

UNIVERSITÉ KASDI MERBAH - OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVELABLES ET DES SCIENCES
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Laboratoire de Géologie du Sahara



Thèse

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat en Géologie

Option : Géodynamique et Valorisation des Bassins Sédimentaires

Étude géologique des formations de Djebel Bourzal et Djebel Mlaga,
Approche sédimentologique, séquentiel et paléoenvironnementale, Atlas
saharien Biskra

Présentée et soutenue publiquement par :
Mr Bougoffa Mohammed Ilyas

Le 29 /04 /2026

Devant le jury composé de :

Mr. Belksier Mohamed Salah	Professeur	U. K. M. Ouargla	Président
Mr. Chellat Smaine	Professeur	U.F.M. Constantine 1	Directeur de thèse
Mr. Cherif Amine	Professeur	U. K. M. Ouargla	Co-directeur de thèse
Mr. Benzina Mostapha	M. C. A	U. K. M. Ouargla	Examineur
Mr. Draoui Abdelmalik	M. C. A	U. K. M. Ouargla	Examineur
Mr. Dassamiour Mohamed	Professeur	U.F.M. Constantine 1	Examineur

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Dédicace

À mes chers parents

À ma femme et mes enfants

À mon frère et mes sœurs

À toute ma famille

Remerciements

Avant toute chose, je remercie الله, e m'avoir donné la force et la persévérance nécessaires pour mener à bien ce travail et franchir cette étape importante.

J'adresse mes sincères remerciements à mon directeur de thèse, Pr. **Chellat Smaine**, professeur à l'Université Constantine 1 Frères Mentouri, pour la confiance qu'il a placée en moi depuis le début. Il a été un guide et un soutien indéfectible tout au long de cette recherche. Grâce à sa rigueur scientifique, son accompagnement constant et sa disponibilité, j'ai pu bénéficier d'un encadrement solide, aussi bien sur le terrain que dans l'élaboration du contenu scientifique.

Mes remerciements vont également à mon codirecteur de thèse, Pr. **Cherif Amine**, professeur à l'Université Kasdi Merbah de Ouargla, pour son appui précieux dans la partie appliquée du travail. Sa patience, sa disponibilité et son engagement ont fortement contribué à la réalisation de cette étude dans de bonnes conditions.

Je remercie également Pr. **Belksier Mohamed Salah** président de jury et messieurs Dr. **Benzina Mostapha**, Dr. **Draoui Abdelmalik** et Pr. **Dassamiour Mohamed** d'avoir accepté d'expertiser ce modeste travail.

J'adresse mes plus sincères remerciements à Dr. **Benkhedda Abdelhakim**, maître-assistant à l'École Normale Supérieure de Ouargla, pour son accompagnement attentif et constant depuis le début de mon parcours universitaire. Ses conseils et son implication dans chaque étape ont été déterminants.

Je remercie chaleureusement Dr. **Aouissi Riadh**, professeur associé à l'Université d'Oum El Bouaghi, pour sa présence intellectuelle stimulante et son soutien scientifique discret, mais précieux au fil de ce travail.

Je remercie chaleureusement Pr. **Zedouri Aziz**, et Mme. **Samia Hadj Saïd**, présidente du comité scientifique, pour leur appui institutionnel et leurs encouragements constants.

Mes remerciements vont également au Pr. **Belkesir Mohamed Salah**, vice-doyen de la même faculté à l'Université de Ouargla, pour sa bienveillance, notamment durant la période difficile du Covid, et son aide dans l'obtention de mon stage à l'Université de Annaba.

Ma reconnaissance s'adresse aussi au Pr. **Kechiched Rabah**, chef adjoint du département chargé de la post-graduation et de la recherche scientifique, pour ses conseils judicieux et son accompagnement constant.

Je suis profondément reconnaissant au Pr. **Hacini Messaoud**, directeur du Laboratoire de Géologie du Sahara, Ouargla, pour avoir mis à notre disposition tous les ressources et moyens nécessaires à la réalisation de ce travail. Mes remerciements vont également aux ingénieurs de laboratoire pour leurs collaborations techniques **Gaja Omar**, pour son assistance aux analyses DRX, calcimétriques, et **Dob Ammar** du laboratoire des réservoirs souterrains pétroliers, gaziers et aquifères.

Je remercie aussi l'ingénieur **Alem Djafar** du laboratoire Atelier de lames minces, université Badji Mokhtar Annaba, pour sa confection des lames avec un grand professionnalisme et un souci du détail remarquable.

Mes remerciements les plus sincères vont à Dr. **Akram Soltani** et **Omar Bougoffa** pour leur accompagnement et son aide précieuse durant mon stage à l'Université de Annaba.

Enfin, je suis également reconnaissant envers ceux qui m'ont accompagné sur le terrain et contribué à la réussite des sorties géologiques : le **Dr Belaïd Mourad**, les ingénieurs **Bougoffa Ali** et **Aymen Zenati**, ainsi que l'enseignant **Abdeljabbar Cheboub**, pour leur appui logistique, leur disponibilité et leur engagement sur le terrain à Biskra.

À toutes les personnes qui m'ont accompagné de près ou de loin, je vous exprime toute ma gratitude. Que Dieu vous récompense pour votre générosité, vos conseils, votre disponibilité et votre confiance.

Résumé

Cette thèse repose sur une approche sédimentologique, stratigraphique, séquentielle et paléoenvironnementale pour analyser les formations crétacées des Djebels Bourzal et Mlaga, situées dans les monts des Ziban (Biskra, Algérie). L'objectif principal est de reconstituer les environnements de dépôt et les évolutions paléoenvironnementales au cours du Crétacé. L'analyse s'appuie sur l'étude des microfaciès, des caractéristiques sédimentologiques et des composantes biologiques.

La Formation de Bourzal (Cénomanien-Turonien) présente des alternances de calcaires, de marnes, de gypse et de dolomies, révélant des environnements marins peu profonds (lagunes semi-confinées, barres oolitiques et zones intertidales). Cette dynamique représente une rampe carbonatée à faible pente, sous l'influence des variations du niveau marin. Ces dernières, combinées à un climat semi-aride à aride, sont considérées comme un facteur essentiel dans la répartition des faciès et la diversité de la faune marine.

La coupe d'Ed Delouatt d'âge turonien présente des alternances de gypse, de calcaires massifs et de marnes fossilifères, typiques d'environnements lagunaires semi-confinés intertidaux et subtidaux sous l'action des marées et des tempêtes.

D'un point de vue paléogéographique, la région de Biskra durant le Crétacé supérieur était dominée par des environnements marins restreints à semi-restreints avec des ouvertures temporaires vers le domaine marin ouvert. Les variations du niveau marin liées à des facteurs climatiques et tectoniques ont eu un impact sur la configuration des environnements et la distribution des faciès.

La coupe de Coudait El-Laham représente une évolution progressive depuis des systèmes littoraux-deltaïques vers des systèmes marins peu profonds stables. Cette évolution est marquée par une grande diversité de faciès, allant des dépôts littoraux-deltaïques aux environnements confinés évaporitiques et aux formations carbonatées marines peu profondes. Les alternances de grès, de marnes, de gypse et de calcaires illustrent les oscillations du niveau marin et les changements paléoenvironnementaux durant Barrémien-Albien.

Mots-clés : Sédimentologique, Paléoenvironnementale, Zibans, Rampe carbonatée, Biskra, Crétacé.

Abstract

This thesis is based on a sedimentological, stratigraphic, sequential, and paleoenvironmental approach to analyze the Cretaceous formations of Djebels Bourzal and Mlaga, located in the Ziban Mountains (Biskra, Algeria). The main objective is to reconstruct the depositional environments and paleoenvironmental evolutions during the Cretaceous. The analysis is based on the study of microfacies, sedimentological characteristics, and biological components.

The Bourzal Formation (Cenomanian-Turonian) exhibits alternations of limestones, marls, gypsum, and dolomites, revealing shallow marine environments (semi-restricted lagoons, oolitic shoals, and intertidal zones). This dynamic represents a low-angle carbonate ramp, under the influence of sea-level changes. The latter, combined with a semi-arid to arid climate, is considered an essential factor in the distribution of facies and the diversity of marine fauna.

The Ed Delouatt section of Turonian age exhibits alternations of gypsum, massive limestones, and fossiliferous marls, typical of semi-restricted lagoonal intertidal and subtidal environments under the action of tides and storms.

From a paleogeographic perspective, the Biskra region during the Upper Cretaceous was dominated by semi-restricted marine environments, rarely open. Sea-level changes related to climatic and tectonic factors resulted in an impact on the configuration of environments and the distribution of facies.

The Coudait El-Laham section (Barremian-Albian) represents a progressive evolution from littoral-deltaic to stable shallow marine systems. This evolution is marked by a great diversity of facies, ranging from littoral-deltaic deposits to evaporitic restricted environments and shallow marine carbonate formations. The alternations of sandstones, marls, gypsum, and limestones illustrate sea-level oscillations and paleoenvironmental changes during the Barremian-Albian.

Keywords: Sedimentological, Paleoenvironmental, Ziban, Carbonate ramp, Biskra, Cretaceous.

الملخص

تستند هذه الأطروحة إلى منهج رسوبي وطبائي وتسلسلي وبيئي قديم لتحليل التشكيلات الطباشيرية لجبلي بورزال وملاقة، الواقعة في جبال الزيبان (بسكرة، الجزائر). الهدف الرئيسي هو إعادة بناء بيئات الترسيب والتطورات البيئية القديمة خلال العصر الطباشيري. يعتمد التحليل على دراسة السحنات الدقيقة والخصائص الرسوبية والمكونات البيولوجية.

تُظهر تشكيلة بورزال (السينوماني-التوروني) تعاقبات من الحجر الجيري والمارل والجبس والدولوميت، كاشفةً عن بيئات بحرية ضحلة (بحيرات شبه محصورة، وحواجز أوليتية، ومناطق مديّة). تمثل هذه الديناميكية منحدرًا كربوناتيًا منخفض الزاوية، تحت تأثير تغيرات مستوى سطح البحر. هذه الأخيرة، مقترنة بمناخ شبه جاف إلى جاف، تُعتبر عاملاً أساسياً في توزيع السحنات وتنوع الحيوانات البحرية.

يُظهر مقطع الدلوغات ذو العمر التوروني تعاقبات من الجبس والحجر الجيري الضخم والمارل الأحفوري، النموذجي لبيئات بحيرية شبه محصورة مديّة وتحت مديّة تحت تأثير المد والجزر والعواصف.

من منظور جغرافي قديم، كانت منطقة بسكرة خلال العصر الطباشيري العلوي مهيمنة عليها بيئات بحرية شبه محصورة، ونادراً ما كانت مفتوحة. أدت تغيرات مستوى سطح البحر المرتبطة بعوامل مناخية وتكتونية إلى تأثير على تكوين البيئات وتوزيع السحنات.

يمثل مقطع كودية اللحم (الباريمي-الألبى) تطوراً تدريجياً من أنظمة ساحلية-دلتاوية إلى أنظمة بحرية ضحلة مستقرة. يتميز هذا التطور بتنوع كبير في السحنات، يتراوح من الرواسب الساحلية-الدلتاوية إلى البيئات المحصورة التبخرية والتشكيلات الكربوناتية البحرية الضحلة. توضح تعاقبات الحجر الرملي والمارل والجبس والحجر الجيري تذبذبات مستوى سطح البحر والتغيرات البيئية القديمة خلال الباريمي-الألبى.

الكلمات المفتاحية: رسوبي، بيئي قديم، الزيبان، منحدر كربوناتي، بسكرة، الطباشيري

Sommaire

Dédicace.....	I
Remerciements.....	II
Résumé.....	IV
Abstract	V
ملخص	VI

Introduction	1
--------------------	---

Première Partie

Données bibliographiques sur la région d'étude

Chapitre I Cadre physique de la région d'étude	2
I.1. Introduction.....	2
I.2. Contexte géographique de la région.....	2
I.3. Évolution des recherches géologiques.....	3
I.4. Réseau hydrographique	4
I.5. Aperçu les formes géomorphologiques	5
I.5.1. Reliefs	6
I.5.2. Les plaines.....	6
I.5.3. Les dépressions	7
I.5.4. Transition Atlas-Plateforme saharienne	7
I.6. La végétation	7
I.7. Les déterminants du climat régional actuel	8
I.8. Les Températures	8
I.9. Les précipitations.....	8
I.10. Les Vents.....	9
I.11. L'Évapotranspiration	9
I.12. L'Humidité.....	10
I.13. Conclusion	11
Chapitre II Géologie régionale et locale	12
II.1. Introduction	12
II.2. Géologie régionale	12
II.3. Cadre géologique et litho-stratigraphique locale	13
II.3.1. Trias	14
II.3.2. Jurassique	15
II.3.3. Crétacé.....	15
II.3.3.1. Barrémien.....	15
II.3.3.2. Aptien	15
II.3.3.3. Albien.....	16
II.3.3.4. Cénomanién	17
II.3.3.5. Turonien	17
II.3.3.6. Sénonien	18
II.3.3.7. Paléogène.....	18
II.3.3.8. Néogène.....	19

