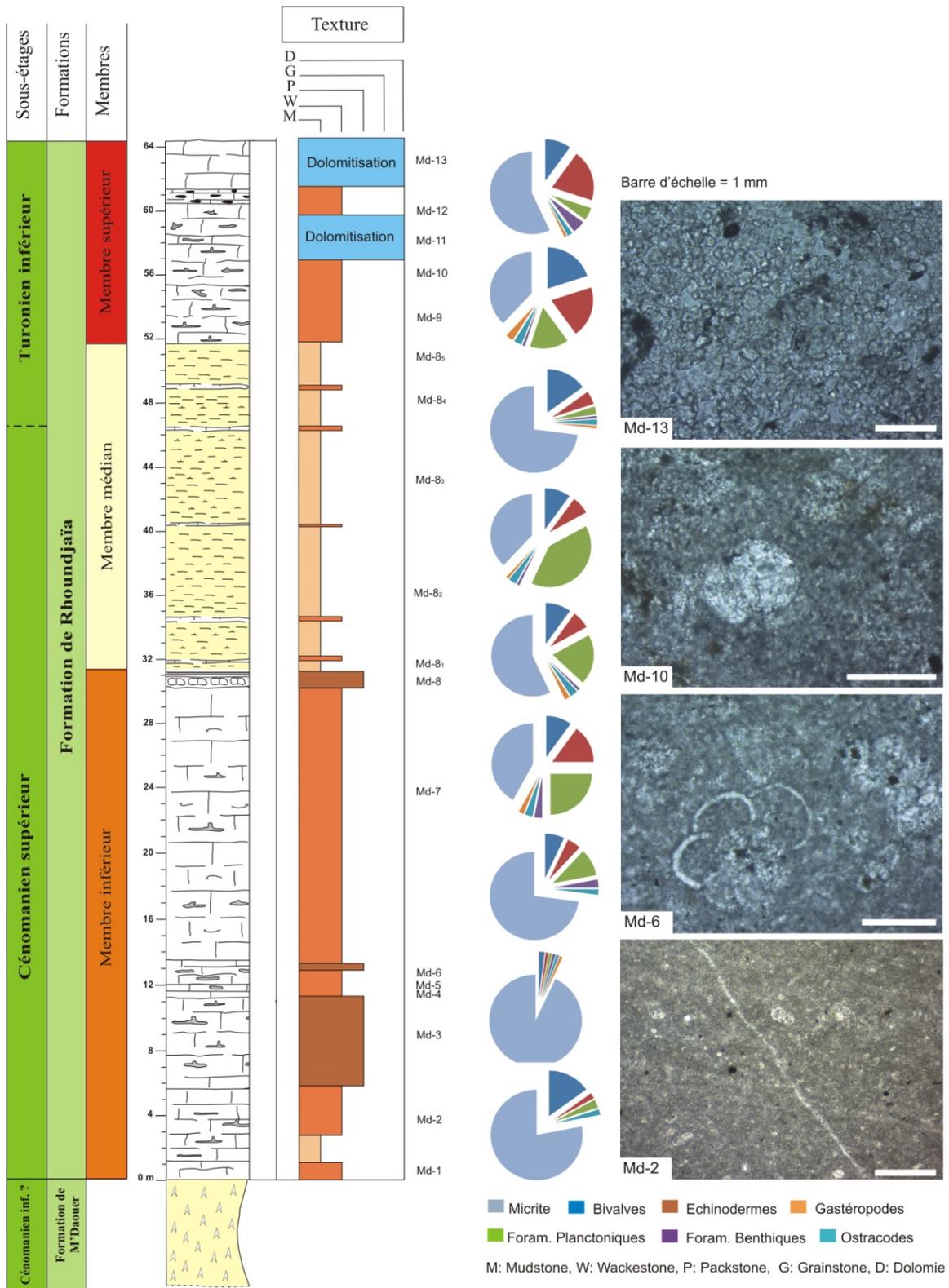


Fig. 41- Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 1, Monts des Ksour).

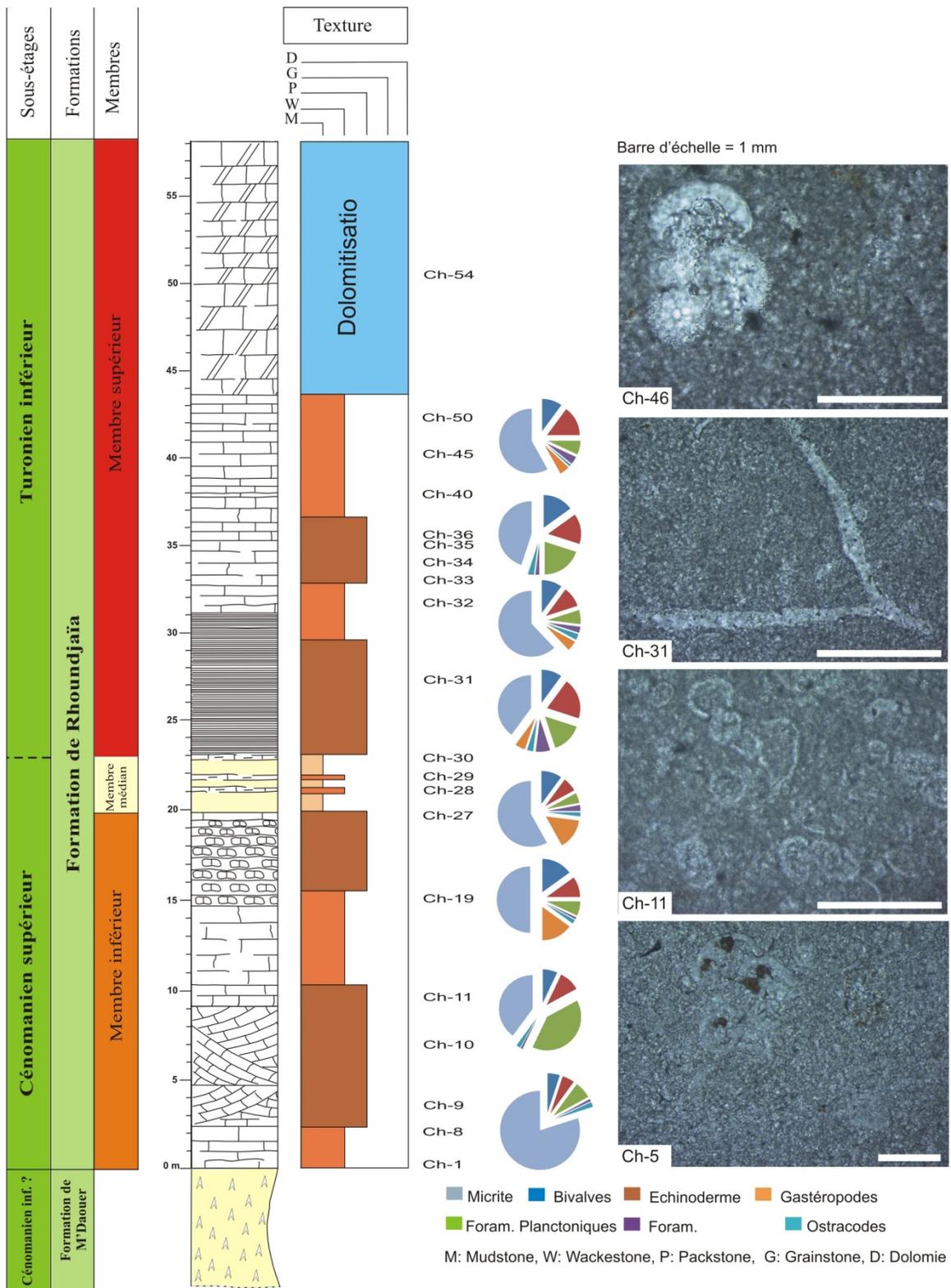


Fig. 42- Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Chella Dahrana, Monts des Ksour).

D. Section de Djebel El Kohol 1 (Djebel Amour)(fig. 44)

Sur les deux sections levées dans Djebel El Kohol (Atlas Saharien central), c'est la section (L1) qui sera étudiée ici. Elle est constituée de :

1. Membre inférieur

L'agencement vertical des dépôts de ce membre permet de reconnaître deux séquences à énergie croissante.

-la première séquence commence par des micrites de texture mudstone, avec présence parfois de dolomicrites (fig. 44, Ech. L1-3) évoluant vers des biomicrites de texture wackestone à quelques foraminifères (10 à 15 %) et ostracodes (< 5 %). Elle se termine par des biomicrites de texture packstone, très riches en débris d'échinodermes (25 à 30 %) et de bivalves (10 à 50 %)(fig. 44, Ech. L1-38).

-la deuxième séquence débute par des biomicrites de texture wackestone et se termine par des biomicrites de texture packstone à foraminifères planctoniques (20 à 30 %)(fig. 43A), à foraminifères benthiques et à ostracodes (< 5 %). Les bioclastes sont représentés par des débris d'échinodermes (15 à 30 %)(fig. 43B), des débris de bivalves (10 à 20 %) et des gastéropodes (5 à 20 %).

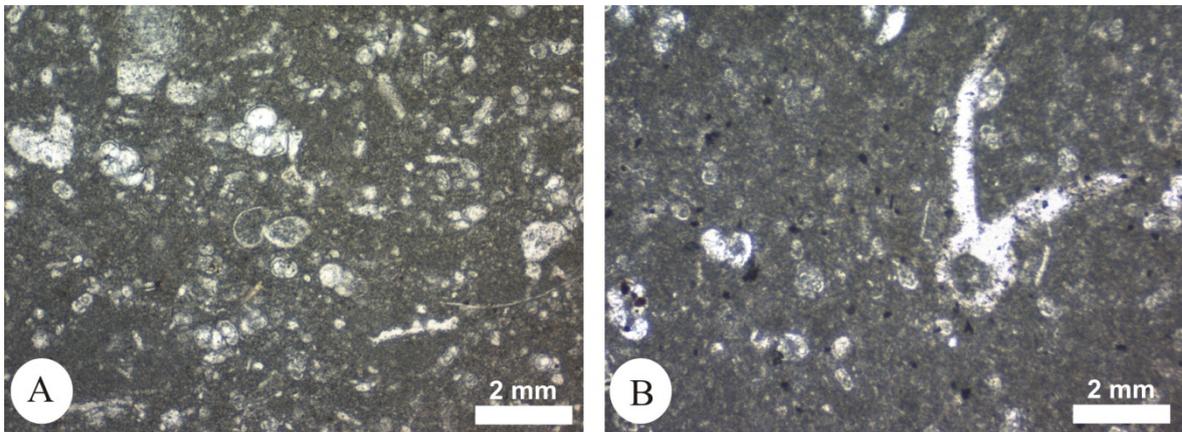


Fig. 43- Microfaciès constitués de biomicrites de textures packstone à foraminifères planctoniques (A)(Ech. L1-34) et à échinodermes (B)(Ech. L1-40b)(Membre inférieur, section de Djebel El Kohol 1, Djebel Amour).

2. Membre supérieur

L'évolution verticale du membre supérieur détermine deux principales séquences à énergie croissante. Elles sont représentées par des biomicrites de texture wackestone passant à des biomicrites de texture packstone à foraminifères planctoniques (15 %), à foraminifères benthiques et à ostracodes (< 5 %)(fig. 44, Ech. L1-51b et 64b). Les bioclastes sont généralement des débris de bivalves (5 à 15 %) et d'échinodermes (10 à 20 %).

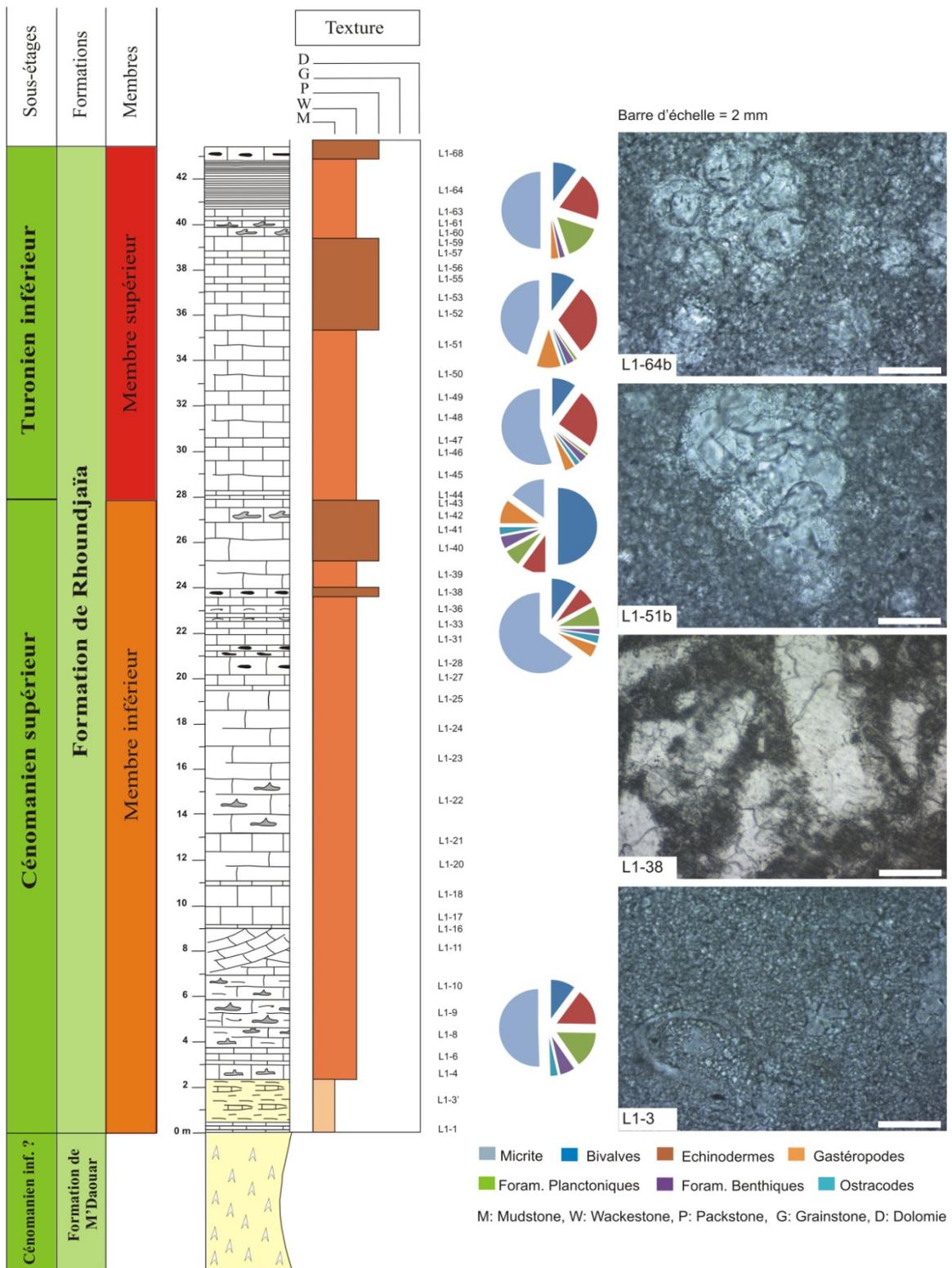


Fig. 44- Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel El Kohol 1, Djebel Amour).

III. ETUDE DIAGENETIQUE

Dans cette analyse stadiale, nous allons pu mettre en évidence des phénomènes et des structures diagénétiques qui caractérisent à la fois le microfaciès et le macrofaciès de la Formation de Rhoundjaïa.

A. Phénomènes diagénétiques

Nous avons relevé l'existence de certains phénomènes diagénétiques qui sont liés étroitement aux conditions de dépôts. Nous pouvons citer :

1. La cimentation

Fréquente dans les microfaciès étudiés, la cimentation est observée sous forme de cristaux équigranulaires de calcite jouant le rôle de ciment de remplissage (fig. 45 A) ou de bordure. Notons également la présence de la micritisation qui affecte le plus souvent les débris de bioclastes (fig. 45B).

2. La dissolution

Ce phénomène est le plus abondant dans les microfaciès étudiés. Il affecte généralement les bioclastes et préférentiellement les bivalves. Les cavités ainsi créées par la dissolution sont remplies par un ciment sparitique (fig. 45C). Il est à noter que cette dissolution se présente sous forme d'une dissolution totale ou partielle. Cette dernière affecte surtout les gastéropodes et à un degré moins, les foraminifères.

3. La compaction

Les indices de compaction observés sont à la fois mécaniques et physico-chimiques.

3.1. La compaction lithostatique physico-chimique

Dans les sédiments étudiés, cette compaction se traduit par :

-la stylolithisation : observée macroscopiquement et microscopiquement (fig. 46A), elle est abondante dans les membres inférieurs et supérieurs de la « Formation de Rhoundjaïa ». Ces stylolithes horizontaux à sub-horizontaux sont parfois revêtus par un enduit ferrugineux.

-le contact bioclaste à bioclaste : ce genre de contact est fréquent dans les textures packstones dense et à un degré moins dans les texture wackestone. Il s'agit du rapprochement et de déformation des bioclastes (fig. 46B et D).

3.2. La compaction lithostatique mécanique

Elle se traduit généralement par des fractures sans direction préférentielle, remplies secondairement par un ciment sparitique (fig. 46B et C). Ces fractures ont été observées dans l'ensemble des sections.

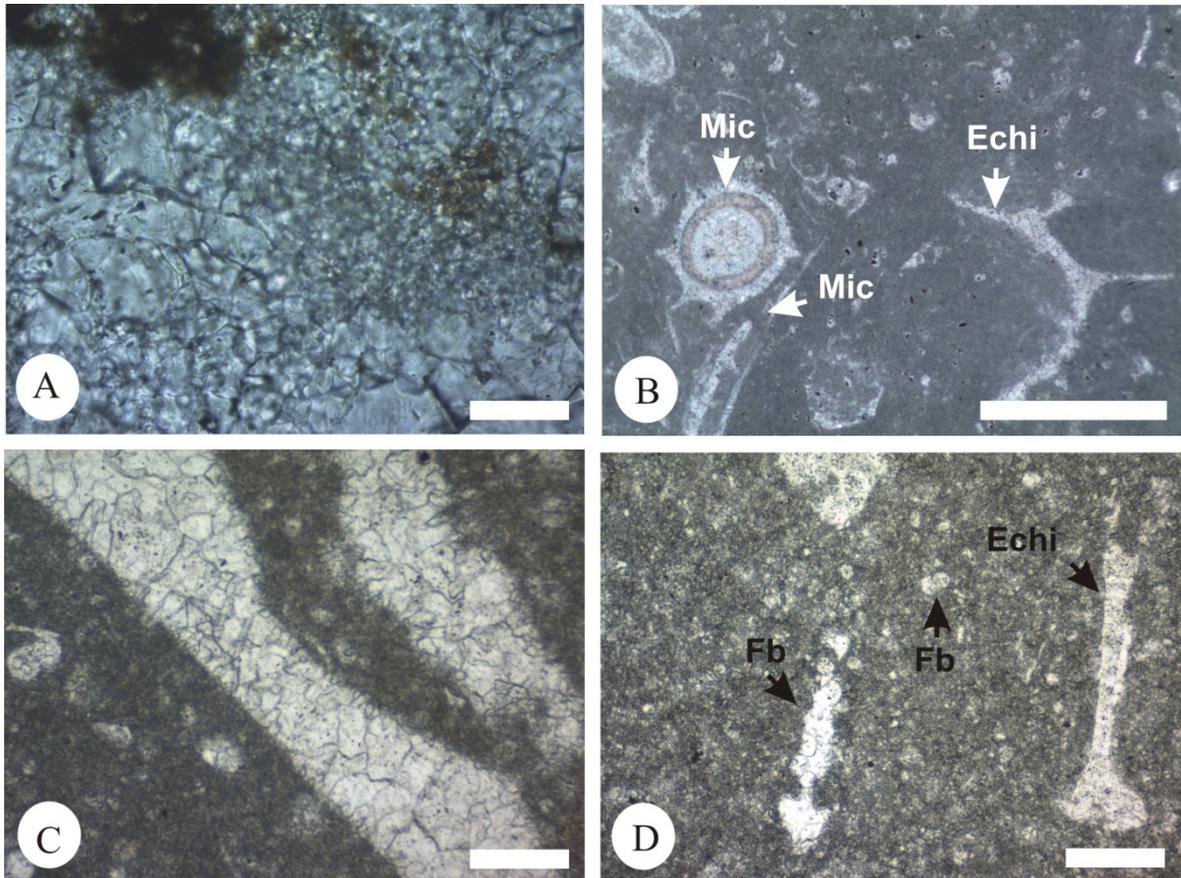


Fig. 45- Microfaciès montrant des phénomènes de cimentation et de dissolution dans la Formation de Rhoundjaïa. A : Ciment de remplissage équigranulaire (Ech. L2-2, membre inférieur, section de Djebel El Kohol 2, Djebel Amour), B : Biomicrite à foraminifères avec la présence de micritisation affectant les débris de bioclastes (Ech. Rh-25, membre médian, section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour), C : Biomicrite à foraminifères montrant la dissolution des débris de bivalves (Ech. L2-67, membre supérieur, section de Djebel El Kohol 2, Djebel Amour), D : Biomicrite à foraminifères montrant la dissolution des radioles d'oursins (Ech. Ch-47, membre supérieur, section de Chellala Dahrana, Monts des Ksour). Abréviations : Mic : Micritisation ; Biv, Echi, Débris d'échinodermes ; Fb : Foraminifères benthiques. Barre d'échelle = 2 mm.

4. La silicification

Observée macroscopiquement par la présence de nodules ou de rognons de silex (voir fig. 48, p. 78), la silicification s'exprime également microscopiquement dans la Formation de Rhoundjaïa. Elle atteint préférentiellement les bioclastes (les plaques d'échinodermes, les bivalves, les ostracodes et les foraminifères benthiques) avec des degrés variables (fig. 47 A et B).

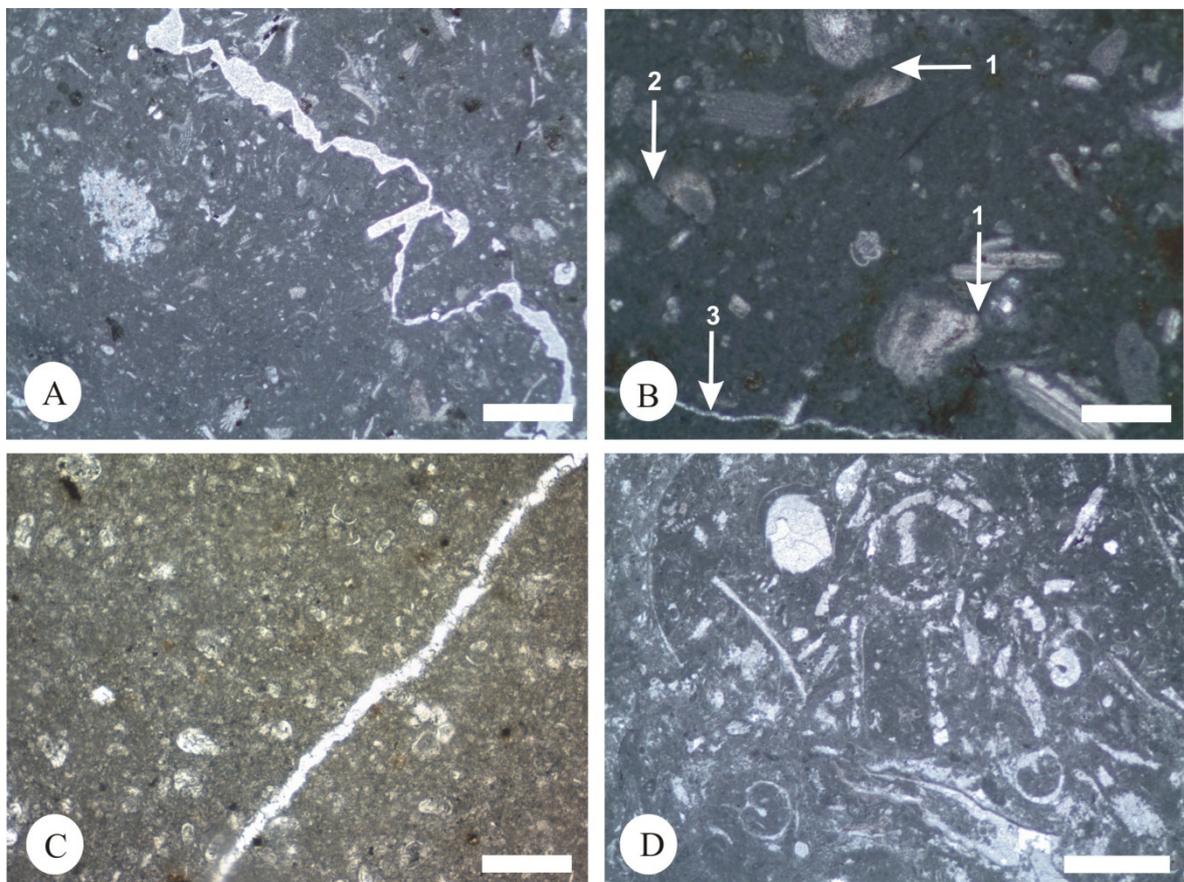


Fig. 46- Compaction lithostatique physico-chimique et mécanique observée macroscopiquement et microscopiquement dans les calcaires du membre inférieur et médian de la Formation de Rhoundjaïa. A : Calcaire affecté par des stylolithes stratiformes, revêtus par un enduit ferrugineux (Ech. Rh-4, section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour) ; B : Biomicrite à foraminifères montrant un contact bioclaste à biocalste (1), fracturation du bioclaste (2) et microfracture remplie par la sparite (3)(Ech. Rh-6, section de Rhoundjaïa, Monts des Ksour) ; C: biomicrite à foraminifères affectée par des stylolithes sub-horizontaux remplis par la sparite (Ech. Rh-14, section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour) ; D: Biomicrite à foraminifères affectée par une fracture remplie par la sparite (Ech. Md-2, section de Djebel M'Daouer 1, Monts des Ksour). Barre d'échelle = 2 mm.

5. La recristallisation

Elle est généralement fréquente au sommet du membre supérieur de la Formation de Rhoundjaïa. Il s'agit de la recristallisation des bioclastes et de la micrite en petits cristaux de sparite (fig. 47C).

6. La dolomitisation

Ce phénomène est très intense dans le membre supérieur (à l'exemple des sections levées dans les Monts des Ksour). Il s'agit en réalité d'une dolomitisation secondaire qui peut être partielle ou totale (fig. 46D).

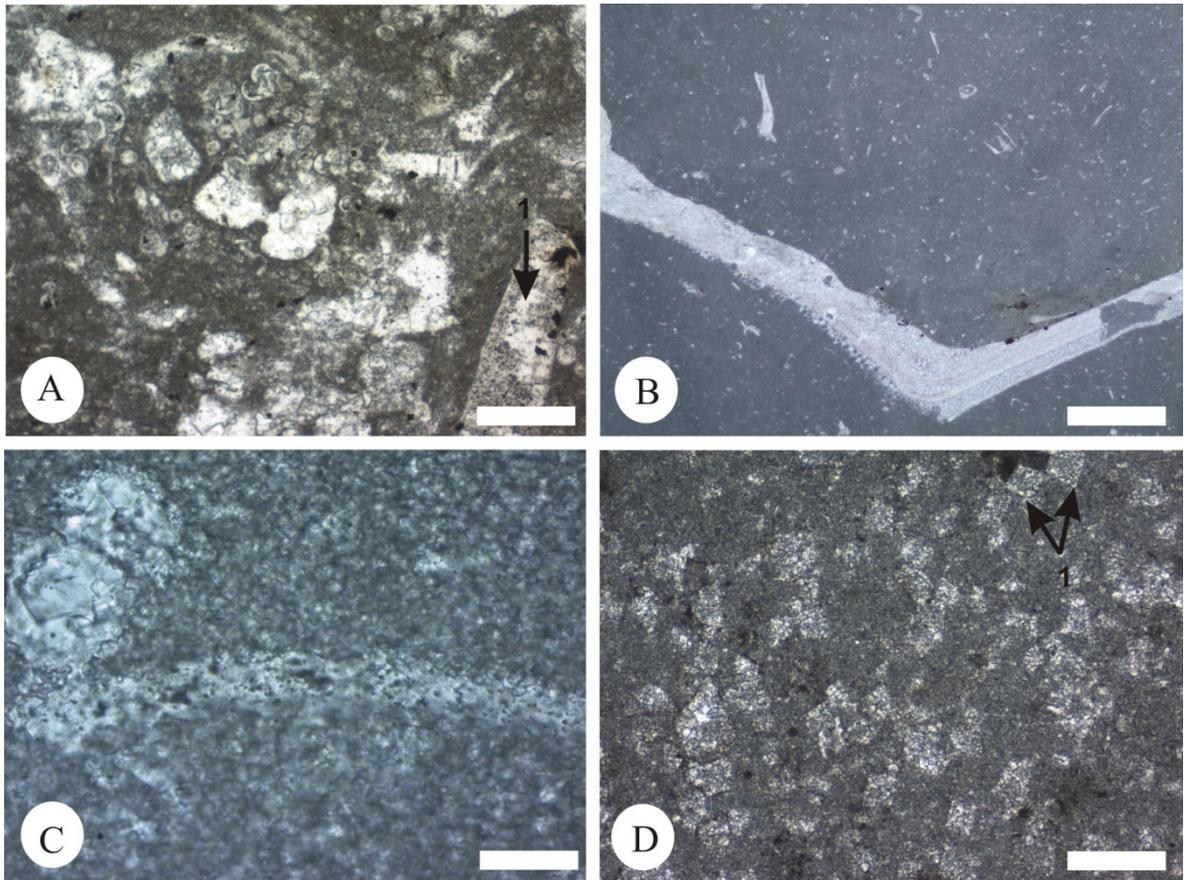


Fig. 47- Autres phénomènes diagénétiques observés dans la Formation de Rhoundjaïa. A : Biomercrite dont certains débris de bivalves sont affectés par une silicification partielle (1)(Ech. Ch-31, membre supérieur, section de Chella Dahrana, Monts des Ksour); B : Biomercrite dont certains débris de bivalves sont affectés par une silicification totale (Rh-1, membre inférieur, section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour); C : Biomercrite recristallisée (Ech. L1-60, section de Djebel El Kohol 1, Djebel Amour) ; D : Dolomicrite à cristaux rhomboédriques de dololimites (1)(Ech. Md-11, membre supérieur, section de Djebel M'Daouer 1, Monts des Ksour). Barre d'échelle = 2 mm.

B. Structures diagénétiques

1. Les laminites

Il s'agit généralement de litages plans et ondulés observés dans le membre inférieur et supérieur de la section de Djebel El Kohol 1. Ce litage est associé parfois à des nodules de silex (fig. 48).

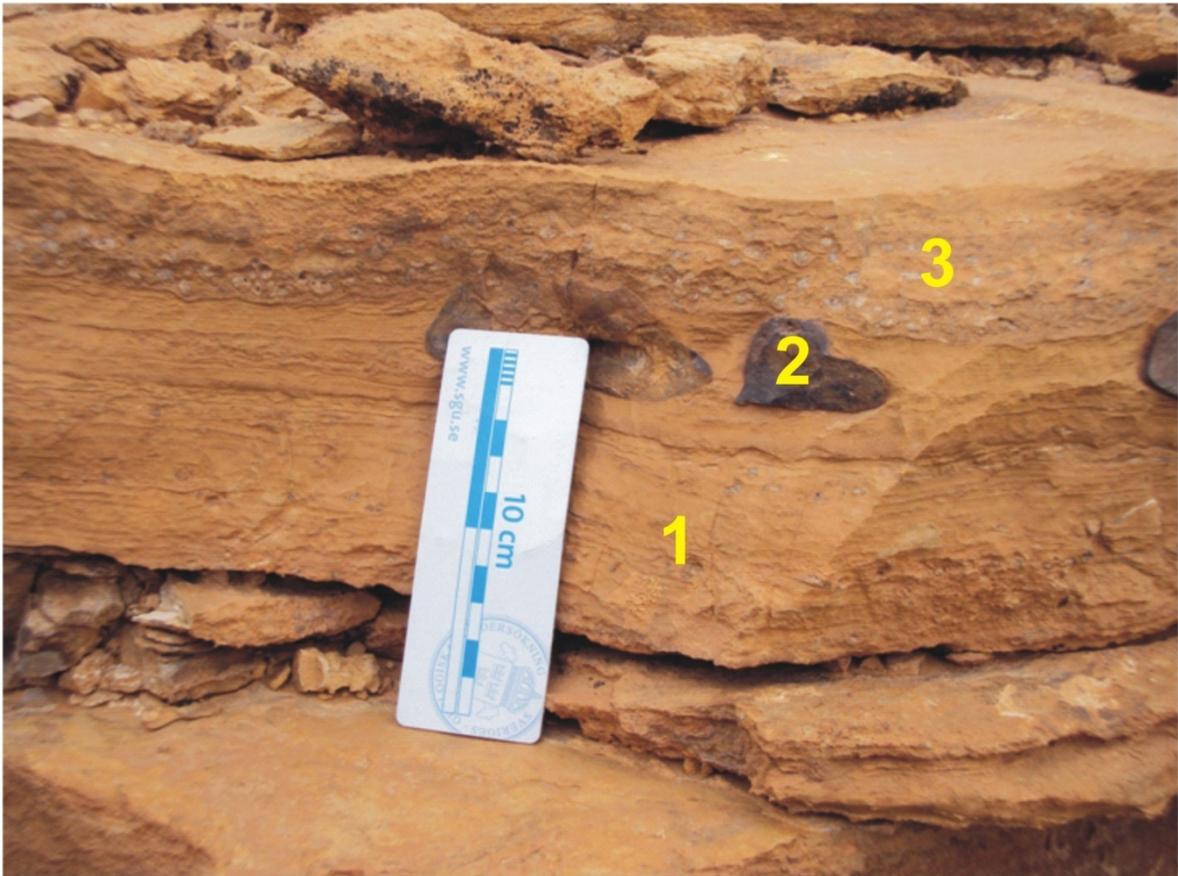


Fig. 48- Exemple d'une séquence élémentaire individualisée à l'échelle du banc de calcaire (Membre supérieur, section de Djebel El Kohol 1, Djebel Amour). 1 : calcaire à litages plans à ondulés vers le sommet, de texture mudstone, 2 : calcaire à nodules de silex de texture wackestone, 3 : calcaire bioclastique de texture packstone dense à grainstone.

2. Structures de bioturbation

Ces structures observées à l'échelle macroscopique et microscopique sont dues essentiellement à l'activité d'organismes. Elles ont été identifiées dans les trois membres de la Formation de Rhoundjaïa à des degrés variés.

2.1. A l'échelle macroscopique

A cette échelle, on observe fréquemment des terriers, en particulier des *Thalassinoides* dans le membre inférieur des sections de Djebel Rhoundjaïa et de Djebel El Kohol (fig. 49).

Par contre, dans le membre supérieur des mêmes sections, la bioturbation se présente sous forme des tâches plus ou moins allongées, irrégulières, d'épaisseurs centimétriques sur la surface des bancs (fig. 50A).



Fig. 49- Bioturbation exprimée par la présence de terriers dans le membre inférieur (section de Djebel Kohol 1, Djebel Amour).

2.2. A l'échelle microscopique

Cette bioturbation est observée le plus souvent dans les microfaciès mudstone à wackestone. Elle correspond à des textures perturbées par des pistes d'annélides que nous avons pu identifier dans certains bancs de calcaires du membre inférieur et médian.

Notons également que ce type de bioturbation, le plus abondant dans la Formation de Rhoundjaïa montre parfois une polarité à l'échelle du banc. Ainsi, la bioturbation est faible à la base, ensuite elle devient modérée à intense vers le sommet (fig. 50B-E). Ce phénomène a été observé dans l'ensemble des sections étudiées, à l'exemple des sections des Monts des Ksour (Rhoundjaïa et M'Daouer) et de Djebel Amour (El Kohol).

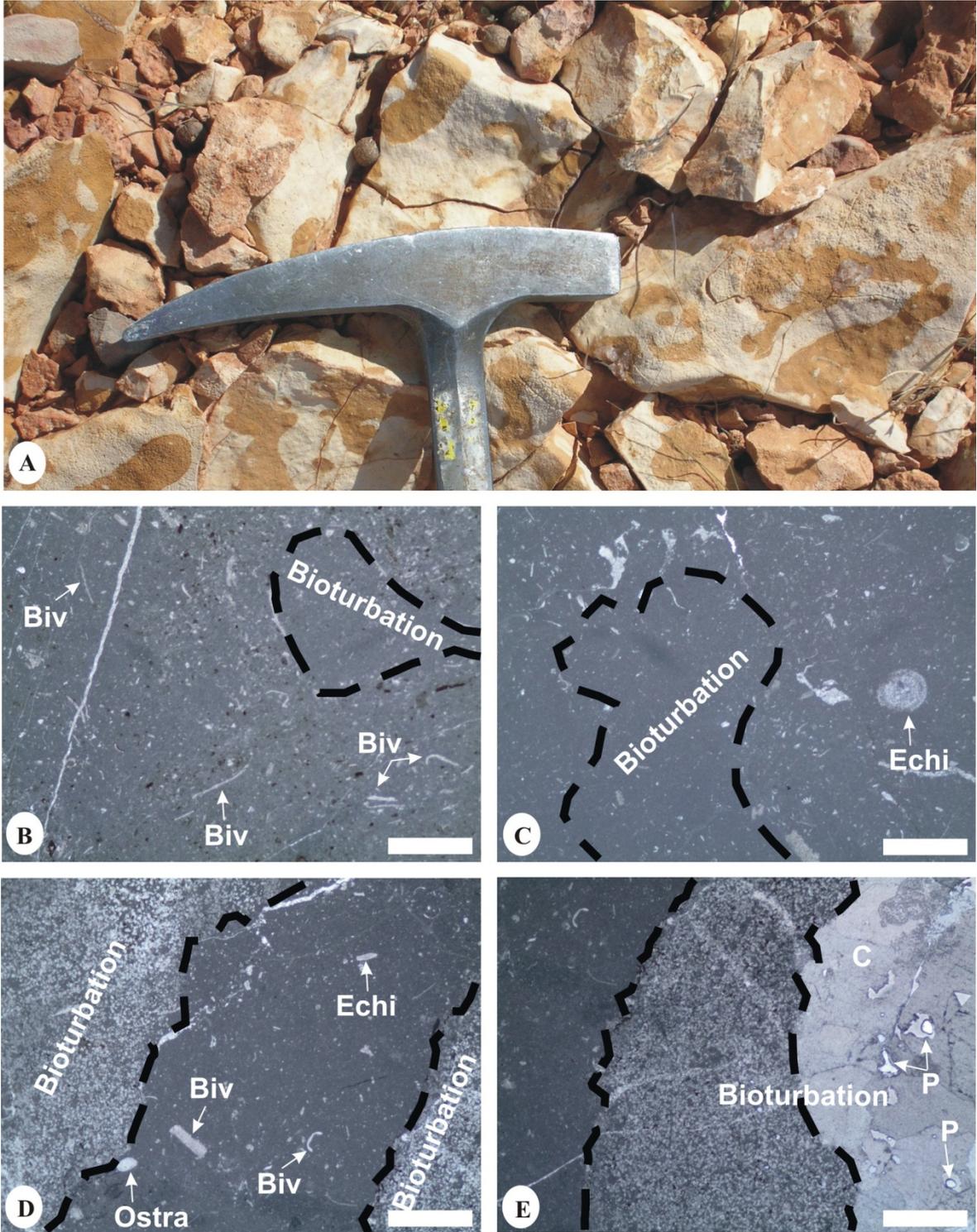


Fig. 50- Lithofaciès représentant le degré de la bioturbation dans le membre supérieur (section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour). A: Vue macrosopique de calcaires bioturbés, B-E: Microfaciès de calcaires bioturbés. B et C niveau 1: Calcaire affecté par une faible bioturbation (Ech. Rh-31, Rh-32). C niveau 2: Calcaire affecté par une bioturbation modérée (Ech. Rh-34a). D niveau 3: Calcaire affecté par une forte bioturbation (Ech. Rh- 34b). Abréviations : Biv, Bivalves ; C, Calcite ; Echi, Débris d'échinodermes ; Ostra ; Ostracodes ; P, Porosité. Barre d'échelle = 2 mm.

IV. ETUDE MINÉRALOGIQUE ET CHIMIQUE DES ARGILES

Cette étude est réservée au membre médian de la « Formation de Rhoundjaïa ». Elle consiste à caractériser qualitativement et quantitativement, le cortège minéralogique et chimique de la fraction argileuse par la diffractométrie des rayons X (DRX) et par la fluorescence des rayons X (FRX). Notons que seul le membre médian de la section de Djebel M'Daouer 2 sera étudié ici.

A. Analyse minéralogie des argiles et évolution verticale

1. Minéraux argileux

La fraction argileuse du membre médian de la Formation de Rhoundjaïa est constituée de quatre types de minéraux argileux dont trois sont simples (kaolinite, illite et chlorite) et un minéral correspondant à un édifice interstratifié I-M (illite-Montmorillonite)(fig. 51).

L'interprétation minéralogique montre que le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa est représenté en majeure partie par l'illite. Sa teneur varie de 40 à 70 % avec un maximum de pourcentage enregistré dans le dernier niveau marneux du Turonien inférieur (Mdt-6₇ = 70 %). Elle est associée à la kaolinite (5 à 35 %) et au chlorite (\leq à 5 %). Les interstratifiés de type I-M représentent en moyenne (27 à 50 %). Cette répartition, nous a permis de mettre en évidence un pic décroissant de la kaolinite à partir du Turonien inférieur et qui peut fort bien coïncider avec la limite supposée du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans cette partie des Monts des Ksour.