II.3.3.9. Quaternaire	20
II.4. Tectonique.....	20
II.4.1. Aperçu tectonique de l'Atlas saharien	20
II.4.2. Les plis	21
II.4.3. Les systèmes de fracturation de la région	22
II.4.4. Paléogéographie	23
II.5. Conclusion	23
Deuxième Partie	
Matériels et Méthodes	
Chapitre I Matériels & méthodes	25
I.1. Introduction.....	25
I.2. Méthodologie	25
I.2.1. La recherche bibliographique	25
I.2.2. Travail pratique in situ	25
I.2.3. Travail de laboratoire	26
I.2.3.1. Confection des lames minces	26
I.2.3.2. Analyse par diffraction des rayons X (DRX)	28
I.2.3.3. Analyse calcimétrique	29
I.2.3.4. Méthodologie de subdivision séquentielle.....	30
I.2.3.5. Outils informatiques utilisés	30
I.3. Conclusion	30
Troisième Partie	
Résultats et discussion	
Chapitre I Étude lithostratigraphique et pétrographique.....	32
I.1. Introduction.....	32
I.2. Coupe de Bourzal.....	32
I.2.1. Situation de la coupe	32
I.2.2. Description lithologique.....	33
I.2.2.1. Unité A	33
I.2.2.2. Unité B	35
I.3. Coupe d'Ed Delouatt	42
I.3.1. Situation de la coupe	42
I.3.2. Description lithologique.....	42
I.3.2.1. Unité A	43
I.3.2.2. Unité B	44
I.4. Coupe de Coudait El-Laham	51
I.4.1. Situation de la coupe	51
I.4.2. Description lithologique.....	51
I.4.2.1. Unité A	52
I.4.2.2. Unité B	55
I.5. Analyse Faciologique et reconstitution des paléoenvironnements	63
I.5.1. Faciès de rampe interne : Coupe de Bourzal.....	63
I.5.1.1. Faciès de shoals : (FBA)	63
I.5.1.2. Faciès de lagune : (FBB).....	67

I.5.1.3. Facies de tidal flat : (FBC)	68
I.5.1.4. Discussion.....	70
I.5.1.5. Conclusion	71
I.5.2. Faciès de rampe interne : Coupe d'Ed Delouatt	71
I.5.2.1. Faciès de shoals : (FBA)	71
I.5.2.2. Faciès de lagune : (FBB).....	75
I.5.2.3. Facies de tidal flat : (FBC)	81
I.5.2.4. Discussion.....	82
I.5.2.5. Conclusion	83
I.5.3. Analyse minéralogique	84
I.5.4. Faciès de transition littoral-marin peu Profond: Coupe de Coudait El-Laham ..	86
I.5.4.1. Les faciès littoral-deltaïque	86
I.5.4.2. Les faciès intertidal.....	86
I.5.4.3. Les faciès subtidal	86
I.5.4.4. Les faciès lagunaire.....	86
I.5.4.5. Les faciès restreint évaporitique	87
I.5.4.6. Les faciès marin peu profond.....	87
I.5.4.7. Discussion.....	87
I.5.4.8. Conclusion.....	88
Chapitre II Étude paléontologique et systématique	90
II.1. Introduction	90
II.2. Classe Gastropoda.....	90
II.2.1. Ordre Neotaenioglossa	91
II.2.2. Ordre Littorinimorpha.....	91
II.2.3. Ordre Neogastropoda	92
II.2.4. Ordre Stromboidea.....	92
II.2.5. Ordre Aporrhaidae.....	93
II.2.6. Ordre Ptenoglossa.....	93
II.2.7. Ordre Heterostropha	95
II.2.8. Ordre Caenogastropoda.....	97
II.3. Classe Bivalvia.....	100
II.3.1. Ordre Ostreida	100
II.3.2. Ordre Pectinida.....	103
II.3.3. Ordre Venerida	104
II.3.4. Ordre Arcticoidea.....	105
II.3.5. Ordre Trigoniida.....	105
II.4. Classe Echinoidea.....	106
II.5. Conclusion.....	109
Chapitre III Analyse séquentielle.....	110
III.1. Introduction	110
III.2. Notions fondamentales	110
III.3. Limites de séquences et discontinuités.....	110
III.4. Découpage séquentiel de la coupe de Bourzal.....	112
III.4.1. Mégaséquence I (0-125 m)	112

III.4.2. Mégaséquence II (125-235 m).....	113
III.5. Découpage séquentiel de la coupe d'Ed Delouatt	115
III.5.1. Mégaséquence I (0-122 m)	115
III.5.2. Mégaséquence II (122-252,5 m)	116
III.6. Découpage séquentiel de la coupe de Coudait El-Laham	118
III.6.1. Mégaséquence I (0-122 m)	118
III.6.2. Mégaséquence II (122-203,5 m).....	119
III.7. Interprétation séquentielle.....	122
III.8. Facteurs de contrôle des séquences	123
III.9. Conclusion	123
Conclusion generale.....	125
Bibliographie.....	127

Liste des figures

Figure. 1 : Situation de la wilaya de Biskra (Source A.N.A.T, 2021).....	04
Figure. 2 : Réseau hydrographique de la région de Biskra (Source : ABHS, 2018)	05
Figure. 3: Une image satellitaire de caractéristiques structurales	13
Figure. 4 : Dôme du Bourzal, Laffitte (1939) modifié	14
Figure. 5 : Carte géologique de la région de Biskra, Service Géologique de l'Algérie.....	16
Figure. 6 : Coupe géologique de la zone étudiée, Reghais (2023)	17
Figure. 7 : Carte géologique de la zone étudiée (d'après ANRH, 2008, modifiée)	18
Figure. 8 : Schéma tectonique extrait de la carte hydrogéologique de Biskra	22
Figure. 9 : Image satellite montrant la position de la section de Bourzal.....	32
Figure. 10 : Vue panoramique de la formation de Bourzal	33
Figure. 11 : Coupe géologique de Bourzal sud est - nord ouest.....	36
Figure. 12: Caractéristiques sédimentaires et paléontologiques de la Formation de Bourzal...	40
Figure. 13: Principales caractéristiques lithostratigraphiques de la Formation de Bourzal	41
Figure. 14 : Image satellite montrant la position de la coupe d'Ed Delouatt	42
Figure. 15 : Vue panoramique de la coupe d'Ed Delouat	43
Figure. 16: Coupe géologique d'Ed Delouatt sud-est nord-ouest	45
Figure. 17 : Caractéristiques sédimentaires et paléontologiques de la coupe d'Ed Delouatt....	49
Figure. 18 : Principales caractéristiques lithostratigraphiques de la coupe d'Ed Delouatt	50
Figure. 19 : Image satellite montrant la position de la coupe de Coudait El-Laham	51
Figure. 20 : Vue panoramique de la coupe de Coudait El-Laham	52
Figure. 21 : Caractéristiques sédimentaires et paléontologiques clés de l'unité A de la coupe de Coudait El-Laham	54
Figure. 22 : Caractéristiques sédimentaires et paléontologiques clés de l'unité B de la coupe de Coudait El-Laham	56
Figure. 23 Coupe géologique de Coudait El-Laham Nord est-sud ouest	57
Figure. 24 : Les principales caractéristiques lithostratigraphiques de la coupe de Coudait El-Laham.....	62
Figure. 25 : Photomicrographies de microfaciès de la Formation de Bourzal	66

Figure. 26 : Photomicrographies de microfaciès de la Formation de Bourzal	69
Figure. 27 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt	74
Figure. 28 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt	77
Figure. 29 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt	80
Figure. 30 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt	82
Figure. 31 : Évolution séquentielle des faciès et des milieux de dépôt du Cénomanién-Turonien dans la coupe géologique de Bourzal	114
Figure. 32 : Évolution séquentielle des faciès et des milieux de dépôt du Turonien dans la coupe géologique d'Ed Delouatt	117
Figure. 33 : Évolution séquentielle des faciès et des milieux de dépôt du Barrémien-Albien dans la coupe géologique de Coudait El-Laham	121

Liste des tableaux

Tableau. 1 : Délimitation par coordonnées géographiques de la zone d'étude.....	02
Tableau. 2 : Moyenne mensuelle des températures (en °C).....	08
Tableau. 3 : Précipitations mensuelles moyennes (en mm)	09
Tableau. 4 : Analyse de l'intensité des vents (en m/s).....	09
Tableau. 5 : Évaporation mensuelle moyenne (en mm).....	10
Tableau. 6 : Relevés des taux d'humidité relative dans l'air.....	10
Tableau. 7 : Les principaux microfaciès observés, le contenu fossilifère et les environnements de dépôt de la Formation de Bourzal	37
Tableau. 8 : Les principaux microfaciès observés, le contenu fossilifère et les environnements de dépôt de la coupe d'Ed Delouatt	46
Tableau. 9 : Les principaux faciès observés, le contenu fossilifère et les environnements de dépôt de la coupe de Coudait El-Laham	58
Tableau. 10 : Teneur totale en carbonates, minéralogie dans la coupe de Bourzal et Ed Delouatt	85

Liste des planches photo

Planches photo. 1 : Espèces étudiées. Gastropodes du Crétacé de la région des Zibans.....	94
Planches photo. 2 : Espèces étudiées. Gastropodes du Crétacé de la région des Zibans.....	99
Planches photo. 3 : Espèces étudiées. Bivalves et Échinides du Crétacé des Zibans	107
Planches photo. 4 : Espèces étudiées. Céphalopodes du Crétacé des Zibans	108

Introduction générale

Introduction générale

L'Atlas saharien forme une limite entre la plate-forme saharienne et les Hauts plateaux, un domaine géographique qui a, depuis des décennies, attiré l'attention des géologues. Les études géologiques menées dans la région se sont limitées dans la plupart du temps à des reconnaissances géologiques et hydrogéologiques régionales, permettant la réalisation des cartes piézométriques ou d'ordres généraux et économiques. Cependant, les travaux sédimentologiques et litho-biostratigraphiques demeurent presque absents sur les séries crétacées dans les monts des Ziban.

L'objectif de cette thèse est une première tentative de présenter une approche sédimentologique moderne sur les dépôts crétacés des monts de Ziban (Djebel Bourzal et Mlaga). En effet, on s'est basé sur l'inventaire de l'analyse des données lithostratigraphiques, sédimentologiques et paléontologiques. Cette thèse est structurée en trois parties qui sont comme suit ;

La première partie consiste en deux chapitres qui portent sur le cadre physique de la zone d'étude (étude géographique, évolution des recherches géologiques, formes géomorphologiques, climats et réseaux hydrographiques) et au cadre géologique régional et tectonique de l'Atlas saharien (géologie régionale, tectonique et phases tectoniques, paléogéographie).

La deuxième partie sera réservée aux matériels et méthodes utilisés (in situ et au laboratoire).

La troisième partie contient trois chapitres qui présentent en général les résultats acquis (les coupes géologiques, les analyses sédimentologiques, chimiques et minéralogiques, pétrographiques), la paléontologie et l'analyse séquentielle, et enfin, une reconstitution paléoenvironnementale de la région prospectée.

Le manuscrit de cette thèse est scellé par une conclusion qui représente le récapitulatif de tous les résultats obtenus.

Première Partie

*Données bibliographiques
sur la région d'étude*

Chapitre I

Cadre physique de la région d'étude

Chapitre I Cadre physique de la région d'étude

I.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous allons exposer les principaux éléments, caractéristiques physiques de la région d'étude. Cette présentation s'avère essentielle pour comprendre le contexte géographique, géomorphologique et structural dans le cadre duquel notre travail de recherche se déroule. Nous aborderons la situation géographique et les principaux traits physiographiques de la région, notamment son relief, son réseau hydrographique et ses caractéristiques climatiques. Ces éléments sont déterminants dans la compréhension des processus d'érosion et de sédimentation actuels.

I.2. Contexte géographique de la région

Biskra est une wilaya du Sud-Est algérien. Sa superficie est de 22,379 km², la ville de Biskra située à une altitude moyenne de 124 m (Figure. 1). Elle est bordée par les wilayas de Batna au Nord, par celles d'Oued Souf et El M'Ghair au Sud, par celles d'Ouled Djellal et M'sila à l'Ouest et par celle de Khanchela à l'Est (Figure. 1), la zone d'étude Djebel Bourzal et Mlaga font partie de Ziban et l'atlas saharien oriental ce sont des chaînes montagneuses qui prennent la ville de Biskra du côté nord-ouest (tableau. 1).

longitude	Latitude	x	y	z
5.544695223044203	34.84016985272236	732685.05 m E	3858271.83 m N	208m
5.600227971477731	34.78075952694412	737934.99 m E	3851811.64 m N	139m
5.776873296864114	34.89648153090561	753747.58 m E	3865082.81 m N	201m
5.730068213415205	34.95923040585078	749279.40 m E	3871926.37 m N	226m

Tableau. 1 : Limites géographiques de la zone d'étude

I.3. Évolution des recherches géologiques

Les études géologiques de la région de Biskra ont connu une évolution significative à travers le temps, Tissot (1881) a réalisé les premières études stratigraphiques dans la région de Biskra, où il a été le premier à signaler la présence des dépôts crétacés dans cette région.

Cependant, avant lui, Fournel H. (1849) avait déjà marqué l'histoire géologique de la région en étant le premier à signaler les dépôts rouges néogènes du Continental Terminal à proximité de Biskra à El Outaya. Ces premières observations ont été enrichies par Flamand (1908) signale des argiles et des marnes gypseuses formant la partie inférieure de ces formations, cependant, leur caractère azoïque a entraîné des débats sur les limites stratigraphiques pendant de nombreuses années.

Laffitte R. (1939) a fait une grande avancée en réalisant les premières investigations géologiques approfondies du massif des Aurès et des zones adjacentes, en particulier le secteur nord-est de Biskra, établissant ainsi une base solide pour les études ultérieures. Cette contribution a été complétée par Chadenson (1951) qui a fourni les premières descriptions géomorphologiques de la région de Biskra.

Dans le prolongement de ces recherches, Gousskov N. (1962) a réalisé une avancée significative en établissant la cartographie géologique de la feuille de Biskra à l'échelle du 1/200 000, ce qui constitue une synthèse précieuse des travaux cartographiques et hydrogéologiques précédents.

Les années 1970 ont marqué un tournant avec Glaçon G et Guiraud R. (1970) qui ont mené le Miopliocène de la région est la première étude générale. Parallèlement, Chabot et al. (1971) ont approfondi les descriptions géomorphologiques initiées par Chadenson.

Cette décennie a été particulièrement productive grâce aux travaux de Guiraud R. (1973, 1975, 1978, 1990) qui a considérablement enrichi la connaissance de la région en analysant le bassin du Hodna ainsi que ses environs, apportant de nouveaux éléments essentiels à la compréhension géologique.

De nouvelles méthodes ont émergé dans les années 1980 avec Aissaoui (1984) qui a mesuré les informations tectoniques relatives à l'accident sud-atlasique s'étendant entre Biskra et le djebel Mandra. Par la suite, les recherches de Kazi Tani (1986) et Harkat (1999) se sont intéressées au contexte géodynamique des bassins atlasiques en adoptant une méthodologie séquentielle pour l'analyse des formations anté-néogènes.

Au début du XXI^e siècle, l'étude de la région a connu une nouvelle ère, Chabour N. (2006) a approfondi l'aspect hydrogéologique des domaines de transition, suivi par Chebbah M. (2007) qui s'est concentré sur la lithostratigraphie et la sédimentologie des dépôts néogènes.

Les études récentes ont apporté des perspectives plus spécialisées : Sedrati N. (2011) s'est focalisé concernant les propriétés physico-chimiques des eaux, Fehdi et al. (2016) ont

caractérisé en détail les aquifères, et Boutaghane H. (2019) a étudié les formations quaternaires de la région.

La contribution la plus récente vient de Reghais A. (2023) qui a développé une modélisation approfondie de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire de la région des Ziban, utilisant des approches géochimiques et hydrogéologiques modernes.

À travers cette évolution historique des études géologiques de la région de Biskra Il est essentiel de mentionner que les travaux de Laffitte (1939) ainsi que ceux de Guiraud demeurent des références essentielles, constituant le socle fondamental pour la compréhension géologique de cette région.

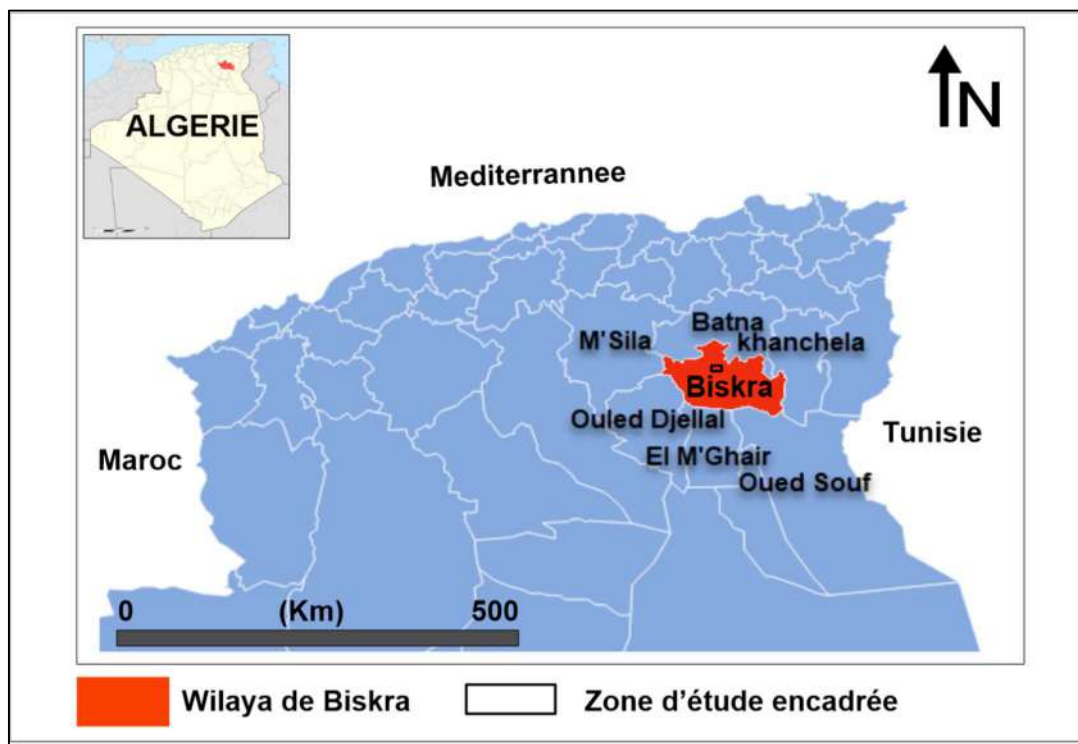


Figure. 1 : Situation administrative de la wilaya de Biskra (Source A.N.A.T, 2021)

I.4. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la wilaya de Biskra fait partie de plusieurs ensembles de bassins versants qui drainent les eaux depuis les reliefs atlasiques vers les dépressions sahariennes (Figure. 2), l'oued Biskra est le bassin le plus important, qui est le résultat de la confluence de deux sous-bassins majeurs : celui de l'Oued El Hai, drainant les eaux du nord-

-Ouest (monts des Ouled Nail) et sur lequel se trouve le barrage de Fontaine des Gazelles et le barrage de l'Oued Djedi, collectant les eaux de l'ouest (Atlas Saharien). Ces deux sous-bassins convergents pour former un important système hydrographique qui traverse la région du nord au sud.

Le second ensemble est constitué par le bassin versant de l'Oued Abiod, qui prend sa source dans les Aurès équipée du barrage de Foug El-Kherza et s'écoule vers le sud à travers la Région de Biskra. À l'est, se situe le bassin de l'Oued El-Arab, alors que le bassin de l'Oued Labiod, également issu des Aurès, draine la partie centrale. Dans la partie occidentale, le bassin de l'Oued Djamoura complète ce réseau complexe.

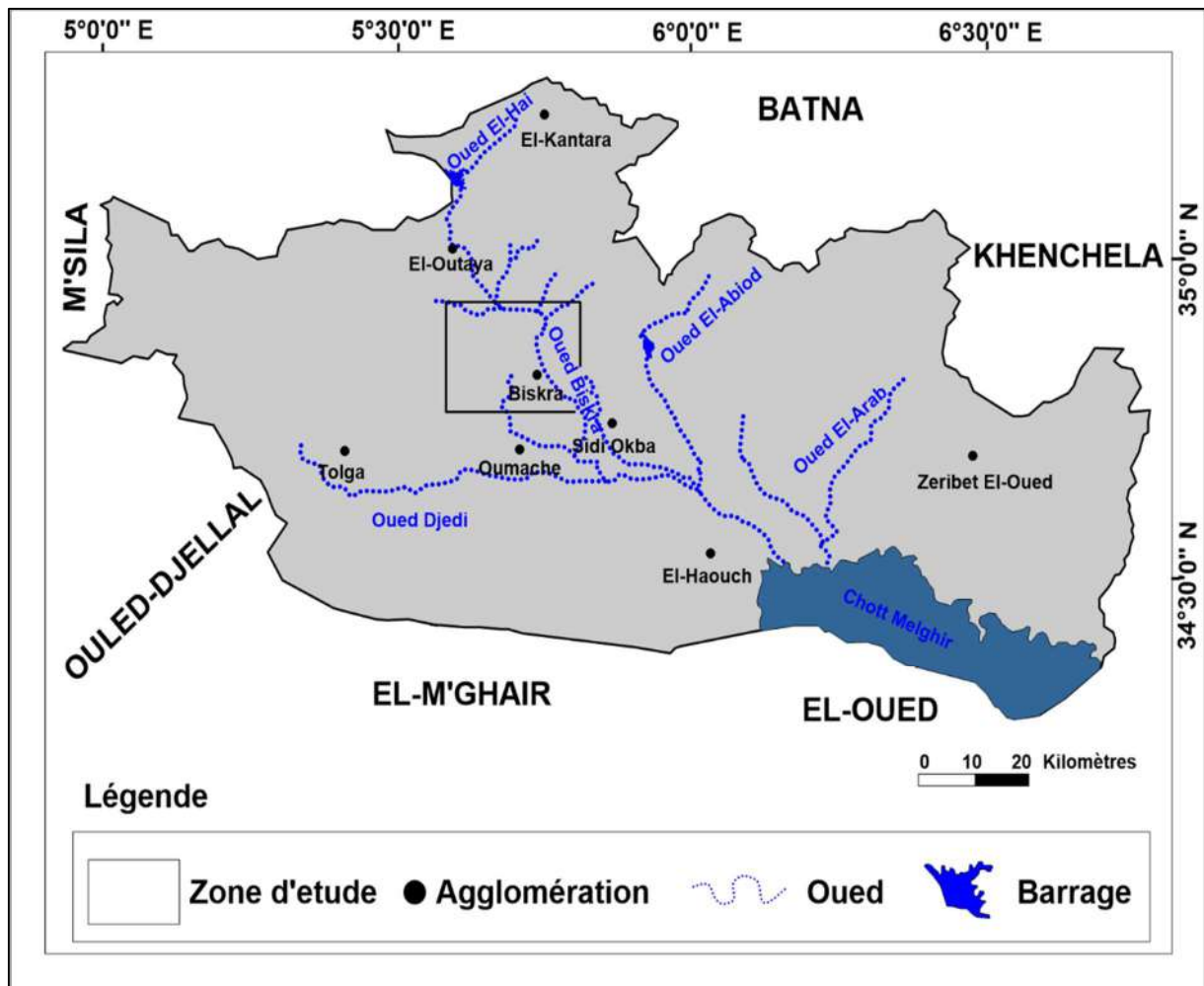


Figure. 2 : Réseau hydrographique de la région de Biskra (Source : ABHS, 2018)

I.5. Aperçu les formes géomorphologiques

La région des Ziban présente un relief façonné par l'évolution géologique de la zone. La plupart des reliefs sont composés de séries crétacées plissées, tandis que les séries tertiaires, moins plissées, ont été plus érodées et recouvertes par des dépôts plus récents, cette zone de passage entre le domaine atlasique saharien et la plateforme du Sahara se distingue par une série d'unités géomorphologiques différentes du nord au sud.

Les chaînons atlasiques, qui sont généralement situés entre 1500 et 1700 mètres d'altitude, un glacis quaternaire, un piémont, qui s'étend en pente douce des chaînons atlasiques vers la

plaine saharienne, la plaine saharienne elle-même, qui atteint des altitudes d'environ 200 mètres à Ouled Djellal.

I.5.1. Reliefs

La bordure septentrionale du plateau saharien forme une chaîne continue qui présente plusieurs divisions géomorphologiques distinctes. Dans la région de Biskra, le relief est dominé par plusieurs structures dômes remarquables. Le dôme de Biskra, élément structural majeur, présente un noyau de Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien) recouvert successivement par les formations de l'Albien et du Cénomaniens-Turonien, particulièrement visibles au djebel Bourzal et Mlaga. Le Sénonien n'est présent que dans la partie occidentale du dôme. Cette structure dôme, plutôt qu'anticlinale comme le souligne Laffitte (1939), expose dans sa morphologie centrale le Cénomaniens et les grès du Crétacé inférieur, dont les vestiges principaux forment aujourd'hui le Coudiat El-Laham, une particularité remarquable des formations sédimentaires sahariennes réside dans leur pendage généralement orienté vers le sud. Toutefois, dans ce secteur, elles présentent un plissement marqué et une forte inclinaison dus à l'impact de l'accident sud-atlasique, au-delà du dôme de Biskra se déploient les chaînes méridionales, dominées par le dôme du djebel Oum el Heubel, ce dernier possède un cœur cénomaniens accompagné d'un sénonien bien exprimé, couvrant les djebels Oum Djenid, Guerne Saida, Gouara et Aroussine, plus vers l'est apparaît le dôme de Sadouri, distingué par un noyau du Crétacé inférieur, à cause d'une faille importante, ce dôme expose des formations barrémiennes rarement observables dans les autres secteurs de la région, le paysage est complété par le djebel Kahila, un dôme culminant à 796 mètres d'altitude dont le noyau est constitué de formations sénoniennes. Ces différentes structures dômes sont séparées par des dépressions profondes suivant principalement une orientation nord-est-sud-ouest, témoignant de l'influence des phases tectoniques qui ont façonné cette région à la jonction entre le domaine atlasique et la plateforme saharienne.

I.5.2. Les plaines

Les plaines de cette région présentent une configuration géomorphologique remarquable, marquant ainsi une transition significative dans le paysage. Leur développement s'effectue selon une progression particulière, s'étendant graduellement vers l'est, avec une expression notable dans deux zones principales : le bassin d'El-Outaya et la plaine de Sidi Okba.

Du point de vue morphostructural, la plaine d'El Outaya se développe dans une dépression d'orientation nord-est-sud-ouest, prise en étau entre deux structures anticlinales. Cette zone subsidente est limitée au nord par l'anticlinal du Djebel El Melah et au sud par les reliefs du Djebel Bourzal et de Mlaga, sous lesquels les plis de la chaîne de l'Aurès s'enfouissent progressivement.

La plaine de Sidi Okba constitue l'une des unités géomorphologiques majeures de la région, elle représente une vaste étendue qui s'étend sur une superficie considérable à l'est du Zab

Oriental. Cette plaine se caractérise par une morphologie particulièrement plane, avec une légère inclinaison vers l'est.

I.5.3. Les dépressions

Dans la configuration géomorphologique de la région de Biskra, les dépressions constituent un élément caractéristique du paysage, particulièrement dans le secteur sud-oriental. Ces unités morphologiques négatives se distinguent par leur substrat à dominante argileuse et sont entrecoupées par un réseau hydrographique descendant des reliefs septentrionaux.

L'aspect le plus intéressant de cette série dépressive est incontestablement le Chott Melghir, cette vaste dépression endoréique présente une particularité bathymétrique exceptionnelle, avec une cote altimétrique de -33 mètres par rapport au niveau marin, ce qui en fait l'une des dépressions les plus profondes du Maghreb (Brinis, 2011).

I.5.4. Transition Atlas-Plateforme saharienne

La région présente une transition morphologique entre le domaine tectoniquement calme du plateau saharien et le domaine plissé de l'Atlas saharien, formant une barrière montagneuse d'époque principalement crétacée.