2. Minéraux non argileux

L'analyse des minéraux non argileux a relevé la présence du quartz (9 à 24 %), de la calcite (22 à 83 %), de l'orthoclase (2 à 7 %) et un faible pourcentage de dolomite (0 à 21 %) et de gypse (0 à 2 %) dans les premiers inter-bancs marneux (fig. 52). A la limite Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, l'évolution verticale de ce cortège montre l'existence d'un pic décroissant des teneurs du quartz et de la dolomite. Parallèlement, nous assistons une croissance importante de la teneur de la calcite qui atteint les 80 % au Turonien inférieur.

B. Analyse chimique des argiles et évolution verticale

Contrairement à la DRX, la spectrométrie de fluorescence des rayons X (FRX), nous a permis la caractérisation chimique des minéraux contenus dans la fraction argileuse. Ainsi, le résultat de cette analyse quantitative montre que les teneurs en oxydes majeurs des marnes du membre médian de la Formation de Rhoundjaïa sont : SiO₂ (6,71-36,52 % ; moyenne 19,8 %), Al₂O₃ (2,4 – 14,47% ; moyenne : 7,2 %), CaO (14,54 – 49,37 % ; moyenne: 11,39 %), Fe₂O₃ (0,75- 4,51%; moyenne: 2,38 %), K₂O (1,08 – 4,23 % ; moyenne : 2,56 %), Na₂O (< 0,001 – 0,47 % ; moyenne 0,19 %). Les oxydes (ZrO₂, PbO, ZnO, CuO, NiO et BaO ayant des teneurs très faibles, ne seront pas représentés sur la figure 53.

Par ailleurs, l'indice d'altération chimique (CIA) de NESBITT & YOUNG (1982) varie entre 67,1 et 76,7 % (moyenne: 72,6 %) et indique une altération modérée des sédiments.

En ce qui concerne l'évolution de ces oxydes, la figure 53 montre une excursion dans le même sens du SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, MnO, TiO₂, Cr₂O₃, ZrO₂ et Rb₂O et dans le sens inverse du CaO, SrO, SO₃ et de la perte au feu (PAF). Les valeurs maximum des oxydes SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, MnO, TiO₂, Cr₂O₃, ZrO₂ et Rb₂O correspondent à l'échantillon Mdt-6₄ situé au passage du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

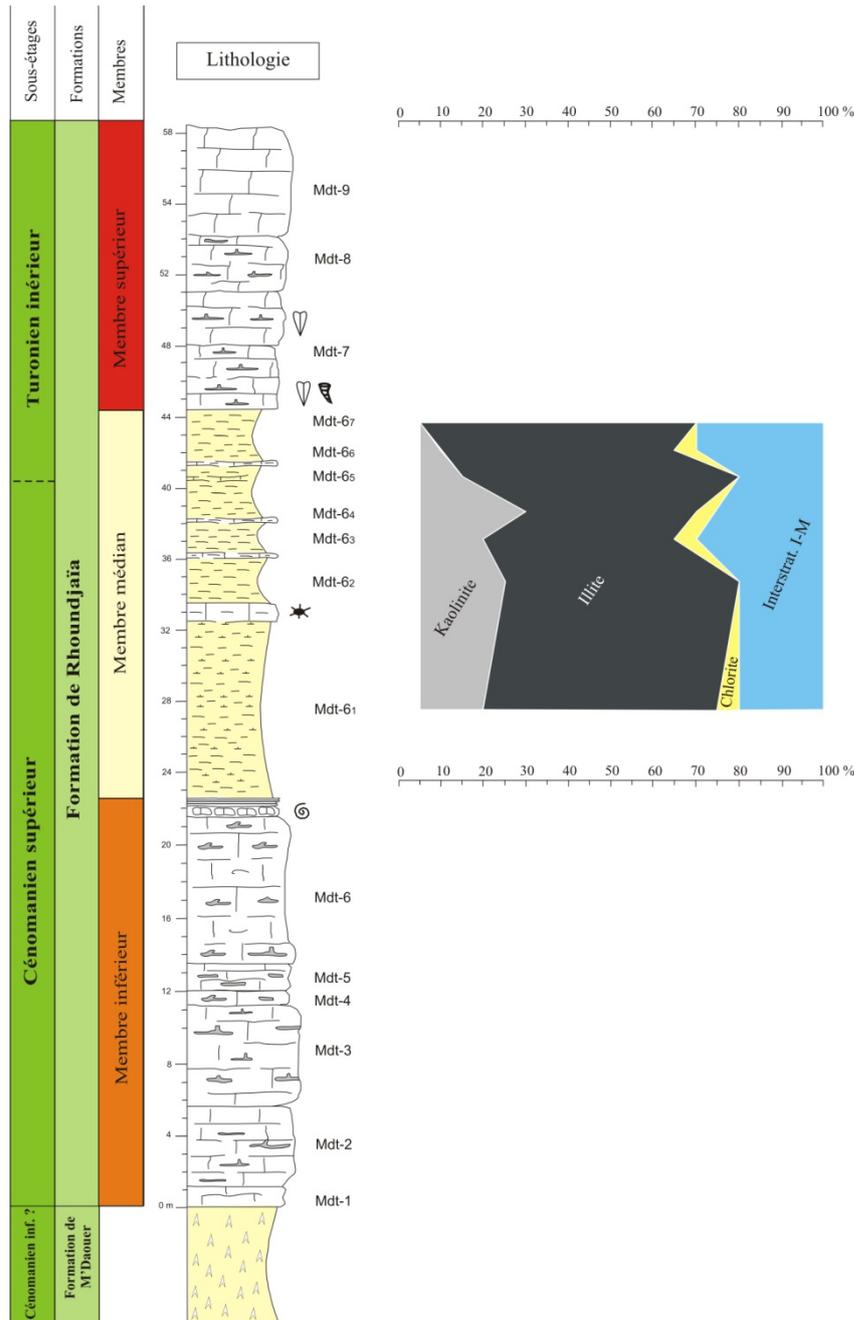


Fig. 51- Evolution verticale des minéraux argileux dans le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour).

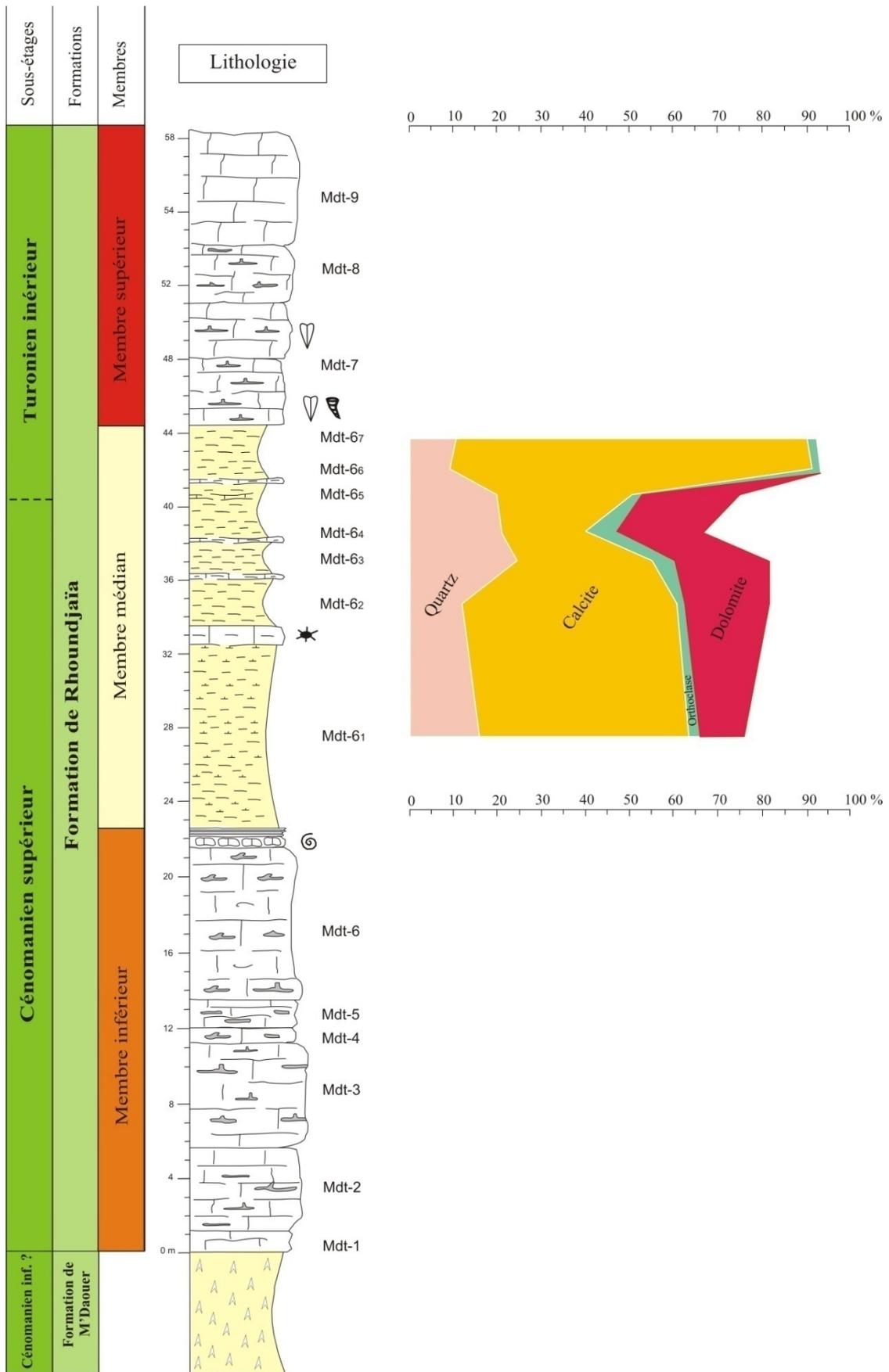


Fig. 52- Evolution verticale des minéraux non argileux dans le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour).

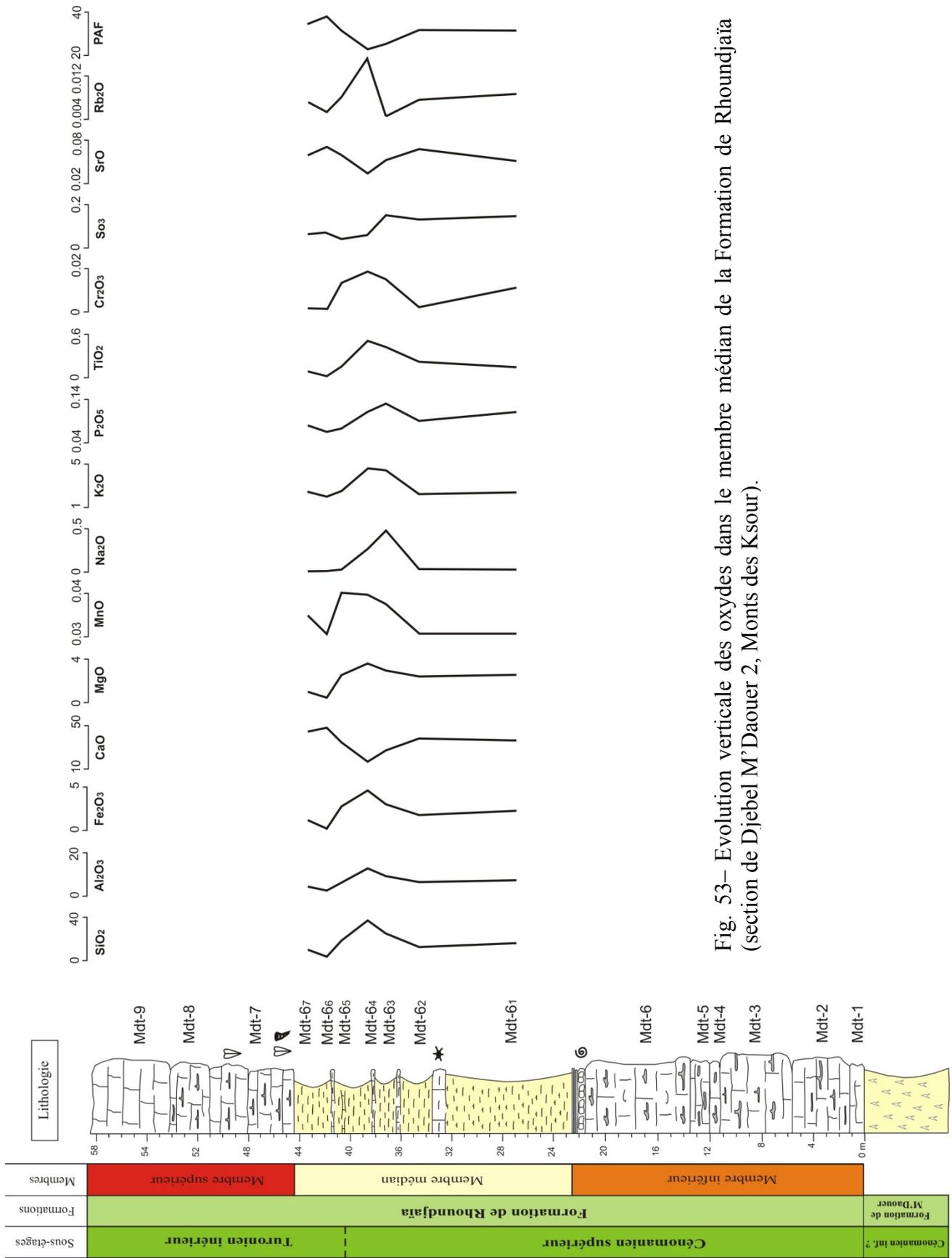


Fig. 53— Evolution verticale des oxydes dans le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour).

Quatrième chapitre : **ÉTUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE**

I. INTRODUCTION

Ce chapitre consacré à la micropaléontologie, constitue l'ossature de cette thèse. Il a pour objectif de réaliser en premier lieu, une étude systématique des foraminifères planctoniques et des ostracodes du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur. En second lieu, nous essayerons à travers la répartition stratigraphique des espèces de foraminifères (planctoniques et benthiques) ainsi que des espèces d'ostracodes dans les six sections considérées de proposer pour la première fois une biozonation dans les Monts des Ksour et Djebel Amour.

II. SYSTEMATIQUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET DES OSTRACODES

Cette analyse systématique se résume à l'étude des foraminifères planctoniques considérés fort longtemps comme marqueurs biostratigraphiques (CUSHMAN, 1928 ; THALMANN, 1934 ; BROTZEN, 1936 ; RENZ, 1937 ; GANDOLFI, 1955 ; BOLLI, 1966 ; SIGAL, 1967) et des ostracodes. Pour chaque espèce identifiée, sont données une synonymie, une répartition stratigraphique et géographique connue, une description morphologique ainsi qu'une figuration présentée sous forme de planches photos. Notons que par manque de données dans la littérature micropaléontologique (figuration, synonymie, etc...), les foraminifères benthiques n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique, mais ils seront figurés en fonction de leur intérêt stratigraphique.

A. Systématique des foraminifères planctoniques

Les foraminifères à la fois dégagés et en sections ont été déterminés à l'exception des spécimens mal préservés et qui sont laissés en nomenclature ouverte. Il est à souligner également que la classification utilisée ici est celle de LOEBLICH & TAPPAN (1988).

ORDRE : FORAMINIFERIDA EICHWALD, 1830
SOUS-ORDRE : GLOBIGERININA DELAGE & HEROUARD, 1896
SUPER-FAMILLE : ROTALIPORACEA SIGAL, 1958
FAMILLE : HEDBERGELLIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961
SOUS-FAMILLE : HEDBERGELLINAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961
GENRE : *Muricohedbergella* BRÖNNIMANN & BROWN, 1958

Muricohedbergella delrioensis CARSEY, 1926

Pl. 2, fig. 1

Synonymie :

- 1926 *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY var. *delrioensis* CARSEY, p. 43.
1940 *Globigerina cretacea* d'ORBIGNY TAPPAN, p. 121, pl. 19, fig. 11.
1952 *Globigerina gautierensis* BRONNIMANN, p. 11, pl. 1, figs. 1-3, text-fig. 2.
1954 *Globigerina delrioensis* CARSEY ; FRIZZEL, p. 127, pl. 20, fig. 1.
1959 *Praeglobotruncana (Hedbergella) delrioensis* CARSEY ; BANNER & BLOW, p. 8.
1959 *Praeglobotruncana gautierensis* BRONNIMANN ; BOLLI, p. 256, pl. 21, figs. 3-6.
1961 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) : LOEBLICH & TAPPAN, p. 283, pl. 2, figs. 11-13.
1967 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; PESSAGNO, p. 282, pl. 48, figs. 1-5.
1970 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; EICHER & WORSTELL, p. 315, pl. 9, figs. 10-11.
1971 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; MAGNIEZ-JANNIN, p. 376, pl. 13, figs. 13-34.
1979 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; E.W.G. P.F.1, p. 125, 127, pl. 22, figs. 1-2, pl. 23, figs. 1-3.
1979 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; CHITTA, p. 90, pl. 2, figs. 1-2.
1983 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; GARGOURI-RAZGALLAH, p. 140, pl. 24, figs. 1-3.
1983 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; GASINSKI, p.227, fig. 7, l & p. 229, fig. 8, ag.
1984 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; LECKIE, p.604, pl. 1, fig. 12 & p. 612, pl. 9, figs. 1-4, 8.
1985 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; CARON, p. 58, fig. 25, 6-7.
1988 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; GASINSKI, p.231, fig. 11, l-o, p. 233, fig. 12, ai.
1988 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; JARVIS & al., p. 33, fig. 12, a.
1989 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; CHERIF & al., p. 261. pl. II, fig. 9.
1991 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; PERYT & WYRWICKA, p. 71, fig. 6, 13.
1993 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; CAUS & al., p. 541, fig. 7, 1a-c.
1994 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; PREMOLI SILVA & SLITER, pl. 1, fig. 7.
1998 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; BELLIER, p. 341, pl. 1, figs. 1-3.
1998 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; MITCHELL & CARR, p. 111, pl. 1, fig. 5.
1998 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; PREMOLI SILVA & al., p. 394, pl. 4, fig. 20.
1999 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; GRADSTEIN & al., p. 57, pl. 1, figs. 1-12.
1999 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) HUBER & al., p. 414, pl. 1, figs. 6-8.
1999 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; LUCIANI & COBIANCHI, p. 154, fig. 14, n.
2000 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; PETRIZZO, p. 498, fig. 8, 1a-c.
2000 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; GEORGESCU, p. 165, pl. 1, fig. 5.
2001 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; KELLER & al., p. 404, fig. 8, 15-16.
2001 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; TUR & al., p. 728, fig. 9, 1-3.
2001 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; PETRIZZO, p. 853, fig. 8, 5a-c.
2003 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; PETRIZZO, p. 498, fig. 8, 1 a-c.
2004 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; GEBHARDT, p. 205, fig. 7, H.
2004 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; KELLER & PARDO, p. 101, pl. 5, figs. 5-9.
2005 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; DESMARES, p. 349, pl. A4.3, fig. 9.
2005 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; BAK & al., p. 285, fig. 7, B & p. 286, fig. 8, B.
2007 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; ADEGBIE & BASSEY, p. 37, fig. 5b, 1-3.
2007 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; BORNEMANN & NORRIS, p. 35, fig. 2, a-c.

- 2007 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; DESMARES & *al.*, p. 576, fig. 11, I.
 2007 *Muricohedbergella delrioensis* (CARSEY) ; OKAY & ALTINER, p. 273, pl. 3 fig. 13.
 2008 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; IFRIM & STINNESBECK, p. 954, fig. 12, a.
 2008 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; FRIEDRICH & *al.*, p. 302, pl. I, fig. 6.
 2010 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; GEBHARDT & *al.*, p. 35, fig. 6, 23.
 2011 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; BAMBA & *al.*, p. 5, fig. 5, 10-11.
 2011 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; DIGBEHI & *al.*, p. 378, pl. 1, figs. 1-2.
 2012 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY); RUAULT-DJERRAB, p. 193, pl. 1, fig. G.
 2012 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; LEZIN & *al.*, p. 4, fig. 4, 11-13.
 2012 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; BASSEY & ESSIEN, p. 128, pl. 2, fig. 5.
 2012 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; EL-HARIRI & *al.*, p. 73, pl. 1, fig. C.
 2012 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; KEDZIERSKI & *al.*, p. 186, fig. 4, G, H, I.
 2013 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; BAK & BAK, p. 243, pl. 3, fig. B.
 2013 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, p. 107, pl. 4, figs. 1-3.
 2014 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; MIKADZE, p. 1138, figs. 3, 4, 5.
 2014 *Hedbergella delrioensis* CARSEY ; SALMOUNA & *al.*, p. 742, fig. 8, 5a-c.
 2014 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; RUAULT-DJERRAB & *al.*, p. 351, pl. 1, fig. F.
 2015 *Hedbergella delrioensis* (CARSEY) ; REOLID & *al.*, p. 496, fig. 2, 4.
 2016 *Muricohedbergella delrioensis* (CARSEY) ; FALZONI & *al.*, p. 75, fig. 5, 5A-C.
 2016 *Muricohedbergella cf. delrioensis* CARSEY ; TÜYSÜZ & *al.*, p. 577, fig. 9, 9.
 2018 *Muricohedbergella delrioensis* CARSEY ; BENADLA & *al.*, p. 419 , fig. 7, b.

Matériel : environ 100 individus (une vingtaine dans les niveaux marneux et le reste en section).

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, Djebel M'Daouer et Chellala Dahrania.

Description : cette espèce est caractérisée par son test trochospiralé. L'ouverture principale est ombilicale, arquée et couverte par une lèvre plate. Elle possède 6 loges, dont le dernier tour, les loges sont globuleuses. La taille augmente jusqu'à la dernière loge dont la surface est ornée de ponctuations, sauf pour la dernière loge qui est lisse. Les sutures sont radiales et déprimées à contour lobé.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : l'espèce est connue durant les intervalles chronologiques de l'Aptien-Turonien (BELLIER, 1989) et de l'Albien-Coniacien de la Téthys et de la mer Boréale (ROBASZYNSKI, 1981). En Algérie, cette espèce est citée à la fois dans l'Albien supérieur-Turonien de l'Atlas Saharien oriental (RUAULT-DJERRAB, 2012) et dans le Cénomaniens-Turonien de l'Atlas Saharien occidental (BENADLA & *al.*, 2018) et de la plate-forme saharienne algérienne (GROSHENY & *al.*, 2013). L'espèce *Muricohedbergella delrioensis* CARSEY a été citée dans le Cénomaniens-Turonien du Maroc (CHARRIERE & *al.*, 1997 ; JATI & *al.*, 2010 ; LEZIN & *al.*, 2012 ; LEBEDEL et *al.*, 2013), de la Tunisie (SOUA & ZAGHBIB-TURKI, 2004 ; SOUA & *al.*, 2011 ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013 ; GROSHENY & *al.*, 2013, REOLID & *al.*, 2015), de l'Egypte (CHERIF & *al.*, 1989 ; ELSHAFY & ABOU-ELLILE, 1989 ; GALAL & NAFAE, 2007), de l'Europe (PERYT & WYRWICKA, 1991 ; GROSHENY &

MALARTRE, 1997 ; BARROSSO-BARCENILLA & *al.*, 2011 ; KEDZIERSKI & *al.*, 2012 ; REOLID & *al.*, 2016), de l'Amérique du Nord (KELLER & PARDO, 2004), du Mexique (HERNANDEZ-ROMANO & *al.*, 1997), du Pérou (JAILLARD, 1986) et du Japon (HASEGAWA & *al.*, 1997).

Muricohedbergella planispira TAPPAN, 1940

Pl. 1, fig. A

Synonymie :

- 1940 *Hedbergella planispira* TAPPAN, p. 122, pl. 19, fig. 12.
1961 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; LOEBLICH & TAPPAN, p. 289, pl. 5, figs. 4-11.
1970 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; EICHER & WORSTELL, p. 315, pl. 9, figs. 12-13.
1979 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; ROBASZYNSKI & CARON, p. 141, 143, pl. 27-28, figs. 1-3, figs. 1-4.
1979 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; CHITTA, p. 92.
1979 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; E.W.G.P.F.1, p. 140, 142, pl. 27, figs. 1-3, pl. 28, figs. 1-4.
1983 *Hedbergella planispira* (TAPPAN); GARGOURI-RAZGALLAH, p. 139, pl. 2, fig. 8.
1983 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; GASINSKI, p.231, fig. 9, a-c.
1984 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; LECKIE, p. 612, pl. 9, figs. 6-7.
1985 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; CARON, p. 58, fig. 25, 23-24.
1989 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; PREMOLI SILVA, p. 302, pl. 1, fig. 9.
1991 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; PERYT & WYRWICKA, p. 71, fig. 6, 23.
1994 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; PREMOLI SILVA & SLITER, pl. 1, fig. 1, 10.
1994 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; HUBER & *al.*, pp. 414, pl. 1, fig. 1-2.
2000 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; GEORGESCU, p. 165, pl. 1, fig. 8.
2000 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; PETRIZZO, p. 498, fig. 8, 5a-c.
2001 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; KELLER & *al.*, p. 404, fig. 8, 17-18.
2001 *Hedbergella planispira* (TAPPAN); TUR & *al.*, p. 728, fig. 9, 7-9.
2004 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; KELLER & *al.*, p. 21, fig. 3, 1-2.
2004 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; KELLER & PARDO, p. 102, pl. 6, figs. 1-5.
2004 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; GEBHARDT, p. 205, fig. 7, K.
2005 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; BAK & *al.*, p. 286, fig. 8, R.
2007 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; ADEGBIE & BASSEY, p. 37, fig. 5b, 7-9.
2007 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; SHAHIN, p. 375, pl. 1, fig. 1.
2007 *Muricohedbergella planispira* (TAPPAN) ; OKAY & ALTINER, p. 273, pl. 3 figs. 9-11.
2008 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; IFRIM & STINNESBECK, p. 954, fig. 12, b.
2010 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; GEBHARDT & *al.*, p. 35, fig. 6, 24.
2011 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; BAMBA & *al.*, p. 5, fig. 5, 12-14.
2011 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; DIGBEHI & *al.*, p. 379, pl. 2, figs. 1-2.
2012 *Hedbergella planispira* TAPPAN ; BASSEY & ESSIEN, p. 128, pl. 2, figs. 7-8.
2012 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; KEDZIERSKI & *al.*, p. 186, fig. 4, L.
2014 *Hedbergella planispira* TAPPAN , SALMOUNA & *al.*, p. 742, fig. 8, 7a-c.
2014 *Muricohedbergella planispira* TAPPAN , OMANA & *al.*, p. 34, fig. 5, e.
2015 *Hedbergella planispira* (TAPPAN) ; REOLID & *al.*, p. 496, fig. 2, 5.

2016 *Muricohedbergella planispira* (TAPPAN) ; FALZONI & *al.*, p. 75, fig. 5, 6A-C ; p. 88, fig. 12, 6A-C.

2018 *Muricohedbergella planispira* TAPPAN ; BENADLA & *al.*, p. 419 , fig. 6, f.

Matériel : plus de 100 individus (dont une vingtaine en section).

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, Djebel M'Daouer, Chellala Dahrania et Djebel El Kohol.

Description : le test est trochospiralé, orné de punctuations à contour peu lobé. L'ouverture est ombilicale, bordée par une lèvre ; possédant 6 loges globuleuses dont la taille augmente lentement. Les sutures sont radiales et déprimées.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : cette espèce caractérise généralement l'intervalle chronologique l'Aptien-Turonien (BELLIER, 1989). Elle a été citée dans l'Albien-Turonien de la Téthys et de la mer Boréale (ROBASZYNSKI, 1981). Dans l'Albien-supérieur-Cénomaniens de l'Algérie (RUAULT-DJERRAB, 2012) et du Maroc (ANDREU, 1989). Dans le Cénomaniens-Turonien de l'Atlas Saharien occidental et central (BENADLA & *al.*, 2018), du Maroc (JATI & *al.*, 2010), de la Tunisie (SOUA, 2011 ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013), de l'Egypte (GALAL & NAFAE, 2007), de l'Espagne (BARROSSO-BARCENILLA & *al.*, 2011 ; REOLID & *al.*, 2016), de l'Angleterre (KELLER & *al.*, 2001), de la Pologne (PERYT & WYRWICKA, 1991), de l'Amérique du Nord (CARON & *al.*, 2006 ; KELLER & PARDO, 2004, KELLER & *al.*, 2004), du Japon (HASEGAWA, 1997) et du Mexique (HERNANDEZ-ROMANO & *al.*, 1997). Enfin, elle a été citée dans l'Albien-Cénomaniens de la Roumanie (CETEAN & *al.*, 2008).

SOUS-FAMILLE : HELVETOGLOBOTRUNCANINAE LAMOLDA ,1976

GENRE *Helvetoglobotruncana* REISS, 1957

Helvetoglobotruncana praehelvetica TRUJILLO, 1960

Pl. 1, fig. B

Synonymie :

1944 *Globotruncana helvetica* BOLLI ; BOLLI, p. 226-227, fig. 1, 9-12, pl. 9, figs. 6-8.

1956 *Globotruncana helvetica* BOLLI ; ALEXANDROWICZ, p. 53-54, text-fig. 5.

1957 *Globotruncana helvetica* BOLLI ; BOLLI, p. 56, pl. 13, figs. 1 a-c.

1960 *Rugoglobigerina praehelvetica* TRUJILLO, p. 340, pl.49, figs. 6 a-c.

1966 *Praeglobotruncana ? helvetica* BOLLI ; CARON, p. 74, pl. 3, figs. 2 a-c.

1967 *Marginotruncana Helvetica* BOLLI ; PESSAGNO, p. 306, pl. 53, 9-13, pl. 54, figs. 1-3.

1969 *Praeglobotruncana helvetica* BOLLI ; MOORKENS, pp. 447-448, pl. 1, 3, pl. 2, 6, pl. 3, fig. 11.

1969 *Globotruncana helvetica* BOLLI ; ROBLES-RAMOS & FLORES-COVARRUBIAS, p. 8, fig. 17, 1-3.

- 1969 *Hedbergella praehelvetica* TRUJILLO ; DOUGLAS, p. 168, pl. 4, fig. 3.
- 1969 *Praeglobotruncana helvetica* BOLLI ; DOUGLAS, pp. 169-170, pl. 4, figs. 4-5.
- 1972 *Praeglobotruncana helvetica* BOLLI ; GAWOR-BIEDOWA, pp. 73-74, pl. 8, figs. 4 a-c.
- 1976 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; LAMOLDA, p. 76, pl. 1, figs. 2 a-c.
- 1979 *Praeglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; ROBASZYNSKI & *al.*, p. 46, pl. 47, figs. 1-2.
- 1979 *Praeglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; E.W.G.P.F.2, p.43, pl. 49, figs.1-2.
- 1980 *Helvetoglobotruncana Helvetica* BOLLI ; PERYT, p. 70, pl. 21, figs. 8-10.
- 1983 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; BELLIER, p. 54, pl. 12, figs. 10-12.
- 1985 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; CARON, p. 60, fig. 30, 9-15.
- 1985 *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO) ; LECKIE, p. 147, pl. 2, figs. 2-3.
- 1985 *Praeglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; PRATT & *al.*, p.147, pl. 2, figs. 2-3.
- 1990 *Praeglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; ROBASZYNSKI & *al.*, pl. 42, fig.4.
- 1991 *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO) ; PERYT & WYRWICKA, p. 71, fig. 6, 14, 29.
- 1993 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; BALLA & BODROGI, p. 436, fig. 5; 5, 11.
- 1994 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; PREMOLI SILVA & SLITER, pl. 10, fig. 11, pl. 11, fig. 1.
- 1998 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; RAMI, pl. 11, figs. 2-4.
- 1999 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO) ; HUBER & *al.*, p. 415, pl. 2, figs. 15- 17
- 1999 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO) ; LUCIANI & COBIANCHI, p. 154, fig. 14, c.
- 2000 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; PETRIZZO, p. 500, fig. 12, 4a-c.
- 2001 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; PETRIZZO, p. 853, fig. 8, 7a-c.
- 2001 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; STRASSER & *al.*, p. 190, fig. 7, h.
- 2004 *Praehelvetoglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO) ; KELLER & PARDO, p. 99, pl. 3, fig. 1-2.
- 2005 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; BERTLE & SUTTNER, p.887, fig. 4, H, I.
- 2005 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; ETTACHFINI & *al.*, p. 66, fig. 7, 6-7.
- 2005 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; SOUA, pl.4, figs. 6-8.
- 2005 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; DESMARE, p. 350, pl. A4.4, fig. 7.
- 2006 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; CARON & *al.*, p. 184, fig. 7, 2 & fig. 8, 2.
- 2007 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; DESMARE & *al.*, p. 576, fig. 11, C, D.
- 2007 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; OKAY & ALTINER, p. 279, pl. 6, figs. 11-12.
- 2009 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; ANDO & *al.*, p. 326, fig. 4, 3.
- 2010 *Helvetoglobotruncana praehelvetica*; TRUJILLO ; GEBHARDT & *al.*, p. 35, fig. 6, 45-46.
- 2010 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; ROBASZYNSKI & *al.*, p. 11, fig. 13, O, P.
- 2011 *Helvetoglobotruncana praehelvetica*; TRUJILLO ; BARROSO-BARCENILLA & *al.*, p. 74, fig. 9, 5.
- 2013 *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO) ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, p. 107, pl. 1, fig. 15.
- 2014 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; HUBER & PETRIZZO, p. 50, fig. 10.
- 2014 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; OMAÑA & *al.*, p. 34, fig. 5, b.

- 2014 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; VAHIDINIA & al., p. 90, pl. 3, fig. 9.
2016 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; FALZONI & al., p. 75, fig. 5, 11A-C.
2016 *Whiteinella praehelvetica* TRUJILLO ; TÜYSÜZ & al., p. 575, fig. 7, 1-4.
2018 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO ; BENADLA & al., p.419 , fig. 6, g.

Matériel : quelques individus déterminés en section.

Gisement : section de Djebel Rhoundjaïa.

Description : la section de cette espèce est représentée par un test trochospiralé et plano-convexe. Le coté ombilical est fortement gonflé. Le contour du test est lobé.

Remarque : la forme dégagée se caractérise par des sutures radiales, légèrement déprimées et des loges à sections trapézoïdales, subaplaties à la face spirale. Le contour du test est lobé. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale, bordée par une lèvre bien développée pouvant atteindre la taille d'un porticus. L'ombilic est relativement étroit (1/4 environ du diamètre maximal). En vue de profil, cette espèce est nettement dissymétrique, ne présentant pas de véritable carène, mais plutôt une ligne de pustules. L'absence d'une véritable carène et la présence d'un portici pourraient placer l'espèce *praehelvetica* dans le genre *Whiteinella*.

A noter que l'espèce en question est signalée au sommet du Cénomaniens jusqu'au Turonien moyen (la partie terminale de la zone à *Rotalipora cushmani* jusqu'à la partie moyenne à supérieure de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*).

Répartition locale : Cénomaniens supérieur.

Répartition générale : au Maroc, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* est présente dans le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (ETTACHFINI & ANDREU, 2005a ; ETTACHFINI & al., 2005b ; GERTSCH & al., 2010 ; JATI & al., 2010, LEZIN & al., 2012). En Italie, *Whiteinella praehelvetica* caractérise le Cénomaniens supérieur et le Cénomaniens-Turonien (COCCIONI & LUCIANI, 2004 ; MORT & al., 2007). En Espagne, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* a été identifiée dans le Turonien inférieur (BARROSO - BARCENILLA & al., 2011 ; REOLID & al., 2016). Dans la plate-forme saharienne tunisienne et algérienne, *Praeglobotruncana (Whiteinella) praehelvetica* caractérise le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (GROSHENY & al., 2013). En Algérie, elle est citée dans le Cénomaniens supérieur de l'Atlas Saharien algérien occidental et central (BENADLA & al., 2018). En Egypte, dans le Cénomaniens moyen-Cénomaniens supérieur (GERTSCH & al., 2010 ; FAROUK, 2015). En Egypte et en Jordanie, *W. praehelvetica* a été déterminée dans le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (SHERIF & al., 2017). Aux Etats-Unis, *W. praehelvetica* caractérise le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (CARON & al., 2006, DESMARES & al., 2007). En Syrie, la même espèce a été signalée au Cénomaniens supérieur (GHANEM & KUSS, 2012). En France, *Praeglobotruncana (Whiteinella) praehelvetica* a été identifiée au Cénomaniens supérieur-Turonien moyen (CRUMIERE, 1989 ; JOLET & al., 1997 ; JOLET & al., 2001 ; GROSHENY & MALARTRE, 1997 ; GRÄFE, 1999 ; GROSHENY & al., 2006). Enfin, en Pologne, *Whiteinella praehelvetica* a été signalée au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (PERYT, 1980) et au Turonien inférieur (PERYT & WYRWICKA, 1991, 1993).

FAMILLE : ROTALIPORIDAE SIGAL, 1958
SOUS-FAMILLE : ROTALIPORINAE SIGAL, 1958
GENRE : *Rotalipora* BROTZEN, 1942

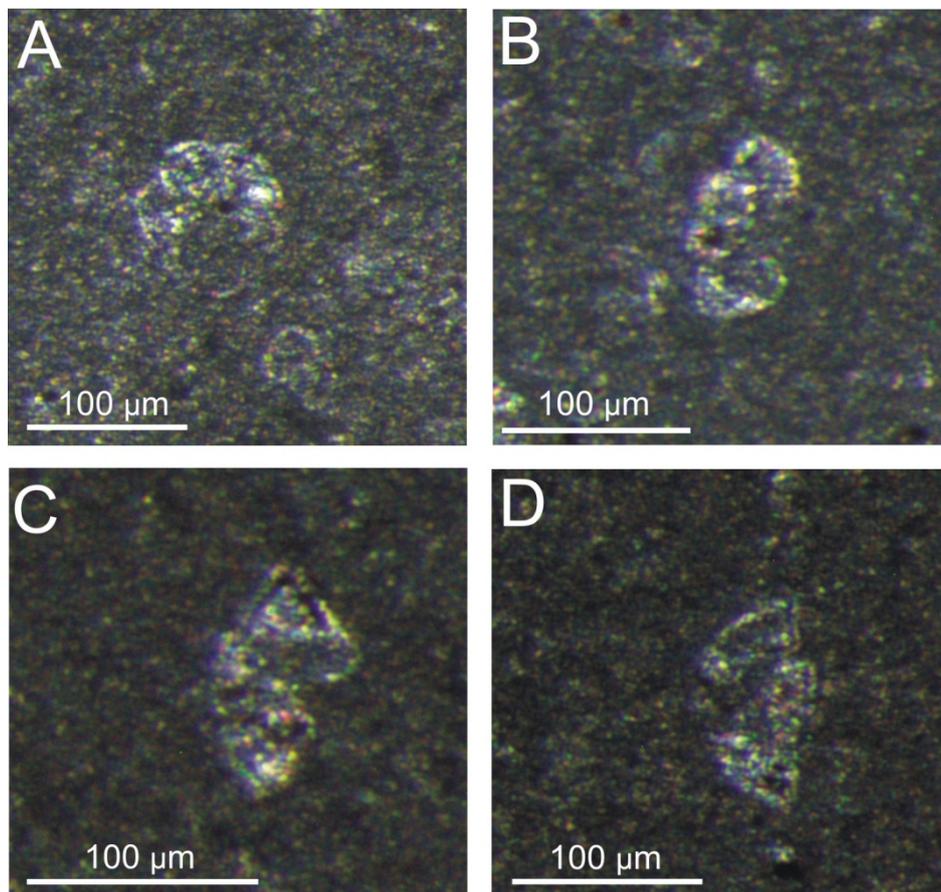
Rotalipora sp.
Pl. 1, fig. C

Matériel : quelques individus en sections.

Gisement : cette espèce a été déterminée uniquement dans la section de Djebel Rhoundjaïa.

Description : l'espèce en question est représentée par un test trochoïde et une convexité variable avec des loges bombées, anguleuses et rhomboïdes. Le profil des loges est marqué par une seule carène. Le contour est peu lobé.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur.



Pl. 1- Foraminifères planctoniques en sections. (A) section ombilicale de *Muricohedbergella planispira* TAPPAN (Rh-6), zone à *Rotalipora cushmani*; (B) *Helvetoglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO (Rh-5), zone à *Rotalipora cushmani*; (C) section périphérique de *Rotalipora* sp. (Rh-5), zone à *Rotalipora cushmani*; (D) *Dicarinella* sp. (Rh-5), zone à *Rotalipora cushmani*.

SUPER-FAMILLE : GLOBOTRUNCANACEA BROTZEN, 1942
FAMILLE : GLOBOTRUNCANIDAE BROTZEN, 1942
SOUS-FAMILLE : GLOBOTRUNCANINAE BROTZEN, 1942
GENRE : *Dicarinella* PORTHAULT, 1970

Dicarinella sp.
Pl. 1, fig. D

Matériel : quelques individus en section.

Gisement : section de Djebel Rhoundjaïa.