Le chott est la zone inférieure d'épandage où les eaux se rencontrent. À l'extérieur des périodes de pluie, le chott devient une grande sebkha salée et asséchée.

La plaine est un passage entre le piémont des chaînes Atlas et le chott. Au pied des montagnes se trouvent les dépôts grossiers, qui se transforment progressivement en dépôts fins argilo-sableux vers l'aval. Le réseau hydrographique de l'oued Djedi et de ses affluents influence cette plaine. Le chott Melghir joue le rôle de l'ultime collecteur de ces eaux.

I.6. La végétation

La végétation de la province de Biskra est typique du milieu saharien, parfaitement adaptée aux conditions sèches et chaudes. Elle résulte de l'interaction entre le climat, la nature des sols et les activités humaines. Les conditions locales, la géomorphologie, le relief et la disponibilité en eau ont un impact considérable sur la composition floristique.

On observe une variation nord-sud de la végétation, dominée par des espèces halophiles comme *Salsola* sp, et *Atriplex halimus*. Les espèces comme *Suaeda mollis*, *Salsola vermiculata* et *Carex pachystylis* se développent dans les zones à nappe phréatique peu profonde, où la végétation est plus diversifiée. La flore principale comprend *Carex bachystilis*, *Salsola bariosha*, *Salsola vermiculata* et des graminées.

I.7. Les déterminants du climat régional actuel

La région des Zibans, située à la charnière entre le Tell et le Sahara, constitue une zone de transition sur le plan climatique, elle se trouve à la jonction entre le régime méditerranéen et le climat saharien, subissant des effets desséchants, qui caractérisent pendant une période de l'année dans le nord du Sahara (Chabour, 2006).

Les derniers contreforts de l'Atlas saharien constituent une barrière aux influences méditerranéennes dans ce secteur (Brinis, 2011), cette configuration topographique met en évidence les différences climatiques entre le domaine atlasique saharien et la plateforme saharienne, ainsi, la position géographique stratégique de la région des Zibans, à la charnière de deux domaines climatiques majeurs, lui confère un caractère de transition météorologique prononcé, les interactions entre les influences méditerranéennes et les conditions sahariennes y sont particulièrement marquées.

I.8. Les Températures

Le climat de la région des Ziban se distingue par des variations de température considérables selon les saisons, avec des étés très chauds atteignant 41°C en juillet et des hivers relativement frais descendant jusqu'à 6,8°C en janvier, cette amplitude thermique annuelle d'environ 35°C, cette zone illustre un climat continental marqué, situé à la transition entre les influences méditerranéennes et sahariennes, la température annuelle moyenne s'élève à 22,4°C (tableau. 2), soulignant le caractère chaud et sec dominant dans cette zone d'interface entre l'Atlas et le Sahara.

Mois	Ja	Fé	Ma	Av	Mai	Juin	Jui	Ao	Se	Oc	No	De	Moy
Max C°	16,9	19,4	23,4	26,7	31,5	37	41	39,6	33,8	29	21,8	17,4	28.1
Min C°	6,84	8	11,3	14,8	20,1	24,8	27,8	27,7	23,2	18	11,85	7,9	16.8
Moy C°	11.87	13.7	17.35	20.75	25.8	30.9	34.4	33.6	28.5	23.5	16.8	12.6	22.4

Tableau. 2 : Moyennes mensuelles des températures (en °C) (Station de Biskra, 1995-2008)

I.9. Les précipitations

Avec l'analyse des données pluviométriques, il est clair que les régimes de précipitations dans la région sont très contrastés, le mois majoritairement sec est donc juillet, en présence d'une moyenne de 0,5 mm de pluie. En revanche, janvier est le mois présentant la plus forte pluviométrie, avec 22,5 mm de pluie (tableau. 3), ce fort gradient pluviométrique saisonnier, avec des épisodes de sécheresse marquée pendant la période estivale, est caractéristique du climat de transition qui affecte les Ziban, à l'interface entre influences méditerranéennes et

conditions sahariennes, ces contrastes pluviométriques s'inscrivent dans la dynamique générale des régimes de précipitations de cette zone de contact bioclimatique complexe.

Mois	Ja	Fé	Ma	Av	Mai	Juin	Jui	Ao	Se	Oc	No	De
Pluviométrie Moyenne (mm)	22,5	7,1	12,3	17,5	8,8	3,2	0,5	3,2	12,8	10,6	16,3	14,7

Tableau. 3 : Précipitations mensuelles moyennes (en mm) (Station de Biskra, 1995-2008)

I.10. Les Vents

La dynamique saisonnière du régime éolien de la région des Ziban est contrastée. Durant les saisons printanière et estivale, les vents sableux sont fréquents, tandis que l'hiver est dominé par les vents de secteur nord-ouest, l'analyse des vitesses moyennes met en évidence une variabilité marquée au cours de l'année, Le mois d'avril enregistre les vitesses maximales, atteignant 7,7 m/s en moyenne. À l'inverse, les vents les plus faibles, de l'ordre de 2 m/s en moyenne (tableau. 4), sont observés au mois d'août, cette dynamique éolienne saisonnière contrastée reflète les interactions complexes entre les influences méditerranéennes et les conditions sahariennes qui caractérisent le climat de transition de cette région biogéographique.

Mois	Ja	Fé	Ma	Av	Mai	Juin	Jui	Ao	Se	Oc	No	De	Moy
Vitesse Maximale (m/s)	7	6,1	6,6	7,7	7,4	6,1	5,8	5,1	5,7	5,4	5,4	5,4	6.14
Vitesse Minimale (m/s)	5,6	3,4	2,9	4,8	3,7	2,9	2,8	3	3,3	2	3,4	3	3,4
Vitesse Moyenne (m/s)	4,2	4,18	4,3	5,52	5,27	4,19	4,06	3,72	4,04	3,46	3,79	3,5	4.77

Tableau. 4 : Analyse de l'intensité des vents (en m/s) (Station de Biskra, 1996-2005)

I.11. L'Évapotranspiration

Les données d'évapotranspiration dans la région montrent une forte variabilité saisonnière, le processus atteint son intensité maximale en juillet, avec des valeurs culminant à 420,8 mm, en corrélation avec les températures élevées et la faible humidité caractérisant cette période estivale, à l'inverse, l'évapotranspiration enregistre son minimum en janvier, où elle ne

dépasse pas 110,8 mm, cette amplitude marquée, de l'ordre de 310 mm entre les extrêmes saisonniers (tableau. 5) souligne l'importance des fluctuations climatiques qui caractérisent cette zone.

Mois	Ja	Fé	Ma	Av	Mai	Juin	Jui	Ao	Se	Oc	No	De	Moy
ETP Moy (mm)	110,8	140,4	195,5	257,69	329,1	370,6	420,8	385,9	290,2	198,22	144,2	159,5	250,25

Tableau. 5 : Évaporation mensuelle moyenne (en mm) (Station de Biskra, 1996-2005)

I.12. L'Humidité

L'étude des valeurs hygrométriques indique une variation saisonnière significative de l'humidité relative dans la région (tableau. 6), les valeurs les plus élevées sont observées durant la période automno-hivernale, avec des taux maximaux en décembre (60,6%), suivi de janvier (57,6%) et novembre (53,7%). Le début du printemps maintient également des taux d'humidité relativement importants, notamment en février (48,6%) et mars (41,6%), tout comme le début d'automne avec octobre (48,2%), en revanche, la période estivale se caractérise par une sécheresse atmosphérique prononcée, atteignant son paroxysme au mois de juillet, le taux d'humidité minimal est de 26,1 %.

Mois	Ja	Fé	Ma	Av	Mai	Juin	Jui	Ao	Se	Oc	No	De	Moy
Humidité relative Moy de l'air (%)	57,6	48,6	41,6	37,5	32,3	28,1	26,1	29	40,5	48,2	53,7	60,6	42

Tableau. 6 : Relevés des taux d'humidité relative dans l'air (en %)(Station de Biskra, 1994-2008)

I.13. Conclusion

Le Sahara septentrional constitue une région de passage entre l'Atlas Saharien et le domaine saharien proprement dit. D'après l'analyse climatologique de la station de Biskra (1994-2008), il ressort que :

- Le climat est fluctuant entre le climat méditerranéen semi-aride et le climat saharien (hiver frais, été extrêmement chaud), cette position de transition influence la morphologie actuelle et les processus d'érosion affectant les affleurements géologiques de la région.

- Les températures annuelles moyennes sont de 22,4°C, comprenant des fluctuations saisonnières importantes : 41°C en juillet et 6,8°C en janvier. Ces variations thermiques génèrent une altération physique intense (thermoclastie) des formations rocheuses affleurantes.

- La précipitation est faible et irrégulière, avec une moyenne annuelle inférieure à 150 mm, avec un maximum en janvier (22,5 mm) et un minimum en juillet (0,5 mm). Ce régime pluviométrique aride limite le ruissellement et favorise l'érosion éolienne comme processus morphogénique dominant.

- En hiver, les vents prédominants proviennent du Nord-Ouest, avec une vitesse maximale de 7,7 m/s en avril et une vitesse minimale de 2 m/s en août. Cette dynamique éolienne assure le transport des particules fines et la formation de dépôts sableux actuels.

- L'évapotranspiration atteint son maximum en juillet (420,8 mm) et son minimum en janvier (110,8 mm). Ce bilan hydrique fortement déficitaire accentue l'aridité et limite les processus d'altération chimique des roches.

- L'humidité relative moyenne varie entre 60,6% en décembre et 26,1% en juillet, reflétant la saisonnalité marquée du climat. Ces variations d'humidité influencent les processus de désagrégation mécanique et l'état de conservation des affleurements géologiques étudiés.

Chapitre II

Géologie régionale et locale

Chapitre II Géologie régionale et locale

II.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons la diversité géologique et structurale de la région de Biskra, située à l'extrémité orientale de l'Atlas saharien. Notre analyse se concentre sur les formations sédimentaires s'échelonnant du Trias au Quaternaire, avec une attention particulière portée au dôme de Biskra et aux monts des Zibans. Nous examinerons également le réseau complexe de failles et de plis qui caractérise cette zone de passage entre le domaine atlasique au nord et la plateforme saharienne au sud. L'accident sud-atlasique, élément structural majeur de la région, fera l'objet d'une analyse détaillée. Enfin, nous retracerons l'histoire paléogéographique de ce territoire, marquée par l'alternance de régimes marins, lagunaires et continentaux qui ont contribué à façonner son paysage géologique actuel.

II.2. Géologie régionale

L'Algérie se caractérise par une diversité géologique et géomorphologique remarquable, fruit d'une longue et complexe histoire géodynamique, on peut y distinguer quatre grands ensembles structuraux aux paysages bien distincts.

Le nord de l'Algérie est caractérisé par trois grands ensembles géomorphologiques principaux. Au nord, l'Atlas tellien forme une succession de reliefs montagneux et de plaines littorales. Dans la partie centrale, les hauts plateaux et hautes plaines constituent un vaste ensemble tabulaire, relativement plat, faisant la transition avec l'Atlas saharien. Au Sud, l'Atlas saharien s'étire depuis plusieurs centaines de kilomètres vers le sud-ouest (Figure. 3), se composant d'ouest en est des monts des Ksour, des monts des Amours, monts des Ouled Nail, et des monts des Aurès.

Ces domaines septentrionaux, marqués par l'empreinte de l'orogénèse alpine, sont délimités au sud par la flexure sud-atlasique, cette structure tectonique majeure correspond à la zone des séries sédimentaires intensément plissées et chevauchées, en revanche, la région saharienne au sud de l'Atlas a connu peu de changements depuis la fin du Paléozoïque. C'est donc un domaine cratonique assez stable, comme le montrent les études de Fabre (1976) et Coward & Ries (2003).

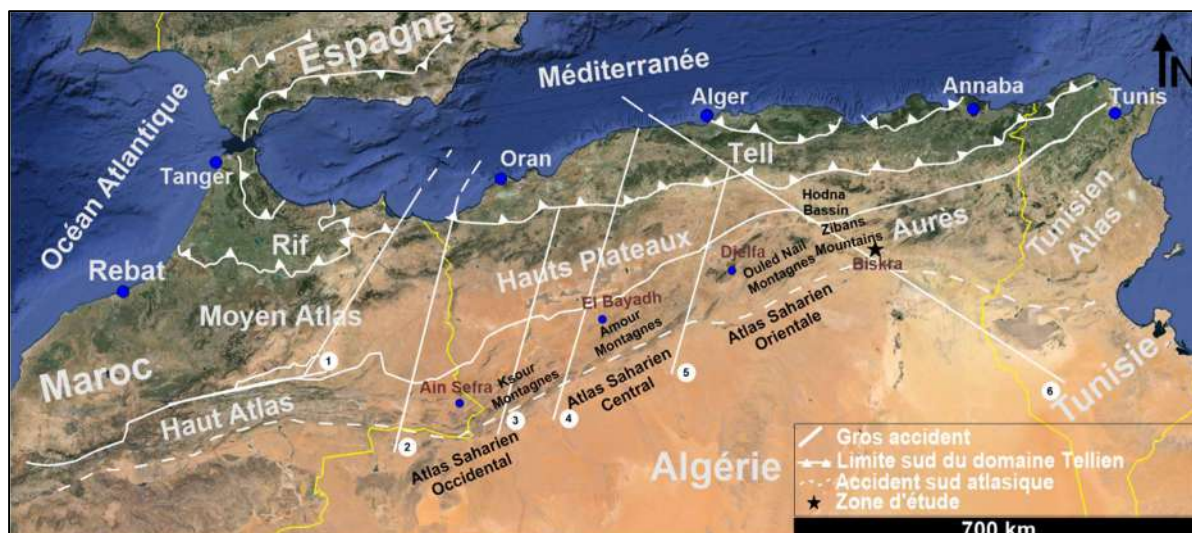


Figure. 3 : Une image satellitaire montrant les principales caractéristiques structurales de l'Afrique du Nord (basée sur les travaux d'Elmi 1978 ; Ameur, 1988). L'étoile noire indique l'emplacement de la région de Bourzal et Mlaga (Biskra), les numéros indiquent les failles transversales : 1-Moulouya ; 2-Tafna-Magoura ; 3-Aïn Safra-Saïda ; 4-El Bayedh-Tiaret ; 5-Theniet El Had ; 6-linéament Aurès-Hodna

II.3. Cadre géologique et litho-stratigraphique locale

La région de Biskra, située dans le Sahara septentrional, occupe un bassin de moyenne dimension avec une altitude moyenne de 120 mètres. Sa configuration géomorphologique est caractérisée par une discontinuité majeure, l'accident sud-atlasique, qui sépare deux unités naturelles, où une plaine vaste et plane s'étend vers le désert saharien au sud, tandis que les monts des Aurès et des Ziban qui constituent l'extrémité occidentale de la chaîne des Aurès et appartiennent à la partie est de l'Atlas saharien oriental s'étirent entre les bassins du Hodna au nord, la plateforme saharienne au sud, le massif des Aurès à l'est ainsi que les monts des Ouled Nail à l'ouest (Figure. 3), formant ainsi un bassin intraplaque subsident (Aït Ouali et Delfaud, 1995).