Description : c'est une espèce qui se caractérise par un test trochospiralé, biconvexe et représenté par un contour lobé. En vue de profil, les loges sont marquées par deux carènes surtout sur les loges du dernier tour. Ces dernières sont séparées par un très mince bandeau périphérique. Le profil dissymétrique est représenté par un plan-convexe à concavo-convexe.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur

SUPER-FAMILLE : HETEROHELICACEA CUSHMAN, 1927
FAMILLE : HETEROHELICIDAE CUSHMAN, 1927
SOUS-FAMILLE : HETEROHELICINAE CUSHMAN, 1927
GENRE : *Planoheterohelix* NEHRENBERGT, 1843

Planoheterohelix moremani CUSHMAN, 1938
Pl. 2, figs. 2-3

Synonymie:

- 1938 *Guembelina moremani* CUSHMAN, p. 10, pl. 2, figs. 1-3.
1940 *Guembelina washitensis* TAPPAN, p. 115, pl. 19, fig. 1.
1984 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; LECKIE, p. 613, pl. 10, fig. 12.
1985 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; CARON, fig. 24, 6-7.
1990 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; NEDERBRAGT, p. 88, 93, pl. 2, figs. 6a-7; pl. 3, figs. 1a-2b.
1991 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; MATMATI & al., p. 62, pl. 8, fig. 2.
1995 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; GEORGESCU, p. 403, figs. 13, 3-5.
1997 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; GEBHARDT, p. 28, fig. 6, 6.
1998 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; RAMI, p. 144, pl. 4, fig. 9.
1998 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; BELLIER, p. 343, pl. 3, figs. 12-14.
1998 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; NEDERBRAGT & al., p. 126, pl. 1, figs. 1-6.
1999 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; HUBER & al., p. 414, pl. 1, figs. 3-4.
1999 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; LUCIANI & COBIANCHI p. 154, fig. 14, d.
2000 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; GEORGESCU, p. 162.
2001 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) KELLER & al., p. 404, fig. 8, 5.

- 2004 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; KELLER & PARDO, p. 102, pl. 6, figs. 8-10.
 2004 *Heterohelix moremani* CUSHMAN ; EL AMRI & ZAGHBIB-TURKI, fig. 5, 27.
 2004 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; GEBHARDT, p. 205, fig. 7, B.
 2004 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) PREMOLI SILVA & VERGA, p. 141, pl. 71, figs. 4-7.
 2005 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; DESMARES, p. 349, pl. A4.3, fig. 12.
 2005 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; BAK & al., p. 286, fig. 8, H.
 2006 *Heterohelix moremani* CUSHMAN ; CARON & al., p. 184, fig. 7, 10.
 2007 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; GALAL & NAFAE, p. 65, fig. 2, 3.
 2007 *Heterohelix moremani* (MORROW) ; SHAHIN, p. 375, pl. 1, figs. 4-5.
 2008 *Heterohelix moremani* CUSHMAN ; IFRIM & STINNESBECK, p. 954, fig. 12, v.
 2010 *Heterohelix moremani* CUSHMAN ; GEBHARDT & al., p. 35, fig. 6, 14.
 2011 *Heterohelix moremani* CUSHMAN ; DIGBEHI & al., p. 379, pl. 2, fig. 3e.
 2012 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; LEZIN & al., p. 4, fig. 4, 22.
 2012 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; BASSEY & ESSIEN, p. 128, pl. 2, figs. 9-10.
 2012 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; RUAULT-DJERRAB, p. 193, pl. 1, fig. A.
 2013 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, p. 106, pl. 3, figs. 5-6.
 2014 *Heterohelix moremani* CUSHMAN ; SALMOUNA & al., p. 742, fig. 8, 9a.
 2014 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; RUAULT-DJERRAB & al., p. 351, pl. 1, fig. A.
 2015 *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) ; REOLID & al., p. 496, fig. 2, 9.
 2016 *Planoheterohelix moremani* CUSHMAN ; FALZONI & al., p. 75, fig. 5, 8A-B.
 2018 *Planoheterohelix moremani* CUSHMAN ; BENADLA & al., p., fig. 7, c-d.

Matériel : plus de 200 individus.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrانيا et El Kohol.

Description : espèce à test bisérié mince, formé de 7 paires de loges, en cône aplati avec des loges globuleuses et finement perforées. La taille augmente progressivement et régulièrement de bas en haut. Les sutures sont obliques. L'ouverture est sommitale et en forme d'arc bordée par une lèvre.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : *Planoheterohelix moremani* est connue de l'Albien supérieur jusqu'au Santonien (HART, 1999 ; PREMOLI SILVA & VERGA, 2004). Elle est citée dans le Cénomaniens-Turonien de l'Algérie (RUAULT-DJERRAB, 2012 ; BENADLA & al., 2018), du Maroc (ETTACHFINI & al., 2005 ; CHARRIERE & al., 1998 ; JATI & al., 2010 ; LEZIN & al., 2012 ; LABEDEL & al., 2013), de la Tunisie (CARON & al., 2006 ; SOUA 2011 ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013 ; REOLID & al., 2015) ; de l'Egypte (SHAHIN, 2007 ; GALAL & NAFAE, 2007 ; EL-SABBAGH & al., 2011) ; de l'Amérique du Nord (KELLER, 2004 ; CARON & al., 2006) et de l'Europe (KELLER & al., 2001 ; KEDZIERSKI & al., 2012 ; REOLID & al., 2016 ; FALZONI & al., 2016). Enfin dans le Cénomaniens du Japon (HASEGAWA, 1997) et le Turonien inférieur du Mexique (HERNANDEZ-ROMANO & al., 1997).

Planoheterohelix reussi CUSHMAN, 1938
Pl. 2, fig. 4

Synonymie :

- 1938 *Guembelina reussi* CUSHMAN, p. 11, pl. 2, fig. 6a, b.
1985 *Heterohelix reussi* CUSHMAN, fig. 24, 10-11.
1989 *Heterohelix reussi* CUSHMAN ; CHERIF & *al.*, p. 261, pl. II, fig. 5.
1990 *Heterohelix globulosa* (CUSHMAN) ; NEDERBRAGT, p. 88, pl. 2, figs. 1a-2b.
1997 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; GEBHARDT, p. 28, fig. 6, 7.
2000 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN); PETRIZZO, p. 500, fig. 11, 6a, b.
2001 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; KELLER & *al.*, fig. 8, 1-3.
2004 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; KELLER & PARDO, p. 102, pl. 6, figs. 11-14.
2004 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; PREMOLI SILVA & VERGA, p. 144, pl. 74, figs. 1-3.
2004 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; GEBHARDT, p. 205, fig. 7, D.
2007 *Heterohelix reussi* CUSHMAN ; ADEGBIE & BASSEY, p. 36, fig. 5a, 5-6.
2007 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; SHAHIN, p. 375, pl. 1, figs. 6-7.
2008 *Heterohelix reussi* CUSHMAN ; IFRIM & STINNESBECK, p. 954, fig. 12, u.
2010 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; GEBHARDT & *al.*, p. 35, fig. 6, 7.
2012 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; BASSEY & ESSIEN, p. 128, pl. 2, figs. 11-12.
2013 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, p. 106, pl. 3, figs. 1-2.
2015 *Heterohelix reussi* (CUSHMAN) ; REOLID & *al.*, p. 496, fig. 2, 10.
2016 *Planoheterohelix reussi* (CUSHMAN) ; FALZONI & *al.*, p. 75, figs. 8 A-B
2018 *Planoheterohelix reussi* CUSHMAN ; BENADLA & *al.*, p. , fig. 7, e.

Matériel : plus de 200 individus.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrانيا et El Kohol.

Description : cette espèce est caractérisée par son test bisérié de petite taille, en cône aplati et orné en ponctuation avec des loges globuleuses et finement perforées, en augmentant rapidement de taille dans les dernières loges. L'ouverture est simple et sommitale.

Remarque : cette espèce se diffère de l'espèce précédente par un nombre de loges plus réduit et par une taille plus rétrécie.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : elle est identifiée dans les ranges stratigraphiques du Cénomaniens moyen-Campanien (PREMOLI SILVA & VERGA, 2004) et du Cénomaniens supérieur-Maastrichtien (HART, 1999). L'espèce *Planoheterohelix reussi* CUSHMAN a été citée dans le Cénomaniens-Turonien de l'Algérie (BENADLA & *al.*, 2018), du Maroc (LEZIN & *al.*, 2012 ; LEBEDEL & *al.*, 2013), de la Tunisie (SOUA, 2011 ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013 ; REOLID & *al.*, 2015), de l'Egypte (SHAHIN, 2007 ; GALAL & NAFAE ; 2007 ; EL-SABBAGH & *al.*, 2011), de l'Europe (KELLER & *al.*, 2001 ; KEDZIERSKI & *al.*, 2012), de l'Amérique du Nord (KELLER & PARDO, 2004) et du Japon (HASEGAWA, 1997).

Famille : GUEMBELITRIIDAE MONTANARO GALLITELLI, 1957
Sous-famille : GUEMBELITRIINAE MONTANARO GALLITELLI, 1957
GENRE : *Guembelitra* CUSHMAN, 1933

Guembelitra cretacea CUSHMAN, 1933

Synonymie:

- 1933 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN, pp. 37-38, pl. 4, figs. 12a-b.
1946 *Guembelitra cretacea* (CUSHMAN) ; CUSHMAN, p. 103, pl. 44, figs. 14a-c.
1954 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN *Var. albertensis* STELCK & WALL, p. 23, pl. 2, fig. 19
1955 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN *Var. spiritensis* STELCK & WALL, p. 44, pl. 2, fig. 11.
1957 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN ; MONTANARO GALLITELLI, p. 136, pl. 31, figs. 1a-b.
1962 *Neobulimina albertensis* STELCK & WALL ; TAPPAN, p. 184, pl. 48, figs. 3-6.
1964 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN ; LOEBLICH & TAPPAN, C652, fig. 523: 1a-b.
1967 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN ; PESSAGNO, p. 258, pl. 87, figs. 1-3.
1970 *Neobulimina albertensis* (STELCK & WALL) ; EICHER & WORSTELL, p. 305, pl. 4, figs. 2-4.
1973 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN ; SMITH & PESSAGNO, pp. 15-16, pl. 1, figs. 1 et 6.
2001 *Guembelitra albertensis* STELCK & WALL ; KELLER & *al.*, p. 404, fig. 8, 9-10.
2004 *Guembelitra cretacea* (CUSHMAN) ; PREMOLI SILVA & VERGA, p. 124, pl. 54 figs. 6-9.
2005 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN ; ETTACHFINI & *al.*, p. 66, fig. 7, 12.
2005 *Guembelitra cretacea* (CUSHMAN) ; DESMARES, p. 349, pl. 3, fig. 14.
2006 *Guembelitra cretacea* CUSHMAN ; CARON & *al.*, p. 184, fig. 7, 8.
2009 *Guembelitra cretacea* RESSAS ; ELKHAZRI & *al.*, p. 123, pl. VI, fig. 9.
2013 *Guembelitra cretacea* (CUSHMAN) ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, p. 105, pl. 2, 9.

Matériel : plus de 200 individus.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrana et El Kohol.

Description : c'est une espèce à test trisériel allongé, conique, mince et orné par des petites punctuations. L'ouverture sommitale, en arc et plus courte ; possède des loges globuleuses dont la taille augmente de bas en haut donnant ainsi un aspect effilé au test.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : cette espèce est connue durant l'intervalle chronologique du Coniacien-Maastrichtien (PREMOLI SILVA & VERGA, 2004). Elle a été déterminée et figurée dans le Cénomaniens-Turonien de l'Algérie (Atlas Saharien occidental) (BENADLA & *al.*, 2018), du Maroc (ETTACHFINI & *al.*, 2005) et de la Tunisie (SOUA, 2011 ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013). Elle est également citée dans le Maastrichtien supérieur de la Pologne (PERYT, 1980).

Guembelitra cenomana KELLER, 1935
Pl. 2, fig. 5.

Synonymie :

- 1935 *Guembelitra cenomana* KELLER, p. 547, pl. 3, figs. 13-14.
1940 *Guembelitra harrisi* TAPPAN, p. 115, pl. 19, fig. 2.
1964 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; LOEBLICH & TAPPAN, p. 652.
1970 *Guembelitra harrisi* TAPPAN ; EICHER & WORSTELL, pl. 8, figs. 1-2.
1972 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; GAWOR-BIEDOWA, pp. 60-61, pl. 5, fig. 4.
1973 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; SMITH & PESSAGNO, pp. 15-16, pl. 1, figs. 2-5 et 7-8.
1984 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; LECKIE, p. 614, pl. 11, fig. 12.
1985 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; CARON, p. 55, fig. 24, 3-4.
1988 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; LOEBLICH & TAPPAN, pl. 485, figs. 8-12.
1997 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; GEBHARDT, p. 28, fig. 6, 4.
2001 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; KELLER & *al.*, p. 404, fig. 8, 6-8.
2004 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; PREMOLI SILVA & VERGA, p. 120, pl. 54, figs. 1-5.
2004 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; KELLER & PARDO, p. 102, pl. 6, figs. 15-16.
2005 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; BAK & *al.*, p. 285, fig. 7, A. & p. 286, fig. 8, D.
2007 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; GALAL & NAFAE, p. 65, fig. 2, 1.
2007 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; SHAHIN, p. 375, pl. 1, fig. 1.
2008 *Guembelitra cenomana* KELLER ; IFRIM & STINNESBECK, p. 954, fig. 12, w.
2010 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; GEBHARDT & *al.*, p. 35, fig. 6, 41.
2012 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; RUAULT-DJERRAB, p. 205, pl. 8, fig. M.
2013 *Guembelitra cenomana* (KELLER) ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, p. 105, pl. 2, figs. 1-3.
2016 *Guembelitra cenomana* KELLER ; FALZONI & *al.* , p. 75, fig. 5, 9.
2018 *Guembelitra cenomana* KELLER ; BENADLA & *al.* , p. , fig. 7, a.

Matériel : une vingtaine d'individus.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrana et El Kohol.

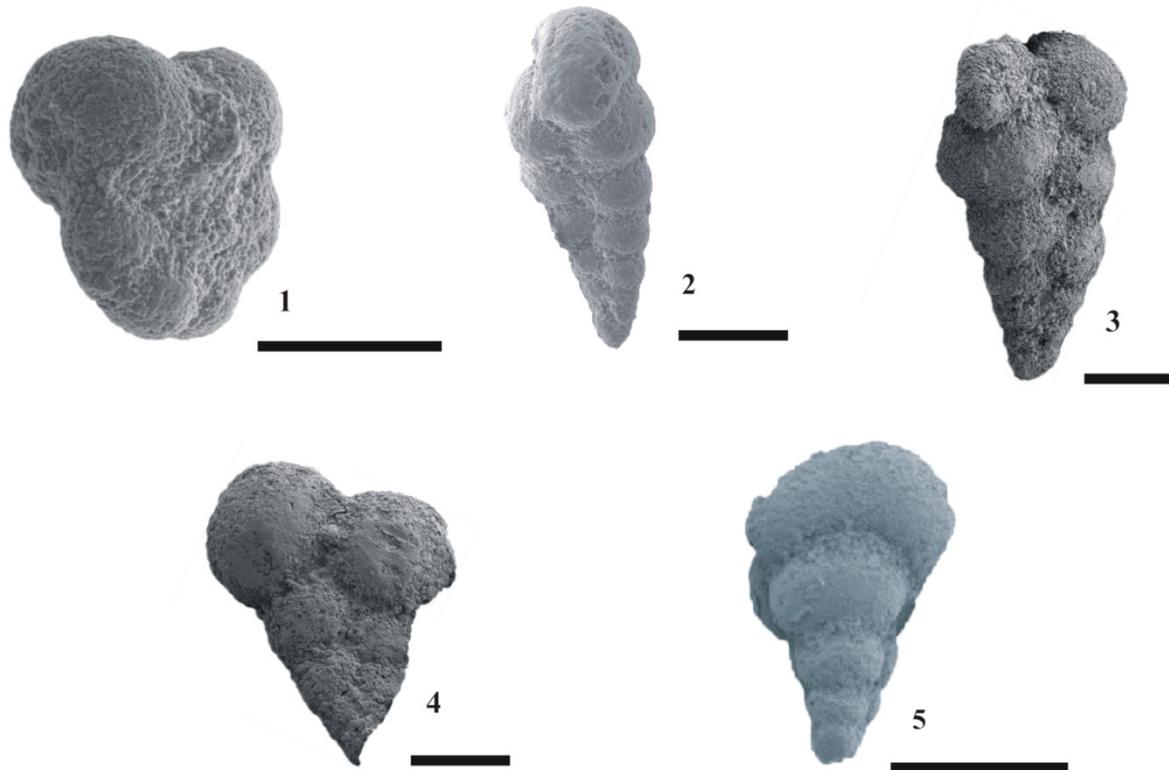
Description : test trisérie peu allongé à surface perforée, en cône et orné de ponctuation. L'ouverture est sommitale et subcirculaire relativement plus petite. Cette espèce se distingue de l'espèce précédente par sa forme plus large et peu allongé.

Remarque : de point de vue paléocéologique, *Guembelitra cenomana* est un taxon caractéristique, habitant les surfaces marines eutrophiques durant la période du passage Cénomaniens-Turonien (SOUA & *al.*, 2011).

Répartition locale : Cénomaniens supérieurs-Turonien inférieur.

Répartition générale : cette espèce est fréquente dans le Barrémien-Coniacien (PREMOLI SILVA & VERGA, 2004). Elle est citée dans le Cénomaniens et le Turonien du Maroc (ETTACHFINI & *al.*, 2005 ; JATI & *al.*, 2010 ; LEZIN & *al.*, 2012 ; LEBEDEL &

al., 2013), de l'Algérie (BENADLA & *al.*, 2018), de la Tunisie (SOUA, 2011 ; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013 ; REOLID & *al.*, 2015), de l'Égypte (GALAL & NAFAE, 2007), de l'Angleterre (KELLER & *al.*, 2001) ; de l'Amérique du Nord (KELLER & PARDO, 2004), de l'Espagne (REOLID & *al.*, 2016) et du Sud-Est de la France (FALZONI & *al.*, 2016).



Pl. 2- Foraminifères planctoniques. (1) *Muricohedbergella delrioensis* (CARSEY)(Rh-17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (2-3) *Planoheterohelix moremani* (CUSHMAN)(Rh-17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (4) *Planoheterohelix reussi* (CUSHMAN)(Rh- 24'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (5) *Guembelitra cenomana* (KELLER)(Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* . Barre d'échelle 100 μ m.

B. Systématique des ostracodes

La microfaune étudiée a donné 17 espèces dont 9 sont laissées à la nomenclature ouverte. Ces catégories taxinomiques d'ostracodes appartiennent à 7 genres. En ce qui concerne la classification utilisée ici, nous avons adopté celle de l'European Register of Marine Species : <http://erms.biol.soton.ac.uk>, et Integrated Taxonomic Information System:<http://www.itis.usda.gov>. La systématique établie par HORNE & *al.* (2002) et CARTER & *al.* (2011) a été également utilisée pour apporter plus de précision que cela était nécessaire. Notons que L, H et I, représentent les mesures des longueurs, hauteurs et largeurs

EMBRANCHEMENT : ARTHROPODA SIEBOLD & STANNIUS, 1845
SOUS-EMBRANCHEMENT : MANDIBULATA CLAIRVILLE, 1798
CLASSE : CRUSTACEA PENNANT, 1777
SOUS-CLASSE : OSTRACODA LATREILLE, 1806
ORDRE : PODOCOPIDA MULLER, 1894
SOUS-ORDRE : PLATYCOPIA SARS, 1866
SUPER-FAMILLE : CYTHERELLOIDEA, SARS, 1866
FAMILLE : CYTHERELLIDAE SARS, 1866
GENRE : *Cytherella* JONES, 1849

Cytherella gr. *ovata* ROEMER, 1840
Pl. 3, figs. 1-2.

Synonymie :

- 1840 *Cytherina ovata* ROEMER, p. 104, pl. 16, fig. 21.
1845 *Cytherina ovata* ROEMER ; REUSS, p. 16, pl. 5, fig. 35.
1849 *Cythere (Cytherella) ovata* (ROEMER) JONES, p. 28, pl. 7, figs. 24b-g.
1851 *Cytherina ovata* ROEMER; REUSS, p.48, pl. 17, figs. 2b-d.
1874 *Cytherella ovata* (ROEMER); REUSS in GEINITZ, p. 151, pl. 28, figs. 4-5.
1890 *Cytherella obovata* JONES & HINDE, p. 46, pl. 3, figs. 46-47.
1899 *Cytherella obovata* (ROEMER); EGGER, p.186, pl. 27, figs. 54-56.
1910 *Cytherella (Cytherina) ovata* (ROEMER); EGGER, p. 93, pl. 6, figs.5-6.
1910 *Cytherella obovata* JONES & HINDE; EGGER, p. 92, pl. 6, figs. 7-8.
1940 *Cytherella obovata* (ROEMER); BONNEMA, p. 93, pl. 1, figs. 1- 16.
1952 *Cytherella obovata* (ROEMER); DUPPER, p. 106, pl. 5, fig. 3.
1956 *Cytherella obovata* (ROEMER); DEROO, p. 1508, pl. 1, figs. 4-6.
1966 *Cytherella obovata* (ROEMER); GRÜNDEL, p. 12, pl. 1, fig. 2.
1969 *Cytherella* gr. *ovata* ROEMER ; BASSOULLE & DAMOTTE, pl. 2, fig. 13.
1974 *Cytherella ovata* ROEMER; DAMOTTE & FREYTET, p. 207, pl. I, fig. 1.
1976 *Cytherella "ovata"* (ROEMER) ; BREMEN, p. 82, pl. 1, fig. 1a-b.
1978 *Cytherella* ex. gr. *C. ovata* (ROEMER) ; PHILLI, p. 41, pl.1, figs. 1-5; text, figs. 5-2, 5-7
1980 *Cytherella* gr. *ovata* ROEMER ; BABINOT; pl. 1, figs. 12, 13; pl. 2, figs. 1-3.
1990 *Cytherella ovata* ROEMER; HATABA & AMMAR, pl. 3, fig. 33.
1991 *Cytherella* gr. *ovata* ROEMER ; SHAHIN, p. 133, pl. 1, fig. 5.
1991 *Cytherella* gr. *ovata* ROEMER ; SHAHIN & KORA, fig. 9, n° 3,4.
2006 *Cytherella* aff. *ovata* ROEMER ; ANDREU & BILOTTE, p. 59, pl. 1, figs. 1-5.
2008 *Cytherella ovata* ROEMER; EL-NADY & al., p. 561, pl. I, fig. 6.
2018 *Cytherella* gr. *ovata* ROEMER; BENADLA & al., p. 420, fig. 8A-C.

Matériel : plus de 200 individus.

Dimensions : L = 0,08 à 0,62 mm, H = 0,06 à 0,4 mm, l = 0,02 à 0,28 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrانيا et El Kohel.

Description : forme ovoïde à sub-quadrangulaire en vue latérale. Elle est caractérisée par un contour ovale. Le débordement périphérique de la valve droite sur la valve gauche s'effectue sur toute la périphérie. Les deux extrémités postérieures et antérieures sont arrondies, avec une surface lisse de la carapace.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : *Cytherella* gr. *ovata* est largement connue dans le Cénomaniens inférieur d'Égypte (EL-NADY & *al.*, 2008) ; Cénomaniens supérieur-Turonien de l'Atlas Saharien occidental (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969), de France (BABINOT, 1980 ; JOLET et *al.*, 2001 ; ANDREU & BILOTTE, 2006) et d'Égypte (SHAHIN, 1991 ; SHAHIN & *al.*, 1994). Dans le Turonien-Coniacien de l'Atlas Tunisien (SALMOUNA & *al.*, 2014) et enfin dans le Crétacé de l'Europe et de l'Amérique (DAMOTTE & TREYTET, 1974).

Cytherella gigantosulcata ROSENFELD, 1981
Pl. 3, fig. 3

Synonymie :

- 1932 *Cytherella sulcata* VAN VEEN, p. 336, pl. 4, figs. 1-18
- 1959 Ostracode U. 10 GLINTZBOECKEL & MAGNE, p. 64, pl. 3, fig. 31
- 1969 *Cytherella* ? U. 10 GLINTZBOECKEL & MAGNE ; GREKOFF, pl. 1, fig. 6
- 1973 *Cytherella* ? U. 10 GLINTZBOECKEL & MAGNE ; GROSDIDIER, p.141, pl. 1, figs. 2a-c
- 1977 *Cytherella sulcata* ROSENFELD ; AL ABDUL RAZZAQ, p.50, pl. 4, figs. 1-5
- 1979 *Cytherella sulcata* ROSENFELD ; AL ABDUL RAZZAQ, p.243, pl. 1, figs. 1-7
- 1980 *Cytherella sulcata* ROSENFELD ; BEN YOUSSEF, p.92, pl. 5, figs. 6-8
- 1981 *Cytherella sulcata* ROSENFELD ; BISMUTH & *al.*, p. 223, pl. 6, figs. 3-4
- 1981 *Cytherella sulcata* ROSENFELD ; AL ABDUL RAZZAQ & GROSDIDIER, p. 181, pl. 1, fig. 1.
- 1983 *Cytherella sulcata* ROSENFELD ; GARGOURI & RAZGALLAH, p. 148, pl. 33. fig. 1
- 1988 *Cytherella posterosulcata* ROSENFELD ; ATHERSUCH, p. 202, pl. 5, fig. 1.
- 1991 *Cytherella gigantosulcata* ROSENFELD ; SZCZUCHURA & *al.*, pl. 1, figs. 7-12.
- 2008 *Cytherella sulcata* ROSENFELD ; EL-NADY & *al.*, p. 561, pl. I, fig. 13.
- 2016 *Cytherella gigantosulcata* ROSENFELD ; BERGUE & *al.*, p. 199, fig. 2 f-g.

Matériel : plus de 10 individus.

Dimensions : L = 0,88 mm, H = 0,55 mm, l = 0,44 mm.

Gisement : sections d'El Kohol.

Description : carapace robuste, ovale en vue latérale. L'extrémité antérieure normalement arrondie et légèrement comprimée en vue dorsale. L'extrémité postérieure est fortement bombée et plus large. Les bords dorsaux et ventraux ont un très fort rayon de courbure. La hauteur maximale est située à la mi-longueur. La carapace est lisse.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur.

Répartition générale : cette espèce a été récoltée dans le Cénomaniens de la Tunisie (GLINTZBOECKEL & MAGNE, 1959 ; GREKOFF, 1969 ; BISMUTH & *al.*, 1981), du Maroc (ANDREU, 1989), de l'Iran (GROSDIDIER, 1973), du Kuwait (AL-ABDULRAZZAQ, 1977) et de l'Égypte (HATABA & AMMAR, 1990 ; SHAHIN, 1991 ; EL-NADY, 2008). En Jordanie, elle a été récoltée respectivement dans le Cénomaniens supérieur (BABINOT & BASHA, 1985) et dans l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur (BERGUE & *al.*, 2016).

Cytherella sp.1 RUAULT-DJERRAB, 2012
Pl. 3, figs. 4-5

2012 *Cytherella* sp.1 RUAULT-DJERRAB, p. 195, pl. 3, fig. F.

2013 *Cytherella* sp.1 ANDREU & *al.*, p. 237, pl.1, figs. 1-4.

2018 *Cytherella* sp.1 BENADLA & *al.*, p. 420, fig.8D-E..

Matériel : plus de 200 individus.

Dimensions : L = 0,13 à 0,73 mm, H = 0,06 à 0,42 mm, l = 0,04 à 0,26 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrania et El Kohol.

Description : carapace de grande taille, les valves sont allongées et subégales. La valve droite est légèrement plus grande que la valve gauche avec un contour presque identique. Le bord dorsal est rectiligne. Le bord ventral est concave vers l'arrière. Les deux extrémités antérieures et postérieures sont régulièrement arrondies.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : Crétacé moyen à supérieur du Sud-Est constantinois (RUAULT-DJERRAB, 2012) et le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur du Maroc (ANDREU & *al.*, 2013).

Cytherella sp. 2 RUAULT-DJERRAB, 2012
Pl. 3, fig. 6

1996 *Cytherella* sp. 3 ANDREU & TRONCHETTI, p. 57, pl. 5, fig. 11-16.

2012 *Cytherella* sp. 2 RUAULT-DJERRAB, p. 195, pl. 3, fig. C et D.

Matériel : plus de 200 individus.

Dimensions : L = 0,08 à 0,55 mm, H = 0,11 à 0,35 mm, l = 0,06 à 0,22 mm.

Description : espèce présentant les caractéristiques suivantes : La carapace montre une forme ovale en vue latérale. Les bords dorsaux et ventraux ont un très fort rayon de courbure. La hauteur maximale est située au niveau de la mi-longueur. Le recouvrement s'observe sur toute la périphérie. En vue dorsale ou ventrale, le contour est losangique très caractéristique, régulier et très arrondi.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa et M'Daouer.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : le Cénomaniens-Coniacien du Sud-Est constantinois (RUAULT-DJERRAB, 2012) et le Maastrichtien du synclinal d'El Koubbat du moyen Atlas Marocain (ANDREU & TRONCHETTI, 1996).

GENRE: *Cytherelloidea* ALEXANDER, 1929

Cytherelloidea sp.
Pl. 3, fig. 7

Matériel : 7 individus environ.

Dimensions : L = 0,42 à 0,57 mm, H = 0,28 mm, l = 0,11 à 0,15 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer et El Kohol.

Description : *Cytherelloidea* sp. est caractérisée par une forme sub-rectangulaire en vue latérale, sculptée (ornementation en filets, côtes et réticules). Les deux extrémités antérieures et postérieures sont régulièrement arrondies. Les bords ventraux et dorsaux sont concaves dans leurs parties médianes. Les côtes sont longitudinales, courtes et sinueuses.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

SOUS-ORDRE : CYPRIDOCOPINA BAIRD, 1850
SUPER-FAMILLE : CYPRIDOIDEA BAIRD, 1845
FAMILLE : CANDONIDAE KAUFMANN, 1900
SOUS-FAMILLE : PARACYPRIDINAE SARS, 1923
GENRE : *Paracypris* SARS, 1866
Espèce-type : *Paracypris polita* SARS, 1866

Paracypris dubertreti DAMOTTE & SAINT-MARC, 1972
Pl. 3, fig. 8

Synonymie:

- 1972 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC, Pl. I, fig. 6.
1972 *Paracypris dubertreti* n. sp. DAMOTTE & SAINT-MARC, p. 276, pl. 1, fig. 1.
1974 *Paracypris acutocaudata* n. sp. ROSENFELD, p. 8, pl.1, figs. 22-24.
1977 *Paracypris* sp. 1 AL ABDUL RAZZAQ, p. 87, pl. 15, figs. 1-3.
1977 *Paracypris acutocaudata* ROSENFELD ; BOUKHARY & al., p. 157, pl. 1, fi gs. 8a-c, 9a-c.
1985 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; VIVIERE, p.149, pl. 3, fi gs. 6-7
1989 *Paracypris dubertreti?* DAMOTTE & SAINT-MARC ; MAJORAN, p.10, pl. 2, fi gs. 10-12.
1991 *Paracypris* cf. *dubertreti*, DAMOTTE & SAINT-MARC; ANDREU-BOUSSUT, p. 485, pl. 18, fig. 9.
1994 *Paracypris acutocaudata* ROSENFELD ; SHAHIN & al., p. 41, pl. 1, fi g. 23.
1999 *Paracypris acuta* (CORNUEL) ; ISMAIL, p. 309, pl. 3, fi gs. 14-15.
1999 *Paracypris acutocaudata* ROSENFELD ; ISMAIL, p. 310, pl. 3, fi gs. 16-17.
2001 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; MORSI & BAUER, p. 385, pl. 2, fi gs. 4-5.
2001 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; HEWAIDY & MORSI, p. 239, pl. 2, fi g. 6.
2002 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; BASSIOUNI, p. 19, pl. 2, fi gs. 5-9.
2002 *Paracypris acutocaudata* ROSENFELD ; ABD-ELSHAFY & al., p. 166, pl. 2, figs. 14-15.
2008 *Paracypris acutocaudata* ROSENFELD; EL-NADY & al., p. 563, pl. II, figs. 11-12.
2009 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; BOUKHARY & al., p. 23, pl. 1, figs. 3-4.
2010 *Paracypris* cf. *dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; MORSI & WENDLER, p. 195, pl. 5, figs. 14-15.
2013 *Paracypris* cf. *dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; ANDREU & al., p. 240, pl. 4, fig. 19.
2013 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; SHAHIN & ELBAZ, p. 107, pl. 1, fig. 30.
2014 *Paracypris* aff. *dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; PIOVESAN & al., p. 217, pl. 1, figs. P-Q.
2016 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; BERGUE & al., p. 201, figs. 3K-L.
2018 *Paracypris dubertreti* DAMOTTE & SAINT-MARC ; BENADLA & al., p. 201, p. 420, fig. 8F.

Matériel : plus de 200 individus.

Dimensions : L = 0,33 à 0,68 mm, H = 0,15 à 0,33 mm, l = 0,06 à 0,22 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrania et El Kohol.

Description : cette espèce se caractérise par son extrémité postérieure très effilée et pointue. L'extrémité antérieure est régulièrement arrondie. La carapace est lisse et arquée du côté ventral. Le bord dorsal est plus rectiligne à la mi-longueur où le profil des deux valves est sont aplati et symétrique.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : cette espèce a été décrite dans les intervalles chronologiques suivants: Aptien-Cénomaniens de l’Égypte (BOUKHARY & *al.*, 1977; SHAHIN & *al.*, 1994; ISMAIL, 1999; MORSI & BAUER, 2001; HEWAIDY & MORSI, 2001; BASSIOUNI, 2002), Cénomaniens moyen et supérieur de Liban (DAMOTTE & SAINT-MARC, 1972) et de la Jordanie: (MORSI & WENDLER, 2010), Cénomaniens-Turonien de l’Algérie (VIVIÈRE, 1985 ; MAJORAN, 1989), Cénomaniens moyen du Maroc (ANDREU & BOUSSUT, 1991), Cénomaniens moyen-Turonien inférieur de la partie centrale de l’Égypte (BOU BOUKHARY & *al.*, 2009 ; SHAHIN & ELBAZ, 2013), Turonien inférieur du Sud-Est constantinois (RUAULT-DJERRAB, 2012), Turonien du bassin Potiguar, au Nord-Est du Brésil (POIVESAN & *al.*, 2014) et enfin dans l’intervalle chronologique du Turonien-Coniacien de l’Atlas Tunisien (SALMOUNA & *al.*, 2014).

Paracypris mdaouerensis BASSOULLET & DAMOTTE, 1969
Pl. 3, figs. 9-10

Synonymie:

1969 *Paracypris mdaouerensis* n. sp. BASSOULLET & DAMOTTE, p. 143, pl. 2, fig. 10.
1996 *Paracypris* cf. *mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; ANDREU & TRONCHETTI, p.57, pl. 5, figs. 18-19
2000 *Paracypris* aff. *P. mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; VIVIERS & *al.*, p. 418, fig. 10, n° 12, 13 et 16.
2001 *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; MORSI & BAUER, p. 386, pl. 2, fig. 6.
2008 *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; EL-NADY & *al.*, p. 563, pl. II, fig. 13.
2012 *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; RUAULT-DJERRAB, p. 195, pl. 3, fig. A., pl. 10, fig. A.
2013 *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; SHAHIN & ELBAZ, p. 107, pl. 1, figs. 31-32.
2018 *Paracypris mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; BENADLA & *al.*, p. 420, figs. 8G-H.

Matériel : plus de 200 individus.

Dimensions : L = 0,17 à 0,8 mm, H = 0,06 à 0,33 mm, l = 0,04 à 0,22 mm.

Gisement : sections Djebel Rhoundjaïa, M’Daouer et Chellala Dahrانيا.

Description : cette espèce est morphologiquement proche de *Paracypris dubertreti* ; mais elle se distingue de celle-ci par son côté ventral qui n’est pas arqué.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : l'espèce *Paracypris mdaouerensis* récoltée pour la première fois dans les Monts des Ksour (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969) a été citée dans le Cénomaniens inférieur de la Jordanie (BABINOT & BASHA, 1985), le Cénomaniens du Gabon (NEUFVILLE, 1973), l'Albien-Cénomaniens du Bassin Brésilien (VIVIERS & al., 2000), le Cénomaniens à Coniacien-Santonien de l'Atlas Saharien oriental (RUAULT-DJERRAB, 2012), le Cénomaniens-Turonien inférieur de l'Égypte (EL-NADY & al., 2008 ; SHAHIN & ELBAZ, 2013) et du Maroc (ANDREU, 1989 ; ETTACHFINI & al., 2005). Enfin, dans le Turonien-Coniacien de l'Atlas Tunisien (SALMOUNA & al., 2014) et l'Albien-Turonien du Maroc (ANDREU, 1991 ; ANDREU & TRONCHETTI, 1996 ; ANDREU & al., 2013).

Famille: BYTHOCYPRIDIDAE MADDOCKS, 1969
Sous-famille: BYTHOCYPRIDINAE MADDOCKS, 1969
GENRE: *Bythocypris* BRADY, 1880

Bythocypris sp.
Pl. 4, fig. 1

Synonymie:

2014 *Bythocypris* POT 1 PIOVESAN & al., p. 217, pl. 1, figs. I-K.

2018 *Bythocypris* sp. BENADLA & al., p. 420, fig. 8I.

Matériel : 50 individus environ.

Dimensions : L = 0,26 à 0,77 mm, H = 0,15 à 0,35 mm, l = 0,06 à 0,15 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrana et El Kohol.

Description : carapace de taille moyenne, sub-rectangulaire à subovale en vue latérale, resserrée en vue dorsale. La plus grande hauteur est située à mi-longueur. La valve gauche recouvre la valve droite sur toute la périphérie, exceptée dans la partie dorsale. Le bord dorsal est convexe. Le bord ventral est presque droit. Les deux extrémités sont arrondies. La surface des valves est lisse.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : le Turonien du Brésil (PIOVESAN & al., 2014).

Famille : MACROCYPRIDIDAE MULLER, 1912
GENRE: *Macrocypris* BRADY, 1868

Macrocypris sp.
Pl. 4, fig. 2

Matériel : 20 individus environ.

Dimensions : L = 0,48 à 0,73 mm, H = 0,4 à 0,42 mm, l = 0,11 à 0,22 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer, Chellala Dahrania et El Kohol.

Description : la forme du genre *Macrocypris* se caractérise par une carapace généralement déformée et présentant les caractéristiques suivantes : une extrémité antérieure tronquée, tournée vers le bas. Un recouvrement de la valve droite sur la valve gauche s'effectue sur toute la périphérie. Le bord dorsal est sinueux dans sa partie antérieure.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Ordre : PODOCOPIDA MÜLLER, 1894
Sous-ordre : PODOCOPINA SARS, 1888
Superfamille : BAIRDIACEA SARS, 1887
Famille : BAIRDIIDAE SARS, 1887
GENRE: *Bairdia* MCCOY, 1844

Bairdia sp.1
Pl. 4, fig. 3

Matériel : 50 individus environ.

Dimensions : L = 0,8 à 1,11 mm, H = 0,46 à 0,73 mm, l = 0,31 à 0,37 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa et El Kohol.

Description : carapace de grande taille, lisse et finement poreuse. Elle est caractérisée par son extrémité antérieure, courte, pointue et légèrement rebroussée vers le haut. Son extrémité postérieure est effilée et arrondie. Le bord dorsal est fortement convexe et à une inflexion bien marquée aux deux extrémités. Le bord ventral est convexe à subrectiligne dans sa partie médiane. La valve gauche recouvre la valve droite sur toute la périphérie.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur

Bairdia sp. 2
Pl. 4, fig. 4

Matériel : 20 individus environ.

Dimensions : L = 0,84 à 1,11 mm, H = 0,53 à 0,64 mm, l = 0,31 à 0,48 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer et El Kohol.

Description : carapace allongée et lisse. Le bord dorsal est convexe et à une inflexion bien marquée aux deux extrémités. Le bord ventral est convexe. L'extrémité antérieure est arrondie. L'extrémité postérieure est courte et pointue. La valve gauche recouvre largement la valve droite.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur.

GENRE : *Cythereis* JONES, 1849
Cythereis mdaouerensis BASSOULLET & DAMOTTE, 1969
Pl. 4, figs. 5-7.

Synonymie :

1969 *Cythereis mdaouerensis* n. sp. BASSOULLET & DAMOTTE, p. 141, pl. 1, fig. 5.
2018 *Cythereis mdaouerensis* BASSOULLET & DAMOTTE ; BENADLA & al., p. 420, fig. 8M-O.

Matériel : plus de 100 individus.

Dimensions : L = 0,11 à 0,64 mm, H = 0,06 à 0,33 mm, l = 0,03 à 0,26 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, M'Daouer et Chellala Dahrana.

Description : carapace rectangulaire en vue latérale, ornée d'un réseau de réticulations avec un bord antérieur arrondi en demi-cercle. L'extrémité postérieure est pointue. On note, la présence de trois côtes longitudinales fines. La côte médiane prolonge en continuité le tubercule subcentral. La côte ventrale est située nettement au-dessus du bord ventral qu'elle ne dissimule pas.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Répartition générale : Le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur de l'Atlas Saharien occidental (BASSOULLET & DAMOTTE, 1969 ; BASSOULLET, 1973) et le Turonien inférieur de la Tunisie (BISMUTH & al., 1981).

Cythereis ziregensis BASSOULLET & DAMOTTE, 1969
Pl. 4, fig. 8

Synonymie :

?1959 Ostracode E8 GLINTZBOECKEL & MAGNE, pl. 3, fig. 32.

Matériel : 20 individus environ.