La zone étudiée est une zone accidentée et montagneuse, fait partie intégrante des monts des Zibans et s'inscrit dans le système géologique plus large de l'Atlas saharien oriental, caractérisée par une formation dôme (Figure. 4), plutôt qu'anticlinale. Cette structure est particulièrement mise en évidence par une séquence de calcaires à Rudistes, s'étendant stratigraphiquement du Cénomaniens supérieur au Santonien, la morphologie centrale du dôme expose le Cénomaniens et les grès du Crétacé inférieur, érodés au fil du temps, dont les vestiges principaux forment aujourd'hui le Coudiat El-Laham et les reliefs environnants de moindre importance, le versant septentrional présente des strates du Sénonien supérieur, largement masquées par les dépôts quaternaires de la plaine d'El Outaïa, quelques élévations notables, notamment le Dalaat el Beïda, émergent de cette couverture, marquées par une barre calcaire d'âge Maastrichtien, la structure méridionale du dôme révèle une complexité accrue,

particulièrement visible dans sa portion orientale, où elle est flanquée d'un anticlinal secondaire. Les reliefs d'Ed Delouat et d'El Korra, à proximité de Biskra, constituent le prolongement du flanc méridional de cet anticlinal annexe, et non du dôme principal du Bourzal comme une observation superficielle pourrait le suggérer.

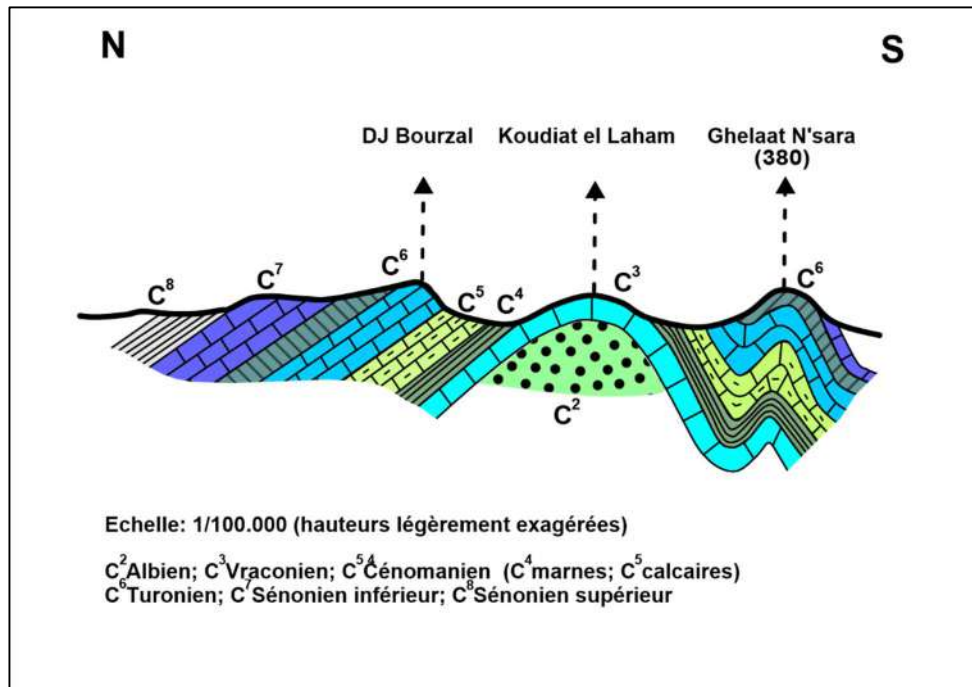


Figure. 4 : Dôme du Bourzal, Laffitte (1939) modifié.

II.3.1. Trias

Le Trias constitue la formation géologique la plus ancienne de la région, apparaissant dans des positions anormales en raison de fractures tectoniques. Il est composé d'argiles bariolées ou violettes, de gypse, de sel et de cristaux minéraux d'aragonite, anhydrite, quartz bipyramidal et hématite, avec des inclusions de roches issues de la couverture post-triasique (Guiraud, 1973, 1990). On le trouve sous forme d'un grand dôme au Djebel El Melah (El Outaya), associé à des lambeaux de dolomie liasique, ainsi que dans de petites formations d'argiles émergentes aux secteurs de Fontaines des Gazelles, de Branis et de Djemora.

Le Trias débute au niveau de la bordure septentrionale de la plateforme saharienne par une formation grés-argileuse dépassant 400 mètres d'épaisseur, recouverte de dépôts évaporitiques (halite et anhydrite), d'argiles et de formations carbonatées, connues sous le nom de « salifère principal » (Guiraud, 1990 ; Harkat, 1999). Les faciès détritiques à la base du Trias saharien et des hauts plateaux sont absents dans l'Atlas et le Hodna, probablement restés liés au Paléozoïque. En Algérie occidentale et en Tunisie, ces sédiments se seraient formés dans des environnements lagunaires situés au sud d'une mer épicontinentale de faible profondeur, isolée des domaines océaniques de la Mésogée par des hauts-fonds caractérisés par des accumulations détritiques (Guiraud, 1973, 1990).

II.3.2. Jurassique

Le Jurassique dans la région de l'Aurès se distingue par plusieurs formations importantes. Le Lias, rarement observé en position normale, est souvent inclus dans le Trias sous forme de fragments argileux ou dolomitiques. À l'ouest de l'Aurès, des calcaires du Toarcien inférieur marquent la présence du Lias (Flandrin, 1952), Il est caractérisé par des calcaires oolithiques et des niveaux dolomitiques en limite nord de la plateforme saharienne, Le Kimméridgien, l'un des dépôts les plus anciens, forme une boutonnière dans l'anticlinal de Djebel El Azereg avec une séquence calcaire à la base entre 250-300 m et une série marneuse au sommet de 400 m, le Portlandien et le Berriasien s'expriment en deux faciès: calcaro-marneux au nord-ouest et dolomitique au sud-ouest. Au-delà de la faille sud-atlasique, ces dépôts jurassiques se retrouvent au sud tunisien, alternant dolomies, calcaires, marnes et gypses avec fossiles variés du Bathonien au Kimméridgien.

II.3.3. Crétacé

II.3.3.1. Barrémien

La couche du Barrémien marque une période régressive caractérisée par une grande diversité d'affleurements géologiques, représente ainsi la période géologique la plus ancienne visible dans la région de Biskra (Sedrati, 2011), comprenant des grès, des calcaires, des marnes et des dolomies massives. L'épaisseur de cette formation varie considérablement, elle atteint au sud une épaisseur de 400 mètres, et de 250 mètres vers le nord (Figure. 5). À proximité de Biskra, dans les zones de Djebel Bourzal, le Barrémien se limite à quelques mètres d'argiles rouges, renfermant des restes de bois fossilisés.

II.3.3.2. Aptien

L'Aptien se distingue dans les principales structures anticlinales locales, notamment aux monts Metlili, El Ezreg et Ahmar Kadou et Bourzal, cette formation se divise en deux niveaux distincts : un Aptien inférieur, composé de marnes riches en échinodermes, ostracodes et brachiopodes, et L'Aptien terminal, caractérisé par la présence d'orbitolines et rudistes, cet ensemble se termine par un horizon argilo-calcaire. Vers le sud-est du massif de l'Aurès, les sédiments présentent un caractère plus détritique avec une prédominance gréseuse. En direction du sud, au niveau du Djebel Bourzal, seul l'Aptien tardif est observable (Figure. 5), caractérisé par des calcaires tendres à orbitolines de teinte claire. Sur la marge septentrionale du Bas Sahara, l'Aptien est constitué de dolomies et de calcaires à orbitolines, avec une augmentation progressive des intercalations argileuses vers le sud, formant ainsi la "Barre aptienne" d'une épaisseur d'environ 100 mètres.

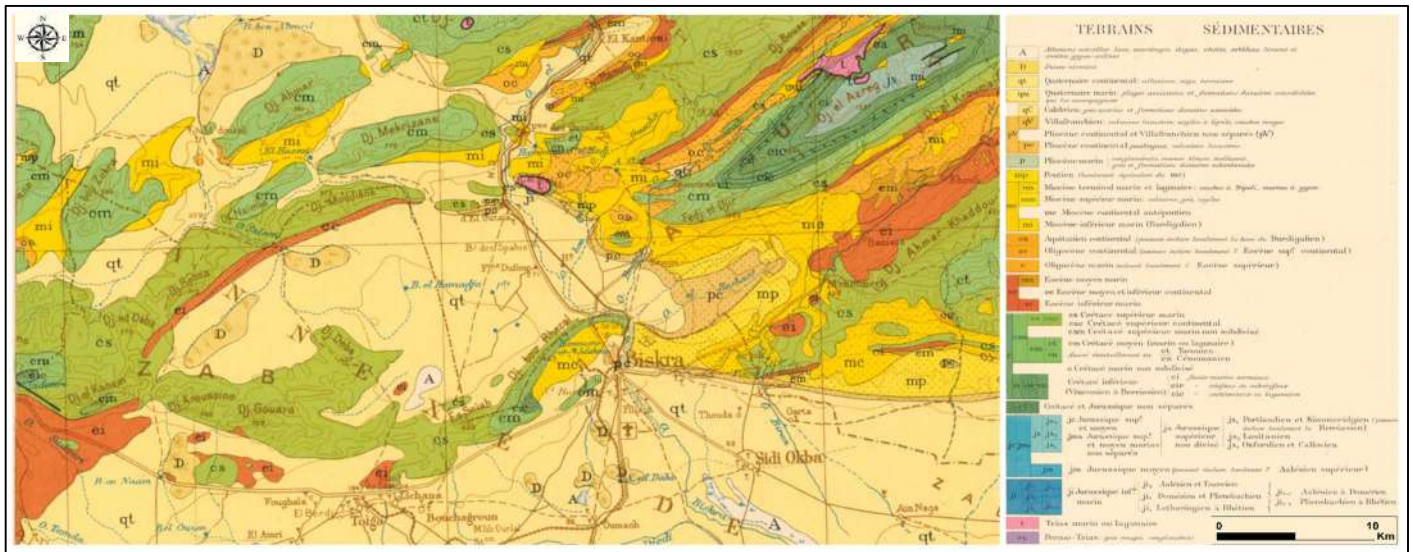


Figure. 5 : Carte géologique de la région de Biskra, extraite et modifiée de la Carte Géologique de l'Algérie (2ème édition), Échelle : 1/500 000, Service Géologique de l'Algérie

II.3.3.3. Albien

L'étage albien, abondamment représenté au sein des principales structures anticlinales aurassiennes et en bordure septentrionale du domaine saharien, montre deux types de dépôts différenciés dans le secteur atlasique de l'Aurès. Le premier correspond à une formation inférieure argilo-gréseuse atteignant 150 à 200 mètres d'épaisseur, formée par la succession de grès grossiers et d'argiles incluant quelques niveaux calcaires fossilifères à ammonites ou quartzitiques vers le nord-est, passant latéralement à des argiles multicolores et grès ferrugineux en direction sud-occidentale du massif. Le second représente une série carbonatée supérieure, dominée par des calcaires à céphalopodes dans le secteur nord-oriental, qui transite vers un ensemble marno-gréseux au nord-ouest, comparable à la formation basale, et vers des calcaires de type subrécifal contenant des algues calcaires et des orbitolines au sud-ouest.

Au niveau de l'anticlinal du Djebel El Azreg, où l'Albien présente un développement particulièrement remarquable, la formation se termine par des marnes noires surmontées de calcaires lités. Au Djebel Bourzal (Figure. 6), l'Albien est constitué d'une alternance de grès friables, de marnes sableuses ou gypseuses de coloration rouge, de calcaires dolomités, de dolomies intégrant quelques niveaux de lumachelles, de roches carbonatées et de marnes calcaires.