Dimensions : L = 0,46 à 0,66 mm, H = 0,28 à 0,31 mm, l = 0,26 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa et M'Daouer.

Description : nous plaçons avec doute cette espèce *Cythereis ziregensis*. Elle représente les caractères suivants : la carapace est sub-rectangulaire en vue latérale. Le bord dorsal est rectiligne, très long, souligné par une crête denticulée sur son bord externe. Le bord ventral est plus court, légèrement incliné, puis remontant vers l'extrémité postérieure des valves. Le bord antérieur est arrondi presque en demi-cercle. Le bord postérieur est triangulaire, longé, lui aussi, par un bourrelet denticulé. La côte médiane est inexistante. Un faible bombement, à peine perceptible, forme le tubercule subcentral. En vue dorsale, la carapace est assez aplatie latéralement.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur.

Répartition générale : Cénomaniens supérieur de l'Atlas Saharien occidental (BASSOULET & DAMOTTE, 1969).

Cythereis sp 1
Pl. 4, fig. 9

Matériel : 10 individus environ.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur de l'Atlas Saharien occidental et central.

Dimensions : L = 0,69 mm, H = 0,38 mm, l = 0,22 mm.

Gisement : sections de Djebel Rhoundjaïa, El Kohol 1 et Chellala Dahrana.

Description : nos spécimens diffèrent des autres individus par la présence d'une réticulation sur toute la surface et la costulation latérale, s'estompant légèrement au centre de la valve.

Cythereis sp. 2
Pl. 4, fig. 10

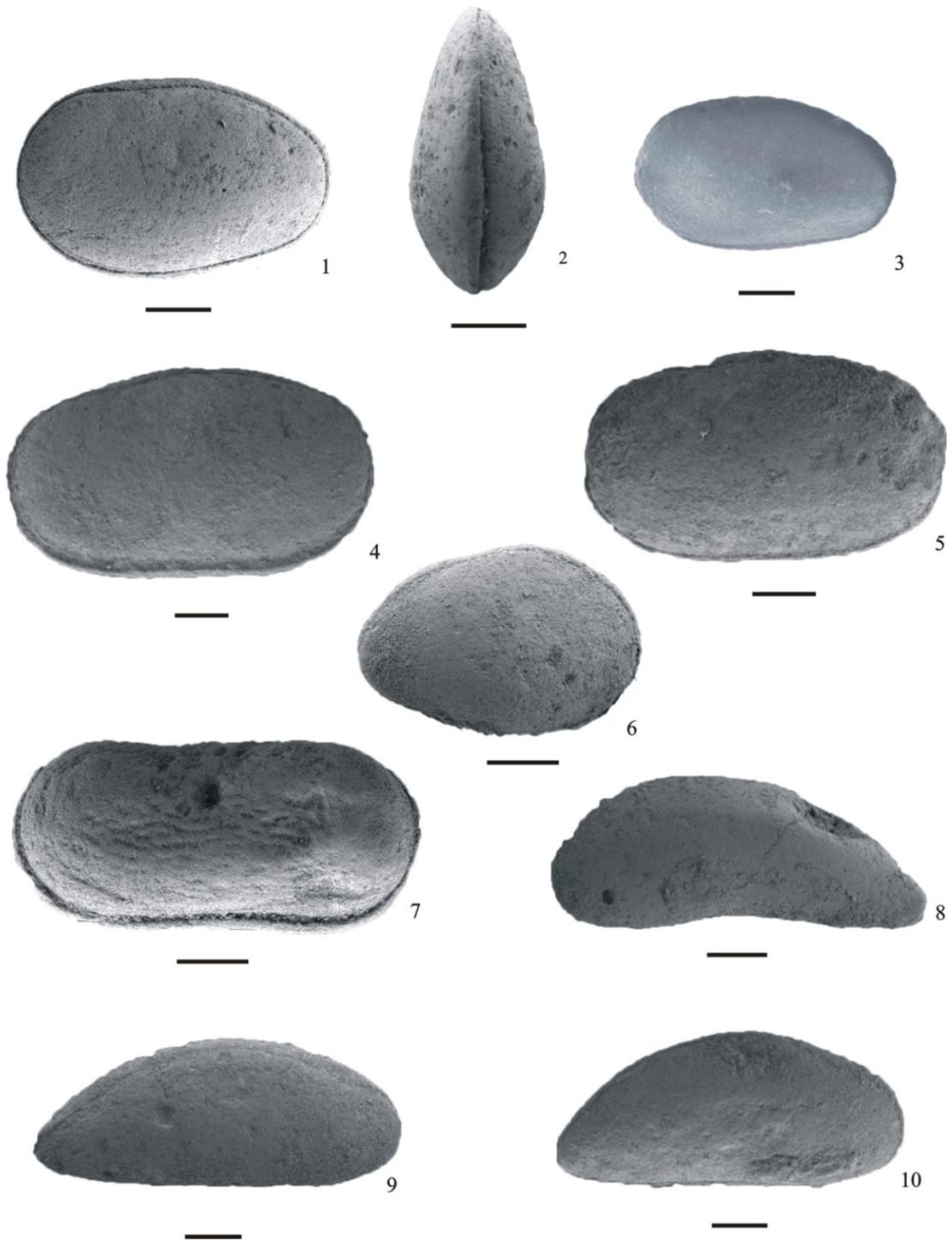
Matériel : 5 individus environ.

Dimensions : L = 0,65 mm, H = 0,35 mm, l = 0,23 mm.

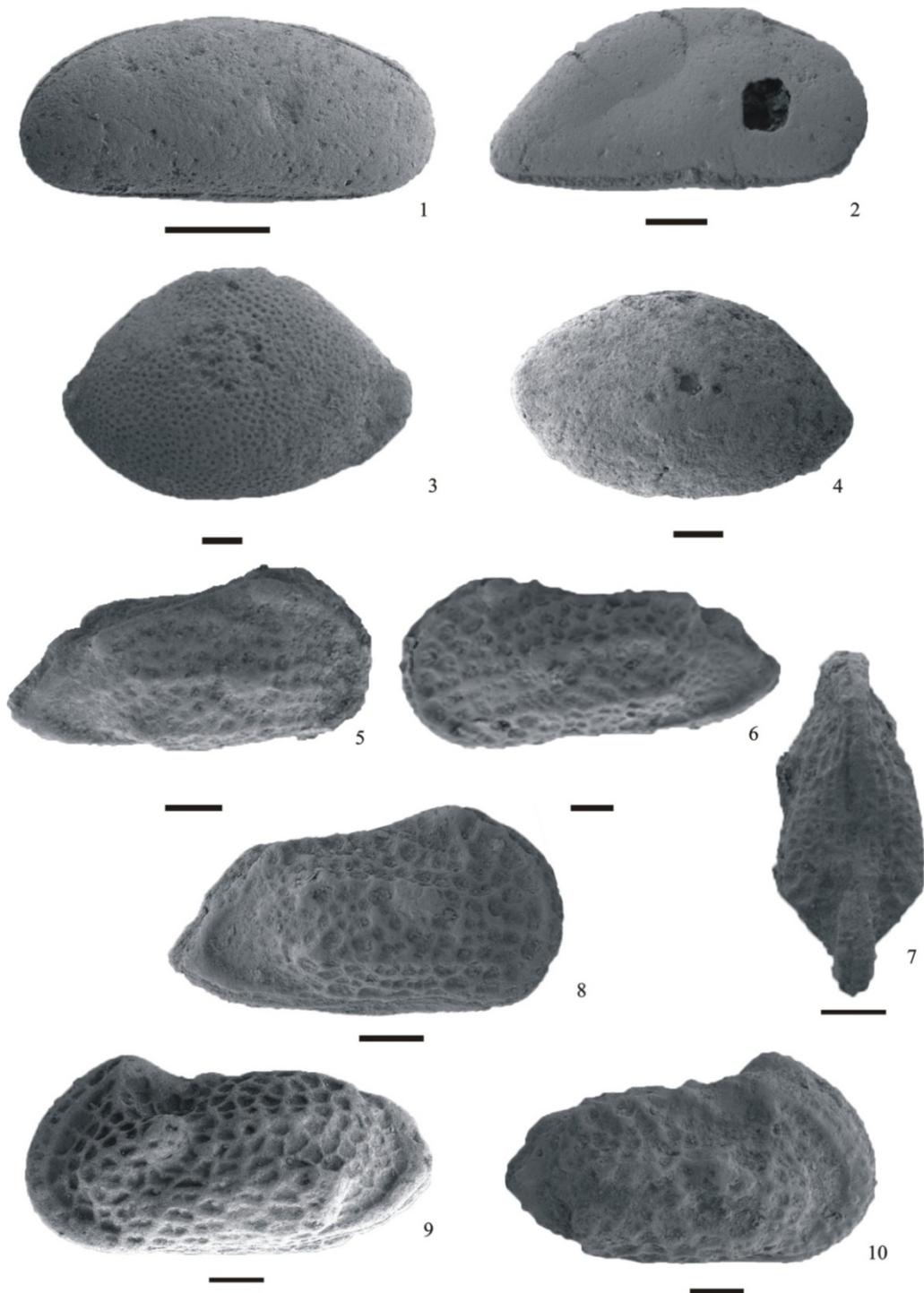
Gisement : section de Djebel Rhoundjaïa.

Description : les spécimens présentent une dégradation de l'ornementation qui se traduit par l'apparition de tubercules irréguliers au niveau des terminaisons postérieures des côtes ventrales et dorsales, ainsi que dans la partie médiane de la carapace.

Répartition locale : Cénomaniens supérieur de l'Atlas Saharien occidental.



Pl. 3- Ostracodes du passage Cénomannien supérieur-Turonien inférieur. (1-2) *Cytherella gr. ovata* (ROEMER)(Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, 1 : vue de gauche, 2 : vue dorsale ; (3) *Cytherella gigantosulcata* (ROSENFELD) (L1-3'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de gauche ; (4-5) *Cytherella* sp. 1. (Rh- 22'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, 4 : vue de droite, 5 : vue de gauche ; (6) *Cytherella* sp. 2., (L1-3'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de droite ; (7) *Cytherelloidea* sp. (Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de gauche ; (8) *Paracypris dubertreti* (DAMOTTE & SAINT-MARC)(Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de gauche ; (9-10) *Paracypris mdaourensis* (BASSOULLET & DAMOTTE)(Rh- 29'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de droite. Barre d'échelle 100 µm.



Pl. 4- Ostracodes du passage Cénomalien supérieur-Turonien inférieur. (1) *Bythocypris* sp. (Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de gauche ; (2) *Macrocypris* sp. (Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de droite ; (3) *Bairdia* sp. 1 (Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de gauche ; (4) *Bairdia* sp. 2 (Rh- 17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de gauche ; (5-7) *Cythereis mdaouerensis* (BASSOULLET & DAMOTTE) (Rh- 29'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, 5 : vue de droite, 6 : vue de gauche, 7 : vue dorsale ; (8) *Cythereis zirengensis* (BASSOULLET & DAMOTTE) (Rh- 15'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de droite ; (9) *Cythereis* sp. 1 (Rh- 31'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de gauche ; (10) *Cythereis* sp. 2 (Rh- 31'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, vue de droite. Barre d'échelle 100 µm.

III. BIOSTRATIGRAPHIE

A partir de six sections levées à la fois dans les Monts des Ksour et Djebel Amour, une analyse biostratigraphique basée sur les foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes est proposée ici pour affiner le découpage stratigraphique de la Formation de Rhoundjaïa. Cette analyse a permis pour la première fois d'établir une biozonation du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur. En outre, la forme et la nature des tests des foraminifères planctoniques et benthiques ont été utilisées pour préciser le découpage des intervalles chronologiques des biozones à *Rotalipora cushmani* et à *Whiteinella archaeocretacea*.

A. Dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental)

1. Section de Djebel Rhoundjaïa

Dans cette section des Ksour, les associations des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes, nous ont permis de reconnaître au passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur deux biozones à foraminifères planctoniques, subdivisées en six (06) intervalles chronostratigraphiques (fig. 54).

1.1. Cénomanién supérieur

1.1.1. Biozone à *Rotalipora cushmani*

La biozone en question comprend un seul intervalle (I) caractérisé par l'apparition des espèces planctoniques carénées *Dicarinella* sp., *Rotalipora* sp. et *Helvetoglobotruncana praehelvetica*. Ces dernières sont associées avec les espèces planctoniques globuleuses à tests trochospéralés et bisériés (*Muricohedbergella planispira*, *Muricohedbergella delrioensis* et *Planoheterohelix moremani*). Par ailleurs, ces formes planctoniques sont associées avec des formes benthiques à tests agglutinés : *Quinqueloculina* sp., *Ammobaculites coprolithiformis* (pl. 5, fig. 1 et 2), *Ammobaculites subcretacea* (pl. 5, fig. 3), *Ammobaculites fragmentarius* (pl. 5, fig. 4) et des formes benthiques à tests calcaires : *Bolivina plaita* et *Gavelinella* sp.

Durant ce premier intervalle (I), les ostracodes sont représentés par les espèces : *Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris mdaourensis*, *Paracypris dubertreti*, *Bairdia* sp.1, *Bairdia* sp. 2, *Cythereis* sp.1, *Cytherella* sp.1, *Cytherella* sp. 2, *Macrocypris* sp. et *Bythocypris* sp.

1.1.2. Biozone à *Whiteinella archaeocretacea*

Durant le Cénomanién supérieur, la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* est subdivisée en quatre intervalles, avec de bas en haut :

-Intervalle II : il est marqué par la disparition totale des formes planctoniques à tests carénés d'une part et l'abondance des formes globuleuses à tests trochospéralés d'autre part (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*).

Par contre, on remarque toujours la présence des formes planctoniques globuleuses à tests bisériés composées uniquement par l'espèce *Planoheterohelix moremani*. Notons également l'apparition des premières formes globuleuses à tests trisériés (*Guembelitra cretacea*). Les foraminifères benthiques sont similaires aux formes qui ont été reconnues dans l'intervalle précédent (*Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Bolivina plaita* et *Gavelinella* sp.), avec l'apparition des nouvelles espèces à tests agglutinés : *Ammobaculites turonicus* (pl. 5, fig. 5) et *Ammobaculites* sp.

En ce qui concerne, la répartition des ostracodes, nous notons la présence des : *Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris mdaourensis*, *Paracypris dubertreti*, *Bairdia* sp.1, *Cythereis* sp. 1, *Cytherella* sp.1 et *Cytherella* sp. 2.

-Intervalle III : à la différence des intervalles I et II, cet intervalle est caractérisé par la dominance des genres : *Planoheterohelix* (*Planoheterohelix moremani* avec l'apparition de *Planoheterohelix reussi*), *Guembelitra* (*Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*) et *Muricohedbergella* (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*). Par contre, les foraminifères benthiques à tests agglutinés deviennent plus dominants avec l'apparition des *Ammobaculites benuensis*, *Ammobaculites impexus* (pl. 5, fig. 6), *Haplophragmoides* cf. *saheliens*, *Ammotium* cf. *nwalium*, *Ammotium* sp. associés aux espèces : *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites turonicus* et *Ammobaculites* sp. Les foraminifères benthiques à tests calcaires sont rares et ne sont représentés que par l'espèce *Bolivina plaita*.

Parallèlement, les ostracodes deviennent plus diversifiés avec l'apparition de trois nouvelles espèces *Cytherella* gr. *parallela*, *Cythereis ziregensis* et *Cythereis* sp. 2 qui s'ajoutent aux espèces de l'intervalle précédent (*Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris mdaourensis*, *Paracypris dubertreti*, *Bairdia* sp. 1, *Bairdia* sp. 2, *Cythereis* sp. 1, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, *Macrocypris* sp. et *Bythocypris* sp.).

-Intervalle IV : il est caractérisé par une chute brutale de nombre des espèces des foraminifères et des ostracodes. Les foraminifères planctoniques sont représentés essentiellement par : *Muricohedbergella planispira*, *Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi* et *Guembelitra cretacea* et les foraminifères benthiques sont constitués par l'apparition de *Bolivina incrassata*. Cette dernière espèce est associée à *Ammobaculites fragmentarius* et *Gavelinella* sp.

Par ailleurs, les ostracodes moins diversifiés sont constitués de *Bairdia* sp. 1, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* gr. *ovata* et *Paracypris mdaourensis*.

-Intervalle V : il est constitué essentiellement par les genres *Planoheterohelix* (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) et *Guembelitra* (*Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*) qui montrent une diminution brutale de leurs tailles. Les autres espèces planctoniques (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*) deviennent moins abondantes. Pour les foraminifères benthiques, on note la dominance des formes à tests calcaires : *Bolivina incrassata* (pl. 7, fig. 1), *Bolivina plaita* (pl. 7, fig. 2), *Gavelinella* sp. (pl. 7, fig. 6) et l'apparition des espèces : *Bolivina* sp. (pl. 7, fig. 3), *Gabonita levis* (pl. 7, fig. 4 et 5) et *Gavelinopsis* sp.

Notons la persistance des foraminifères benthiques à tests agglutinés et qui sont représentés par un faible nombre d'espèces (*Ammotium* cf. *nwalium*, *Ammotium* sp., *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites fragmentarius* et *Ammobaculites* sp.).

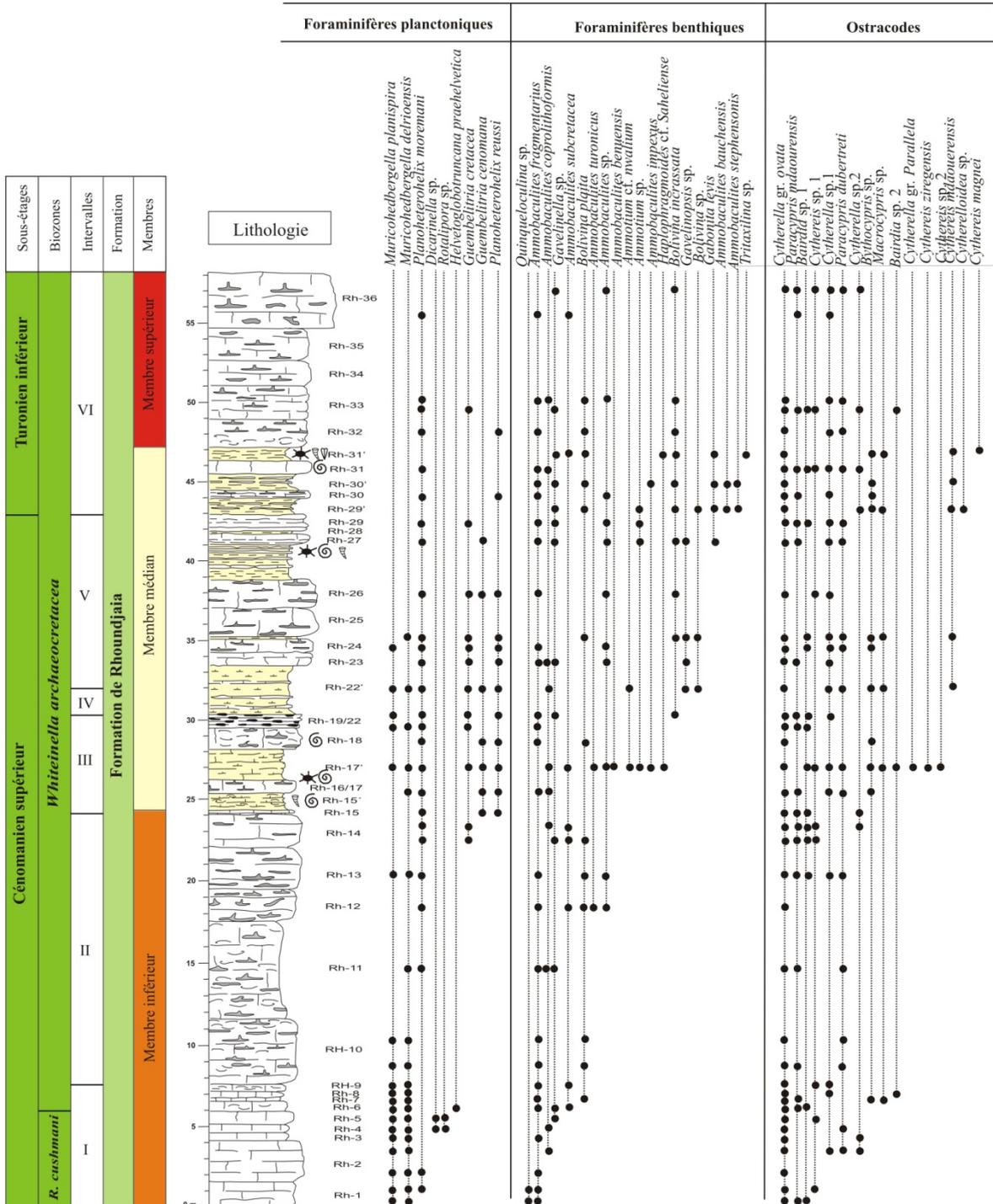


Fig. 54 – Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel Rhoundjaïa (Monts des Ksour).

L'ostracofaune est caractérisé par la persistance des espèces citées dans les intervalles précédents (*Paracypris dubertreti*, *Paracypris mdaouensis*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1, *Cythereis* sp. 1, *Bairdia* sp. 1, *Macrocypris* sp. et *Bythocypris* sp.), avec l'apparition de l'espèce *Cythereis mdaouerensis*.

1.2. Turonien inférieur

Dans cette section, nous avons pu identifier une association regroupée dans un seul intervalle. Il s'agit de l'intervalle VI de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea*. Ce dernier est caractérisé par la disparition du genre *Muricohedbergella*, au moment où le genre *Guembelitra* devient rare, représenté uniquement par l'espèce *Guembelitra cretacea*. D'autre part, les *Planoheterohelix* sont toujours présents, mais moins fréquents. Les foraminifères benthiques à tests calcaires dominent avec les espèces (*Bolivina incrassata*, *Bolivina plaita*, *Bolivina* sp., *Gabonita levis* et *Gavelinella* sp.), tandis que les formes à tests agglutinés sont représentées par (*Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites impexus*, *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites* sp., *Ammobaculites stephensonis* (pl. 5, fig. 7), *Ammobaculites bauchensis* (pl. 5, fig. 8) *Ammobaculites fragmentarius*, *Haplophragmoides* cf. *saheliens*, *Ammotium* sp. et *Tritaxilina* sp.).

Durant cet intervalle, les ostracodes plus abondants (*Bairdia* sp. 1, *Bairdia* sp. 2, *Cythereis mdaouerensis*, *Cythereis* sp. 1, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, *Paracypris dubertreti*, *Paracypris mdaouensis*, *Macrocypris* sp. et *Bythocypris* sp.) sont associés à des nouvelles espèces, à l'exemple de *Cythereis magnei* et *Cytherelloidea* sp.

2. Section de Djebel M'Daouer 1

Dans la section de Djebel M'Daouer 1, la répartition stratigraphique des foraminifères et des ostracodes indique l'existence d'une seule biozone au passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur (fig. 55).

2.1. Cénomaniensupérieur

2.1.1. Biozone à *Whiteinella archaeocretacea*

En absence de la biozone à *Rotalipora cushmani*, cette biozone est marquée par la présence de cinq intervalles (II à VI).

-Intervalle II : il est dominé par les foraminifères planctoniques de formes globuleuses et à tests trochospiraux (*Muricohedbergella planispira*, et *Muricohedbergella delrioensis*). Alors que, les foraminifères benthiques sont représentés par les espèces : *Gavelinella cenomanica*, *Ammobaculoides lepidus*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites* sp.1, *Bolivina plaita* et *Gavelinella* sp. et les ostracodes par les espèces : *Cytherella* gr. *ovata* et en degré moins des *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, *Paracypris mdaouensis*, *Paracypris dubertreti*, *Bairdia* sp. 1, *Bythocypris* sp. et *Macrocypris* sp.

-Intervalle III : cet intervalle se caractérise par l'apparition des formes globuleuse à tests bisériés et trisériés, notamment les *Planoheterohelix* (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) et les *Guembelitra* (*Guembelitra cenomana*). Notons que les formes globuleuses à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*) sont toujours présentes. Ces foraminifères planctoniques sont associés avec un faible nombre de foraminifères benthiques (*Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites* sp. 1 et *Bolivina plaita*). Durant cet intervalle, les ostracodes deviennent moins diversifiés. Ils sont composés de : *Paracypris dubertreti*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1 et *Bythocypris* sp.

-Intervalle IV : pendant cet intervalle, les formes globuleuses à tests bisériés et trisériés deviennent plus abondantes (*Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi*, *Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*). Par contre, les formes globuleuses à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira*, et *Muricohedbergella delrioensis*) disparaissent complètement. Les foraminifères benthiques sont abondants et plus diversifiés (*Gavelinella cenomanica*, *Gavelinella* sp., *Ammobaculoides lepidus*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites* sp. 1 et *Bolivina plaita*), en plus de l'apparition de : *Tritaxilina* sp., *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites turonicus*, *Ammobaculites* sp. 2, *Gabonita levis*, *Lingulogavelinella* sp., *Nonionella robusta* et *Bolivina incrassata*.

L'ostracofaune de cet intervalle est représentée par : *Paracypris mdaourensis*, *Paracypris dubertreti*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, et *Bythocypris* sp., avec l'apparition de *Cythereis ziregensis*, *Cythereis mdaourensis* et *Cytherelloidea* sp.

-Intervalle V : concernant le présent intervalle, nous soulignons l'abondance et la persistance des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests bisériés et trisériés, mais avec des tailles très petites (*Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi*, *Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*). Les foraminifères benthiques à tests agglutinés sont toujours présents avec l'apparition des *Thomassinella* sp., associées à *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites* sp. 1 et *Ammobaculites* sp. 2). Les foraminifères benthiques à tests calcaires deviennent plus importants avec des tailles beaucoup plus petites que les intervalles précédents (*Gabonita levis*, *Bolivina plaita*, *Bolivina incrassata* et *Gavelinella* sp.).

A l'exception de la disparition des espèces : *Cythereis ziregensis* et *Cytherelloidea* sp., les ostracodes de cet intervalle sont constitués de : *Paracypris mdaourensis*, *Paracypris dubertreti*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, *Bythocypris* sp. et *Cythereis mdaourensis*.

2.2. Turonien inférieur

Il est représenté par l'intervalle VI de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea*. Son contenu microfaunistique est caractérisé par la réapparition des formes globuleuses à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*) et la dominance des *Planoheterohelix* (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) de petites tailles. Par contre, les *Guembelitra* (*Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*) deviennent moins importants et disparaissent vers le haut. Les foraminifères

benthiques à tests calcaires absents dans les bancs calcaires sont plus abondants dans les inter-bancs marneux (*Bolivina incrassata*, *Bolivina plaita*, *Gavelinella* sp. et *Planulina* sp). En revanche, les foraminifères benthiques à tests agglutinés, fréquents dans les bancs calcaires sont représentés par : *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites* sp. 1, *Ammobaculites* sp. 2 et *Haplophragmoides* sp.

Au cours de cet intervalle, les ostracodes moins diversifiés (*Cytherella* gr. *ovata*, et *Cytherella* sp. 1 et *Cytherella* sp. 2) sont associés avec quelques individus de : *Cythereis mdaouerensis* et *Bythocypris* sp.

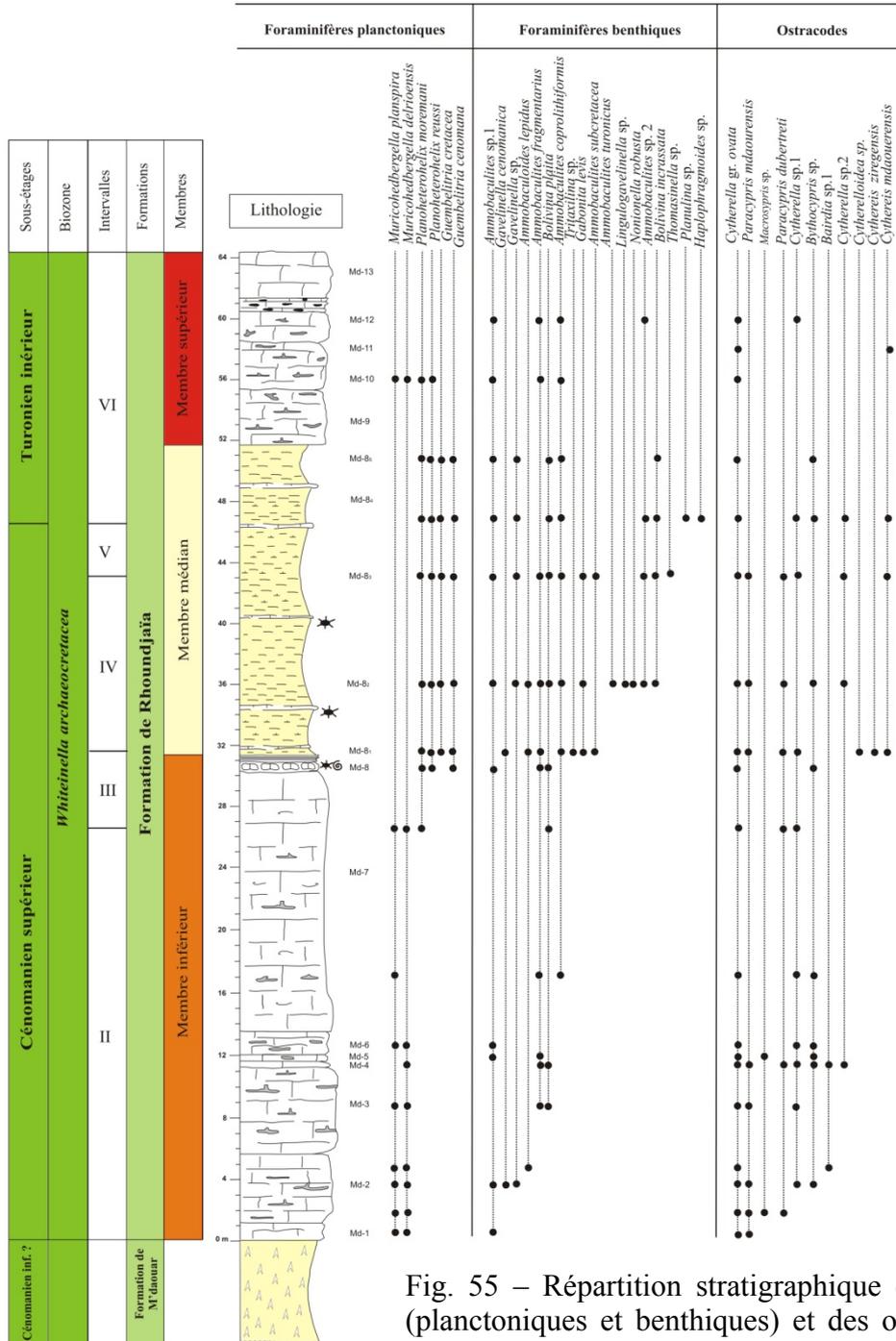


Fig. 55 – Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel M'Daouer 1 (Monts des Ksour).

3. Section de Djebel M'Daouer 2

Au niveau de cette section, nous avons pu mettre en évidence une seule biozone composée des mêmes intervalles (II à VI) cités dans la section de Djebel M' Daouer 1 (fig. 56).

3.1. Cénomaniens supérieur

3.1.1. Biozone à *Whiteinella archaeocretacea*

-Intervalle II : il est caractérisé par la présence des foraminifères planctoniques globuleuses à tests trochospiraux (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*). Ces espèces sont associées à des foraminifères benthiques (*Ammobaculoides lepidus*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites* sp. 1, *Bolivina plaita*, *Gavelinella cenomanica* et *Gavelinella* sp.) et aux ostracodes (*Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, *Paracypris mdaourensis*, *Paracypris dubertreti*, *Bairdia* sp. 1, *Bythocypris* sp. et *Macrocypris* sp.).

-Intervalle III : les foraminifères planctoniques globuleuses à tests trochospiraux (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*) sont toujours présents, avec l'apparition des formes globuleuses à tests bisériés (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) et à tests trisériés (*Guembelitra cenomana*). Ces foraminifères planctoniques sont associés à des foraminifères benthiques moins diversifiés (*Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites* sp. 1 et *Bolivina plaita*).

A noter que les ostracodes sont composés uniquement de : *Paracypris dubertreti*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1 et *Bythocypris* sp.

-Intervalle IV : il se distingue par la disparition des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests trochospiraux (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*) et la prolifération des foraminifères planctoniques à tests bisériés et trisériés, notamment les *Planoheterohelix* (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) et les *Guembelitra* (*Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*). Les foraminifères benthiques restent dominés par les formes à tests agglutinés (*Haplophragmoides obesus*, *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites* sp. 1 et *Tritaxilina* sp.). Les formes benthiques à tests calcaires sont moins abondants (*Gabonita levis*, *Gavelinella* sp., *Bolivina incrassata* et *Bolivina plaita*).

Par ailleurs, les ostracodes sont représentés par les espèces: *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 2, *Cytherella* sp. 1, *Cythereis mdaourensis*, *Paracypris mdaourensis* et *Paracypris dubertreti*.

-Intervalle V : dans cet intervalle, les foraminifères planctoniques de formes globuleuses, de petites tailles et à tests bisériés, deviennent de plus en plus importants. Ils sont représentés surtout par l'espèce *Planoheterohelix moremani* et à un degré moins par l'espèce *Planoheterohelix reussi*. Par contre, les formes globuleuses à tests trisériés (*Guembelitra*) disparaissent. Les foraminifères benthiques sont toujours dominés par les formes à tests agglutinés (*Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites coprolithiformis*,

Ammobaculites fragmentarius, *Ammobaculites* sp. 1, *Ammobaculites* sp. 2, *Ammobaculoides lepidus*, *Ammobaculites turonicus*), associés à *Haplophragmoides* sp. et à *Thomasinella* (*Thomasinella punica* et *Thomasinella* sp.). Les foraminifères benthiques de petites tailles, à tests calcaires sont toujours présents (*Gavelinella* sp., *Bolivina incrassata*, *Bolivina plaita*, *Flabellamina* cf. *alagum* et *Cribratina* sp.).

Pendant cet intervalle, les ostracodes sont plus diversifiés avec la présence des espèces : *Cythereis mdaouerensis*, *Paracypris mdaouensis*, *Paracypris dubertreti*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 2, *Bythocypris* sp., *Cythereis ziregensis*, *Cythereis algeriana*, *Bairdia* sp. et *Macrocypris* sp.

3.2. Turonien inférieur

Au niveau de la section de Djebel M'Daouer 2 des Ksour, l'intervalle VI de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* se distingue par la dominance des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à test bisériés (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) d'une part et par la réapparition des formes globuleuses à tests trisériés (*Guembelitria cenomana* et *Guembelitria cretacea*) et à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*) d'autre part. Les foraminifères benthiques à tests agglutinés deviennent moins importants (*Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites* sp. 1, *Ammobaculites* sp. 2 et *Haplophragmoides* sp.). Par contre, les foraminifères benthiques à tests calcaires dominant, avec la présence de: *Gabonita levis*, *Gavelinella* sp., *Bolivina incrassata*, *Bolivina plaita* et l'apparition de : *Lenticulina cyprina* (pl. 7, fig. 8), *Lenticulina* sp. et *Praebulimina* sp.

En ce qui concerne les ostracodes, moins abondants durant cet intervalle, sont composés de : *Cythereis mdaouerensis*, *Paracypris mdaouensis*, *Paracypris dubertreti*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 2 et *Bythocypris* sp.

4. Section de Chellala Dahrania

4.1. Cénomaniens supérieur

4.1.1. Biozone à *Whiteinella archaeocretacea*

Dans cette section de la partie orientale des Monts des Ksour, la répartition verticale des foraminifères et des ostracodes montre que la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* peut être subdivisée en cinq intervalles (fig. 57). Notons toujours l'absence de la biozone à *Rotalipora cushmani*.

-**Intervalle II** : il est marqué par la dominance des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*) et par la présence de quelques formes globuleuses à tests bisériés (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*), associés à quelques foraminifères benthiques à tests agglutinés (*Ammobaculites fragmentarius* et *Ammobaculites subcretacea*) et à des ostracodes (*Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris dubertreti*, *Cytherella* sp. 1, *Bythocypris* sp. et *Bairdia* sp. 1).

-Intervalle III : cet intervalle est caractérisé par la rareté des foraminifères de formes globuleuses à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira*), par l'apparition des formes globuleuses à tests trisériés (*Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*) et par la dominance des formes globuleuses à tests bisériés (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*). Les foraminifères benthiques sont aussi présents, mais ils sont moins diversifiés (*Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Thomasinella* sp., *Ammobaculites* sp. 1 (pl. 5, fig. 9), *Ammobaculites stephensonis*, *Ammobaculites* sp. 2 (pl. 5, fig. 10) et *Haplophragmoides* sp.). Les foraminifères benthiques à tests calcaires apparaissent, mais en faible nombre d'espèces (*Bolivina incrassata* et *Bolivina plaita*).

Durant ce même intervalle, nous remarquons la diversification des ostracodes représentés par les espèces : *Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris dubertreti*, *Paracypris mdaourensis*, *Cytherella* sp. 1, *Bythocypris* sp. et *Bairdia* sp.1.

-Intervalle IV : dans cet intervalle, les foraminifères planctoniques de formes globuleuses, de petites tailles et à tests bisériés et trisériés deviennent plus importants (*Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi*, *Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*). Par contre, les formes globuleuses à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira*) disparaissent. Les foraminifères benthiques à tests agglutinés deviennent plus importants et plus diversifiés avec la dominance des *Ammobaculites* (*Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites stephensonis*, *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites* sp. 1 et *Ammobaculites* sp. 2) et *Thomasinella* (*Thomasinella fragmentaria*, *Thomasinella aegyptia* et *Thomasinella* sp.). Ces deux genres dominants sont associés à *Ammobaculoides lepidus* (pl. 5, fig. 11), *Haplophragmoides* sp. et aux quelques foraminifères benthiques à tests calcaires, comme *Bolivina incrassata* et *Bolivina plaita*.

Enfin, les ostracodes sont représentés par les mêmes espèces citées dans l'intervalle précédent (*Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris dubertreti* et *Paracypris mdaourensis*). Notons juste l'apparition des espèces : *Cythereis mdaourensis* et *Macrocypris* sp.

-Intervalle V : au cours de ce dernier intervalle du Cénomanién supérieur, les foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests bisériés deviennent plus petites et sont dominants (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*). Par contre, les formes globuleuses à tests trisériés sont moins fréquents et sont représentés par les espèces : *Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*. Cependant, les foraminifères benthiques à tests agglutinés persistent et dominant, mais ils sont moins diversifiés (*Thomasinella punica* (pl. 6, fig. 1), *Thomasinella aegyptia*, *Thomasinella* sp., *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites subcretacea*, *Ammobaculites turonicus*, *Ammobaculites* sp. 1 et *Ammobaculites* sp. 2). Notons que l'espèce *Thomasinella punica* est l'espèce la plus fréquente durant cet intervalle. Les foraminifères benthiques à tests calcaires sont marqués toujours par la présence de *Bolivina incrassata* et *Bolivina plaita*.

Pour les ostracodes associés aux foraminifères, nous avons enregistré une dominance des espèces: *Cytherella* gr. *ovata*, et *Cytherella* sp. 1, avec *Paracypris dubertreti*, *Paracypris mdaourensis*, *Cythereis mdaourensis*, *Cythereis* sp. 1 et *Bythocypris* sp.

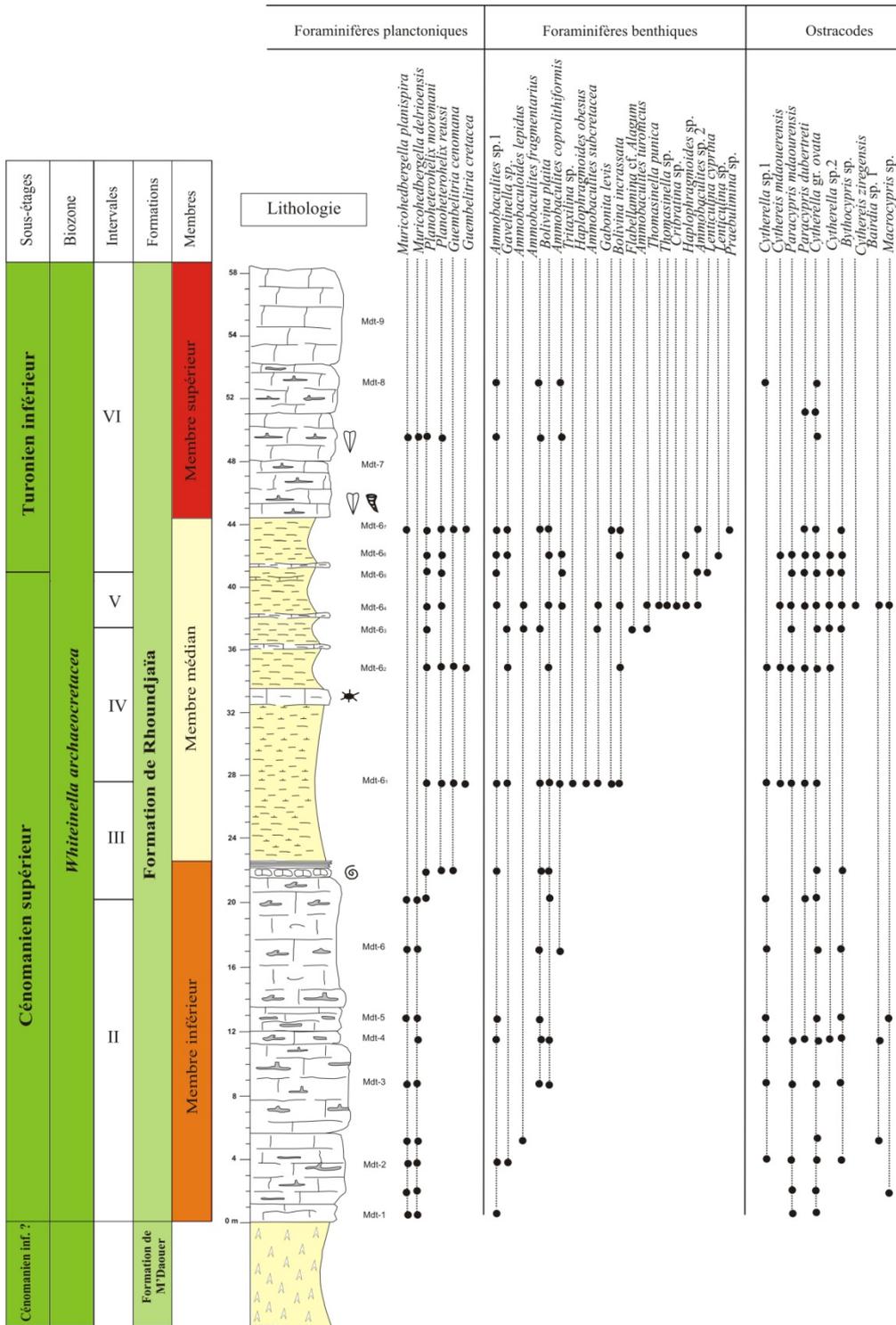


Fig. 56 – Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel M'Daouer 2 (Monts des Ksour).