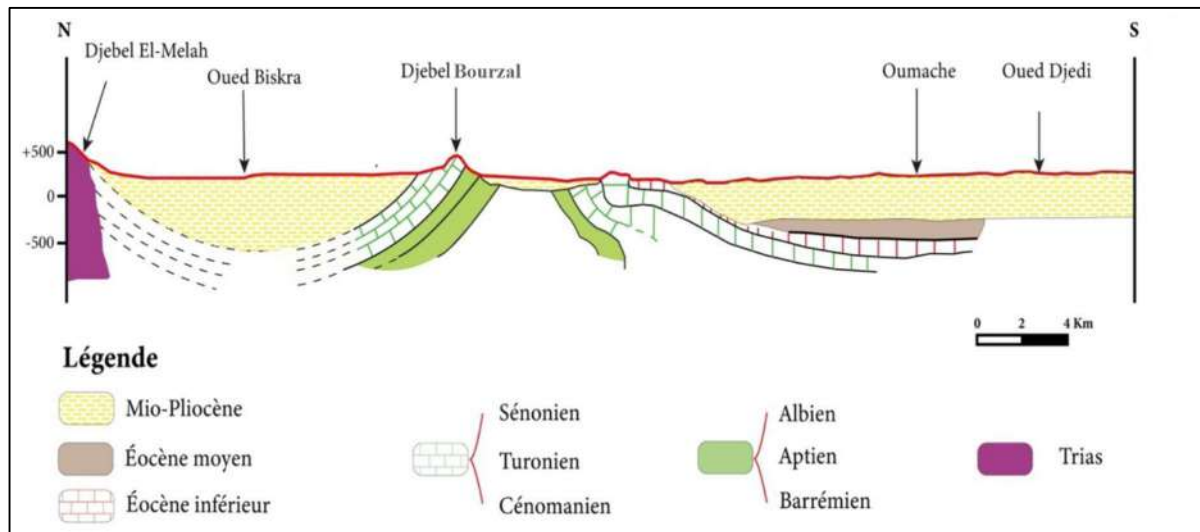


Figure. 6 : Coupe géologique de la zone étudiée, Reghais (2023)

II.3.3.4. Cénomanien

Dans l'Atlas saharien, le Cénomanien inférieur et moyen se distingue principalement par des formations argileuses et argilo-carbonatées. Cette succession sédimentaire présente une richesse paléontologique notable au niveau du Djebel Bourzal et de Mlaga (Figure. 7), où s'identifient également des faciès de type lagunaire (Chabour, 2006). Elle se caractérise par une alternance de marnes et de roches calcaires fossilifères à ostracodes et rudistes, couronnée par des argiles à huîtres recouvertes de niveaux évaporitiques gypseux. L'épaisseur de cet ensemble varie et atteint environ 200 mètres dans les régions du Djebel Bourzal et de Mlaga (Chebbah, 2007). Les forages réalisés à Ouled Djellal et Sidi Khaled révèlent des séquences composées d'argiles magnésiennes grises à vert foncé, comportant des horizons d'anhydrite massive, de dolomies brunes et de calcaires argileux gris à clairs. À Ouled Djellal, l'épaisseur approche 300 mètres (Chabour, 2006).

II.3.3.5. Turonien

Le Turonien se caractérise par la persistance du régime marin dans le Bas Sahara, marquant l'extension maximale de la mer dans cette région, au sud de la région des Zibans, cet intervalle stratigraphique est caractérisé par des carbonates cristallisés, des roches calcaires argileuses et des calcaires magnésiens, avec une épaisseur variant entre 300 et 400 mètres, la formation est relativement homogène des deux côtés de la flexure sud-atlasique (Chabour, 2006), au Djebel Bourzal (Figure. 7), la formation se compose de calcaires, de calcaires marneux ou dolomitiques, de marnes, surmontés de gypse (Chebbah, 2007).

II.3.3.6. Sénonien

Le Sénonien se démarque des formations sous-jacentes par sa présence dans les anticlinaux et les synclinaux de la région. Cette série marine, d'une épaisseur comprise entre 1500 et 2000 mètres, présente une composition marno-calcaire relativement homogène, avec une diminution notable des épaisseurs du Nord vers le Sud, dans la zone occidentale, notamment à El Kantara et Beni Ferrah, le Sénonien se compose principalement de marnes noires gypseuses et de calcaires crayeux, suivis de calcaires bioclastiques riches en fossiles du Coniacien-Campanien. La séquence se termine par des calcaires variés et des phosphates du Maastrichtien, la partie centrale et orientale du massif montre une composition légèrement différente, avec des marnes et calcaires du Coniacien-Santonien, suivis de calcaires à inocérames du Campanien, et se termine par des calcaires crayeux du Maastrichtien, dans la région de Biskra (Figure. 7), la formation présente des variations locales. Au nord, on trouve principalement des marnes noires et des calcaires crayeux, tandis qu'à l'ouest, la séquence alterne entre marnes et calcaires de différentes natures, sur la marge saharienne, le Sénonien se distingue par deux faciès principaux : un faciès lagunaire à la base, caractérisé par des argiles, du gypse et de l'anhydrite, et un faciès carbonaté au sommet, daté du Maastrichtien, composé de calcaires et de dolomies. L'épaisseur de la formation varie significativement, étant plus importante en périphérie (environ 100 mètres) qu'au centre du bassin environ 50 mètres (Chebbah, 2007).

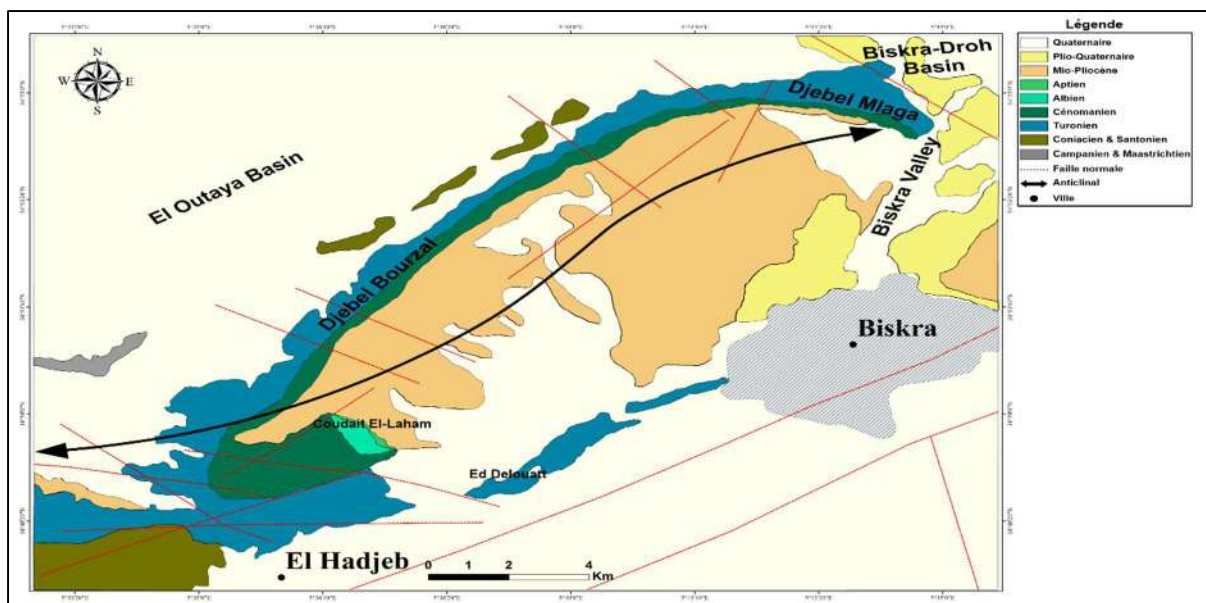


Figure. 7 : Carte géologique de la zone étudiée (d'après ANRH, 2008, modifiée)

II.3.3.7. Paléogène

Le Paléogène est largement distribué dans le secteur sud-oriental du massif aurassien ainsi que dans le domaine du sillon présaharien, s'exprimant dans la majorité des structures synclinales. Cette période géologique comporte deux ensembles sédimentaires distincts : un

ensemble marin inférieur (s'étendant du Danien jusqu'au Lutétien terminal) et un ensemble continental supérieur (couvrant l'Éocène terminal jusqu'à l'Oligocène). Les formations marines consistent essentiellement en carbonates et argiles, incluant des horizons phosphatés et siliceux dans les dépressions synclinales d'Ouled Rechaich, Khanguet Sidi Nadji et l'alignement de Rheliss, comprenant également des bancs calcaires épais et des silex contenant des fossiles comme les nummulites et les opérculines. Le segment continental du Paléogène est formé de sédiments détritiques rougeâtres grossiers atteignant 200 mètres d'épaisseur maximale, constitués de marnes ferrugineuses et de brèches polygéniques. Dans le secteur occidental aurassien, particulièrement dans la dépression synclinale d'El Kantara, ces formations sont rattachées à l'Aquitaniens au lieu de l'Oligocène. En bordure nord du domaine saharien, le Paléocène est inexistant, et les dépôts maastrichtiens sont directement surmontés par les formations éocènes inférieures, subdivisées en deux unités : une base algaire et un sommet à nummulites et autres organismes marins. Les formations éocènes supérieures montrent une succession alternée de gypse et d'argiles magnésiennes avec des intercalations de calcaires dolomitiques jaunâtres. En direction méridionale, ces strates s'amenuisent graduellement et les niveaux gypseux s'estompent, cédant la place à des faciès argileux et carbonatés qui se mélangent aux accumulations détritiques attribuées au Miopliocène dans le secteur de l'Oued Rhir au sud-ouest de Touggourt (Chebbah, 2007).

II.3.3.8. Néogène

Le Néogène se divise en deux sous-étapes : le Néogène marin (Miocène inférieur) et le Néogène continental (Miocène supérieur et Pliocène). Le Néogène marin se manifeste par des affleurements d'âge miocène, localisés dans la région de Branis à l'est, au nord d'El-Outaya, ainsi que sur les flancs nord du Djebel Modiane et du Djebel Magraoua. Ces affleurements consistent en calcaire rouge contenant du gypse et des silex. À El-Outaya, les lits calcaires s'étendent sur les pentes inférieures du massif des Aurès, tandis que des molasses riches en fossiles se trouvent à l'ouest, recouvertes de marnes. Vers le nord, au niveau de Sebâa Mgataâ, l'étage miocène est représenté par une molasse de nature argileuse, contenant des fossiles de pectinidés et de mollusques, surmontée de marnes sans fossiles et de gypse, atteignant une épaisseur de 200-300 m (Boudibi, 2021). Le Néogène continental inclut deux principales formations : le Pontien (Miocène supérieur) et le Pliocène. Le Pontien est présent dans la dépression du Djebel Bourzal et Mlaga, caractérisé par des argiles et des marnes multicolores, souvent très sableuses. Ce dépôt continental déritique est constitué d'argiles, de sables, de graviers et de marnes. Le Pliocène, quant à lui, se compose de poudingues, de lits de grès et de limon sableux près des massifs, comme à Chetma. Dans les plaines au sud-ouest de la zone d'étude et au nord de Lioua, il se transforme en sables rouges et en couches gypsifères. Au sud-est de la région, les formations pliocènes recouvrent celles du Miocène avec une légère discordance. Ces formations contiennent divers dépôts, comme des poudingues, des grès et des argiles sableuses, situés à proximité des régions montagneuses.

II.3.3.9. Quaternaire

Le Quaternaire dans la région présente des formations variées réparties sur plusieurs sous-périodes. Le Quaternaire ancien se manifeste principalement sous forme de terrasses alluviales, particulièrement dans la portion est du territoire, suivant l'axe de l'Oued Biskra et aux abords des massifs montagneux. Ces terrasses sont constituées en grande partie de poudingues, qui se transforment progressivement en dépôts sableux et argileux en se dirigeant vers le sud de Biskra (Sedrati, 2011).

Le Quaternaire moyen est marqué par la présence d'une croûte "Deb-deb", une structure calcaire-gypseuse qui continue à se former actuellement. Cette couche atteint parfois une épaisseur maximale de deux mètres et est visible sur les pentes calcaires des montagnes, telles que Tolga, Bouchagroun, Lichana et Ain Ben Noui. Des dépôts de travertins, vestiges d'anciennes sources, sont présents à proximité des sites d'Oumach, Mlili et Megloub, à une profondeur de 4 à 5 mètres sous les sources actuelles. En parallèle, les vastes plaines de la rive gauche de l'Oued Djeddi sont recouverts d'alluvions sableuses et argileuses (Sedrati, 2011).

Quant au Quaternaire récent, il est constitué principalement de blocs et de cailloutis au pied des montagnes et sur les pentes, de dunes de sable mouvantes, ainsi que d'alluvions pierreuses et sableuses déposées dans les oueds contemporains. Ces terrains récents sont présents en abondance sur les bords du massif des Aurès, mais aussi au centre de celui-ci, où ils forment des couches alluviales d'épaisseur importante (Boudibi, 2021).

II.4. Tectonique

II.4.1. Aperçu tectonique de l'Atlas saharien

La jonction entre le Sahara et l'Atlas a une histoire tectonique complexe. L'Atlas saharien se présente comme une imposante chaîne intracratonique méso-cénozoïque, dont l'histoire tectonique révèle une évolution fascinante (Bracène & Frizon de Lamotte, 2002), cette structure majeure, reposant sur un socle paléozoïque, est délimitée par deux accidents majeurs qui ont façonné son caractère distinctif (Frizon de Lamotte et al. 2000).

La frontière méridionale de ce système connue sous plusieurs appellations - Flexure saharienne, Accident Sud-atlasique, ou Accident Nord-saharien - constitue une zone de transition remarquable entre les étendues sahariennes et les reliefs atlasiques (Laffitte, 1939). Cette limite tectonique ne se présente pas comme une simple fracture, mais plutôt comme un réseau complexe de failles s'orientant selon trois directions principales : E-W, NE-SW, et NW-SE, cette dernière étant particulièrement visible dans la région de Biskra (Guiraud, 1990).

L'évolution tectonique de l'ensemble s'est manifestée à travers deux phases majeures de déformation : la phase atlasique, s'étendant du Lutétien au Miocène, et la phase alpine (Vila, 1980). La réponse des roches à ces contraintes tectoniques a varié selon leur nature : les séries compétentes, composées principalement de calcaires et de dolomies, ont réagi de manière

cassante, donnant naissance à des horsts, tandis que les séries marneuses, plus souples, ont développé des plis caractéristiques (Buroillet, 1956).