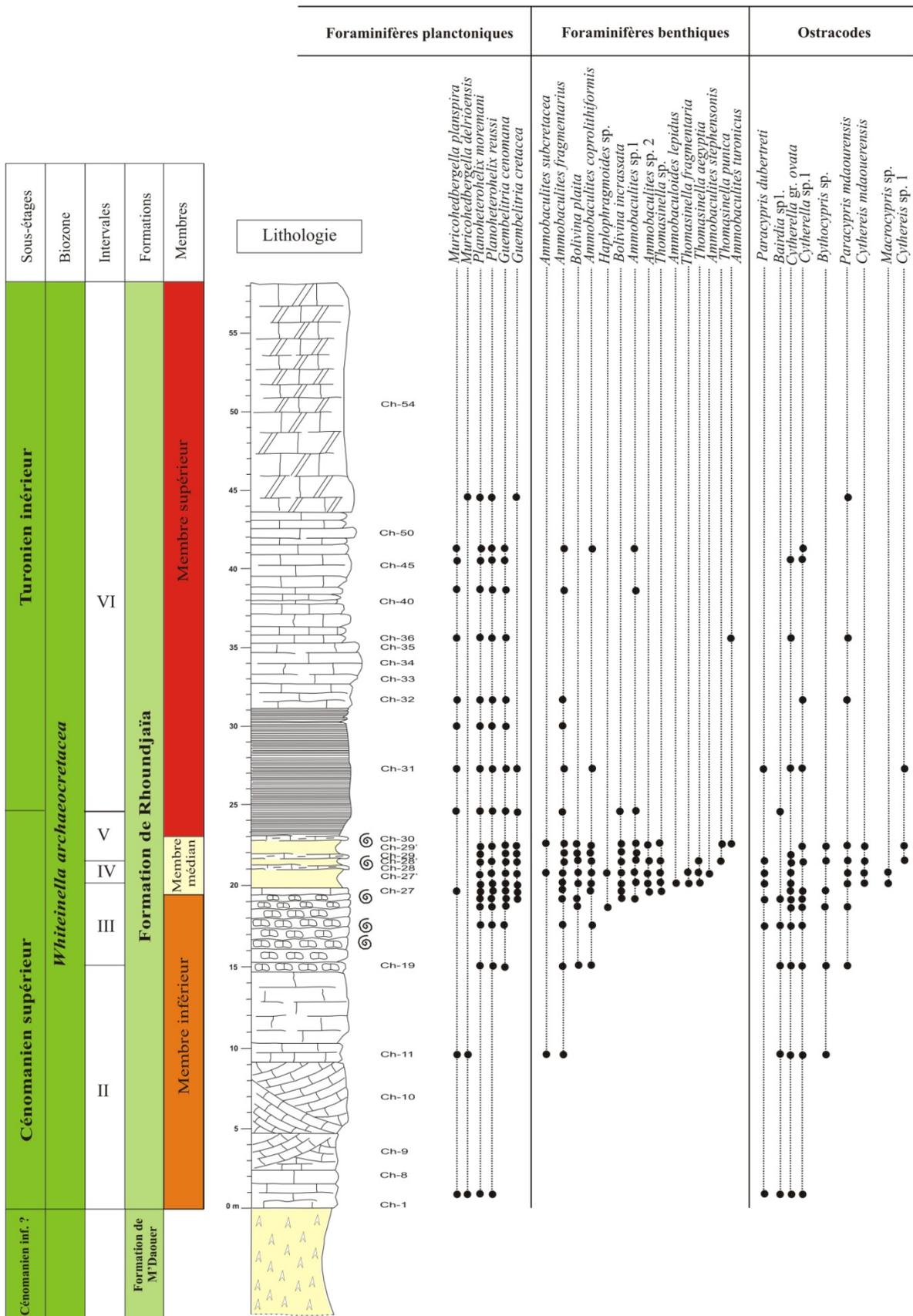


Fig. 57 – Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Chellala Dahrana (Monts des Ksour).

4.2. Turonien inférieur

Dans cette section, le seul intervalle qui caractérise la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* du Turonien inférieur est marqué par la réapparition des formes globuleuses à tests trochospiraux (*Muricohedbergella planispira* et *Muricohedbergella delrioensis*). Les genres *Planoheterohelix* et *Guembelitra* sont dominants avec la présence des espèces : *Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi* et à un degré moins *Guembelitra cenomana* et *Guembelitra cretacea*. Les foraminifères benthiques deviennent moins importants et sont représentés par quelques formes à tests agglutinés (*Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites turonicus* et *Ammobaculites* sp. 1). A noter la présence de quelques foraminifères benthiques à tests calcaires (*Bolivina incrassata*).

Parallèlement, les ostracodes deviennent moins diversifiés et relativement fréquents (*Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1, *Paracypris dubertreti*, *Paracypris mdaouensis*, *Cythereis* sp. 1, et *Bairdia* sp.1).

Noutons que dans cette section, deux intervalles de valeur de biozones (Intervalle IV et V) ont été reconnus par les foraminifères benthiques. Il s'agit de la « Biozone à *Thomasinella* » citée en Egypte (ABD-ELSHAFY & ABU-ELLILE, 1989 ; SHAHIN, 2007).

B. Dans Djebel Amour (Atlas Saharien central)

A la différence des Monts des Ksour, les deux sections levées dans Djebel Amour montrent la présence de nouvelles associations de foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes.

1. Section de Djebel El Kohol 1

Dans la section dite Djebel El Kohol 1, la répartition verticale des foraminifères et des ostracodes a permis de mettre en évidence cinq intervalles définissant ainsi la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* (fig. 58).

1.1. Cénomancien supérieur

1.1.1. Biozone à *Whiteinella archaeocretacea*

-Intervalle I : en absence des foraminifères planctoniques, cet intervalle est marqué par la dominance et la diversification des foraminifères benthiques à tests calcaires (*Gabonita obesa*, *Gabonita* sp., *Planularia complanata*, *Planularia* sp., *Lingulogavelinella aumalensis*, *Lingulogavelinella* sp., *Gavelinella cenomanica*, *Gavelinella* sp. et *Lenticulina* sp.). Les foraminifères benthiques à tests agglutinés aussi présents sont représentés par : *Ammomarginulina* sp. 1, *Ammomarginulina* sp. 2, *Ammomarginulina* sp. 3, *Ammomarginulina* sp. 4, *Ammomarginulina* sp. 5, *Ammobaculites fragmentarius* et *Haplophragmoides obesus*. La présence des ostracodes est dominée par les espèces: *Cytherella gigantosulcata* et *Cytherella* sp. 1, associées à *Cytherella* gr. *ovata*, *Bairdia* sp. 1., *Paracypris dubertreti*, *Bythocypris* sp., *Cytherelloidea* sp. et *Cythereis* sp. 1.

-Intervalle II : il est marqué par l'apparition des premières espèces de foraminifères planctoniques. Ces derniers sont représentés uniquement par les formes globuleuses à tests trochospiralés, en particulier les *Muricohedbergella planispira*. Les foraminifères benthiques à tests agglutinés deviennent dominants, avec l'apparition des espèces : *Dorothia oxycona* (pl. 6, fig. 2) et *Ammobaculites coprolithiformis*, associés à *Ammobaculites fragmentarius* et *Ammobaculites subcretacea*. Les foraminifères benthiques à tests calcaires sont caractérisés par l'apparition de *Dentalina* sp. et la disparition de la majorité des espèces, à l'exception de : *Lenticulina* sp., *Planularia* sp., *Gavelinella cenomanica*. L'association des ostracodes est toujours dominée par *Cytherella* sp. 1 et à un degré moins par *Cytherella* gr. *ovata*. Les espèces représentées par : *Paracypris dubertreti*, *Bythocypris* sp., *Cythereis* sp. 1 et *Bairdia* sp. 1 sont présentes.

-Intervalle III : au cours de cet intervalle, les foraminifères planctoniques se distinguent par la disparition totale des formes globuleuses à tests trochospiralés et l'apparition des formes à tests bisériés et trisériés (*Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi* et *Guembelitra cenomana*). Les foraminifères benthiques dominent par les formes à tests agglutinés (*Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites subcretacea*, *Haplophragmoides obesus*, *Dorothia oxycona*, *Dorothia* sp., *Ammomarginulina* sp. 1 et *Ammomarginulina* sp. 2). Quant aux ostracodes, ils sont dominés par l'espèce *Cytherella* gr. *ovata*, associée aux *Paracypris dubertreti*, *Bythocypris* sp., *Cytherella* sp. 1, *Cythereis* sp. 1 et *Bairdia* sp. 1.

1.2. Turonien inférieur

Deux intervalles de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* se succèdent dans le Turonien inférieur. Il s'agit :

-Intervalle IV : il est marqué surtout par la dominance des foraminifères planctoniques à tests bisériés et trisériés, à l'exemple de *Planoheterohelix moremani*, *Guembelitra cenomana*, associées à quelques individus de *Planoheterohelix reussi*. Citons également la réapparition de quelques formes globuleuses à tests trochospiralés (*Muricohedbergella planispira*). En ce qui concerne les foraminifères benthiques, ils deviennent moins diversifiés (*Dentalina* sp., *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites subcretacea*, *Dorothia oxycona* et *Lenticulina* sp.), alors que les ostracodes sont rares, composés essentiellement de trois espèces (*Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1 et *Bairdia* sp. 1).

-Intervalle V : il se caractérise par la prolifération des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests bisériés, trisériés ou encore trochospiralés qui deviennent très abondants (*Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi*, *Guembelitra cenomana* et *Muricohedbergella planispira*). Au niveau de cet intervalle, les foraminifères benthiques sont moins abondants (*Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites turonicus*, *Ammobaculites subcretacea*, *Gavelinella cenomanica*, *Dorothia oxycona* et *Lenticulina* sp.), tandis que les ostracodes sont beaucoup plus abondants par rapport à l'intervalle précédent, avec la présence des espèces : *Paracypris dubertreti*, *Bythocypris* sp., *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1 et *Bairdia* sp. 1.

-Intervalle I : il se distingue par l'absence des foraminifères planctoniques et l'épanouissement des foraminifères benthiques à tests calcaires. Ces derniers sont composés des espèces *Lingulogavelinella aumalensis*, *Lingulogavelinella turonica*, *Lingulogavelinella* sp., *Gavelinella* sp., *Planularia complanata*, *Planularia* sp. (pl. 7, fig. 7) et *Lenticulina* sp. La présence des foraminifères benthiques à tests agglutinés est représentée par : *Ammomarginulina* sp. 1 (pl. 6, fig. 3), *Ammomarginulina* sp. 2 (pl. 6, fig. 4), *Ammomarginulina* sp. 3 (pl. 6, fig. 5 et 6), *Ammomarginulina* sp. 4 (pl. 6, fig. 7), *Ammomarginulina* sp. 5 (pl. 6, fig. 8), *Ammobaculites subcretacea* et *Ammobaculites fragmentarius*.

Pour la répartition des ostracodes, ils sont représentés essentiellement par le genre *Cytherella* (*Cytherella* sp. 1 et *Cytherella* sp. 2), associé à *Bairdia* sp. 1, *Bairdia* sp. 2, *Paracypris dubertreti*, *Bythocypris* sp., *Cytherelloidea* sp., *Cytherella* gr. *ovata* et *Macrocypris* sp.

-Intervalle II : au niveau de cet intervalle, nous avons enregistré l'apparition des premiers foraminifères planctoniques à tests trochospiraux (*Muricohedbergella planispira*). Les foraminifères benthiques déjà présents, deviennent moins abondants, représentés par les formes (*Dorothia oxycona*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites subcretacea*, *Gavelinella cenomanica*, *Dentalina* sp., *Planularia* sp. et *Lenticulina* sp.).

L'association des ostracodes est constituée des espèces (*Paracypris dubertreti*, *Bythocypris* sp., *Cytherella* gr. *ovata*, *Cytherella* sp. 1, *Cythereis* sp. 1 et *Bairdia* sp. 1).

-Intervalle III : durant cet intervalle, les foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests trochospiraux disparaissent totalement (*Muricohedbergella planispira*). Par contre, on assiste à l'apparition des formes globuleuses à tests bisériés, de plus en plus dominantes (*Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi*, *Guembeltria cenomana*). Les foraminifères benthiques sont représentés par : *Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Ammobaculites subcretacea*, *Dorothia oxycona*, *Ammomarginulina* sp. 1 et *Ammomarginulina* sp. 2.

Les ostracodes deviennent moins abondants, avec la présence de *Bairdia* sp. 1, *Cytherella* sp. 1, *Bythocypris* sp. et *Cytherella* gr. *ovata*.

2.2. Turonien inférieur

En absence de l'intervalle IV, déjà identifié dans la première section de Djebel El Kohol, le Turonien inférieur est marqué ici par l'intervalle V. Ce dernier se caractérise par une forte abondance des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests trochospiraux, bisériés et trisériés (*Muricohedbergella planispira*, *Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi*, *Guembeltria cenomana* et *Guembeltria cretacea*). Les foraminifères benthiques à tests agglutinés toujours présents, mais moins diversifiés sont représentés uniquement par le genre *Ammobaculites* (*Ammobaculites fragmentarius*, *Ammobaculites subcretacea* et *Ammobaculites coprolithiformis*). Les foraminifères benthiques à tests calcaires apparaissent et sont constitués de quelques individus de *Gavelinella* sp., *Bolivina* sp., *Lenticulina* sp. et *Gavelinella cenomanica*.

Enfin, l'autre microfaune est représentée par les ostracodes d'où nous avons enregistré une dominance de l'espèce *Cytherella* gr. *ovata*, associée à *Cytherella* sp. 1, *Cytherella* sp. 2, *Bairdia* sp. 1, *Bythocypris* sp. et *Paracypris dubertreti*.

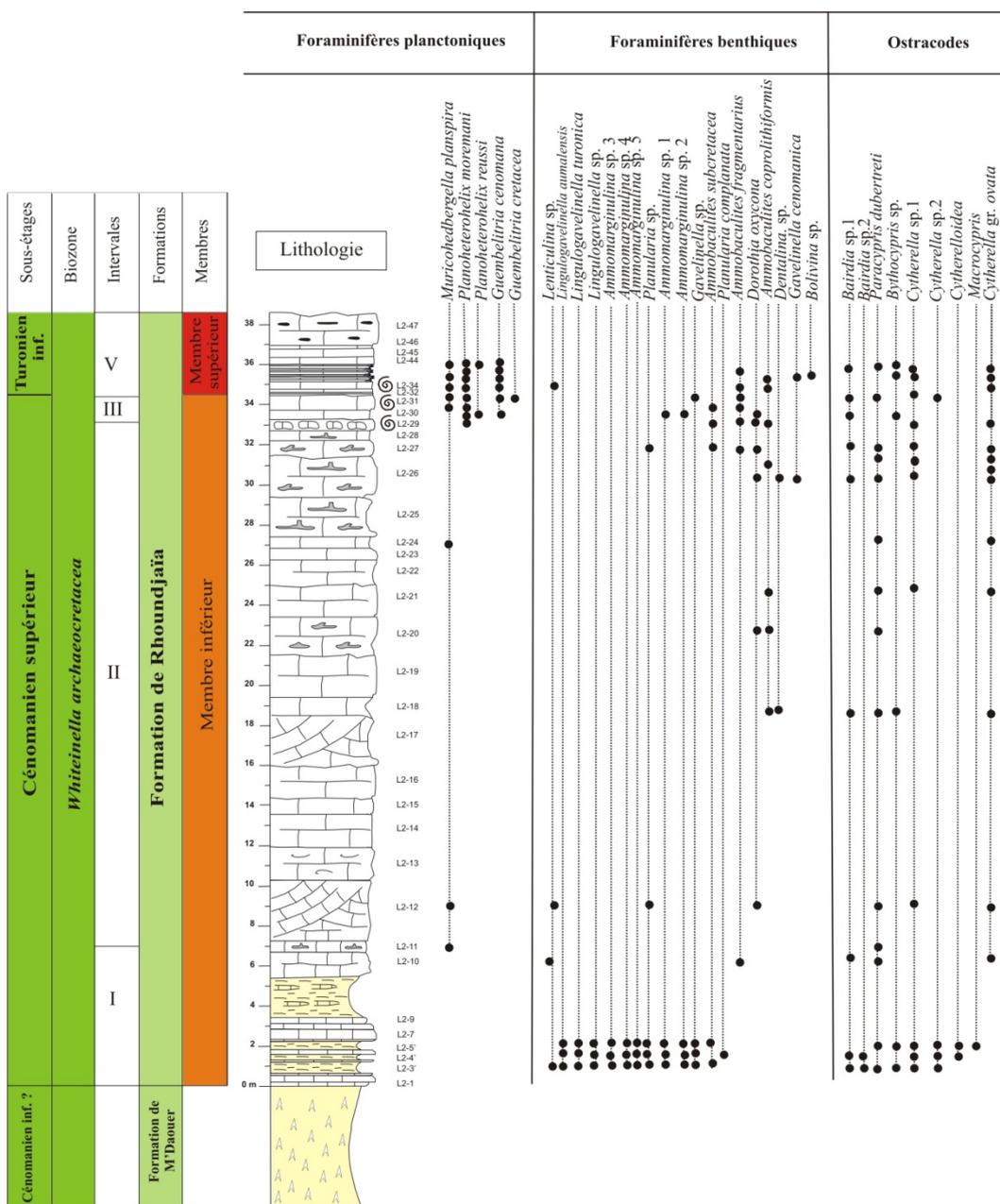


Fig. 59- Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel El Kohol 2 (Djebel Amour).

C. Conclusion

A partir des six sections levées dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et Djebel Amour (Atlas Saharien central), la répartition verticale de la microfaune (foraminifères et ostracodes) durant le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur montre les faits suivants :

-Pour la section de Djebel Rhoundjaïa

Le Cénomaniens supérieur est marqué par la présence de cinq intervalles (I, II, III, IV et V) correspondant ainsi aux biozones *Rotalipora cushmani* et *Whiteinella archaeocretacea*. L'intervalle I de la biozone à *Rotalipora cushmani* est formé essentiellement de foraminifères planctoniques à tests carénés (tabl. 10). Par contre, les deux premiers intervalles de la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* se distingue par une faible abondance du genre *Planoheterohelix* et une richesse des foraminifères benthiques à tests agglutinés. L'intervalle IV et V se caractérisent par la dominance de genre *Planoheterohelix* et les foraminifères benthiques à tests calcaires de petite taille d'une part et diminution des foraminifères benthiques à tests agglutinés d'autre part. Une telle ré-apparition des foraminifères évoque l'installation d'une zone à oxygène minimum (comm.oral).

Par ailleurs, durant le Turonien inférieur, l'intervalle (VI) représentant la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* se compose de foraminifères benthiques à tests calcaires et agglutinés ainsi que d'ostracodes.

-Pour les sections de Djebel M'Daouer 1 et 2

Dans ces deux sections, le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur renferment seulement la biozone à *Whiteinella archaeocretacea*. Elle est constituée de cinq intervalles dont quatre (II, III, IV et V) au Cénomaniens supérieur et un seul intervalle (VI) au Turonien inférieur. Les quatre intervalles du Cénomaniens supérieur sont marqués par la prolifération des foraminifères planctoniques, notamment les *Planoheterohelix*, les *Guembelitra* et par l'explosion de l'espèce *Cytherella* gr. *ovata* pour les ostracodes. A noter que l'association (V) possédant une valeur de biozone (avec l'apparition de *Thomassinella punica*, *Thomassinella* sp.) est caractérisée par une augmentation du taux des *Planoheterohelix* et des *Guembelitra* en petite taille (*Planoheterohelix* et *Guembelitra* sont observés uniquement dans le résidu de 63 μ m) et des foraminifères benthiques à tests calcaires. Notons aussi la diminution des fréquences des foraminifères benthiques à tests agglutinés témoignant ainsi d'une mauvaise oxygénation du milieu.

-Pour la section de Chellala Dahrانيا

A la différence des sections précédentes, la section de Chellala Dahrانيا a permis de mettre en évidence deux intervalles avec une valeur de biozone à foraminifères benthiques « biozone à *Thomassinella* ». En outre, nous avons enregistré l'explosion des *Planoheterohelix* et les *Guembelitra* pour les foraminifères planctoniques et l'abondance du genre de *Cytherella* pour les ostracodes d'autre part.

-Pour les sections de Djebel El Kohol 1 et 2

Hormis l'absence de l'intervalle IV dans la section de Djebel El Kohol 2, le contenu microfaunistique des quatre autres intervalles caractérisant la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* sont presque identiques. Dans le cas de la section de Djebel El Kohol 1, les foraminifères et les ostracodes se succèdent en cinq ensembles de peuplements, avec les caractéristiques suivantes :

-une dominance des foraminifères benthiques à tests calcaires, en particulier le genre *Lingulogavelinella* et *Gavelinella*. Par contre, les ostracodes sont dominés par le genre *Cytherella* (*Cytherella gigantosulcata* et *Cytherella* sp.1) (intervalle II) ;

-une baisse de fréquence des foraminifères benthiques avec l'apparition de la première espèce planctonique (*Muricohedbergella planispira*) et la dominance d'un nouveau genre *Dorothia* (*Dorothia oxycona*) (intervalle III) ;

-la disparition des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests trochospiralés et l'apparition des premières espèces planctoniques de formes globuleuses à tests bisériés et trisériés (*Planoheterohelix moremani*, *Planoheterohelix reussi*, *Guembelitra cenomana*)(tabl. 10). Nous signalons également la baisse de fréquence des ostracodes (intervalle IV) ;

-une augmentation de la fréquence des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests bisériés, en particulier *Planoheterohelix moremani* (tabl. 10). La fréquence des ostracodes diminue (l'intervalle V) ;

-Enfin une dominance remarquable à la fois des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests trochospiralés, bisériés et trisériés (tabl. 10) et des ostracodes (intervalle VI).

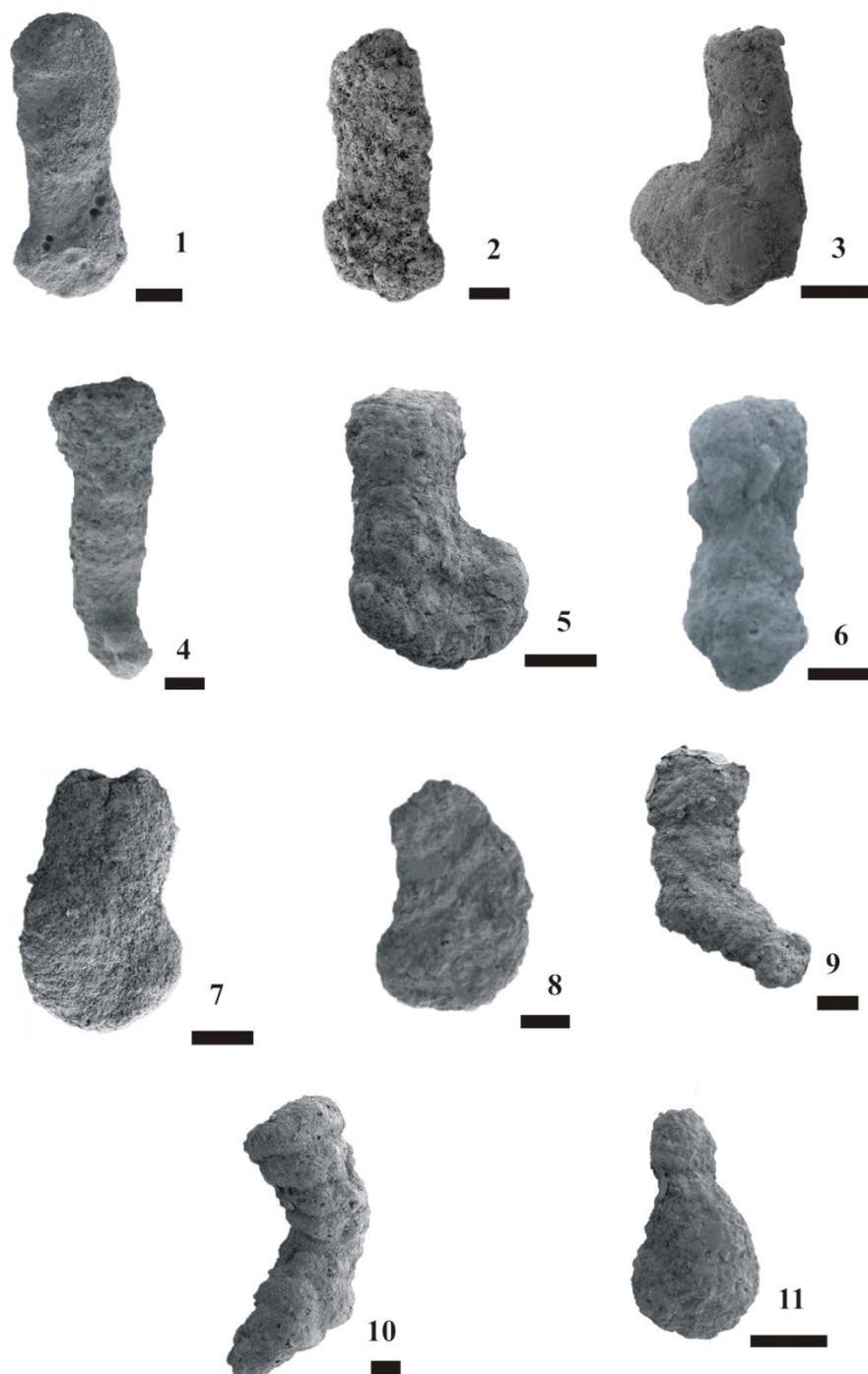
En ce qui concerne la section de Djebel El Kohol 2, nous avons relevé une dominance des foraminifères benthiques à tests calcaires et des ostracodes, une diminution des foraminifères benthiques à tests agglutinés et enfin une explosion des foraminifères planctoniques durant l'intervalle VI.

Intervalles	Monts des Ksour						Djebel Amour					
	Foram. Planctoniques				Foram. Benthiques		Foram. Planctoniques				Foram. Benthiques	
	PC	GT	GB	GR	BA	BC	PC	GT	GB	GR	BA	BC
VI												
V												
IV												
III												
II												
I												

Tabl. 10- Répartition verticale des formes de foraminifères identifiées dans les Monts des Ksour et Djebel Amour au cours du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur.

PC : Formes carénées, **GT** : Formes globuleuses à tests trochospiralés, **GB** : Formes globuleuses à tests bisériés, **GR** : Formes globuleuses à tests trisériés, **BA** : Benthiques à tests agglutinés, **BC** : Benthiques à tests calcaires.





Pl. 5- Foraminifères benthiques agglutinés. (1-2) *Ammobaculites corproolithiformis* (SCHWAGER) (Rh-17'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (3) *Ammobaculites subcretacea* (CUSHMAN & ALEXANDER)(Rh-31'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (4) *Ammobaculites fragmentarius*(CUSHMAN) (Rh-31'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (5) *Ammobaculites turonicus* (SAID & KENAWY) (L1-3'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (6) *Ammobaculites impexus* (EICHER) (Rh-30'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (7) *Ammobaculites stephensonis* (CUSHMAN) (Rh-30'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (8) *Ammobaculites bauchensis* (PETTERS) (Rh-29'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, (9) *Ammobaculites* sp.1 (Ch-28'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (10) *Ammobaculites* sp.2 (Ch-28'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (11) *Ammobaculoides lepidus* (HERCOGOVA)(Ch-27'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*. Barre d'échelle 100 µm.



Pl. 6- Foraminifères benthiques agglutinés. (1) *Thomasinella punica* (SCHLUMBERGER) (Ch-28'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (2) *Dorothia oxycona* (REUSS)(L1-39) , zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (3) *Ammomarginulina* sp. 1 (L2-3), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (4) *Ammomarginulina* sp. 2 (L2-3), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (5-6) *Ammomarginulina* sp. 3 (L2-4), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (7) *Ammomarginulina* sp. 4 (L2-4), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (8) *Ammomarginulina* sp. 5 (L2-4), zone à *Whiteinella archaeocretacea*. Barre d'échelle 100 µm.

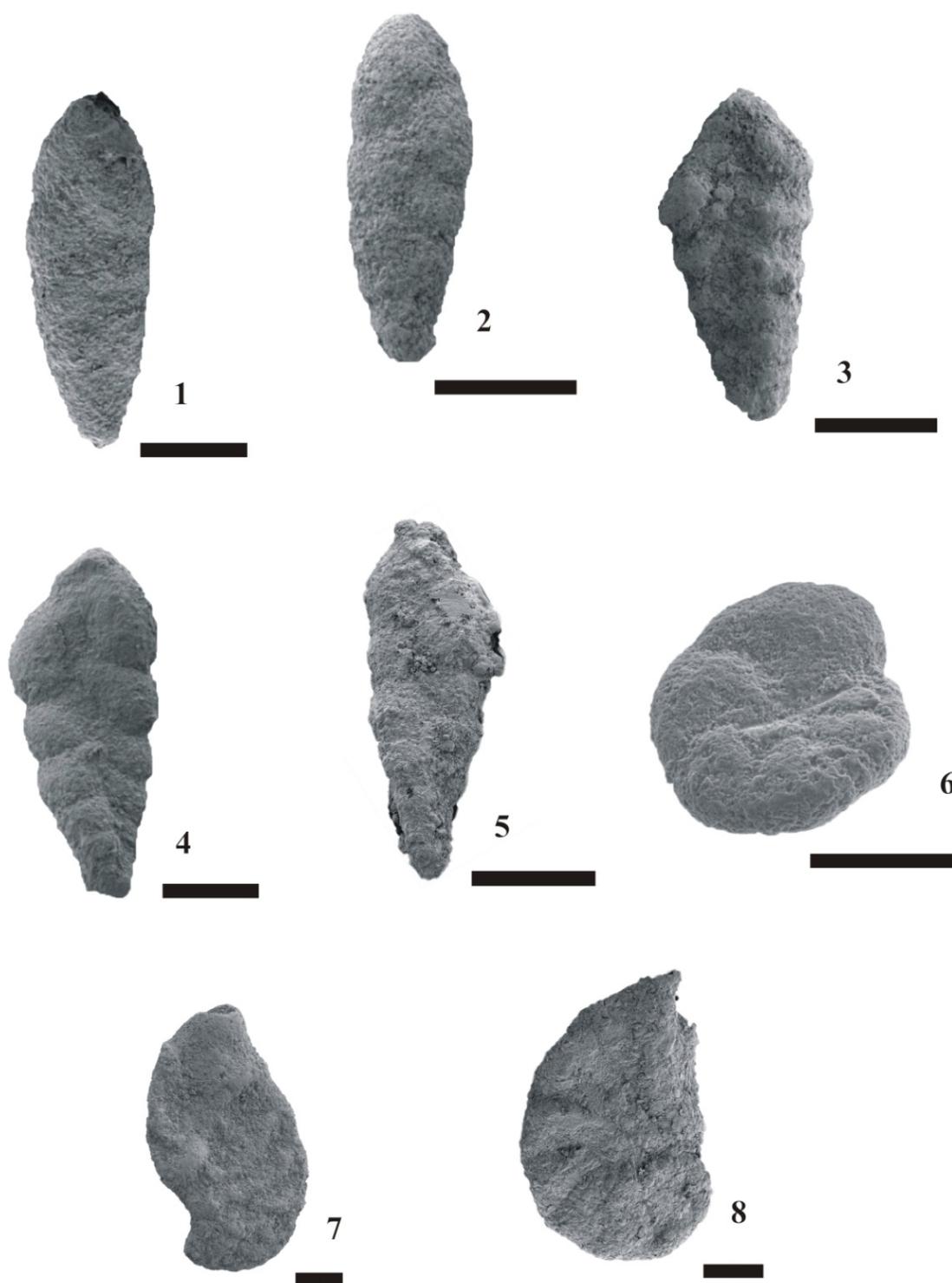


Planche 7- Foraminifères benthiques calcaires. (1) *Bolivina incrassata* (BRUNSWICK COUNTY (Rh-29'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (2) *Bolivina plaita* (STARKVILLE)(Rh-29'), zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (3) *Bolivina* sp. zone à *Whiteinella archaeocretacea* ; (4-5) *Gabonita levis* (DE KLASZ, MARIE & PERAT)(Rh- 29'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, (6) *Gavelinella* sp. (Rh- 31'), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, (7) *Planularia* sp. (L2-4), zone à *Whiteinella archaeocretacea*, (8) *Lenticulina cyprina* (VIEAUX), zone à *Whiteinella archaeocretacea*. Barre d'échelle 100 µm.

Cinquième chapitre : **ÉVENEMENT ANOXIQUE (OAE 2) ET EVALUTION DU
POTENTIEL PETROLIER DE LA ROCHE MERE AU PASSAGE
CENOMANIEN SUPERIEUR-TURONIEN INFERIEUR**

Cinquième chapitre : **ÉVÈNEMENT ANOXIQUE (OAE 2) ET EVALUTION DU POTENTIEL PETROLIER DE LA ROCHE MERE AU PASSAGE CENOMANIEN SUPERIEUR-TURONIEN INFERIEUR**

I. INTRODUCCION

Ce chapitre qui constitue l'ossature de cette thèse sera consacré à la caractérisation des différents événements biologiques et isotopiques enregistrés par la Formation de Rhoundjaïa au passage Cénomancien-Turonien, Ces événements témoignent en faveur des changements paléoenvironnementaux et paléo-océanographiques locaux et globaux (MAROK & *al.* 2016 ; BENADLA & *al.*, 2018).

Par ailleurs, l'interprétation des données géochimiques (COT et pyrolyse rock-eval), nous ont permis pour la première fois d'obtenir des informations sur le potentiel pétrolier de la roche mère dans les bassins considérés.

II. EVENEMENTS BIOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES

Ces événements globaux à la fois biologiques (bio-événements) et isotopiques (OAE 2) (Oceanic Anoxic Event), seront étudiés à partir de la section de Djebel Rhoundjaïa qui est considérée ici comme étant la section de référence pour la caractérisation du passage Cénomancien-Turonien dans les bassins des Ksour et Djebel Amour.

A. Événements biologiques « Bio-événements »

Au passage Cénomancien supérieur-Turonien inférieur, la Formation de Rhoundjaïa des Ksour est marquée par quatre événements biologiques marquant la présence de l'événement anoxique:

1. Événement à *Planoheterohelix* shift (= *Heterohelix* shift »

Au sommet du Cénomancien supérieur, nous avons pu mettre en évidence un premier événement biologique marqué par un pic d'abondance des hétérohélicidés et particulièrement de *Planoheterohelix moremani*. Cet événement correspondant à la zone à *Planoheterohelix* shift (= *Heterohelix* shift de LEKIE, 1985) présente une valeur biostratigraphique importante dans le bassin des Ksour. Il a été reconnu dans plusieurs localités du monde: En Algérie orientale (RUAULT-DJERRAB & *al.*, 2012, 2014), au Maroc (ETTACHFINI & ANDREU, 2005a; ETTACHFINI & *al.*, 2005; LEZIN & *al.*, 2012), en Tunisie (ROBASZYNSKI & *al.*, 1990, 2010 ; NEDERBRAGT & FIORENTINO, 1999; CARON & *al.*, 1999, 2006 ; SOUA, 2011, 2013 ; SOUA & TRIBOVILLARD, 2007 ; ZAGRARNI & *al.*; 2008; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013), en France (TAKASHIMA & *al.* 2009), en Suisse (WESTERMANN & *al.*, 2010), en

Angleterre (KELLER & *al.*, 2001), aux Etats-Unis (LECKIE & *al.*, 1998 ; KELLER & PARDO, 2004 ; KELLER & *al.*, 2004), au Venezuela (NEDERBRAGT & *al.*, 1998) et au Mexique (AGUILERA-FRANCO & ALLISON, 2004).

Dans la Formation de Rhoundjaïa des Monts des Ksour, l'arrivée en masse de ces formes globuleuses, bisériés, de petite taille (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) caractérise les niveaux de Rh-17' à Rh-24')(91 à 98 %) (fig. 60). Cette augmentation enregistrée n'est pas liée à des conditions paléocéologiques locales, mais plutôt aux conditions environnementales globales observées dans plusieurs bassins téthysiens et pacifiques (DESMARS, 2005).

2. Evénement à Cytherellidae

Cet événement biologique correspond à une explosion des ostracodes (Rh-24' à Rh-29'), en particulier les formes lisses représentées par l'espèce *Cytherella* gr. *ovata* (fig. 60). A l'échelle locale, l'événement coïncide avec l'apparition des filaments et la disparition des foraminifères planctoniques. Notons que durant le même intervalle chronologique, cet événement a été observé également en Espagne (BARROSO-BARCENILLA & *al.*, 2011) et en Egypte (SHAHIN & ELBAZ, 2013).

3. Evénement à Filaments

Le terme de « filaments » désigne des formes juvéniles de bivalves à tests très fins qui sont utilisés comme bio-marqueur de la limite C/T (ROBASZYNSKI & *al.*, 1993b; WIERZBOWSKI & *al.*, 1999; CARON & *al.*, 2006). Ces petits bivalves envahissent des zones riches en nutriments et au cours de leur croissance vont rencontrer des eaux anoxiques qui empêchent leur maturité, ce qui explique leur mort en masse (JEFFERIES & MILTON, 1965; DESMARES, 2005). Dans la marge nord africaine, l'événement à filaments identifié à l'échelle mondiale est accompagné souvent par les dépôts d'une quantité importante de la matière organique. Il a été observé en Tunisie (Fm Bahloul) (MAAMOURI & *al.*, 1994; NEDERBRAGT & FIORENTINO, 1999; AMEDRO & *al.*, 2005; CARON & *al.*, 2006; ROBASYNSKI & *al.*, 1994, 2010; ZAGRARNI & *al.*, 2008; SOUA, 2011; NEGRA & *al.*, 2011; ZAGHBIB-TURKI & SOUA, 2013), en Algérie nord oriental (Fm Bahloul) (NAÏLI & *al.*, 1995; RUAULT-DJERRAB, 2012) et enfin au Maroc (Fm Ben Cherrou)(ETTACHFINI & *al.*, 2005a et b).

Dans le bassin des Ksour, l'intervalle Rh-24 à Rh-29 de la « Formation de Rhoundjaïa » a révélé pour la première fois la présence des filaments qui succède à l'événement «*Planoheterohelix* shift» (fig. 61). Ces filaments observés dans les faciès wackestones à packstones sont le plus souvent associés à des débris de bivalves et à des petits foraminifères bethiques (fig. 61A-D). Ils deviennent de plus en plus abondants vers le sommet du membre inférieur, juste au dessous de la limite supposée entre le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur. Une telle découverte, nous a permis de confirmer la répartition spatiale de l'événement à filaments à l'échelle de l'Atlas Saharien depuis la Tunisie à l'Est, jusqu'au Maroc à l'Ouest et qui correspond à une ouverture de milieu, liée à une inondation maximale (NEGRA & *al.*, 2011).