Dans la région de Biskra, la tectonique présente des particularités notables. Les failles NW-SE à WNW-ESE, entre Chaïba et Foug El Gherza, se distinguent par leurs mouvements dextres et leur continuité dans l'Atlas (Guiraud et al. 2005) à l'est de Biskra, notamment dans les zones de Chetma et Foug El Gherza, les failles ont affecté les séries pliocènes, témoignant d'une activité tectonique post-miocène (Guiraud, 1990), cette chronologie contraste avec le secteur occidental, où la faille de Chaïba, délimitant le bassin d'El-Outaya (Figure. 8) , révèle une histoire différente.

La phase alpine a non seulement intensifié les structures préexistantes, mais a également engendré un nouveau système de fractures NW-SE (Durand-Delga & Fonboté, 1980), cette phase s'est conclue par une période de distension, donnant naissance à des bassins continentaux qui se sont progressivement remplis de sédiments détritiques et lacustres, Cette dernière étape témoigne de la complexité et de la dynamique continue de cette région géologique (Piqué et al. 1998).

II.4.2. Les plis

La région de Biskra, à l'instar de l'ensemble de l'Atlas, présente une architecture plicative complexe caractérisée par deux générations de plis distinctes (Chebbah, 2007 ; Kazi-Tani, 1986).

La première génération, connue sous le nom de plis atlasiques (Figure. 8), se distingue par des structures d'envergure impressionnante, Ces plis, minutieusement décrits par Laffitte, s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres et se caractérisent par leur remarquable régularité et leur plasticité. Leur géométrie révèle une vergence méridionale subtile, avec une orientation préférentielle N60°E. Ces structures témoignent d'une phase tectonique majeure ayant façonné le paysage atlasique (Reghais, 2023).

La seconde génération, datant du début du Quaternaire, a donné naissance aux plis post-pliocènes. Ces structures plus récentes affectent les dépôts pliocènes lorsqu'ils sont préservés. Leur originalité réside dans leur orientation est-ouest et leur morphologie particulière : elles forment une succession de chaînons discontinus marqués par un déversement prononcé vers le nord. Ce style tectonique se manifeste notamment par des chevauchements qui amènent les séries anciennes à recouvrir les formations du Miocène supérieur ou du Pliocène inférieur (Kazi-Tani, 1986 ; Harkat, 1999).

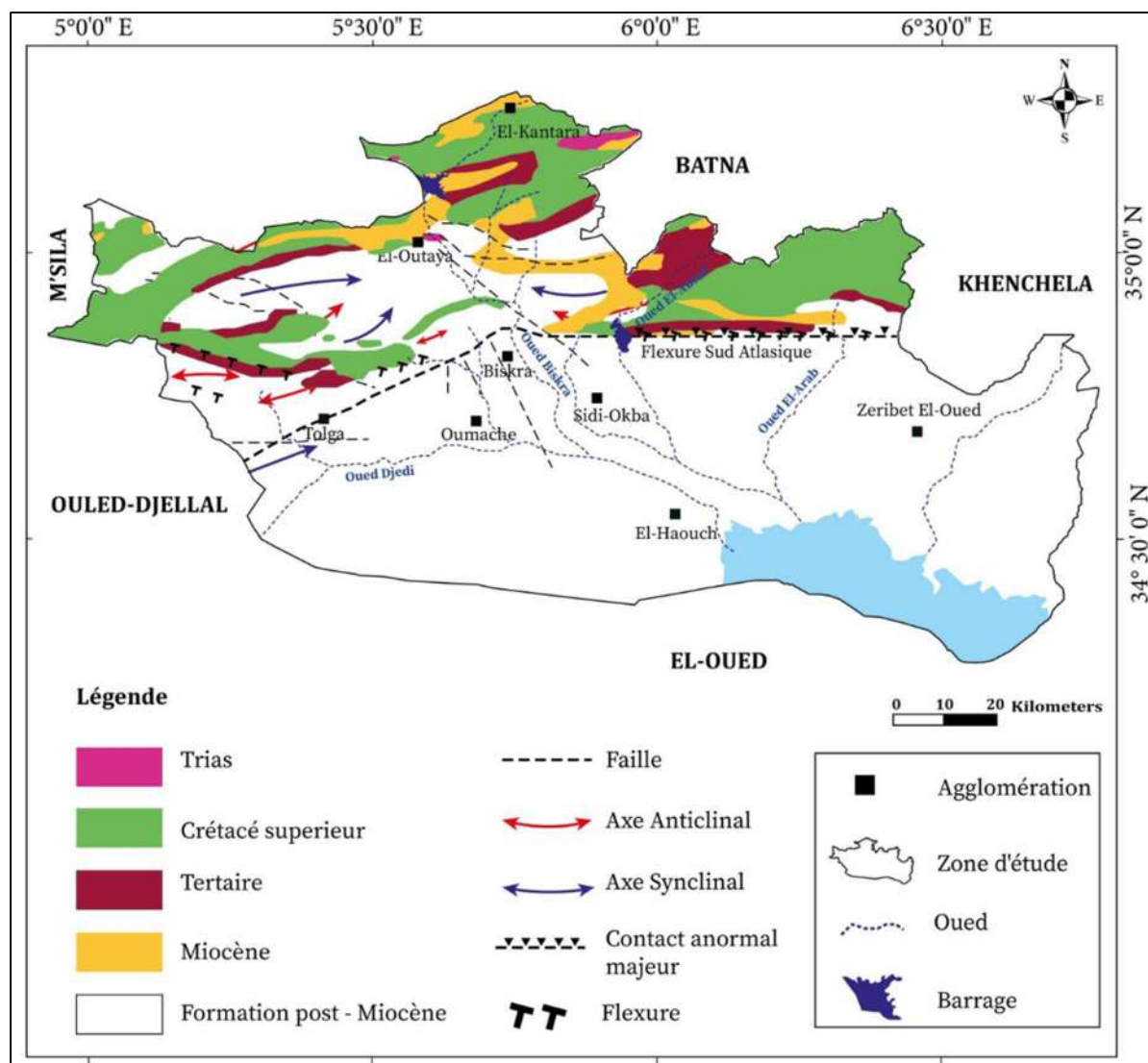


Figure. 8 : Schéma tectonique extrait de la carte hydrogéologique de Biskra, Reghais (2023)

II.4.3. Les systèmes de fracturation de la région

La région présente un réseau de fractures complexe, révélateur d'une évolution tectonique multi-phase allant de l'ère anté-miocène jusqu'au post-pliocène. Quatre principales familles de directions de fractures peuvent être identifiées (Guiraud, 1990). La première famille, orientée entre N-S et N30°E, bien que peu nombreuse, est constituée de failles bordières anté-miocènes qui jouent un rôle crucial dans la délimitation structurale de la région. La deuxième famille, orientée N45°E, prédomine dans la partie occidentale, avec une variante en N60°E visible autour de Branis ; ces fractures d'origine post-miocène influencent les zones de transition entre les structures anticlinales et synclinales. La troisième famille, orientée N80-100°E, comprend plusieurs accidents majeurs, notamment l'accident nord-atlasien marqué par un décrochement dextre à l'ouest du Djebel El Melah, qui a dirigé la formation de grabens et de bassins néogènes, ces failles ont évolué du Lutétien jusqu'au post-pliocène en failles inverses. Enfin, la quatrième famille, orientée entre N120°E et N160°E, est particulièrement présente dans la région

M'Doukal-Biskra et se manifeste principalement par des fractures mineures affectant le Crétacé supérieur des premières chaînes atlasiques (Chebbah, 2007).

La bordure occidentale de l'Aurès illustre la complexité de ce réseau de fractures, où l'interaction entre les failles NW-SE et E-W a conduit à une structuration marquée entre Djebel Metlili et Sidi Khélil. Cette organisation tectonique reflète l'influence des héritages structuraux dans l'évolution géodynamique régionale et leur rôle central dans la configuration actuelle du paysage.

II.4.4. Paléogéographie

L'histoire paléogéographique du Sahara inférieur et de l'Atlas saharien commence par un événement lagunaire au Trias, caractérisé par le dépôt d'évaporites. Au Lias, la formation d'un graben de subsidence dans la plaine de l'Atlas saharien marque une étape clé. Pendant le Jurassique supérieur, la région est dominée par une sédimentation détritique, alors qu'un régime continental s'établit au Barrémien, formant ainsi le groupe de grès perméables connu sous le nom de Continental Intercalaire dans le Bas Sahara. L'Aptien introduit un régime mixte lagunaire et marin, identifiable grâce aux marqueurs dolomitiques calcaires qui signalent cette transgression majeure (Kazi-Tani, 1986).

Par la suite, un régime continental s'installe de nouveau à l'Albien et persiste jusqu'à une transgression importante au Cénomanién, qui marque un changement drastique dans le régime de sédimentation. Au Turonien, un régime marin homogène domine tout le domaine saharien et la région orientale de l'Atlas saharien, avec des dépôts constitués de dolomies et de calcaires. L'alternance entre régimes lagunaire et marin se poursuit pendant le Sénonien, observable par des ensembles de dolomies, de roches carbonatées dolomitisées, de marne, et d'intercalations anhydrites, résultant de variations marines successives à la fin du Turonien (Kazi-Tani, 1986 ; Chabour, 2007).

Jusqu'à l'Éocène inférieur, une mer couvre encore une grande partie de la région, avant de se restreindre progressivement au sud. L'Éocène moyen représente le dernier stade de cet environnement évaporitique, après lequel une série de mouvements orogéniques entraîne le soulèvement de tout l'Atlas saharien. Dès lors, l'érosion et les conditions climatiques influencent intensément le modelage du paysage actuel (Kazi-Tani, 1986 ; Chabour, 2007).

II.5. Conclusion

La région de Biskra, située sur la marge septentrionale de la plaque africaine, occupe une position géo-structurale unique en raison de son emplacement dans une zone de transition entre l'Algérie alpine active au nord et la plateforme saharienne stable au sud, séparées par l'accident sud-atlasique. Cette structuration résulte de plusieurs événements tectoniques, remontant au Carbonifère, qui ont influencé son évolution géodynamique et sédimentaire, marquée par des phases de rifting, de convergence et de collision des plaques africaine et eurasiennne, en lien avec la dynamique de la marge téthysienne arabo-africaine (Guiraud, 1997).

Durant le Paléozoïque et jusqu'au début du Crétacé, la région a connu plusieurs phases de rifting liées à la rupture de la Pangée, entraînant des déformations légères et la réactivation des failles hercyniennes. Cela a permis des dépôts marins, notamment de calcaires et dolomies, en milieu peu profond, en lien avec les processus de rifting observés du Trias au Dogger dans l'ouest de l'Algérie et au Maroc (Guiraud et Bellion, 1995 ; Harkat, 1999).

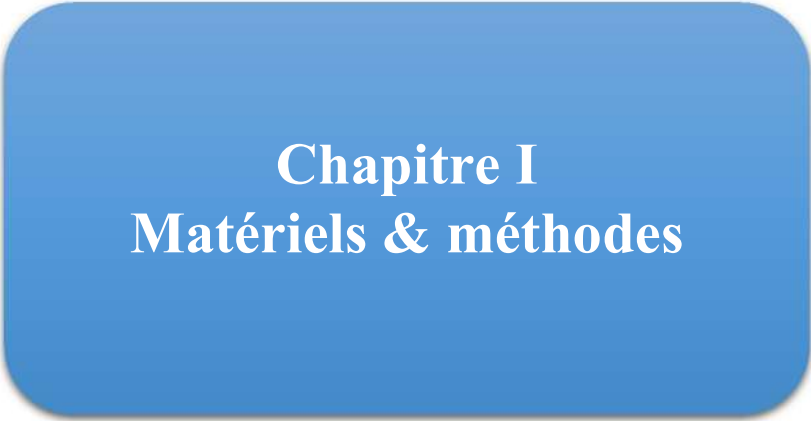
Au Jurassique supérieur, une phase d'extension orientée NW-SE a ouvert des bassins de forme losangique le long des failles transformantes liées à l'Atlantique. Cette période distensive a conduit à des dépôts de calcaires et marnes en milieu de mer ouverte (Harkat, 1999). Durant le Crétacé, des affaissements progressifs des bassins, entrecoupés de phases distensives, ont été associés à la rotation de la plaque africaine, causant le rejeu des failles du socle antétriasique et la formation de dépôts marins profonds (Guiraud et Bellion, 1995).

La collision entre les plaques africaine et eurasiennne, débutée au Santonien, a produit des phases orogéniques alpines, des charriages, et du métamorphisme, accompagnés d'une sédimentation marquée par des marnes et grès continentaux, témoignant du retrait des eaux marines (Guiraud et Bellion, 1995). Cette phase de convergence a alterné entre des périodes transpressives et transtensives, affectant les structures plissées et créant des formations tectoniques observables dans la chaîne alpine et les zones telliennes du Maghreb (Obert, 1984).

À l'Éocène et jusqu'au Quaternaire, des épisodes tectoniques successifs, notamment au Sémonien supérieur, à l'Éocène, et au Quaternaire, ont réactivé les failles sub-méridiennes du socle africain. Ces épisodes ont accentué la compression dans les chaînes atlasique et alpine, favorisant des dépôts alluviaux (graviers, sables, argiles) qui se sont accumulés sous forme de terrasses et cônes de déjection, sous l'effet de l'érosion et de la tectonique active (Guiraud et Bosworth, 1998 ; Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973 ; Aissaoui, 1984).

Deuxième Partie

Matériels et Méthodes

A blue rounded rectangle with a slight gradient and a thin white border, centered on the page.

Chapitre I

Matériels & méthodes

Chapitre I Matériels & méthodes

I.1. Introduction

L'étude des environnements anciens repose sur diverses analyses sédimentologiques, nécessitant le choix de méthodes appropriées en fonction des caractéristiques des dépôts et des objectifs visés. Dans le cadre de cette recherche, plusieurs approches ont été adoptées, notamment l'analyse des microfaciès pour les roches carbonatées, l'étude paléontologique des fossiles, ainsi que l'analyse séquentielle. Ce processus comprend des analyses en laboratoire, suivies de représentations graphiques et micrographiques et d'une interprétation des résultats.