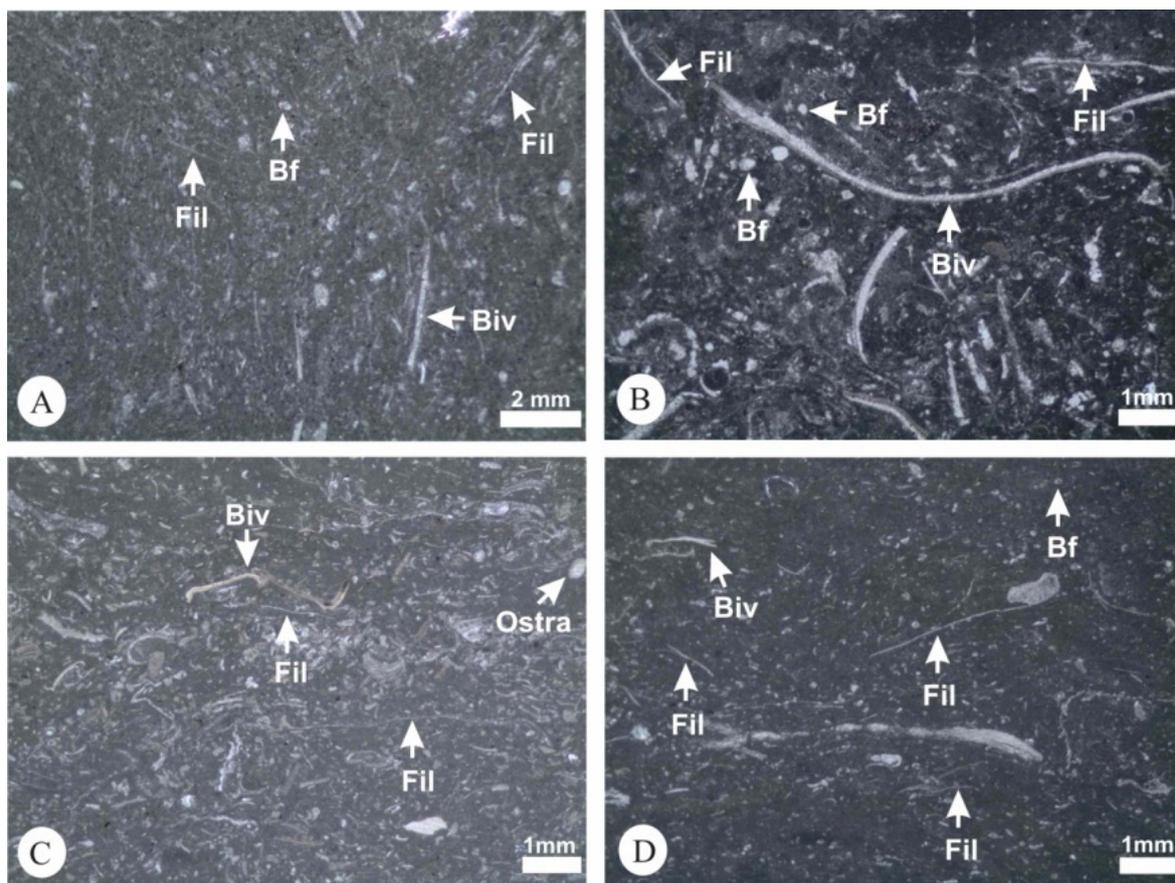


Fig. 61- Microfaciès. Bio-événement à Filaments dans une texture wackestone à packstone (Membre médian de la formation de Rhoundjaïa, section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour). (A-B) Packstone riche en fragments de bivalves, en foraminifères benthiques et en filaments multi-directionaux (Ech. Rh-24/Rh- 26). (C-D) Packstone à microfilaments associés à des foraminifères de petite taille et à des bivalves (Ech. Rh-29). Abréviations: Fil, Filaments; Biv, Bivalves; Bf, foraminifères benthiques; Ostra, Ostracodes.

4. Abondance des foraminifères benthiques

A partir du niveau Rh-29' qui marque la limite probable entre le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur, nous assistons à une abondance des foraminifères benthiques représentée surtout par des formes à tests calcaires (*Gabonita levis*, *Bolivina incrassata* et *Bolivina plaita*) (fig. 60). Les formes agglutinées sont présentes, mais moins abondantes. Cette abondance de foraminifères benthiques au Turonien inférieur atteste d'un événement biologique typiquement local et diachrone. Un événement similaire appelé « Zone à benthiques » a été cité dans le Cénomaniens moyen du bassin du Western Interior (United States) (EICHER & WORSTELL, 1970 ; LECKIE & *al.*, 1998 ; DESMARES, 2005) et dans le Cénomaniens supérieur du Sud de l'Espagne (SANCHEZ-QUINONEZ & *al.*, 2010).

Dans l'Afrique du nord, un événement appelé « Buliminidae shift » est cité dans le bassin Préafricain (Maroc) pour désigner l'abondance de ces foraminifères benthiques à la base du Turonien inférieur, après la crise anoxique (LEBEDEL & *al.*, 2013).

A ces quatre événements, nous avons mis en évidence dans cette section de référence du bassin des Ksour, des événements typiquement locaux. Il s'agit des « bloom » des microgastéropodes, des *Hemiaster* (Echinodermes) et des *Serpula* (Annélides) (fig. 60).

B. Événements isotopiques

Hormis les résultats isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) publiés dans l'Atlas Saharien oriental (Ouled Naïl et les Monts des Aurès) (CHIKHI-AOUIEUR & *al.*, 2010) et récemment dans la plate-forme saharienne (GROSHENY & *al.*, 2013), aucune donnée n'est disponible en Algérie. La présente étude sera donc la première réalisée sur le passage Cénomanién-Turonien et va nous permettre de connaître les variations des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) dans les bassins nord algériens. A la fin, nous essayons de comparer cette excursion géochimique avec les résultats obtenus dans d'autres domaines et provinces paléogéographiques afin de connaître sa position stratigraphique. Dans la section de Djebel Rhoundjaïa des Ksour, les résultats obtenus montre que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ fluctuent entre -2,83 et 5,03 ‰ et les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre -4,04 et -7,29 ‰ (fig. 60).

1. Courbe isotopique du carbone

La courbe isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ montre d'abord une évolution croissante des valeurs à partir du niveau Rh-26' (4,37 ‰) pour atteindre une valeur maximale au niveau Rh-27 (5,03 ‰). Elle devient décroissante dans les niveaux sus-jacents (Rh-26' à Rh-29'), mais avec des valeurs toujours élevées (4,41 et 3,31 ‰). Dans la partie supérieure de la section, nous enregistrons une décroissance générale des valeurs. Notons qu'au passage Cénomanién-Turonien, les valeurs élevées de $\delta^{13}\text{C}$ coïncide avec deux événements biologiques. Il s'agit de l'événement à filaments et celui de Cytherellidae qui traduisent dans beaucoup de bassins, une forte augmentation de production et/ou de préservation de la matière organique.

2. Courbe isotopique de l'oxygène

A l'exception de la base de la section où la courbe isotopique montre une fluctuation importante entre les valeurs enregistrées dans les marnes et les bancs de calcaires, les valeurs connaissent une décroissance significative à partir du niveau Rh-26' (-4,18 ‰) jusqu'au niveau Rh-29' (-4,46 ‰). Au dessus de la limite Cénomanién-Turonien, les valeurs s'abaissent (-5,02 à -7,29 ‰).

3. Comparaison de la courbe isotopique du carbone

A l'échelle mondiale, le passage Cénomanién-Turonien (Zone à *Whitenella archaeocretacea*) est marqué par une importante anomalie isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ (JENKYN, 1980; PRATT & THRELKELD, 1984; PRATT, 1985; HILBRECHT & HOEFS, 1986; SCHLANGER & *al.*, 1987; JARVIS & *al.*, 1988; PERYT & WYRWICKA, 1991; ACCARIE & *al.*, 1996; HILBRECHT & *al.*, 1996; HASEGAWA, 1997; NEDERBRAGT & FIORIENTINO, 1999; AMÉDRO & *al.*, 2005; KELLER & *al.*, 2001, 2004; CARON & *al.*, 2006; GROSHENY & *al.*, 2006, 2013; KARAKITSIOS & *al.*, 2007; SHAHIN, 2007; SOUA & TRIBOVILLARD, 2007; LUCIANI & COBIANCHI, 1999; WESTERMANN

& al., 2010 ; YILMAZ & al., 2010 ; BARROSO-BARCENILLA & al., 2011 ; HARDAS & al., 2012; AQUIT & al., 2013 ; PROKOPH & al., 2013). Dans le présent travail, nous avons essayé de comparer la courbe isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée pour la première fois dans la Formation de Rhoundjaia des Ksour avec d'autres courbes sélectionnées de la marge nord africaine et sud européenne (fig. 62).

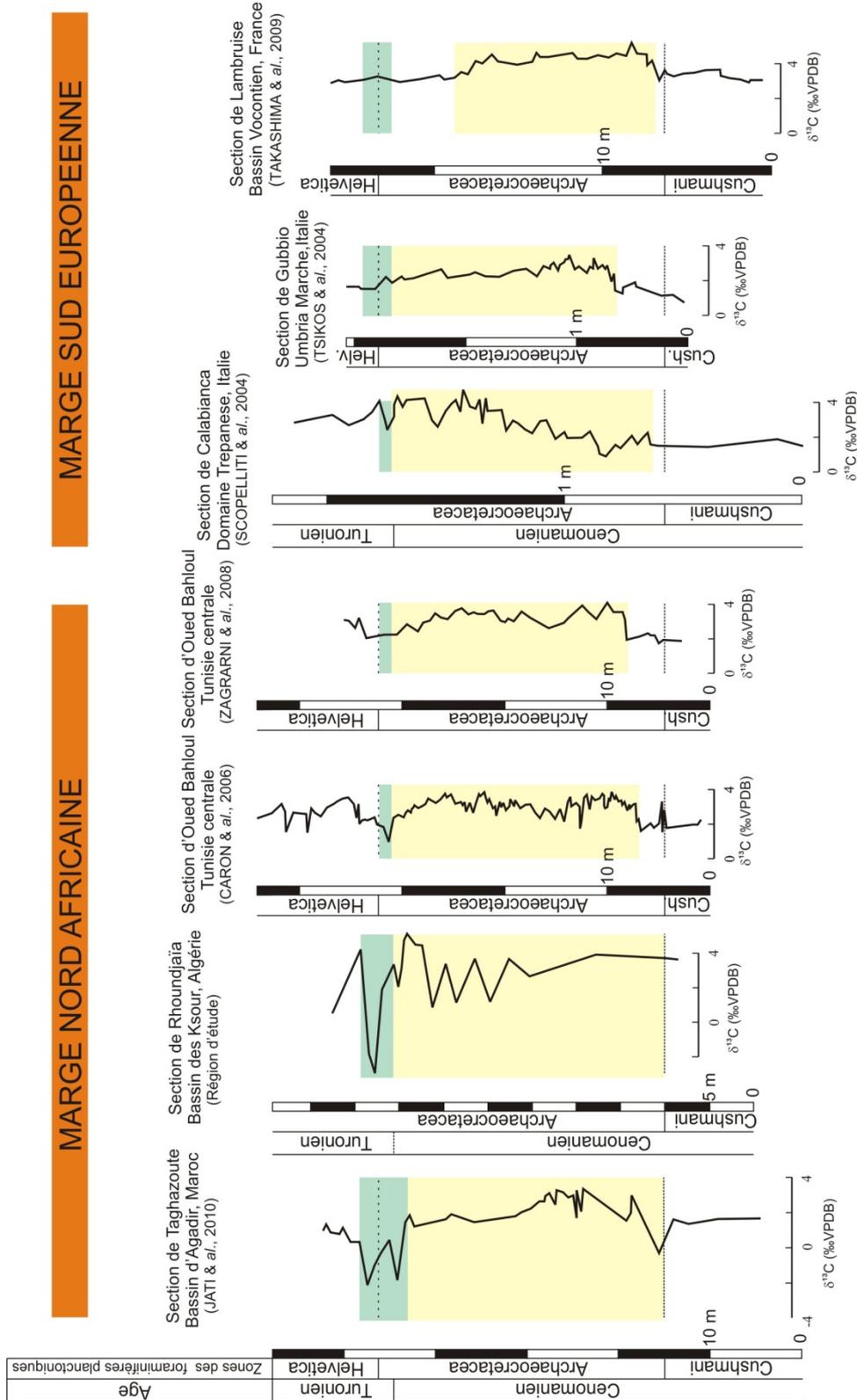


Fig. 62—Corrélation de la courbe isotopique du carbone de la Formation de Rhoundjaia avec quelques bassins de la marge africaine et de la marge sud européenne.

La première observation de cette comparaison montre que dans l'ensemble des bassins sélectionnés, l'excursion positive maximale du $\delta^{13}\text{C}$ est diachrone et se situe au dessous de la limite C/T comme le montre l'enregistrement des foraminifères planctoniques (voir DESMARES & *al.* 2007; MORT & *al.*, 2007; PAUL & LAMOLDA, 2009).

Par ailleurs, la seconde observation se concerne la position stratigraphique de l'anomalie de $\delta^{13}\text{C}$ et sa relation avec l'anoxie (OAE 2). Dans les bassins de la marge africaine, l'anomalie positive maximale de $\delta^{13}\text{C}$ se situe très haut stratigraphiquement dans la Fm Aït Lamine (Bassin d'Agadir)(JATI & *al.*, 2010). Par contre, elle est légèrement loin de la limite dans la Fm Bahlou (Central Tunisia)(ZAGRARNI & *al.*, 2008) et la Fm Rhoundjaïa (bassin d'étude). Le même scénario est observé dans les bassins de la marge sud européenne, à l'exemple du bassin Vocontien (TAKASHIMA & *al.*, 2009).

En somme, dans la marge nord-africaine et sud européenne (fig. 62), les valeurs sont relativement plus élevées au niveau de la zone à *Whitenella archaeocretacea* qu'au niveau de la zone à *Rotalipora cushmani*. Autour de la limite Cénomaniens–Turonien, la partie supérieure de *Whitenella archaeocretacea* se caractérise par une excursion isotopique négative en carbone enregistré dans la Fm Aït Lamine (Bassin d'Agadir)(JATI & *al.*, 2010), la Fm Oued Bahloul (Atlas central tunisien)(CARON & *al.*, 2006) et la Fm Rhoundjaïa (Bassin des Ksour). Ces faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont également enregistrées dans la marge sud européenne (TAKASHIMA & *al.*, 2009; TSIKOS & *al.*, 2004).

III. EVALUATION DU POTENTIEL PETROLIER DE LA ROCHE MERE

Pour caractériser la matière organique présente dans les niveaux marneux de la Formation de Rhoundjaïa d'une part et d'évaluer le potentiel pétrolier de la roche mère et l'état de maturation des kerogènes d'autre part, une série d'analyses géochimiques (COT et pyrolyse rock-eval 6) a été réalisée sur onze échantillons provenant des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et de Djebel Amour (Atlas Saharien central). Cette analyse géochimique est soumise à un protocole analytique qui consiste d'abord à un dosage du carbone organique total (COT) pour la détermination de la richesse en matière organique. Ensuite, tous les échantillons dont le COT est supérieur ou égal à 0,30 % sont passés à la pyrolyse rock-eval 6.

Notons que dans certains cas, nous avons été amené à étudier quelques palynofaciès pour mieux caractériser la matière organique et son origine. C'est le cas des échantillons de la section de Djebel el Kohol 2 (Djebel Amour).

A. Dans le bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental)

Les résultats des analyses géochimiques effectuées sur sept échantillons provenant de la section de Djebel M'Daouer 2 sont représentés dans la figure 63.

1. Teneurs en Carbone Organique Total (COT)

Dans cette section type de M'Daouer, deux échantillons seulement ont enregistré des teneurs relativement importantes et qui varient entre 0,68 (Mdt-67) et 1,05 % (Mdt-63).

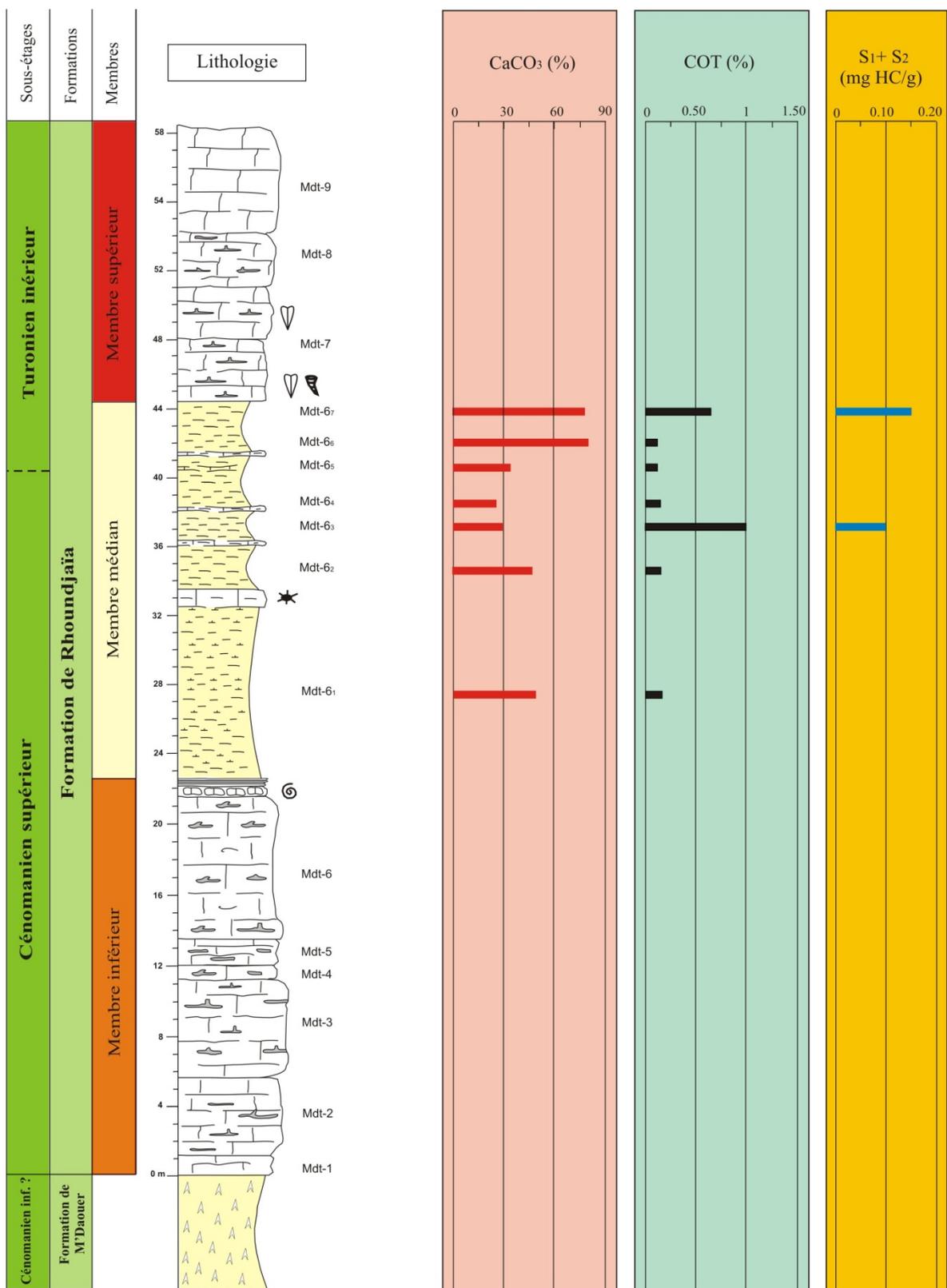


Fig. 63 – Evolution verticale des paramètres géochimiques (COT et potentiel pétrolier) (Membre médian de la Formation de Rhoundjaïa, section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour).

2. La pyrolyse rock-eval

Les résultats fournis par la pyrolyse Rock-Eval 6 sont :

2.1. L'index d'hydrogène (IH)

Les deux échantillons analysés (Mdt-6₃) et (Mdt-6₇) montrent des valeurs très faibles. Elles sont comprises entre 9 et 19 mg Hc/g COT.

2.2. L'index d'oxygène

Les valeurs de cet index sont également très faibles : 83 à 103 mg CO₂/g COT.

2.3. La maturation thermique (Tmax)

Les températures maximales de pyrolyse (Tmax) prises au sommet du pic S₂ ne sont pas représentatives. Ce qui ne permet pas d'exploiter le diagramme IH/Tmax.

2.4. Le potentiel pétrolier de la roche (S₁ + S₂)

Ce paramètre est marqué par une valeur maximale de 0,15 mg d'hydrocarbures par g de roche au niveau de l'échantillon (Mdt-6₇).

En somme, l'interprétation du diagramme IH/IO (fig. 64) montre que la roche mère dans cette partie du bassin des Ksour ne présente aucun intérêt pétrolier. Une telle conclusion est confirmée par l'étude palynologique qui n'a livré aucune forme.

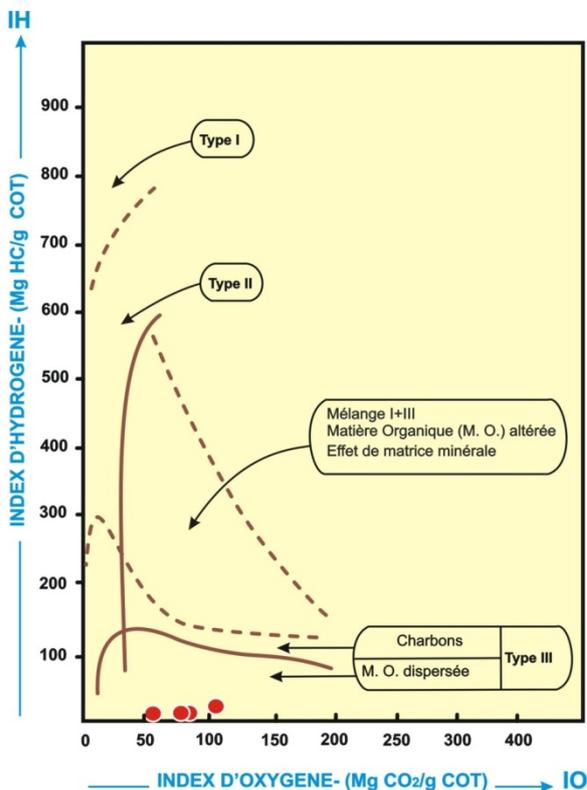


Fig. 64- Diagramme IH/IO des échantillons marneux (Membre médian de la Formation de Rhoundjaïa, section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour).

B. Dans le bassin de Djebel Amour (Atlas Saharien central)

Contrairement au bassin précédent, les quatre échantillons analysés de la Formation de Rhoundjaïa dans la section de Djebel El Kohol 2 (Bassin de Djebel Amour) montrent des teneurs faibles en COT (0,11 à 0,22 %) avec une pyrolyse Rock-Eval négative (tabl. 11).

Ech.	COT	S1	S2	S3	IH	IO	PP	IP	Tmax
L2-9'	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-
L2-5'	0,22	-	-	-	-	-	-	-	-
L2-4'	0,19	-	-	-	-	-	-	-	-
L2-3'	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabl. 11- Teneurs du COT des échantillons marneux du membre inférieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel El Kohol 2, Djebel Amour).

Par ailleurs, pour avoir une idée sur l'origine et les caractéristiques de la matière organique, nous avons jugé utile d'examiner quelques palynofaciès. Ainsi, nous avons pu identifier des grains de pollen (fig. 65A), des débris de matière organique végétale (fig. 65B) ainsi que des spores de champignon (fig. 65C) et des tissus de végétaux (fig. 65D).

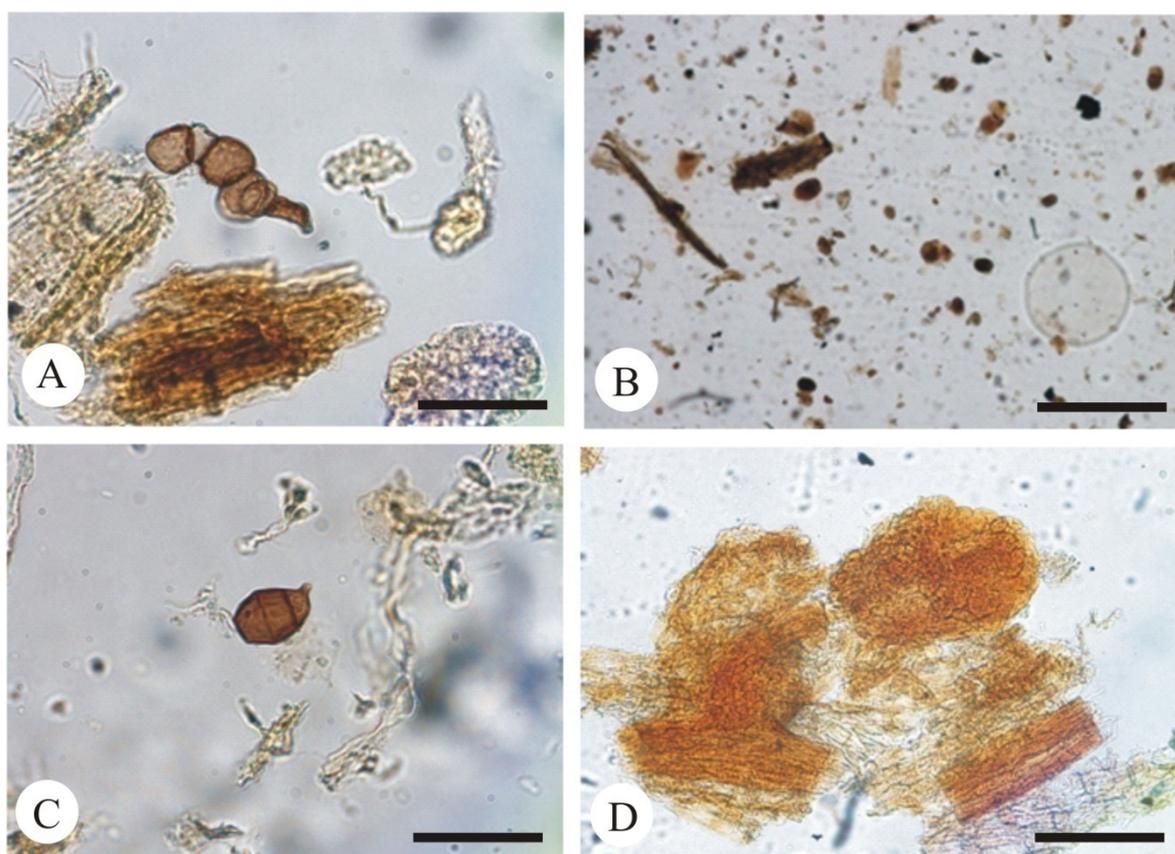


Fig. 65- Quelques palynofaciès déterminés dans les manres du membre inférieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel El Kohol 2, Djebel Amour). (A) grains de pollen *Classopollis* associés à des tissus de végétaux (Ech : L2-3'), (B) débris de matière organique végétale, (Ech : L2-3'), (C) spore de champignon (Ech : L2-4'), (D) Tissu végétal (Ech : L2-9').

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

I. CONCLUSIONS

Au terme de ce travail sur le passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur de l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour) et de l'Atlas Saharien central (Djebel Amour), une synthèse des résultats sera résumée ici.

A. Stratigraphie

L'étude stratigraphique réalisée à partir de six sections levées dans les bassins considérés a permis d'affiner l'âge de la Formation de Rhoundjaïa d'une part et de suivre son évolution spatio-temporelle d'autre part. Dans l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour), les caractéristiques bio-lithostratigraphiques ainsi que sédimentologiques ont permis de subdiviser la Formation de Rhoundjaïa en trois membres bien distincts :

-Membre inférieur (Corniche inférieure)

Reposant en continuité stratigraphique sur la « Formation de M'Daouer », le membre inférieur de la « Formation de Rhoundjaïa » est formé essentiellement par des bancs de calcaires généralement micritiques à quelques bioclastes et affectés parfois par de la bioturbation. Il se termine par des bancs noduleux (que nous avons appelé les Niveaux à *Vascoceras* de l'Atlas Saharien = NVAS) très riches en ammonites (*Vascoceras* cf. *cauvini*, *V. gamai*, *V. sp.*, *Neolobites vibrayanus*, *Metoicoceras* aff. *geslinianum*). A noter que le contenu du NVAS change d'une section à une autre et d'un bassin à un autre.

-Membre médian

Ce membre constitué de combes marneuses et de barres calcaires est très riches en oursins (*Holaster subglobosus*, *Mecaster pseudofournelli*, *Hemiaster syriacus*, *Prionocidaris granulostriata*), gastéropodes (*Tylostoma* sp.) et en ammonites (*Vascoceras gamai*, *Vascoceras* sp.)

-Membre supérieur (Corniche supérieure)

Dans l'ensemble des Monts des Ksour, ce membre se distingue généralement par des calcaires légèrement bioclastiques et très bioturbés, admettant parfois quelques bancs à silex. Dans la section de Chellala Dahrانيا, le membre supérieur débute par des calcaires marneux à ammonites où nous avons récolté pour la première fois des exemplaires de *Choffaticeras* sp.

Sur le plan de datation, l'âge de la Formation de Rhoundjaïa est fondé sur les arguments paléontologiques récoltés sur le terrain. Ainsi, les exemplaires d'ammonites (*Vascoceras gamai*, *Vascoceras* cf. *cauvini*, *Vascoceras* sp., *Neolobites vibrayeanus* et *Metoicoceras* aff. *geslinianum*) indiquent le Cénomanién supérieur. Par ailleurs, les ammonites récoltées au sommet du membre médian de Rhoundjaïa et de M'Daouer et la base du membre supérieur de Chellala Dahrana (*Choffaticeras* sp.) donnent un âge Turonien inférieur. Cet âge attribué à la « Formation de Rhoundjaïa » des Ksour est confirmé par les données micropaléontologiques.

Dans l'Atlas Saharien central (Djebel Amour), et contrairement au Monts des Ksour, la Formation de Rhoundjaïa est subdivisée en deux membres :

-Membre inférieur

Ce membre constitué essentiellement de calcaires micritiques, bioclastiques et souvent affectés par la bioturbation, débute par une alternance de calcaires et de marnes passant vers le sommet à des calcaires à silex et à ammonites (*Vascoceras gamai*).

-Membre supérieur

Il s'agit d'un membre représenté par des calcaires légèrement bioclastiques à ammonites (*Fikaites* sp.), des calcaires en plaquettes et par des calcaires à nodules de silex. Dans cette partie de l'Atlas Saharien, l'âge de la Formation de Rhoundjaïa a été établi grâce aux ammonites récoltées. Ainsi, les exemplaires de *Vascoceras gamai* du membre inférieur donnent un âge Cénomanién supérieur. Par contre, la récolte de quelques exemplaires de *Fikaites* sp. du membre supérieur datent bien le Turonien inférieur.

Notons également que c'est pour la première fois que la limite du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur a été tracée avec précision dans l'Atlas Saharien central (Djebel Amour).

B. Sédimentologie

L'analyse sédimentologique basée essentiellement sur l'étude des microfaciès, nous a permis d'abord de caractériser les différents éléments figurés ainsi que les phénomènes diagénétiques enregistrés dans la Formation de Rhoundjaïa. Ensuite, une étude minéralogique et chimique de la fraction argileuse du passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur a été entreprise pour mieux suivre l'évolution de cette plate-forme carbonatée. Ainsi, dans les plate-formes carbonatées des Ksour (Atlas Saharien occidental) et de Djebel Amour (Atlas Saharien central), l'ensemble des résultats obtenus traduit une réponse à des saccades de subsidence, témoignant en faveur d'un milieu calme et profond au sommet du Cénomanién supérieur, avec un retour progressif vers des conditions de milieu moins profond de type plate-forme proximale au Turonien inférieur.

C. Micropaléontologie

Dans les deux bassins considérés (Monts des Ksour et Djebel Amour), l'étude micropaléontologique consacrée à la systématique et à la biostratigraphie a permis pour la première fois de décrire six genres dont neuf d'espèces de foraminifères planctoniques,

vingt-un genres dont cinquante-un d'espèces de foraminifères benthiques et sept genres dont dix-sept espèces d'ostracodes d'une part et d'étudier leur répartition verticale d'autre part.

Dans cette optique, nous avons pu mettre en évidence deux biozones caractérisant le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur. Il s'agit de la biozone à *Rotalipora cushmani* et celle de *Whiteinella archaeocretacea*. Les associations des foraminifères planctoniques et benthiques montrent l'existence de six intervalles chronologiques dans les Monts des Ksour, avec l'intervalle I indiquant le Cénomanien supérieur (biozone à *Rotalipora cushmani*), les intervalles II à V marquant le Cénomanien supérieur (biozone à *Whiteinella archaeocretacea*) et enfin le dernier intervalle VI caractérisant le Turonien inférieur (biozone à *Whiteinella archaeocretacea*). Par contre dans la partie orientale des Monts des Ksour (Chellala Dahrania) et de Djebel Amour, nous avons pu identifier cinq intervalles seulement. Ce sont :

-les intervalles II à V du Cénomanien supérieur et l'intervalle VI du Turonien inférieur dans la partie orientale des Monts des Ksour (Chellala Dahrania) ;

-les intervalles I à III du Cénomanien supérieur et les intervalles IV et V du Turonien inférieur dans Djebel Amour.

Toutefois, il est important de souligner que certains foraminifères benthiques reconnus dans le bassin des Ksour (M'Daouer et Chellala Dahrania), nous ont permis de mettre en évidence la biozone à *Thomasinella*, citée en Egypte (ABD-ELSHAFY & ABU-ELLILE, 1989 ; SHAHIN, 2007).

D. Phase anoxique (OAE 2) et événements associés

Au passage Cénomanien-Turonien, la Formation de Rhoundjaïa des Ksour est marquée par des événements biologiques (Bio-événements) et isotopiques qui témoignent en faveur des changements paléoenvironnementaux et paléo-océanographiques locaux et globaux (MAROK & al. 2016 ; BENADLA & al., 2018).

-Événements biologiques « Bio-événements »

A partir de l'étude de la section de Djebel Rhoundjaïa des Ksour, le passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur est caractérisé par quatre événements biologiques marquant la présence de l'OAE 2. Le premier bio-événement correspond à la zone à *Planoheterohelix* shift (= *Heterohelix* shift de LEKIE, 1985) et qui présente une valeur biostratigraphique importante dans cette région d'étude. L'arrivée en masse des foraminifères planctoniques de formes globuleuses à tests bisériés (*Planoheterohelix moremani* et *Planoheterohelix reussi*) dans cet intervalle chronologique n'est pas liée à des conditions paléocéologiques locales, mais plutôt aux conditions environnementales globales observées dans plusieurs bassins téthysiens et pacifiques. Par ailleurs, le second bio-événement est lié à une explosion des ostracodes, en particulier les formes lisses représentées par l'espèce *Cytherrella* gr. *ovata* « Cytherrellids event ». Le troisième bio-événement que nous avons pu identifier pour la première fois dans l'Atlas Saharien occidental est utilisé comme bio-marqueur de la limite Cénomanien-Turonien. Il s'agit des filaments observés dans les faciès wackestones à packstones « Filaments event ».

Une telle découverte, nous a permis de confirmer la répartition spatiale de l'événement à filaments à l'échelle de l'Atlas Saharien depuis la Tunisie à l'Est, jusqu'au Maroc à l'Ouest et qui correspond à une ouverture de milieu. Enfin, le dernier bio-événement observé à la limite Cénomaniens-Turonien correspond à une abondance des foraminifères benthiques représentés surtout par des formes à tests calcaires (*Gabonita levis*, *Bolivina incrassata*, *Bolivina plaita*) « Abundance of benthic foraminifera ». Cette abondance de foraminifères benthiques au Turonien inférieur atteste d'un événement biologique typiquement local et diachrone.

A ces quatre événements, nous avons mis en évidence des événements biologiques typiquement locaux. Il s'agit des « bloom » des microgastéropodes, des *Hemiaster* (Echinodermes) et des *Serpula* (Annélides).

-Événements isotopiques

Les analyses isotopiques obtenues dans les Ksour viennent compléter pour la première fois les résultats déjà publiés dans l'Atlas Saharien oriental (Ouled Nail et les Monts des Aurès)(CHIKHI-AOUIEUR & *al.*, 2010) et récemment dans la plate-forme saharienne (GROSHENY & *al.*, 2013). Ainsi, au passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, les résultats isotopiques montrent que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ fluctuent entre -2,83 et 5,03 ‰ et les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre -4,04 et -7,29 ‰.

Il est à noter que la comparaison de la courbe isotopique de $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée pour la première fois dans la « Formation de Rhoundjaïa » des Ksour avec d'autres courbes sélectionnées de la marge nord africaine et sud européenne montre que l'excursion positive maximale du $\delta^{13}\text{C}$ est diachrone et se situe généralement au dessous de la limite C/T.

E. Evaluation du potentiel pétrolier

L'analyse géochimique (Carbone Organique Total et Pyrolyse Rock-Eval 6) réalisée sur onze (11) échantillons provenant des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et de Djebel Amour (Atlas Saharien central), nous a permis d'évaluer le potentiel pétrolier de la « Formation de Rhoundjaïa » à travers la caractérisation de la matière organique et la détermination de son origine. Dans le bassin des Ksour, les résultats des analyses effectuées sur sept (07) échantillons provenant de la section de Djebel M'Daouer 2 montrent que la roche mère ne présente aucun intérêt pétrolier. Une telle conclusion est confirmée par l'étude palynologique qui n'a livré aucune forme. Contrairement au bassin précédent, les quatre (04) échantillons analysés de la « Formation de Rhoundjaïa » dans la section de Djebel El Kohol 2 (Bassin de Djebel Amour) montrent des teneurs faibles en Carbone Organique Total (0.11 à 0.22 %) avec une pyrolyse Rock-Eval négative. Ceci, nous a amené d'examiner quelques palynofaciès pour avoir mieux la nature de la matière organique. Ainsi, nous avons pu identifier des grains de pollen, des débris de matière organique, des spores de champignon et des tissus de végétaux.

II. PERSPECTIVES

A la lumière des résultats obtenus, de nombreuses perspectives nous apparaissent, en particulier :

- **Lever de nouvelles sections dans l'Atlas saharien occidental et central** : cela permettrait de mieux suivre l'évolution spatio-temporelle de la Formation de Rhoundjaïa et de comprendre la relation entre la qualité de l'enregistrement sédimentaire et la dynamique de la plate-forme carbonatée au cours du Cénomanién-Turonien.
- **Acquérir de nouvelles données micropaléontologiques, en particulier des données sur les foraminifères et les ostracodes** : de cette manière nous pouvons établir pour la première fois une biozation corrélable à l'échelle locale et/ ou régionale. L'étude préliminaire entreprise dans ce travail, nous a permis d'identifier plusieurs espèces de foraminifères et d'ostracodes dont beaucoup sont laissées à la nomenclature ouverte. Certaines espèces présentent même des affinités avec la microfaune de la province sud-pacifique. Par ailleurs, la disparition des foraminifères planctoniques durant cet intervalle chronologique Cénomanién supérieur-Turonien inférieur, nous amène à plaider vers la mise en place des conditions paléobiogéographiques particulières pour le bassin des Ksour par rapport à l'Atlas Saharién central et oriental à l'échelle locale et l'Atlas Saharién tunisien et le Haut-Atlas marocain à l'échelle de la marge nord africaine.
- **Confirmer la détermination de certaines catégories taxinomiques des foraminifères benthiques** : Bien que nous sommes arrivés à déterminer plusieurs formes utilisées dans la caractérisation des intervalles chronologiques du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur, une confirmation de la systématique des espèces laissées à la nomenclature ouverte devint indispensable.
- **Etendre les investigations géochimiques à d'autres bassins algériens**: une telle donnée concernant les signaux isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ devrait nous permettre de mieux cerner l'intervalle anoxique.
- **Essayer d'établir une carte spatio-temporelle de la phase anoxique OAE 2 à l'échelle de l'Atlas Saharién**: dans un premier temps, cela peut nous aider à avoir une idée sur le potentiel pétrolier des différents bassins explorés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABD-ELSHAFY E. & ABU-ELLILE M.M. (1989)- Stratigraphy and correlation of Belayim Cenomanian, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 9 (1), pp. 77-85.

ABD-ELSHAFY E., IBRAHIM N. & IED I.M. (2002)- Ostracod biostratigraphy and paleobiography of the Upper Cretaceous in the northern part of the Gulf of Suez. *Egyptian Journal of Paleontology*, Cairo, 2, pp. 57-198.

ABED S. (1982)- Lithostratigraphie et sédimentologie du Jurassique moyen et supérieur du Dj. Amour (Atlas saharien). *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*, Université de Pau. 242 p.

ACCARIE H., ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., CARON M. & ZAGRARNI M. F. (2000)- Stratigraphie événementielle au passage Cénomanién-Turonien dans le secteur occidental de la plate-forme de Tunisie centrale (Formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis, 40, pp. 63–80.

ACCARIE H., EMMANUEL L., ROBASZYNSKI F., BAUDIN F., AMEDRO F. & CARON, M. (1996)- La géochimie isotopique du carbone comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién -Turonien en Tunisie Centrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 322, pp. 579-586.

ADEGBIE A.T. & BASSEY C.E. (2007)- Cretaceous foraminiferal biostratigraphy and palaeoecology of Ikono-1 Well, Calabar Flank, southeastern Nigeria. *Journal of Mining and Geology*, 43 (1), pp. 31-41.

AGUILERA-FRANCO N. & ALLISON P. (2004)- Events of the Cenomanian-Turonian Succession, Southern Mexico. *Journal of Iberian Geology*, 31, pp. 25-50.

AÏT OUALI R. (1991)- Le rifting des monts des Ksour au Lias : Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. *Thèse de Doctorat*, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène, Alger, 302 p.

AÏT OUALI R. & DELFAUD J. (1995)- Les modalités d'ouverture du bassin des Ksour au Lias dans le cadre du « rifting » jurassique au Maghreb. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 320, pp. 773-778.

AL-ABDUL-RAZZAQ S.K. (1977)- Study of some Cretaceous ostracods of Kuwait. *Thèse de Doctorat*, Université de Michigan, 289 p.

AL-ABDUL RAZZAQ S.K. (1979)- *Glenocythere*, a new ostracode genus from the Hamadi Formation (Cretaceous) of Kuwait. *Journal of Paleontology*, Tulsa, 53 (4), pp. 920-930.

AL-ABDUL-RAZZAQ S.K. & GROSDIDIER E. (1981)- Ostracode index species from The Cenomanian of the South Shelf of the Tethys sea. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Elf Aquitaine*, 5 (2), pp. 173-191.

ALEXANDER C.I. (1929)- Ostracoda of the Cretaceous of Texas. *Texas University Bulletin*, Austin, Texas, 2907, 137 p.

ALEXANDROWICZ S. (1956)- *Globotruncana* assemblages in the Turonian of the Cracow region. *Acta Geologica Polonica*, 6 (1), pp. 206-212.

AMEDRO A., ACCARIE H. & ROBASZYNSKI F. (2005). Position de la limite Cénomanién-Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale: apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 98, pp.151-167.

ANDO A., NAKANO T., KAIHO K., KOBAYASHI T., KOKADO E. & KHIM B.-K. (2009)- Onset of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ excursion prior to Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event 2? new late Cretaceous strontium isotope curve from the central Pacific Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, 39 (4), pp. 322-334.

ANDREU B. (1989)- Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc): précisions stratigraphiques et sédimentologiques. *Cretaceous Research*, 10 (1), pp. 49-80.

ANDREU-BOUSSUT B. (1991)- Les ostracodes du Crétacé Moyen (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador. *Strata*, Toulouse, 2 (14), 765 p.

ANDREU B. & BILOTTE, M. (2006)- Ostracodes du Cénomanién et du Turonien de la zone sous-pyrénéenne orientale (Corbières méridionale, SE France). Systématique, biostratigraphie, paléocéologie et paléobiogéographie. *Revue de Micropaléontologie*, 49, pp. 55-73.

ANDREU B., LEBEDEL V., WALLEZ M.J., LÉZIN C. & ETTACHFINI EL M. (2013)- The upper Cenomanian lower Turonian carbonate platform of the Preafrican Trough, Morocco: Biostratigraphic, paleoecological and paleobiogeographical distribution of ostracods. *Cretaceous Research*, 45, pp. 216-246.

ANDREU B. & TRONCHETTI G. (1996)- Ostracodes et foraminifères du Crétacé supérieur du synclinal d'El Koubbat. Moyen Atlas. Maroc: biostratigraphie, paléoenvironnements, paléobiogéographie. Systématique des ostracodes. *Géobios*, 29, pp. 45-71.

AQUIT M., KUHN W., HOLBOURN A., CHELLAI E.H., STATTEGGER K., KLUTH O. & JABOUR, H. (2013)- Late Cretaceous paleoenvironmental evolution of the Tarfaya Atlantic coastal Basin, SW Morocco. *Cretaceous Research*, 45, pp. 288-305.

ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982)- Development of wide-spread organic carbon rich strata in Mediterranean Tethys. In: SCHLANGER S.O. & CITA M.B. (Editors), Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies. *Academic Press*, pp. 7-54.

ARTHUR M.A. & SCHLANGER S.O. (1979)- Cretaceous oceanic anoxic events as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, pp. 870-885.

ARTHUR M.A., SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1987)- The Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.), Marine Petroleum Source Rocks: *Journal of the Geological Society Special Publications*, 26, pp. 401–420.

ATHERSUCH J. (1988)- The biostratigraphy of Cretaceous ostracods from Oman. *Proceedings of the 9th International Symposium of Ostracoda*, Shizuoka, pp. 1187-1206.

BABINOT J.F. (1980)- Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. *Travaux du Laboratoire Géologie Historique et de Paléontologie*, Marseille, 10, pp. 1-634.

BABINOT J.F. & BASHA S.A. (1985)- Ostracods from the Early Cenomanian of Jordan. A preliminary report. *Geobios*, 18 (2), pp. 257-262.

BABINOT J.-F., RODRIGUEZ-LAZARO J., FLOQUET M. & JOLET P. (1998)- Corrélation entre discontinuités sédimentaires majeures et crises biologiques chez les ostracodes du Sud-Ouest de l'Europe au Cénomani. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Elf Aquitaine*, 20, pp. 349-362.

BAK K. & BAK M. (2013)- Foraminiferal and radiolarian biostratigraphy of the youngest (Late Albian through Late Cenomanian) sediments of the Tatra massif. Central Western Carpathians. *Acta Geologica Polonia*, 63 (2), pp. 223-237.

BAK M., BAK K. & CIUREJ A. (2005)- Mid-Cretaceous spicule-rich turbidites in the Silesian Nappe of the Polish Outer Carpathians: radiolarian and foraminiferal biostratigraphy. *Geological Quarterly*, 49 (3), pp. 275-290.

BALLA Z. & BODROGI I. (1993)- The Vekény Marl Formation of Hungary. *Cretaceous Research*, 14 (4/5), pp. 431-448.

BAMBA K.M., DIGBEHI Z.B., SOMBO B.C., GOUA T.E. & N'DA L.V. (2011)- Foraminifères planctoniques, biostratigraphie et paléoenvironnement des dépôts alboronians de la Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. *Paléobiologie*, 30 (1), pp. 1-11.

BANNER F.T & BLOW W.H. (1959)- The classification and stratigraphical distribution of the Globigerinaceae, *Palaeontology*, 2, pp. 1-27.

BARROSO-BARCENILLA F., PASCUAL A., PEYROT D. & RODRIGUEZ-LAZARO J. (2011)- Integrated biostratigraphy and chemostratigraphy of the upper Cenomanian and lower Turonian succession in Puentevedey, Iberian Trough, Spain. *Proceedings of the Geologists Association*, 122, pp. 67–81.

BASSEY E.D. & ESSIEN N.U. (2012)- Age and paleoecology of the new netim formation Calabar Flank, South Eastern Nigeria. *International Journal of Engineering & Technology*, 12 (03), pp.112-130.

BASSIOUNI M.A.A. (2002)- Mid-Cretaceous (Aptian-early Turonian) Ostracoda from Sinai, Egypt. *Neue Paläontology Abhandlungen*, 5, pp. 1-123.

BASSOULLET J.P. (1973)- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université Paris VI, 477 p.

BASSOULLET J.P. & DAMOTTE R. (1969)- Quelques ostracodes nouveaux du Cénomaniens-Turonien de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, 3, pp. 130-144.

BAUER J., KUSS J. & STEUBER T. (2002)- Platform environments, microfacies and systems tracts of the Upper Cenomanian e Lower Santonian of Sinai, Egypt. *Facies*, 47, pp. 1-25.

BELLIER J.P. (1983)- Foraminifères planctoniques du créacé de Tunisie septentrionale : Systématique, biozonation utilisation stratigraphique de l'Albien au Maastrichtien, *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Paris, 290 p.

BELLIER J.P. (1998)- Les évènements de l'histoire des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Aptien à Turonien). *Geobios*, 11, pp. 295-301.

BENADLA M., MAROK A., REOLID M. & SEBANE A. (2012)- Preliminary data of foraminiferal assemblages of the Cenomanian-Turonian Transition in the Western Saharan Atlas, Algeria. *XXVIII jornadas SEP*, Valencia-Soller, pp. 27-29.

BENADLA M., REOLID M., MAROK A. & EL KAMALI N. (2018)- The Cenomanian–Turonian transition in the carbonate platform facies of the Western Saharan Atlas (Rhoundjaïa Formation, Algeria). *Journal of Iberian Geology*, 44, pp. 405-429. doi.org/10.1007/s41513-018-0070-6.

BENGTSON P.(1996)- The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 66, pp. 69-79.

BEN YOUSSEF M. (1980)- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé des Djebels Koumine et Kharroub. *Thèse de Doctorat de 3^e cycle*, Université de Nice, 104 p.

BERGUE C.T., FAUTH G., COIMBRA J.C., AHMAD F.Y., SMADI A. & FAROUK S. (2016)- The late Albian–early Cenomanian ostracodes from Naur formation, Jordan. *Revue Sociedad Brasileira de Paleontologia*, 19 (2), pp. 195-210.

BERTLE R.J. & SUTTNER T.J. (2005)- New biostratigraphy data for the Chikkim Formation (Cretaceous, Tethyan Himalaya, India). *Cretaceous Research*, 26, pp. 882–894.

BETTAHAR A. (2009)- Les accidents majeurs de l'Atlas saharien central et les structures associées. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène, Alger, 210 p.

BETTAHAR A., AIT OUALI R. & BECHE A. (2007)- Etude de la région de Djebel Er-Radjel à déformation polyphasée avec mise en évidence d'une inversion tectonique (Atlas saharien central, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National d'Algérie*, 18, pp. 43-56.

BOLLI H.M. (1944)- Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. *Eclogae geologicae helvetiae*, 37 (2), pp. 218-328.

BOLLI H.M. (1966)- Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic Foraminifera. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 9, pp. 3-32.

BISMUTH H. DONZE P., LEFEVRE J. & SAINT-MARC P. (1981)- Nouvelles espèces d'ostracodes dans le Crétacé Moyen et Supérieur du Djebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord). *Cahiers de Micropaléontologie*, 3, pp. 51-69.

BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LEFEVRE J. & SAINT-MARC P. (1981)- Le Crétacé moyen et supérieur du Djebel Semmama (Tunisie du centre-Nord); Microstratigraphie et évolution sédimentologique. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Pau, 5 (2), pp. 193-267.

BOUKHARY M.; MORSI A.-M.M.; EISSA R. & Kerdany M. (2009)- Late Cenomanian ostracod faunas from the area south of Ain Sukhna, western side of the Gulf of Suez, Egypt. *Geologia Croatica*, 62, pp. 19-30.

BOLLI H.M. (1957)- The genera *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad. *B.W.I. United States National Museum Bulletin*, 215, pp. 51-60.

BOLLI H.M. (1959)- Planktonic foraminifera from the Cretaceous of Trinidad. *B.W.I. Bulletins of American Paleontology*, 39 (179), pp. 257-277.

BONNEMA J.H. (1940)- Ostracoden aus der Kreide des Untergrundes des nordöstlichen Niederlande. *Natuurhistorisch Maanblad*, Maastricht, 29, pp. 9-12; 30, pp. 30-135.

BORNEMANN A. & NORRIS R.-D. (2007)- Size-related stable isotope changes in Late Cretaceous planktic foraminifera: Implication for paleoecology and photosymbiosis. *Marine Micropaleontology*, 65, pp. 32-42.

BOUKHARY M., EISSA R. & Kerdany M. (1977)- Some ostracod species from the Galala Formation, western coast of the Gulf of Suez, Egypt. *Proceedings of the Egyptian Academy of Science*, Cairo, 30, pp. 155-161.

BRACENE R. (2001)- Géodynamique du nord de l'Algérie : impact sur l'exploration pétrolière. *Thèse de Doctorat*, Université de Cergy Pontoise, 101 p.

BRADY H.B. (1868)- On Ellipsoidina an new genus of foraminifera. By GIUSEPPE S; Professor of Natural History in the Royal Lyceum. Messina, *Annals and Magazine of Natural History*, 1, pp. 333-343.

BREMAN E. (1976)- Paleoecology and sytematic of Cenomanian and Turonian Ostracoda from Guadalajara and Sria (central Spain). *Revista Espanola de Micropaleontologia*, Madrid, 8 (1), pp. 71-122

BRÖNNIMANN P. (1952)- Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian) of Trinidad. *B.W I. Bulletins of American Paleontology*, 34 (140), pp. 1-170.

BRÖNNIMANN P. & BROWN J. (1958)- *Hedbergella*, a new name for a Cretaceous planktonic foraminiferal genus. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 48, pp. 15-17.

BROTZEN F. (1936)- Foraminiferen aus dem Schwedischen, Untersten Senon von Eriksdal in Schonen.Sveriges geologiska unders~kning. *Avhandlingar och uppsatser*, C 396 (30), pp. 1-206.

BROTZEN F. (1942)- Die Foraminiferengattung Gavellinella nov. gen. und die Systematic der Rotaliiformes. *Arsbok Sveriges Geologiska Undersökning*, 54, pp. 1-81.

BUROLLET P.F. (1956)- Contribution à l'étude stratigraphique de la tunisie centrale. *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis, 18, 350 p.

BUROLLET P.F. & ROBASYNSKI F. (1991)- Les événements de la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale: La formation Bahloul. *Géologie alpine*, 67, pp. 3-42.

BUSSON G. & CORNEE A. (1996)- L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal : une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO2 mantellique. *Société Géologique du Nord*, 23, 143 p.

BUSSON G., DHONDT A., AMEDRO F., NERAUDEAU D. & CORNEE A. (1999)- La grande transgression du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien) : Datations biostratigraphiques, environnements de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research*, 20, pp. 29-46.

CARATINI C. (1970)- Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Publication de Service de la Carte géologique de l'Algérie*, Alger, 40, pp. 1-311.

CARON M. (1966)- Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médians, Suisse). *Revue de Micropaléontologie*, 9, pp. 68-93.

CARON, M. (1985)- Cretaceous Planktic Foraminifera. In BOLLI H. M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds). *Plankton Stratigraphy, Cambridge Earth Science Series, Cambridge, University Press*, pp. 17-79.

CARON M., ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F., BAUDIN F., DECONINCK J.F., HOCHULI P., SALIS-PERCH NIELSEN K.V. & TRIBOVILLARD N. (1999)- Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomaniens/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 170, 2, pp. 145-160.

CARON M., DALL'AGNOLO S., ACCARIE H., BARRERA E., KAUFFMAN E.G., AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2006)- High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios*, 39, pp. 171-200.

CARTER J.G., ALTABA C.R., et al. (2011)- A synoptical classification of the Bivalvia (Mollusca). *Paleontological Contributions, University of Kansas Paleontological Institute*, 4. World Wide Web Address: <http://hdl.handle.net/1808/8287>.

CARSEY D. O. (1926)- Foraminifera of the Cretaceous of central Texas. *University of Texas Bulletin*, 2612. pp. 1-56.

CAUS E., GOMEZ-GARRIDO A. & SORIANO K. (1993)- Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the south Pyrenees (Spain). *Cretaceous Research*, 14 (4/5), pp. 531-552.

CETEAN C.G., BALC R., KAMINSKI M. & FILIPESCU S. (2008)- Biostratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary in the Eastern Carpathians (Dambovitza Valley): preliminary observations. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai Geologia*, 53, pp. 11-23.

CHARRIERE A., ANDREU B., CISZAK R., KENNEDY W.-J., ROSSI A. & VILA J.-M. (1998)- La transgression du Cénomaniens supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc. *Geobios*, 31, pp. 551-569.

CHERIF O.H., AL-RIFAIY I.A., AL-AFIFI F.I. & ORABI O.H. (1989)- Foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of some Cenomanian-Turonian exposures in west-central Sinai (Egypt). *Revue de Micropaléontologie*, 31, pp. 243-262.

CHIKHI-AOUIMEUR F., GROSHENY D., FERRY S., HERKAT M., JATI M., ATROPS F., REDJIMI-BOUROUBA W. & BENKHEROUF-KECHID F. (2010)- Lithofaciès, paléogéographie et corrélations au passage Cénomaniens-Turonien dans l'Atlas Saharien (Ouled Naïl, Zibans, Aurès et Hodna, Algérie). *Mémoire du Service Géologique National d'Algérie*, 17, pp. 67-83.

CHITTA N. (1979)- Contribution à l'étude micropaléontologique du Crétacé (Aptien à Cénomaniens) de la région de Teboursouk (Tunisie septentrionale). *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*, Université Paris VI. 160 p.

COCCIONI R. & LUCIANI V. (2004)- Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE2, Latest Cenomanian) in its type area: A high-resolution study from the tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, central Italy). *Journal of Foraminiferal Research*, 34 (2), pp. 109–129.

COCCIONI R., LUCIANI V. & MARSILI A. (2006)- Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleoeological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235, pp. 66-92.

COIFFAIT P.E., COIFFAIT B., JAEGER J.J. & MAHBOUBI M. (1984)- Un nouveau gisement à mammifères fossiles d'âge Eocène supérieur sur le versant sud des Nementchas (Algérie orientale): découverte des plus anciens rongeurs d'Afrique. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*. 299 (2), pp. 893-898.

COQUAND H. (1862)- Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mémoires de la Société d'Emulation de la Provence*, 2, 341 p.

CORNET A. (1949)- Les niveaux lacustres du Tertiaire continental du Sud Chott Chergui. *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, pp. 78-80.

CORNET A. (1952)- L'Atlas Saharien sud-oranais. *XIX^{ème} congrès Géologique International, Alger, Monographies régionales*, 1^{ère} Série, 12, 51 p.

COURVILLE P. (2007)- Échanges et colonisations fauniques (Ammonitina) entre Téthys et Atlantique sud au Crétacé supérieur: voies atlantiques ou sahariennes. *Carnets de Géologie*, Mémoire 02, pp. 1-19.

COURVILLE P., MEISTER C., LANG J., MATHEY B., THIERRY J. (1991)- Les corrélations en Téthys occidentale et l'hypothèse de la liaison Téthys-Atlantique sud: intérêts des faunes d'ammonites du Cénomaniensupérieur-Turonien moyen basal du Niger et du Nigeria (Afrique de l'Ouest). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 313, pp. 1039-1042.

COURVILLE P., THIERRY J. & LANG J. (1998)- Ammonites faunal exchanges between South Tethysian platforms and South Atlantic during the uppermost Cenomanian-lowermost middle Turonian in the Benue Trough (Nigeria). *Geobios*, 32, pp. 187-214.

CRUMIERE J.P. (1989)- Crise anoxique à la limite Cénomaniens-Turonien dans le bassin subalpin oriental (sud-est de la France). Relation avec l'eustatisme. *Geobios*, 11, pp. 189-203.

CRUMIERE J.P. (1991)- Les potentialités pétrolières des dépôts du Bassin vocontien oriental (sud-est France) au Cénomaniens-Turonien inférieur. *Unpublished PhD Dissertation*, Université de Provence, Marseille, 78 p.

CUSHMAN J.A. (1928)- Foraminifera, their classification and economic use. Special Publications. *Cushman Laboratory of Foraminiferal Research*, 1, pp. I-401.

CUSHMAN J. A. (1933)- Some new Foraminiferal genera. *Cushman Laboratory of Foraminiferal Research*, 9 (2), pp. 32-38.

CUSHMAN J. A. (1938)- Cretaceous species of Guembelina and related genera. *Cushman Laboratory of Foraminiferal Research*, 4 (1), pp. 2-28.

CUSHMAN J.A. (1946)- Upper Cretaceous foraminifera of the Gulf Coastal region of the United states and adjacent areas. *Geological Survey, Professional Paper*, 206, pp. 1-241.

DAMOTTE R. & SAINT-MARC P. (1972)- Contribution à la connaissance des ostracodes créacés du Liban. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, Madrid, 4 (3), pp. 273-296.

DELFAUD J. (1975)- Les grès des Ksour- un delta de plate-forme stable. *XI^{ème} congrès International de Sédimentologie. Nice*, pp. 159-162.

DELFAUD J. (1986)- Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration –Production, Elf-Aquitaine*, 10, pp. 205-206.

DEROO G. (1956)- Etudes critiques au sujet des Ostracodes marins du Crétacé inférieur et moyen de la Champagne Humide et du Bas Boulonnais. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 11, pp. 1499-1535.

DESMARES D. (2005)- Enregistrement a haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : Le bassin du western interior au passage Cénomaniens-Turonien. *Thèse de Doctorat*, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, France, 440 p.

DESMARES D., GROSHENY D., BEAUDOIN B., GARDIN S. & GAUTHIER-LAFAYE F. (2007)- High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ash beds at the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA, *Cretaceous Research*, 28, pp. 561-582.

DIGBEHI Z.B., OUFFOUE K.B., SOMBO B.C. & YAO N'GORAN J.P. (2011)- Biostratigraphical Analysis and Palaeoenvironmental Reconstruction of Cenomanian-Turonian Boundary in Côte d'Ivoire Onshore Sedimentary Basin, West Africa. *An International Multidisciplinary Journal, ETHIOPIA*, 5 (6), pp. 361-380.

DIVISION TECHNOLOGIES ET DEVELOPPEMENT-SONATRACH (2014)- Rapport inédit.

DIVISION TECHNOLOGIES ET DEVELOPPEMENT-SONATRACH (2016)- Rapport inédit.

DOUGLAS R.G. (1969)- Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California. *Micropaleontology*, 15, pp. 151-209.

DOUIHASNI M. (1974)- Etude structural de la terminaison orientale de l'anticlinal d'Aïn Ouarka (Atlas saharien occidental). *Mémoire D. E. A.*, Université d'Oran, 113 p.

DOUIHASNI M. (1976)- Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka-Boussemghoun (Partie centrale des Monts des Ksour). Stratigraphie et Analyse structurale. *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*, Université d'Oran, 2 t., 272 p.

DURAND-DERGA M. (1980)- Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et Minières*. 115, pp. 67-85.

EGGER J.G. (1899)- Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreide-mergein der oberbayerischen Alpen. Abh. Bkönigl. Bayerischen Akad. *Wissensch., Münschen, mathenaturwiss*, 21, pp. 3-230.

EGGER J.G. (1910)- Ostracoden and Foraminiferen des Eybrunner Kreidemergels in der Umgegend von Regensburg. *Regensburg naturwissenschaften*, 12, pp. 36-133.

EICHER D.L. & WORSTELL P. (1970)- Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. *Micropaleontology*, 16, pp. 269-324.

EL AMRI Z. & ZAGHBIB-TURKI D. (2004)- Caractérisation biostratigraphique du passage Coniacien/Santonien dans les régions d'El Kef (Tunisie septentrionale). *Journal of Iberian Geology*, 31, pp. 99-111.

ELDER W.P. (1989)- Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian stage boundary in the Interior of the United States. *Paleobiology*, 15, pp. 299-320.

ELDERBAK K., LECKIE R.M., TIBERT N.E. (2014)- Paleoenvironmental and paleoceanographic changes across the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Oceanic Anoxic Event 2) as indicated by foraminiferal assemblages from the eastern margin of the Cretaceous Western Interior Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 413, pp. 29-48.

EL-HARIRI T.Y.M.A., MOUSA A.S., MOUSTAFA T.F. & FAROUK S. (2012)- Faciès and sedimentary environments of the Abu Qada Formation at Gabal El-Gunna, Southeastern Sinai, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum*, 21, pp. 71-79.

ELKHAZRI A., RAZGALLAH S., ABDALLAH H. & BEN HAJALI N. (2009)- L'évènement anoxique "OAE" Barrémo-Aptien en Tunisie nord-orientale : Intérêt des foraminifères. *Revue de Paléobiologie*, 28 (1), pp. 93-130.

ELMI S. (1978)- Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Annales de Société Géologique du Nord*, Lille, t. 97, 1-4, pp. 315-323.

ELMI S., ALMERAS Y., AMEUR M., BASSOULLET J.B., BOUTAKIOUT M., BENHAMOU M., MAROK A., MEKAHLI L., MEKKAOUI A. & MOUTERDE R. (1998). Stratigraphic and palaeogeographic survey of the Lower and Middle Jurassic

along a north-south transect in western Algeria. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris*, 179, pp. 145-211.

EL-NADY H., ABU-ZIED R. & AYYAD, S. (2008)- Cenomanian-Maastrichtian ostracods from Gabal Arif El-Naga anticline, Eastern Sinai, Egypt. *Revue de Paléobiologie*, 27 (2), pp. 533-573.

EL-SABBAGH A., TANTAWY A.A., KELLER G., KHOZYEM H., SPANGENBERG J., ADATTE T. & GERTSCH B. (2011)- Stratigraphy of the Cenomanian eTuronian Oceanic Anoxic Event OAE2 in shallow shelf sequences of NE Egypt. *Cretaceous Research*, 32, pp. 705-722.

ERBA E. (2004)- Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52, pp. 85-106.

ERBACHER J., THUROW J. & LITTKER R. (1996)- Evolution patterns of Radiolaria and organic matter variation: A new approach to identify sea-level changes in Mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24 (6), pp. 499-502.

ERBACHER J. & THUROW J. (1997)- Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleontology*, 30, pp. 139-158.

ESCARGUEL G. (2001)- BG. Index version 1.1 □. Programme et notice d'utilisation.

ESPITALIE J., DEROO G. & MARQUIS F. (1985a) La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Oil & Gas Science and Technology – Revue de l'IFP*, 40 (5), pp. 563-579.

ESPITALIE J., DEROO G. & MARQUIS F. (1985b)- La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Oil & Gas Science and Technology – Revue de l'IFP*, 40 (6), pp. 755-783.

ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P. & PAULET J. (1977)- Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 32 (1), pp. 23-43.

ETTACHFINI EL. M. (2004)- Les ammonites néocomiennes dans l'Atlas atlantique, Maroc. *Thèse de Doctorat*, Université Marrakech, 223 p.

ETTACHFINI EL M., (2006)- La transgression au passage du Cénomanien au Turonien sur le domaine atlasique marocain. Stratigraphie intégrée et relation avec l'événement océanique global. *Thèse de Doctorat*, Université de Chouaïb Doukkali, El Jadida, Strata 2, 45, 299 p.

ETTACHFINI EL M. & ANDREU B. (2005a)- Le Cénomanien et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, 25, pp. 277-302.

ETTACHFINI EL M., SOUHEL A., ANDREU B. & CARON M. (2005b)- La limite Cénomanien –Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, 38, pp. 57-68.

FALZONI F., PETRIZZO M.R., JENKYN H.C., GALE A.S. & TSIKOS H. (2016)- Planktonic foraminiferal biostratigraphy and assemblage composition across the Cenomanian-Turonian boundary interval at Clot Chevalier (Vocontian Basin, SE France). *Cretaceous Research*, 59, pp. 69-97.

FAROUK S. (2015)- Upper Cretaceous sequence stratigraphy of the Galala Plateaux, western side of the Gulf of Suez, Egypt. *Marine and Petroleum Geology*, 60, pp. 136-158.

FERRANDINI M., PHILIP J., BABINOT J.-F., FERRANDINI J. & TRONCHETTI G. (1985)- La plate-forme carbonatée du Cénomanién-Turonien de la région d' Erfoud-Errachidia (Sud-Est Marocain): stratigraphie et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, pp. 559- 564.

FERRY S., GROSHNY D., JATI M., ATROPS F. & RONDON D. (2005)- Pulsation tectonique globale à la limite Cénomanién-Turonien. *Réunion thématique du Groupe Français du Crétacé*, Paris, p. 22.

FLAMAND G.B.M. (1911)- Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du sud). *Thèse Sciences*, Université de Lyon, 47, 1002 p.

FRIEDRICH O., ERBACHER J., MORIYA K., WILSON P.A. & KUHNERT H. (2008)- Warm saline intermediate waters in the Cretaceous tropical Atlantic Ocean. *Nature Geoscience*, 1, pp. 453–457.

FRIEDRICH O., ERBACHER J. & MUTTERLOSE J. (2006)- Paleoenvironmental changes across the Cenomanian/Turonian Boundary Event (Oceanic Anoxic Event 2) as indicated by benthic foraminifera from the Demerara Rise (ODP Leg 207). *Revue de Micropaléontologie*, 49, pp. 121-139.

FRIZZELL D.L. (1954)- Handbook of Cretaceous foraminifera of Texas., *Bureau of Economic Geology Report of Investigations*, Texas University, 22, pp.1-232.

GALAL G. & NAFAE S. (2007)- Extinction Patterns and Paleoenvironments of the Middle Cenomanian-Early Turonian Foraminifers at Southern Galala Plateau, Eastern Desert, Egypt. *Revue de Paléobiologie*, 26 (1), pp. 63-87.

GALE A.S., JENKYN H.C., KENNEDY W.J. & CORFIELD R.M. (1993)- Chemostratigraphy versus biostratigraphy : data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journal of the Geological Society, London*, 150, pp. 29-32.

GALMIER D. (1951)- Sur l'existence d'un accident tectonique nord atlasique dans la région de Forthassa. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 232, pp. 999-1001.

GALMIER D. (1970)- Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Paris, 320 p.

GALMIER D. (1972)- Photogéologique de la région d'Aïn Séfra (Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 42, pp. 1-177.

GANDOLFI R. (1955)- The genus *Globotruncana* in northeastern Columbia. *Bulletin of American Paleontology*, 36, pp. 11-18.

GARGOURI-RAZGALLAH S. (1983)- Le Cénomaniens de Tunisie central: étude paléocéologique, micropaléontologique et paléogéographique. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Lyon 1, 215 p.

GASINSKI M.A. (1983)- Albian and Cenomanian Planktic Foraminifera from the Trawne Beds (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). *Cretaceous Research*, 4, pp. 221-249.

GASINSKI M. A. (1988)- Foraminiferal biostratigraphy of the Albian and Cenomanian sediments in the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathian Mountains. *Cretaceous Research*, 9 (3), pp. 217-247.

GAWOR-BIEDOWA E. (1972)- The Albian, Cenomanian and Turonian Foraminifera of Poland and their stratigraphic importance. *Acta Palaeontologica Polonica*, 17, pp. 3-151.

GEBHARDT H. (1997)- Cenomanian to Turonian foraminifera from Ashaka (NE Nigeria): quantitative analysis and palaeoenvironmental interpretation. *Cretaceous Research*, 18, pp. 17-36.

GEBHARDT H. (2004)- Planktonic foraminifera of the Nkalagu Formation type locality (southern Nigeria, Cenomanian-Coniacian): biostratigraphy and palaeoenvironment interpretation. *Cretaceous Research*, 25, pp. 191-209.

GEORGESCU M. (1995) : Upper Cretaceous Heterohelicidae in the Romanian Black Sea offshore. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 27, pp. 91-106.

GEORGESCU M. (2000)- Late Albian-Turonian planktonic foraminifera in the Romanian western black sea offshore. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 32 (2), pp. 157-173.

GERTSCH B., KELLER G., ADATTE T., BERNER Z., KASSAB A.S., TANTAWY A.A.A., EL-SABBAGH A.M. & STUEBEN D. (2010)- Cenomanian to Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *International Journal of Earth Sciences*, 99, pp. 165-182.

GHANEM H. & KUSS H.J. (2012)- Stratigraphic control of the Aptian-Early Turonian sequences of the Levant Platform, Coastal Ranges, northwest Syria. *Georabia-Manama*, 18 (4), pp. 85-132.

GLINTZBOECKEL C. & MAGNE J. (1959)- Répartition des microfaunes à plancton et à Ostracodes dans le Crétacé supérieur de la Tunisie et de l'Est algérien. *Revue de Micropaleontologie*, 5 (2), pp. 53-59.

GRADSTEIN F.M., KAMINSKI M.A. & AGTERBERG F.P. (1999)- Biostratigraphy and paleoceanography of the Cretaceous seaway between Norway and Greenland. *Earth-Science Reviews*, 46, pp. 27-98.

GRÄFE K.U. (1999)- Sedimentary cycles, burial history and foraminiferal indicators for systems tracts and sequence boundarian in the Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 212, pp. 85-130.

GREKOFF N. (1969)- Sur la valeur stratigraphique et les relations paléogéographiques de quelques Ostracodes du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène inférieur d'Algérie Oriental. *Proceeding 3rd African Micropaleontology Colloquium*, Cairo, pp. 227- 248.

GROSDIDIER E. (1973)- Association d'Ostracodes du Crétacé d'Iran. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 78, pp. 131-170.

GROSHENY D., BEAUDOIN B., MOREL L. & DESMARES D. (2006)- High-resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary event in the Vocontian Basin, southeast France. *Cretaceous Research*, 27, pp. 629-640.

GROSHENY D., CHIKHI-AOUIEUR, F., FERRY S., BENKHEROUF-KECHID F., JATI M., ATROPS F. & REDJIMI-BOUROUIBA W. (2008)- The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société géologique de France*, 179, pp. 593-603.

GROSHENY D., FERRY S., JATI M., OUAJA M., BENSALAH M., ATROPS F., CHIKHI-AOUIEUR F., BENKHEROUF-KECHID F., NEGRA H. & AÏT SALEM H. (2013)- The Cenomanian-Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous Research*, 42, pp. 66 -84.

GROSHENY D. & MALARTRE F. (1997)- Stratégies adaptatives des foraminifères benthiques et planctoniques à la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin du sud-est de la France : essai de compréhension globale. *Geobios*, 21, pp. 181-193.

GUEMACHE M.A., ADDOUM B. MACHANE D., GHARBI S., YMMEL H., DJADIA L. & DJELLIT H. (2010)- Apport de la morphotectonique et des profils de sismique réflexion 2D dans l'analyse du front sud de l'Atlas saharien occidental : exemple du pli d'E Kohol (Région de Laghouat, Algérie). *Mémoire du Service Géologique National d'Algérie*, 17, pp. 107-123.

GUILLEMOT J. & ESTORGES P. (1981)- Notice de la carte de Brézina au 1/200000. *Direction de la Géologie, Direction des Mines et de la Géologie, Ministère de l'Industrie Lourde*, Algérie, 45 p.

GRÜNDEL J. (1966)- Taxinomische, biostratigraphische une variatiostatische unterschinger an dem Ostracoden in der Unterkreide in Deutschland. *Freiberger Forcsh.*, c 200, 105 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. *Publications de l'Office National de la Géologie*, Alger, Mémoires, 3, 259 p.

HABANI H. & HADDOUM H. (2006)- Étude comparative du comportement cinématique de l'accident Sud Atlasique: exemples de la région d'El Kohol et de l'axe chaîne des Guerguitts-Monts de Ferkane (Atlas Saharien Algérien). *Bulletin du Service Géologique National*, 17 (1), pp. 29–45.

HARDAS P. & MUTTERLOSE J. (2007)- Calcareous nannofossil assemblages of Oceanic Anoxic Event 2 in the equatorial Atlantic: evidence of an eutrophication event. *Marine Micropaleontology*, 66, pp. 52-69.

HARDAS P., MUTTERLOSE J., FRIEDRICH O. & JOCHEN ERBACHER J. (2012)- The Middle Cenomanian Event in the equatorial Atlantic: The calcareous nannofossil and benthic foraminiferal response. *Marine Micropaleontology*, 96 (97), pp. 66–74.

HARKET M. & DELFAUD J. (2000)- Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 330, pp. 785–792.

HARRIES P.J. (1993)- Dynamics of survival following the Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) mass extinction event. *Cretaceous Research*, 14, pp. 563-583 .

HARRIES P.J. & KAUFFMAN E.G. (1990)- Patterns of survival and recovery following the Cenomanian -Turonian (Late Cretaceous) mass extinction in the Western Interior Basin, United States. In: Kauffman, E.G., Walliser, O.H. (Eds.), *Extinction Events in Earth History. Lecture Notes in Earth History*, 30, pp. 277-298.

HARRIES P.J. & LITTLE C.T. (1999)- The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154, pp. 39-66.

HART M.B. (1999)- The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic Foraminiferida. *Geobios*, 32 (2), pp. 247-255.

HART M.B. & BIGG P.J. (1981)- Anoxic events in the late Cretaceous chalk seas of North-West Europe. In: W. NEALE & M.D. BRASIER (Editors), *Microfossils from Recent and Fossil Shelf seas. Micropaleontology Society, Ellis Harwood*, London, pp. 177-185.

HASEGAWA T. (1997)- Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130, pp. 251-273

HATABA H. & AMMAR G. (1990)- Comparative stratigraphic study on the Upper Cenomanian – Lower Senonian sediments between the Gulf of Suez and Western Desert, Egypt. *E.G.P.C. 10th Exploration-Production Conference*, pp. 1-16.

HERCOGOVA J. (1984)- Die Gattung Gaudryina in der Kreide der Böhmisches Masse. Sbornik geologických ved, *Paleontologie*, 26, pp. 83–138.

HERNANDEZ-ROMANO U., AGUILERA-FRANCO N., MARTINEZ-MEDRANO M. & BARCELO-DUARTE J. (1997)- Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18, pp. 661-686.

HEWAIDY A.A. & MORSI A. M. (2001)- Lower Cretaceous (Aptian–Albian) Foraminifera and Ostracoda from northern Sinai, Egypt. *Egyptian Journal of Paleontology*, 1, pp. 229–252.

HETZEL A., MÄRZ C., VOGT C. & BRÜMSACK H.J. (2011)- Geochemical environment of Cenomanian-Turonian black shale deposition at Wünstorf (northern Germany). *Cretaceous Research*, 32, pp. 480- 494.

HILBRECHT H. & HOEFS J. (1986)- Geochemical and palaeontological studies of the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly in boreal and north tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 53, pp. 169-189.

HILBRECHT H., FRIEG C., TROGER K.A., VOIGT S. & VOIGT T. (1996)- Shallow water facies during the Cenomanian-Turonian anoxic event: bio-events, isotopes, and sea level in southern Germany. *Cretaceous Research*, 17, pp. 229 – 253.

HIRANO H., TOSHIMITSUS S., MATSUMOTO T. & TAKAHASHI K. (2000)- Changes in Cretaceous ammonoid diversity and marine environments of the Japanese Islands. In: OKADA H. & MATEER N.J (Eds.). *Cretaceous Environments of Asia*, Elsevier, Amsterdam, pp. 145-154.

HUBER B.T. (1994)- Ontogenetic morphometrics of some Cretaceous trochospiral planktonic foraminifera from the austral realm. *Smithsonian Contribution to Paleobiology*, 77, pp. 1-85.

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

HUBER B.T. & PETRIZZO M.R. (2014)- Evolution and taxonomic study of the Cretaceous planktic foraminiferal genus *Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957. *Journal of Foraminiferal Research*, 44, pp. 40-57.

IFRIM C. & STINNESBECK W. (2008)- Cenomanian-Turonian high-resolution biostratigraphy of north-eastern Mexico and its correlation with the GSSP and Europe. *Cretaceous Research*, 29, pp. 943-956.

ISMAIL A.A. (1999)- Aptian-Turonian ostracods from Northern Sinai, Egypt. *Egyptian Journal of Geology*, 43, pp. 293–315.

JAILLARDE E. (1986)- La sédimentation crétacée dans les Andes du Pérou central: exemple de la formation Jamasha (Albien moyen-supérieur à Turonien supérieur dans la région d'Oyon (département de Lima). *Géodynamique*, 1 (2), pp. 97-108.

JARVIS I., CARSON G.A. , COOPER M.K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A. , HORNE D. & ROSENFELD A. (1988)- Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9, pp. 3-103.

JARVIS I., GALE A.S., JENKYN H.C. & PEARCE M.A. (2006)- Secular variation in the late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}C$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143, pp. 561-608.

JARVIS I., LIGNUM, J.S., GRÖCKE D.R., JENKYN H.C., PEARCE M.A. (2011)- Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography*, 26, PA3201. pp. 1-17.

JATI M., GROSHENY D., FERRY S., MASROUR M., AOUTEM M., İÇAME N., GAUTHIER-LAFAYE F., DESMARES D. (2010)- The Cenomanian-Turonian boundary event on the Moroccan Atlantic margin (Agadir basin): Stable isotope and sequence stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, pp. 151-164.

JEFFERIES R.P.S. (1962)- The palaeoecology of the *Actinocamax plenus* Subzone (Lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaeontology*, 4, pp. 609-647.

JEFFERIES R.P.S. (1963)- The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists Association*, 74, pp. 1–33.

JEFFERIES R. & MILITON P. (1965)- The mode of life two Jurassic species of « Posidonia » (Bivalva). *Palaeontology*, 8, pp. 156-185.

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

JENKYN H.C. (1997)- Mesozoic anoxic events and paleoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie, Teil*, 1 (7 -9), pp. 943-949.

JENKYN H.C. (2003)- Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361, pp. 1885–1916.

JENKYN H.C. (2010)- Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q030 04.

JOLET P., PHILIP J., CECCA, F., THOMEL G., LOPEZ G., TRONCHETTI G. & BABINOT J.F. (2001)- Integrated platform/basin biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (SE France). *Geobios*, 34 (2), pp. 225-238.

JOLET P., PHILIP J., THOMEL G., LOPEZ G. & TRONCHETTI G. (1997)- Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomanién-Turonien. La coupe de Cassis (Sud-Est de la France) : proposition d'un hypostratotype européen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 2 (325), pp.703-709.

JONES C.E. & JENKYN H.C. (2001)- Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301, pp. 112-149.

JONES T.R. (1849)- A Monograph of the Entomostraca of the Cretaceous Formation of England. *Paleontographical Society*, London, Monograph.

JONES T.R. & HINDE G.J. (1890)- A supplementary monograph of the Cretaceous formation Entomostraca of England and Ireland. *Paleontographical Society Monography*, 43, pp. 1-77.o

JOHNSON C.C. & KAUFFMAN E.G. (1990)- Originations, radiations and extinctions of Cretaceous rudistid bivalve species in the Caribbean provinces, *In*. KAUFFMAN E.G. & WALLISER O.H. (Eds.), Extinction Events in Earth history. *Lecture Notes in Earth science*, 30, Springer-Verlag, Berlin, pp. 305-324.

JUIGNET P. (1980)- Transgressions-régressions, variations eustatiques et tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris occidental et sur la bordure du massif américain. *Cretaceous Research*, 1, pp. 341-357.

KAIHO K. (1994)- Planktonic foraminiferal extinction events during the last 100 m.y. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111, pp. 45-74.

KAIHO K. & HASEGAWA T. (1994)- End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111, pp. 29-43.

KARAKITSIOS V., TSIKOS H., VAN BREUGEL ,Y., KOLETTI L., DAMSTE J.S.S. & JENKYN H.C. (2007)- First evidence for the Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event (OAE2, 'Bonarelli' event) from the Ionian Zone, western continental Greece. *International Journal of Earth Sciences (GR Geologische Rundschau)*, 96, pp. 343-352.

KASSAB A. S. (1999)- Cenomanian-Turonian boundary in the Gulf of Suez region, Egypt: towards an inter-regional correlation, based on ammonites. *Geological Society of Egypt*, 2, *Special Publication*, 2, pp. 61-98.

KASSAB A.S. & OBAIDALLA N.A. (2001)- Integrated biostratigraphy and inter-regional correlation of the Cenomanian-Turonian deposits of Wadi Feiran, Sinai, Egypt. *Cretaceous Research*, 22, pp. 105-114.

KAUFFMAN E.G. & HART M.B. (1996)- Cretaceous Bio-Events.-In: Walliser, O.H. (ed.): Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. *Springer*, pp. 285-312.

KEDZIERSKI M., MACHANIEC E., RODRIGUEZ-TOVAR F.J. & UCHMAN A. (2012)- Bio-events, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian Nappe, Rybie section, Polish Carpathians. *Cretaceous Research*, 35, pp. 181-198.

KAZI-TANI N. (1986)- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Pau, France, 871 p.

KELLER G., BERNER Z., ADATTE T. & STUEBEN D. (2004)- Cenomanian-Turonian and $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$, sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211, pp. 19-43.

KELLER G., HAN Q., ADATTE T. & BURNS S. (2001)- Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22, pp. 391-422.

KELLER G. & PARDO A. (2004)- Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51, pp. 95-128.

KENNEDY W. J., WALASZCYK I. & COBBAN W.A. (2005)- The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. *Episodes*, 28 (2), pp. 93-104.

LAFFITE R. (1939)- Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5, pp. 135-139.

LAMOLDA M.A. (1976)- Helvetoglobotruncaninae subfam. nov, y consideraciones sobre los globigeriniformes del Cretacico. *Revista Espanola Micropaleontologia*, 8, pp. 395-400.

LAVILLE E. & PIQUE A. (1991)- La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, pp. 527-539.

LEBEDEL V., LEZIN C., ANDREU B., WALLEZ M.J., ETTACHFINI EL M. & RIQUIER L. (2013)- Geochemical and palaeoecological record of the Cenomanian – Turonian Anoxic Event in the carbonate platform of the Preafrican Trough, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, pp. 79-98

LEGRAND P. (1974)- Essai sur la paléogéographie de l'ordovicien au Sahara algérien. *Mémoire de Centre Français du Pétrole*. 11, 121, 138 p.

LECKIE R.M. (1984)- Mid-Cretaceous Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of Central Morocco. *Deep Sea Drilling Project leg 79, Sites 545 and 547. Initial Reports of the DSDP*, 79, pp. 579-620.

LECKIE R.M. (1985)- Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado. In: Pratt, L.M. , Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.), *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Field Trip Guidebook*, 9, pp. 139-149.

LECKIE R.M, YURITICH R.F., WEST L.O.L., FINKELSTEIN D. & SCHMIDT M. (1998)- Paleooceanography of the southwestern Interior Sea during the time of the Cenomanian–Turonian boundary (late Cretaceous). In: Dean, W.E., Arthur, M.A. (Eds.), *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 6, pp. 101– 126.

LECKIE R.M., BRALOWER T.J. & CASHMAN R. (2002)- Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17, PA 1041.

LEZIN C., ANDREU B., ETTACHFINI, EL M., WALLEEZ M.J., LEBEDEL V. & MEISTER C. (2012)-The upper Cenomanian-lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco. *Sedimentary Geology*, pp. 1-16.

LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1961)- Cretaceous planktic foraminifera : Part I – Cenomanian. *Micropaleontology*, 7 (3), pp. 275-304.

LOEBLICH A.R. JR. & TAPPAN H. (1964)- Protista 2. Sarcodina chiefly The camoebians and Foraminiferida. In: MOORE R.C. (Ed.). *Treatise of Invertebrate Paleontology*, part C, 2, 900 p.

LOEBLICH J.R. & TAPPAN H. (1988)- Foraminiferal genera and their classification. New York : Van Nostrand Reinhold Company, 970 p.

LUCIANI V. & COBIANCHI M. (1999)- The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data. *Cretaceous Research*, 20, pp. 135-167.

LÜNING S., KOLONIC S., BELHADJ E.M., BELHADJ Z., COTA L., BARIC G. & WAGNER T. (2004)- Integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. *Earth-Science Reviews*, 64, pp. 51-117.

LUCIANI V. & COBIANCHI M. (1999)- The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data. *Cretaceous Research*, 20, pp. 135-167.

MAAMOURI A.L., ZAGHBIB-TURKI D., MATMATI M.F., CHIKHAOUI M. & SALAJ J. (1994)- La formation Bahloul en Tunisie centro-sep-tentrionale: variations latérales, nouvelle datation et nouvelle in-terprétation en terme de stratigraphie séquentielle. *Journal of African Earth Sciences*, 18, pp. 37-50.

MAGNIEZ-JANNIN F. (1971)- *Spiroplectamminoides.*, nouveau genre de foraminifères des formations Para-Urgoniennes Cantabriques (Espagne). *Revista Espanola de Micropaleontologia, numero Extraordinario, Aniversario Empresso National Adaro*, Madrid, pp. 179-198.

MAHBOUBI M. (1983)- Etude géologique du Crétacé post-Aptien et de Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharien central). *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*, Université d'Oran, 116 p.

MAJORAN S. (1989)- Mid-Cretaceous Ostracoda of northeastern Algeria. *Fossil and Strata*, 27, pp. 1-67.

MARCUCCI PASSERINI M., BETTINI P., DAINELLI J. & SIRUGO A. (1991)- The «Bonarelli Horizon» in the central Apennines (Italy) : radiolarian biostratigraphy. *Cretaceous Research*, 12, pp. 321-331.

MAROK A. (1996)- Stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques du Lias-Début Dogger: exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en Oranie (Monts de Sidi El Abed, Hautes Plaines, Algérie occidentale). *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*, 141, 199 p.

MAROK A., BENADLA M., REOLID M., & EL KAMALI N. (2016)- Le passage Cénomaniens-Turonien dans l'Atlas Saharien occidental (Algérie) : événements biologiques et isotopiques. *Colloque Cénomaniens*, Mans, France, pp. 58-59.

MAROK A., SEBANE A. & BENSALAH M. (2009)- Les événements anoxiques du Mésozoïque dans quelques bassins nord algériens : Résultats préliminaires. *Conférences sur l'Exploration dans le Nord de l'Algérie : Perspectives et Défis*, Alger, pp. 27-28.

MATMATI M.F., MAAMOURI A.L., BEN HAJ ALI M., SALAJ J. & DONZE, P. (1991)- Etude stratigraphique et micropaléontologique dans le crétacé supérieur et le paléocène de la chaîne Faid-Chaabet El Attaris (Axe Nord-Sud, Tunisie Centre- Est). *Notes de service géologique de Tunisie*, 57, pp. 35-69.

MEDDAH A. (2010)- La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *Thèse de Doctorat*, Université d'Oran, 143.

MEDDAH A., BERTRAND H. & ELMIS S. (2007)- La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Comptes Rendus. Géoscience*, 339, pp. 24-30.

MEISTER C., ALZOUMA K. LANG J. & MATHEY B. (1992)- Les ammonites du Niger et la transgression transsaharienne au cours du Cénomaniens-Turonien. *Geobios*, 25, pp. 55-100.

MEKAHLI L. (1995)- Hettangien, Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, évolution paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université d'Oran, 358 p.

MEKAHLI L. (1998)- Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Héttangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*, 147, 319 p.

MIKADZE K. (2014)- The Turonian-Coniacian boundary in Western Georgia based on planktonic foraminifera. *Springer International Publishing Switzerland*, pp. 1135-1138. doi: 101007/978-3-319-04364-7_217.

MITCHELL S.F. & CARR I.T. (1998)- Foraminiferal response to mid-Cenomanian (Upper Cretaceous) palaeoceanographic event in the Anglo-Paris Basin (Northwest Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, pp. 103-125.

MONTANARO GALLITELLI E. (1957)- A revision of the foraminiferal family Heterohelicidae. *Bulletin United States National Museum*, 215, pp. 133-154.

MOREL L. (1998)- Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanién-Turonien. *Thèse de Doctorat*, Université de Paris VI, 224 p.

MORSI A.M. & BAUER J. (2001)- Cenomanian ostracode faunas from Sinai Peninsula, Egypt. *Revue Paléobiol*, 20 (2), pp. 377-414.

MORSI A.M. & WENDLER J.E. (2010)- Biostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Middle Cenomanian-Early Turonian Levant Platform in Central Jordan based on ostracods. *Geological Society, London, Special Publications*; 341, pp. 187-210.

MORT H., JACQUAT O., ADATTE T., STEINMANN P., FÖLMI K., MATERA V., BERNER Z. & STÜBEN D. (2007)- The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli level in Italy and Spain: enhanced productivity and/or better preservation?. *Cretaceous Research*, 28, pp. 597-612.

NAGM E., WILMSEN M., ALY M .F. & HEWAIDY A. (2010)- Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) ammonoids from the western Wadi Araba, Eastern Desert, Egypt. *Cretaceous Research*, 31, pp. 473-499.

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

NEDERBRAGT A.J. (1990)- Late cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera) in biostratigraphie and paleoceanographic potential of cretaceous planktic foraminifera heterohelicidae. *Central Huisdrukk Kerj Vrije*, Universiteit Amsterdam, pp. 61-125.

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

NEDERBRAGT A.J., ROBERT N. ERLICH R.N., BRUCE W. FOUKE B.W. & GANSSEN G.M. (1998)- Palaeoecology of the biserial planktonic foraminifer *Heterohelix moremani* (Cushman) in the late Albian to middle Turonian Circum-North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144, pp. 115-133.

NEGRA M.H., ZAGRARNI M.F., HANINI A. & STRASSER A. (2011)- The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification. *Bulletin de la Société géologique de France*, t. 182 (6) , pp. 507-519

NESBITT H.W. & YOUNG G.M., (1982)- Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, pp. 715-717.

NEUFVILLE E.M.H. (1973)- Ostracoda from the Ezu-Akshale (Turonian, Cretaceous), Nkalagu, Nigeria. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, Uppsala, N.S. 4, pp. 44-51.

O'DOGHERTY L. (1994)- Biochronology and paleontology of middle Cretaceous radiolarians from Umbria Marche Appennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie*, Lausanne, 21, 351 p.

O'DOGHERTY L. & GUEX J. (2002)- Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: relations with global oceanographic events. *Micropaleontology*, 48 (suppl. 1), pp. 1-22.

OKAY A. & ALTINER D. (2007)- A Condensed Mesozoic Succession North of Izmir : A Fragment of the Anatolide-Tauride Platform in the Bornova Flysch Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 257-279.

OKOSUN E.A. (1992)- Cretaceous ostracod biostratigraphy from Chad Basin in Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 3, pp. 327-339.

OMANA L., TORRES J.R., DONCEL R.L., ALENCASTER G. & CABALLERO I.L. (2014)- A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles-San Luis Potosi platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, pp. 28-44.

PAVLISHINA P. & WAGREICH M (2012)- Biostratigraphy and paleoenvironments in a northwestern Tethyan Cenomanian-Turonian boundary section (Austria) based on palynology and calcareous nannofossils. *Cretaceous Research*, 38, pp. 103-112.

PAUL C.R.C. & LAMOLDA, M.A. (2009)- Testing the precision of bioevents. *Geological Magazine*, 146, pp. 625-637.

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

PEARCE C.R., JARVIS I. & TOCHER B.A. (2009)- The Cenomanian-Turonian boundary event, OAE 2 and palaeoenvironmental change in epicontinental seas : new insights from the dinocyst and geochemical records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280 (1–2), pp. 207–234.

PEDERSON T.F. & CALVERT S.E. (1990)- Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic carbon-rich sediments and sedimentary rock?. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 74, pp. 454–466.

PERYT D. (1980)- Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula river Valley, Poland. *Paleontologia Polonica*, 41, pp. 1-96.

PERYT D. & LAMOLDA M. (1996)- Benthonic foraminiferal mass extinction and survival assemblages from the Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Menoyo Section, northern Spain. In: HART M.B. (Ed), Biotic Recovery from Mass Extinction Events. *Geological Society London, Special Publication*, 102, pp. 245-258.

PERYT D. & WYRWICKA K. (1991)- The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland. *Cretaceous Research*, 12, pp. 65-80.

PERYT D. & WYRWICKA K. (1993)- The Cenomanian/Turonian boundary event in Central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104, pp. 185-197.

PESSAGNO E.A. (1967)- Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Paleontology American*, 5 (37), pp. 243-244.

PETERS K.E. (1986)- Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 70, pp. 318–329.

PETRIZZO M.R. (2000)- Upper Turonian-lower Campanian planktonic foraminifera from southern mid-high latitudes (Exmouth Plateau, NW Australia): biostratigraphy and taxonomic notes. *Cretaceous Research*, 21, pp. 479-505.

PETRIZZO M.R. (2001)- Late Cretaceous planktonic foraminifera from Kerguelen Plateau (ODP Leg 183): new data to improve the Southern Ocean biozonation. *Cretaceous Research*, 21, pp. 479-505.

PETRIZZO M.R. (2003)- Late Cretaceous planktonic foraminiferal bioevents in the Tethys and in the Southern Ocean record: an Overview. *Journal of Foraminiferal Research*, 33 (4), pp. 330-337.

PHILIP J. & CRUMIRE-AIRAUD C. (1991)- The demise of the rudist-bearing carbonate platforms at the Cenomanian-Turonian boundary: a global control. *Coral Reefs*, 10, pp. 115-125.

PERYT D. & WYRWICKA K. (1991)- The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland.). *Cretaceous Research*, 12, pp. 65-80.

PIOVESAN E.K.; CABRAL M.C.; COLIN J.-P.; FAUTH G. & BERGUE, C.T. (2014)- Ostracodes from the Upper Cretaceous deposits of the Potiguar Basin, Northeastern Brazil: taxonomy, paleoecology and paleobiogeography, part 1: Turonian. *Carnets de Géologie*, (14), pp. 211-252.

PRATT L.M. (1985)- Isotopic studies of organic matter and carbonate in rocks of the Greenhorn marine cycles. In: Pratt, L.M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.), *Fine-Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes*. Midyear Meeting, Fieldtrip Guidebook, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Golden, CO, pp. 38-48.

PRATT L.M., KAUFMAN E.G. & ZELT F.B. (1985)- Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of cyclic sedimentary processes. *SEPM 2nd Annual Meeting Golden, CO, Field Trip Guidebook*, 4, pp. 38-48.

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

PREMOLI SILVA I. (1989)- Oldest cretaceous planktonic foraminifers from Hole 700 B¹. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 114, pp. 299-302.

PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1994)- Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends in the bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleontographia Italica*, 82, pp. 1-89.

PREMOLI SILVA I. & VERGA D. (2004)- Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. In: VERGA D. & RETTORI R., (Eds.), *International School on Planktonic Foraminifera*, Universities of Perugia & Milano, Tipografia Pontefelcino, Perugia, 283 p.

PROKOPH A., BABALOLA L.O., EL BILALI H., OLAGOKE S. & RACHOLD V. (2013)- Cenomanian Turonian carbon isotope stratigraphy of the Western Canadian Sedimentary Basin. *Cretaceous Research*, pp. 44, 39-53.

RAMI A. (1998): Stratigraphie, Micropaléontologie et environnement de dépôt du Crétacé supérieur de la Tunisie centro-septentrionale. *Thèse de Doctorat*, Université Tunis, 243 p.

RENZ O. (1937)- über Globotruncanen im Cenomanien des Schweizerjura. *Eclogae geologicae Helveticae*, 29, pp. 50-503.

RERBAL L. (2008)- Le Crétacé supérieur du Djebel El Kohol (Atlas saharien, Algérie). *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 59 p.

RERBAL L., MAROK A. & BENSALH M. (2009)- Précisions sur le passage Cénomanien-Turonien (C/T) de la région d'EL Kohol (Atlas Saharien central, Algérie). *Les 2^{èmes} journées d'études sur la géologie algérienne*, Oran, pp. 27-28.

REOLID M., SANCHEZ-QUINONEZ C.A., ALEGRET L. & MOLINA E. (2015)- Palaeoenvironmental turnover across the Cenomanian-Turonian transition in Oued Bahloul, Tunisia : foraminifera and geochemical proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417, pp. 491-510.

REOLID M.; SANCHEZ-QUINONEZ C.A., ALEGRET L. & MOLINA E. (2016)- The biotic crisis across the Oceanic Anoxic Event 2: Palaeoenvironmental inferences based on foraminifera and geochemical proxies from the South Iberian Palaeomargin. *Cretaceous Research*, 60, pp. 1-27.

REUSS A.E. (1845)- Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. *E. Schweizerbart*, Stuttgart, 58 p.

REUSS A.E. (1851)- Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidmergels von Lemberg. *Haidinger 's Naturwissenschaftliche Abhandlungen der Vienna*, 4, pp. 17-52.

REUSS A.E. (1874)- Die Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden des Pläners. In: GEINITZ H.B. (Ed.), *Das Elbthalgebirge in Sachsen; der mittlere und obere Quader. Paläontographica Beiträge Naturges*, 20, 2 (4), pp. 73–127.

RHALMI M., PASCAL A. & CHELLAI EH. (2000)- Litho-biostratigraphie, diagenèse et paléogéographie au Cénomanien supérieur-Turonien inférieur des bassins sud-atlasiques marocains. *Géologie Alpine*, 76 , pp. 135-149.

RITTER E. (1902)- Le Djebel Amour et les Monts des Oulad Nayl. *Bulletin de Service du Carte géologique de l'Algérie*, 2 (3), 100 p.

ROBASZYNSKI F. (1981)- Répartition comparées de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen dans la Téthys et la mer Boréale par rapport à une Zonéologie macropaléontologique. *Cretaceous Research*, 2, pp. 409-416.

ROBASZYNSKI F. (1989)- L'événement à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. *Geobios*, mémoire spécial 11, pp. 311-319.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F. & CARON M. (1993a)- La limite Cénomanien-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale. *Cretaceous Research*, 14, pp. 477-486.

ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1979)- Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer Boréale et Téthys). *Cahiers de Micropaléontologie*, Part 1, pp. 1-185.

ROBASZYNSKI F. & CARON M. (1995)- Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société géologique de France*, pp. 681-692.

ROBASZYNSKI F., CARON M., AMEDRO F., DUPUIS C., HARDENBOL J., GONZALEZ DONOSO J.M., LINARES D. & GARTNER S. (1994)- Le Cénomanién de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale). Litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue de Paléobiologie*, (12) 2, pp. 351–505.

ROBAZSYNSKI F., CARON M., DUPUIS C., AMEDRO F., GONZALEZ-DONONSO J.-M., LINARES D., HARDENBOL J., GARTNER S., CALANDRA F. & DELOFFRE R. (1990)- A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 14, pp. 218-384.

ROBASZYNSKI F., HARDENBOL J., CARON M., AMEDRO F., DUPUIS C., GONZALEZ-DONONSO J.-M., LINARES D. & GARTNER S. (1993b)- Stratigraphie séquentielle dans un environnement distal: le Cénomanién de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale). *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 17, pp. 395-433.

ROBASZYNSKI F., ZAGRARARNI M.F., CARON M. & AMEDRO F. (2010)- The global bio-event at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia). *Cretaceous Research*, 31, pp. 1-15.

ROSENFELD A. (1981)- *Cytherella gigantosulcata* (Ostracoda), a replacement for *Cytherella sulcata* Rosenfeld, 1974. *Journal of Paleontology*, 55, 896 p.

ROEMER F.A. (1840)- Die Versteinerung des nord deutschen Kreide Gebirges. *Hannover*, pp. 1-145.

RUAULT-DJERRAB M. (2012)- Biostratigraphie et paléoenvironnements du Crétacé supérieur du SE constantinois (monts des Hamimats, Tébessa et Mellègue), à partir de l'étude de la faune et de la microfaune. *Thèse de Doctorat*, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène, Alger, 257 p.

RUAULT-DJERRAB M., FERRÉ B., KECHID-BENKHEROUF F. & DJERRAB A. (2012)- Etude micropaléontologique du Cénomano-Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie) : implications paléoenvironnementales et recherche de l'empreinte de l'OAE2. *Revue de Paléobiologie*, 31 (1), pp. 127-144.

RUAULT-DJERRAB M., KECHID-BENKHEROUF F. & DJERRAB A. (2014)- Données paléoenvironnementales sur le Vraconnien/Cénomanién de la région de Tébessa (Atlas Saharien, nord-est Algérie). Caractérisation de l'OAE2. *Annales de Paléontologie*, 100 (2), pp. 343-359.

SAIDI F., BEN ISMAIL M.H. & M'RABET A. (1997)- Le Turonien de Tunisie centro-occidentale: faciès, paléogéographie et stratigraphie séquentielle d'une plate-forme carbonatée ennoyée. *Cretaceous Research*, 18, pp. 63-85.

- SALMOUNA D.J., CHAABANI F., DHAHRI F., MZOUGHI M., SALMOUNA A. & ZIJLSTRA H.B. (2014)**- Lithostratigraphic analysis of the Turonian-Coniacian Bireno and Douleb carbonate Members in Jebels Berda and Chemsî, Gafsa basin, central-southern Atlas of Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 100, pp. 733-754.
- SAMAR L. (2013)**- Les palynomorphes du passage Pliensbachien-Toarcien : Exemple de la section de Benzerka (Traras septentrionaux, Algérie nord occidentale). *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 97 p.
- SANCHEZ-QUIÑONEZ C.A., ALEGRET L., AGUADO R., DELGADO A., LARRASOÑA J.C., MARTIN-ALGARRA A., O'DOHERTY L., MOLINA E. (2010)**- Foraminíferos del tránsito Cenomaniense-Turonense en la sección de El Chorro, Cordillera Bética, sur de España. *Geogaceta*, 49, pp. 23-26.
- SCHAAF A. (1985)**- Un nouveau canevas biochronologique du Crétacé inférieur et moyen : les biozones à radiolaires. *Sciences Géologiques Bulletin*, 38, pp. 227-269.
- SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1976)**- Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, pp. 179-184.
- SCHLANGER S.O., ARTHUR M.A., JENKYN H.C. & SCHOLLE P.A. (1987)**- The Cenomanian- Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: Brooks, J., Fleet, A .J. (Eds.), Marine Petroleum Source Rocks. *Geological Society London*, 26, pp. 371-399.
- SCOPELLITI G., BELLANCA A., ERBA E., JENKYN H.C., NERI R., TAMAGNINI P., LUCIANI V. & MASETTI D. (2008)**- Cenomanian-Turonian carbonate and organic-carbon isotope records, biostratigraphy and provenance of a key section in NE Sicily, Italy: Palaeoceanographic and palaeogeographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265, pp. 59-77.
- SHAHIN A. (1991)**- Cenomanian-Turonian ostracods from Gebel Nezzazat, southwestern Sinai, Egypt, with observations on $\delta^{13}\text{C}$ values and the Cenomanian/turonian boundary. *Journal of micropalaeontology*, 10, pp. 133-155.
- SHAHIN A. (2007)**- Oxygen and Carbon isotopes and foraminiferal biostratigraphy of the Cenomanian-Turonian succession in Gabal Nezzazat, southwestern Sinai, Egypt. *Revue de Paléobiologie*, 26 (2), pp. 359-379.
- SHAHIN A. & KORA M. (1991)**- Biostratigraphy of some Upper Cretaceous successions in the eastern Central Sinai, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 11, pp. 671-692.
- SHAHIN A., KORA M. & SEMIET A. (1994)**- Cenomanian ostracods from West Central Sinai, Egypt. *Mansoura Science Bulletin (Natural Sciences)*, Mansoura, 21, pp. 33-101.

SHAHIN A.E & LBAZ S. (2013)- Cenomanian-Early Turonian of the shallow marine carbonate platform sequence at west central Sinai : Biostratigraphy, paleobathymetry and paleobiogeography. *Revue de micropaléontologie*, 56, pp. 103-126.

SHERIF F., FARIS M., ELAMRI Z. & WAGREICH M. (2017)- Tethyan plankton bioevents calibrated to stable isotopes across the upper Santonian-lower Campanian transition in north-western Tunisia. *Cretaceous Research*, 85, pp. 128-141.

SIGAL J. (1967)- Essai sur l'état actuel d'une zonation stratigraphique à l'aide des principales espèces de Rosalines (Foraminifères). *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, 2, pp. 48-49.

SMITH A .B., GALE A .S. & MONKS, N.E.A. (2001)- Sea-level change and rock-record bias in the Cretaceous: a problem for extinction and biodiversity studies. *Paleobiology*, 27, pp. 241-253.

SMITH C.C. & PASSAGNO E.A. (1973)- Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana Formation (Meastrichtian) north-central Texas. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 12, 68 p.

SOUA M. (2005)- Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomanién Turonien et impact de l'événement anoxique EAO-2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple régions de Jerissa et Bargou. *Mémoire de Master*, Université de Tunis El Manar, 169 p.

SOUA M. (2010)- Time series (orbital cycles) analysis of the latest Cenomanian-Earliest Turonian sequence on the southern Tethyan margin using foraminifera. *Geologica Carpatica*, 61 (2), pp. 111-120.

SOUA M. (2011)- Le Passage Cénomanién–Turonien en Tunisie: biostratigraphie, chemostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat*, Université de Tunis El Manar, 314 p.

SOUA M. (2013)- Siliceous and organic-rich sedimentation during the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE2) on the northern margin of Africa: an evidence from the Bargou area, Tunisia. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, pp. 1537-1557.

SOUA M. & TRIBOVILLARD N. (2007)- Modèle de sédimentation au passage Cénomanién/Turonien pour la formation Bahloul en Tunisie. *Comptes Rendus Géoscience*, 339, pp. 692–701.

SOUA M. & ZAGHBIB-TURKI D. (2004)- High-resolution biotic records of the Latest Cenomanian-Early Turonian Bahloul formation (OAE-2) in central Tunisia. *Proceeding of the Ninth Tunisian Petroleum Exploration & Production Conference*, pp. 120-130.

SOUA M., ZAGHBIB-TURKI D., FAKHFAKH-BENJEMIA H., SMAOUI J. & BOUKADI A. (2011)- The geochemical record of the Cenomanian–Turonian anoxic event in Tunisia. Is it correlative and isochronous to the biotic signal? *Acta Geologica Sinica*, 85 (5), pp. 801–840.

STELCK C.R. & WALL J.H. (1954)- Kaskapau Foraminifera from Peace River area of Western Canada. *Alberta Research Council Report*, 68, pp. 2-38.

STEUBER T. & LÖSER H. (2000)- Species richness and abundance pattern of Tethyan Cretaceous rudist bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the central-eastern Mediterranean and Middle East, analyzed from palaeontological database. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 162, pp. 75–104.

STRASSER A., CARON M. & GJERMENI M. (2001)- The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high-resolution record of oceanographic changes. *Cretaceous Research*, 22, pp. 173-199.

TAKASHIMA R., NISHI H., HAYASHI K., OKADA H., KAWAHATA H., YAMANAKA T., FERNANDO A.G. & MAMPUKU M. (2009)- Litho-, bio- and chemostratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary (OAE 2) in the Vocontian Basin of southeastern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, pp. 61–74.

TAPPAN H. (1940)- Foraminifera from Grayson Formation of the northern Texas. *Journal of the Paleontology*, 14 (2), pp. 93-126.

TAPPAN H. (1962)- Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 236-C, 209 p.

THALMANN H.E. (1934)- Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkreidischen Foraminiferen-Gattung *Globotruncana* Cushman, 1927. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 27, pp. 413-428.

THOMEL G. (1969)- Réflexions sur les genres *Eucalycoceras* et *Protacanthoceras* (Ammonoidea). *Compte Rendue Hebdomaire des Seances de l'Académie des Sciences, Paris*, Série D268, pp. 649-652.

THUROW J. (1988)- Cretaceous radiolarians of the north atlantic ocean : ODP leg 103 (sites 638, 640 and 641) and DSDP legs 93 (site 603) and 47B (site 398). Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, 103, pp. 379-418.

TISSOT B.P. & WELTE D.H. (1984)- Petroleum Formation and Occurrence. *2nd Edition, Springer-Verlag*, Berlin, 699 p.

TRONCHETTI G. & GROSHNY D. (1991)- Les assemblages de foraminifères benthiques au passage Cénomanién-Turonien à Vergons, S-E France. *Geobios*, 24, pp. 13-31.

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

TUR N.A. (1996)- Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus. *Special Publications Geological Society London*, 102, pp. 259-264.

TUR N.A., SMIRNOV J.P. & HUBER B.T. (2001)- Late Albian-Coniacian planktic foraminifera and biostratigraphy of the northeastern Caucasus. *Cretaceous Research*, 22, pp. 719-734.

TURGEON S.C. & CREASER R.A. (2008)- Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode. *Nature*, 454, pp. 323-326.

TÜYSÜZ O., MELINTE-DOBRINESCU M.C., YILMAZ I.O., KIRICI S., SVABENICKA L. & SKUPIEN P. (2016)- The Kapanbogazi formation/ a Key unit for understanding Late Cretaceous evolution of the Pontides, N, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, pp. 565-581.

UCHMAN A., RODRÍGUEZ-TOVAR F.J. & OSZCZYPKO N. (2013)- Exceptionally favourable life conditions for macrobenthos during the Late Cenomanian OAE- 2 event: Ichnological record from the Bonarelli Level in the Grajcarek Unit, Polish Carpathians. *Cretaceous Research*, 46, pp. 1-10.

VAHIDINIA M., YOUSSEF M., ARDESTANI M.S. & SADEGHI A. (2014)- Integrated biostratigraphy and stage boundaries of the Abderaz Formation, east of the Kopeh-Dagh sedimentary basin, NE Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 90, pp. 87-104.

VIVIERE J.L. (1985)- Les ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tebessa (Algérie du Nord-Est) : Stratigraphie, Paléoécologie, Systématique. *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*, Université de Paris VI, 261 p.

VIVIERS M.C., KOUTSOUKOS E.A.M., DA SILVA-TELLES JR A.C. & BENGTON P. (2000)- Stratigraphy and biogeographic affinities of the late Aptian-Campanian ostracods of the Potiguar and Sergipe basins in northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 21, pp. 407-455.

VOIGT S., GALE A.S. & VOIGT T. (2006)- Sea-level change, carbon cycling and palaeoclimate during the late Cenomanian of northwest Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis. *Cretaceous Research*, 27 (6), pp. 836-858.

VOIGT S., ERBACHER J., MUTTERLOSE J., WEISS W., WESTERHOLD T., WIESE F., WILMSEN M. & WONIK T. (2008)- The Cenomanian - Turonian of the Wunstorf section - (North Germany): global stratigraphic reference section and new orbital time scale for Oceanic Anoxic Event 2. *Newsletters on Stratigraphy*, 43, pp. 65-89.

WESTERMANN S., CARON M., FIET N., FLEITMANN D., MATERA V., ADATTE T. & FÖLLMI K.B. (2010)- Evidence for oxic conditions during oceanic anoxic event 2 in the northern Tethyan pelagic realm. *Cretaceous Research*, 31, pp. 500-514.

WIERZBOWSKI A., JAWORSKA M. & KROBICKI M. (1999)- Jurassic (Upper Bajocien-lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Studia Geologica Polonica*, 115, pp. 7-74.

WIGNALL P.B. (1994)- Black Shales. *Geology and Geophysics Monographs*, Oxford University Press, 30, pp. 1-130.

YELLES-CHAOUICHE A.K., AÏT OUALI R., BRACENE R., DERDER M.E.M. & DJELLIT H. (2001)- Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3, pp. 285-293.

YILMAZ I.O., ALTINER D., TEKIN U.K., TUYSUZ O., FARUK OCAKOGLU F. & ACIKALIN, S. (2010)-Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE2) in the Sakarya Zone, northwestern Turkey: Sedimentological, cyclostratigraphic, and geochemical records. *Cretaceous Research*, 31, pp. 207-226.

ZAGHBIB-TURKI D. & SOUA M. (2013)- High resolution biostratigraphy of the Cenomanian–Turonian interval (OAE2) based on planktonic foraminiferal bioevents in North-Central Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 78, pp. 97–108.

ZAGRARNI M.F., NEGRA M.H. & AMINE HANINI A. (2008)- Cenomanian–Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia. *Sedimentary Geology*, 204, pp. 18 – 35.

ZAZOUN R.S., MAROK A., SAMAR L., BENADLA M. & MEZLAH H. (2015)- La fracturation et les bandes de déformation dans la région d'El Kohol (Alas saharien central, Algérie): analyse fractale, lois d'échelles et modèle de réseaux de fractures discrètes. *Estudios Geologicos*, 71 (2), pp. 1-23.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Fig. 1	Variations du taux de transformation calculé en fonction de Tmax pour les trois grands types de matière organique (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985b)	20
Fig. 2	Evolution, en fonction de la profondeur, dans le cas du Jurassique inférieur du bassin de Paris, des index de production du gaz S ₀ (S ₀ + S ₁ + S ₂ , de l'huile + gaz (S ₀ + S ₁) / (S ₀ + S ₁ + S ₂)(d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985b)	21
Fig. 3	Diagramme IH/IO montrant les principaux types de la matière organique (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985b)	23
Fig. 4	Diagramme IH/T _{max} montrant les principaux types de la matière organique (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985b)	23
Fig. 5	Situation géographique (A) et limites structurales (B) de l'Atlas Saharien (<i>s.l.</i>)(d'après DURAND-DELGA, 1980 ; BRACENE, 2001, simplifiée) .	25
Fig. 6	Situation générale des Monts des Ksour	26
Fig. 7	Situation générale de Djebel Amour	27
Fig. 8	Biozonation du passage Cénomaniens-Turonien (C/T) dans la Province téthysienne (d'après WIGNALL, 1994)	33
Fig. 9	Répartition des événements d'anoxie océanique (OAE) dans le domaine téthysien et péri-méditerranéen au cours du Crétacé (d'après LECKIE & <i>al.</i> , 2002 ; ERBA, 2004 ; COCCIONI & <i>al.</i> , 2006)	34
Fig. 10	Contexte géographique et géologique de la partie centrale des Monts des Ksour (d'après GALMIER, 1972)	38
Fig. 11	Contexte géographique et géologique de la partie orientale des Monts des Ksour (d'après GALMIER, 1972)	39
Fig. 12	Vue panoramique de la succession de Djebel Rhoundjaïa	40
Fig. 13	Succession lithostratigraphique de la section Djebel Rhoundjaïa	41
Fig. 14	Membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa)	42
Fig. 15	Macrofaune récoltée dans le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa)	42

Fig. 16	Membre supérieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa)	43
Fig. 17	Vue panoramique de Djebel M'Daouer et l'emplacement des deux sections considérées	44
Fig. 18	Vue panoramique de la succession de Djebel M'Daouer 1	45
Fig. 19	Succession lithostratigraphique de la section de Djebel M'Daouer 1	46
Fig. 20	Formation de M'Daouer (section de Djebel M'Daouer 1, Monts des Ksour)	47
Fig. 21	Un exemplaire de <i>Vascoceras</i> cf. <i>cauvini</i> caractérisant le niveau repère à <i>Vascoceras</i>	47
Fig. 22	Vue panoramique de la succession de Djebel M'Daouer 2	48
Fig. 23	Succession lithostratigraphique de la section de Djebel M'Daouer 2	49
Fig. 24	Vue panoramique du membre supérieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2)	50
Fig. 25	Vue panoramique de la succession de Chellala Dahrana	51
Fig. 26	Succession lithostratigraphique de la section de Chellala Dahrana	52
Fig. 27	Un exemplaire de <i>Metoicocera</i> aff. <i>geslinianum</i> (Membre inférieur, CH-26)	53
Fig. 28	Un exemplaire de <i>Choffaticeras</i> sp. (Membre supérieur, CH-30)	54
Fig. 29	Contexte géographique et géologique de Djebel El Kohol (Djebel Amour).....	55
Fig. 30	Vue panoramique de la succession de Djebel El Kohol 1	56
Fig. 31	Succession lithostratigraphique de la section de Djebel El Kohol 1	57
Fig. 32	Limite inférieure de la Formation de Rhoundjaïa	58
Fig. 33	Exemple d'une séquence élémentaire témoignant des variations de l'énergie de milieu (Membre inférieur, Formation de Rhoundjaïa)	58
Fig. 34	Un exemplaire de <i>Vascoceras gamai</i> (Membre inférieur, L1-40)	59
Fig. 35	Vue panoramique de la succession de Djebel El Kohol 2	60
Fig. 36	Succession lithostratigraphique de la section de Djebel El Kohol 2	61
Fig. 37	Corrélations bio-lithostratigraphiques des sections du passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) et Djebel Amour (Atlas Saharien central)	64

Fig. 38	Evolution de la courbe de subsidence à travers dans la région d'El Kohol (Djebel Amour) par la méthode backstripping (d'après le rapport inédit de coopération DTD, 2016, modifié)	65
Fig. 39	Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour)	67
Fig. 40	Microfaciès du membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour)	68
Fig. 41	Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 1, Monts des Ksour)	70
Fig. 42	Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Chella Dahrana, Monts des Ksour)	71
Fig. 43	Microfaciès constitués de biomicrites de textures packstone à foraminifères planctoniques (A)(Ech. L1-34) et à échinodermes (B)(Ech. L1-40b)(Membre inférieur, section de Djebel El Kohol 1, Djebel Amour)	72
Fig. 44	Analyse microfaciologique de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel El Kohol 1, Djebel Amour)	73
Fig. 45	Microfaciès montrant des phénomènes de cimentation et de dissolution dans la Formation de Rhoundjaïa	75
Fig. 46	Compaction lithostatique physico-chimique et mécanique observée macroscopiquement et microscopiquement dans les calcaires du membre inférieur et médian de la Formation de Rhoundjaïa	76
Fig. 47	Autres phénomènes diagénétiques observés dans la Formation de Rhoundjaïa	77
Fig. 48	Exemple d'une séquence élémentaire individualisée à l'échelle du banc de calcaire (Membre supérieur, section de Djebel El Kohol 1, Djebel Amour)	78
Fig. 49	Bioturbation exprimée par la présence de terriers dans le membre inférieur (section de Djebel Kohol 1, Djebel Amour)	79
Fig. 50	Lithofaciès représentant le degré de la bioturbation dans le membre supérieur (section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour)	80
Fig. 51	Evolution verticale des minéraux argileux dans le Membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour)	82
Fig. 52	Evolution verticale des minéraux non argileux dans le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour)	83
Fig. 53	Evolution verticale des oxydes dans le membre médian de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour)	84

Fig. 54	Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel Rhoundjaïa (Monts des Ksour)	113
Fig. 55	Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel M'Daouer 1 (Monts des Ksour)	116
Fig. 56	Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel M'Daouer 2 (Monts des Ksour)	120
Fig. 57	Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Chellala Dahrana (Monts des Ksour)	121
Fig. 58	Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel El Kohol 1 (Djebel Amour)	124
Fig. 59	Répartition stratigraphique des foraminifères (planctoniques et benthiques) et des ostracodes dans la section de Djebel El Kohol 2 (Djebel Amour)	126
Fig. 60	Événements biologiques et isotopiques caractérisant le passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur dans le bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental)	134
Fig. 61	Microfaciès. Bio-événement à Filaments dans une texture wackestone à packstone (Membre médian de la formation de Rhoundjaïa, section de Djebel Rhoundjaïa, Monts des Ksour)	135
Fig. 62	Corrélation de la courbe isotopique du carbone de la Formation de Rhoundjaïa avec quelques bassins de la marge africaine et de la marge sud européenne	137
Fig. 63	Evolution verticale des paramètres géochimiques (COT et potentiel pétrolier) (Membre médian de la Formation de Rhoundjaïa, section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour)	139
Fig. 64	Diagramme IH/IO des échantillons marneux (Membre médian de la Formation de Rhoundjaïa, section de Djebel M'Daouer 2, Monts des Ksour)	140
Fig. 65	Quelques palynofaciès déterminés dans les manres du membre inférieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel El Kohol 2, Djebel Amour)	141

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1	Classification des roches en fonction du % en Carbone Organique Total (d'après TISSOT & WELTE, 1984)	19
Tabl. 2	Tabl. 2- Classification du potentiel en hydrocarbures résiduels selon les valeurs S ₂ (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985a)	19
Tabl. 3	Tabl. 3- Tmax correspondant aux différents stades de production d'hydrocarbures selon le type de kérogène (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985b)	20
Tabl. 4	Tabl. 4- Maturité de la matière organique en fonction de l'indice de production (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985b)	21
Tabl. 5	Tabl. 5- Classification des roches mères en fonction de leur potentiel pétrolier (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985a)	22
Tabl. 6	Tabl. 6- Valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) en fonction de la potentialité en hydrocarbures (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985a)	22
Tabl. 7	Tabl. 7- Types de la matière organique en fonction de l'indice d'hydrogène (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985a)	22
Tabl. 8	Tabl. 8- Classification de l'indice d'oxygène (d'après ESPITALIE & <i>al.</i> , 1985a)	22
Tabl. 9	Variations des épaisseurs de la Formation de Rhoundjaïa à travers les sections considérées dans les Monts des Ksour et le Djebel Amour ...	63
Tabl. 10	Répartition verticale des formes de foraminifères identifiées dans les Monts des Ksour et Djebel Amour au cours du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur	128
Tabl. 11	Teneurs du COT des échantillons marneux du membre inférieur de la Formation de Rhoundjaïa (section de Djebel El Kohol 2, Djebel Amour)	141

LISTE DES PLANCHES

LISTE DES PLANCHES

Pl. 1	Foraminifères planctoniques en sections	92
Pl. 2	Foraminifères planctoniques	98
Pl. 3	Ostracodes du passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur	109
Pl. 4	Ostracodes du passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur	110
Pl. 5	Foraminifères benthiques agglutinés	129
Pl. 6	Foraminifères benthiques agglutinés	130
Pl. 7	Foraminifères benthiques calcaires	131