Ces analyses visent à fournir des informations précises sur la composition des sédiments, leur origine, les conditions de dépôt, et les transformations qu'ils ont subies au fil du temps. Grâce à ces résultats, il devient possible de reconstituer les paléoenvironnements avec une meilleure compréhension des processus sédimentaires et des dynamiques qui ont marqué ces environnements passés.

I.2. Méthodologie

I.2.1. La recherche bibliographique

L'investigation bibliographique constitue le point de départ d'une méthodologie de recherche. Elle consiste en une analyse approfondie des sources relatives au thème de l'étude, cela inclut l'examen de tous les documents pertinents, tels que les livres, les mémoires, les revues, les articles, les cartes, etc., concernant la zone d'étude.

Cette étape initiale permet de rassembler une documentation complète sur le sujet afin de bien cerner les problématiques, les données existantes et les travaux déjà réalisés. C'est un préalable indispensable avant de pouvoir entamer une recherche approfondie et originale.

I.2.2. Travail in situ

Dans le cadre d'une étude géologique détaillée, les travaux de terrain constituent une phase essentielle pour l'acquisition de données primaires. La présente recherche s'est ainsi concentrée sur l'établissement de coupes géologiques approfondies, accompagnées d'observations minutieuses sur les plans lithologique, sédimentologique, paléontologique et tectonique.

Le travail de terrain a été axé sur la réalisation de coupes géologiques détaillées, avec une description précise des caractéristiques observées. Des analyses d'ordre lithologique, sédimentologique, paléontologique et tectonique ont été soigneusement notées pour chaque coupe. Un échantillonnage systématique, banc par banc et dans chaque variation lithologique, a été réalisé dans le but de faciliter diverses analyses en laboratoire, telles que la confection de lames minces, la détermination du pourcentage de carbonate, l'analyse de DRX.

Ce prélèvement a été guidé par des unités circonscrites par des surfaces distinctives : existence d'un joint stylolitique, d'une intercalation argileuse, de traces de bioturbation ou de variations de faciès. Chaque spécimen a été marqué, orienté verticalement de la base vers le sommet, et positionné dans la succession lithostratigraphique (symboles BS pour Bourzal, ES pour Ed Delouat et CS pour Coudait El laham).

Les macrofossiles, tels que les gastéropodes et les huîtres, ont été extraits, nettoyés si requis, et codifiés à l'instar des échantillons (initiales du profil et numérotation de la strate) afin de faciliter leur détermination en laboratoire. Finalement, les structures et figures sédimentaires de chaque profil ont été méticuleusement documentées et immortalisées photographiquement, pour une interprétation postérieure des données texturales et séquentielles.

I.2.3. Travail de laboratoire

I.2.3.1. Confection des lames minces

Dans le but de notre recherche micropaléontologique et pétrographique, un total de 94 lames minces a été confectionné à partir des échantillons consolidés. Le découpage de ces lames a été réalisé au sein du département de Géologie atelier des lames minces de l'université de Constantine1 et le ponçage et collage à l'Université Badji Mokhtar-Annaba.

L'analyse pétrographique détaillée a été menée au Laboratoire des Réservoirs Souterrains, Pétroliers, Gaziers et Aquifères, en utilisant un microscope optique en lumière polarisée et polarisée-analysée. La caractérisation des textures carbonatées s'est appuyée sur les classifications de référence de Dunham (1962) et Flügel (2010).

La préparation des lames minces a suivi un protocole standardisé en cinq étapes principales, selon les recommandations méthodologiques de Jean-François Beaux et al. (2012) :

A) Orientation et découpe

La phase initiale de la réalisation des sections minces réside dans l'élaboration d'une plaquette rocheuse par découpe de l'échantillon. Cette plaquette est acquise au moyen d'une scie à disque diamanté, qui permet de sectionner deux surfaces parallèles espacées de 1 à 2 centimètres selon la consistance de la roche.

La plaquette rocheuse ainsi produite est ensuite resectionnée en un bloc parallélépipédique de rectangle d'environ 3,5 x 2,5 centimètres. Cette dimension est adaptée pour être collée sur une lame de verre standard de 4,5 x 3 centimètres, formant ainsi le "talon" ou "sucre" de l'échantillon.

Dans certains cas, les échantillons peuvent présenter une faible cohésion, en raison d'éléments mal cimentés ou d'une texture vacuolaire. Pour garantir le maintien de l'intégrité de ces échantillons fragiles lors des étapes suivantes, un traitement préalable d'imprégnation à la résine est alors réalisé.

Cette phase de préparation du talon de roche, menée avec rigueur, est une étape cruciale qui conditionne la qualité et la stabilité des lames minces tout au long du processus de confection. Elle assure la bonne tenue de l'échantillon et facilite les opérations ultérieures de montage sur lame de verre.

B) Enrobage et polissage

Suite à l'élaboration du talon, l'une des deux faces principales de ce dernier subit un aplanissement et un ajustement méticuleux. Cette manipulation a pour objectif d'éliminer toute aspérité de la surface destinée à être fixée sur la lamelle porte-échantillon.

Dans une première phase, la face est abrasée sur une meule ou un dispositif de lapidage, permettant d'acquérir une surface aplanie et régulière. Cette phase d'abrasion initiale est ensuite complétée par un affinage sur une machine de rodage, utilisant une poudre abrasive très fine constituée de carbure de silicium, dont la granulométrie avoisine 250 micromètres de diamètre. Cette poudre abrasive, dispersée dans un milieu aqueux, est employée de façon à perfectionner le lissage de la surface.

Lors de cette étape de surfaçage et de rectification, le talon de roche est maintenu en place sur un portoir par aspiration. Ce portoir peut généralement accueillir jusqu'à 6 talons simultanément, optimisant ainsi la productivité de cette phase préparatoire.

Cette opération minutieuse de surfaçage et de rectification de la surface du talon est cruciale pour assurer un collage optimal de l'échantillon sur la lame de verre porte-objet lors de l'étape suivante. Elle garantit une interface parfaitement plane et régulière, propice à une bonne adhésion.

C) Montage sur lame de verre

Une fois la surface du talon de roche parfaitement rectifiée, on procède à son collage sur la lame de verre porte-objet. Cette étape est cruciale pour assurer la stabilité et la qualité de la préparation finale.

Tout d'abord, le talon est soigneusement nettoyé et séché afin d'éliminer toute trace de poussière ou de résidu susceptible de nuire à l'adhérence. Une résine de type époxy, mélangée à son durcisseur, est alors appliquée sur la surface plane de la lame support en verre.

Cette lamelle de verre a été préalablement abrasée (dépolie) pour assurer une planéité et une épaisseur uniformes, conditions essentielles à une adhésion optimale. Le talon de roche est alors délicatement déposé sur la résine encore fluide, et l'ensemble est placé sous presse. Le chauffage sous pression permet la polymérisation complète de la résine, assurant ainsi une adhérence parfaite entre le talon et la lame de verre.

Enfin, à ce stade, un numéro d'identification est gravé sur un des bords de la lame, permettant de retracer l'origine de l'échantillon tout au long du processus de préparation et d'analyse.

Cette étape de collage revêt une importance capitale, car elle conditionne la solidité et la stabilité de la lame mince tout au long des analyses et observations microscopiques à venir.

D) Amincissement et finition

Après le montage sur lame de verre, la phase suivante du processus de fabrication consiste en l'amincissement et le façonnage final de la lame par rodage.

En première instance, la préparation préliminaire, antérieurement fixée sur lamelle de verre, est immobilisée par aspiration sur un support. Le bloc rocheux est ensuite découpé ou réduit, à l'aide d'une scie équipée d'une lame diamantée, afin de ne conserver qu'une épaisseur très réduite, variant entre 100 et 200 micromètres.

La nouvelle surface ainsi créée est alors méticuleusement polie sur une machine de rodage, en employant une série de poudres abrasives progressivement plus fines, s'échelonnant de 250 à 5-6 micromètres, au fur et à mesure que l'épaisseur diminue. L'objectif final est d'atteindre une épaisseur finale requise de seulement 30 micromètres.

Ce procédé minutieux d'amincissement et de finition par rodage permet d'obtenir une lame extrêmement fine et tranchante, répondant aux exigences les plus élevées en termes de performance et de qualité.

E) Contrôle qualité

Après l'étape d'amincissement et de façonnage final par rodage, la lame mince subit un processus de finalisation en deux étapes.

Dans un premier temps, un nettoyage minutieux et un séchage complet de la lame sont effectués. Cela permet d'éliminer toute trace de résidus ou d'humidité résiduelle.

Ensuite, une lamelle de verre est collée au-dessus de la lame mince à l'aide d'une résine ou de baume de Canada. Cette opération a pour but de protéger la fine section de l'échantillon.

Ce montage sous lamelle de verre constitue la dernière étape du processus de préparation de la lame mince. La lame est alors prête pour l'observation et l'analyse au microscope.

1.2.3.2. Analyse par diffraction aux rayons X (DRX)

L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX) a été effectuée au laboratoire à l'aide d'un diffractomètre de type BTX-716. Cette technique analytique non destructive est basée sur l'interaction des rayons X avec le réseau cristallin des minéraux, permettant ainsi d'identifier et de quantifier les différentes phases minérales cristallines présentes dans les échantillons.

Le protocole de préparation des échantillons a consisté en un broyage fin suivi d'un tamisage à une granulométrie inférieure à 63 μm pour obtenir une poudre homogène. Cette granulométrie fine est nécessaire pour garantir une orientation aléatoire des cristaux et minimiser les effets d'orientation préférentielle. Les analyses ont été réalisées dans des conditions standardisées avec un temps d'acquisition de 2500 secondes pour assurer une excellente résolution des diffractogrammes.

L'appareil a été configuré avec une source de rayons X utilisant une anticathode en cuivre (raie $K\alpha$), qui génère un rayonnement monochromatique. Le principe repose sur la loi de Bragg ($n\lambda = 2d \sin\theta$), qui établit la relation entre la distance interréticulaire des plans cristallins (d), l'angle de diffraction (θ), et la longueur d'onde des rayons X (λ). Chaque phase minérale produit ainsi un ensemble unique de pics de diffraction, constituant une véritable "empreinte digitale" cristallographique.

Cette méthode s'avère particulièrement pertinente pour notre étude, car elle permet :

- L'identification précise des phases minérales présentes.
- L'évaluation semi-quantitative des proportions relatives des différentes phases.
- La détection des variations minéralogiques subtiles au sein des séries étudiées.
- La caractérisation des transformations diagénétiques affectant les carbonates.

Le traitement des diffractogrammes obtenus, couplé à l'utilisation de bases de données cristallographiques de référence, a permis l'identification et la quantification des phases minérales présentes, contribuant ainsi à la compréhension de l'évolution minéralogique et diagénétique des formations analysées.

I.2.3.3. Analyse calcimétrique

La détermination de la teneur en carbonates des échantillons sédimentaires a été effectuée au moyen d'un calcimètre de Bernard. Cette méthode analytique repose sur la quantification du dioxyde de carbone dégagé lors de la réaction entre le carbonate de calcium présent dans l'échantillon et l'acide chlorhydrique, selon l'équation chimique $\text{CaCO}_3 + 2\text{HCl} \rightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$.

Le protocole expérimental nécessite l'utilisation de 0,5 g d'échantillon préalablement broyé et tamisé à une granulométrie inférieure à 2 mm. La teneur en carbonate de calcium est calculée selon la formule $\% \text{CaCO}_3 = (V/V_0) \times 50$, où V représente le volume de CO_2 dégagé par l'échantillon et V_0 correspond au volume de référence obtenu avec 0,25 g de CaCO_3 pur.

La procédure analytique débute par un étalonnage systématique réalisé avec du carbonate de calcium pur, servant de référence à 100%. L'échantillon est ensuite placé dans un erlenmeyer, accompagné d'un tube contenant de l'acide chlorhydrique à 35% en excès. Le dispositif est hermétiquement fermé par un bouchon en caoutchouc traversé par un tube relié à une colonne graduée remplie d'eau. La réaction est déclenchée par agitation de l'erlenmeyer, provoquant le

contact entre l'acide et l'échantillon. Le dégagement gazeux qui en résulte déplace le niveau d'eau dans la colonne graduée, permettant ainsi la mesure du volume de CO₂ produit. Pour garantir la fiabilité des résultats, l'étalonnage est renouvelé toutes les deux heures afin de prendre en compte les variations de pression atmosphérique. Une attention particulière est portée aux conditions expérimentales, notamment en évitant les perturbations liées aux systèmes de ventilation du laboratoire qui peuvent affecter la précision des mesures. Cette méthodologie analytique permet ainsi d'évaluer avec précision la teneur en carbonates des échantillons, fournissant des données essentielles pour l'interprétation des conditions de sédimentation et des processus diagénétiques.

I.2.3.4. Méthodologie de subdivision séquentielle

L'examen séquentiel représente une méthode d'analyse objective et indépendante de l'a priori génétique (Delfaud, 1974). Elle repose sur l'identification des ensembles ou des enchaînements cohérents et répétitifs de faciès, communément nommés séquences, qui sont séparés par des limites de discontinuité (Ait Ouali, 1991).

Cette méthode permet de reconnaître les évolutions verticales des séquences dans le temps. En d'autres termes, elle permet de mettre en évidence les changements de faciès et d'environnements de dépôt qui se sont succédé au fil du temps, de manière séquentielle.

I.2.3.5. Outils informatiques utilisés

Dans le cadre de cette étude, plusieurs logiciels spécialisés ont été exploités pour optimiser la représentation et le traitement des données. Le logiciel Surfer 13 Ce logiciel a été exploité principalement pour l'élaboration précise des colonnes stratigraphiques, la conception des cartes et des illustrations, ainsi que pour le traitement numérique des images photographiques, le logiciel ArcGIS a permis la création de cartes géologiques détaillées, l'analyse spatiale des données, la géoréférenciation des images satellites et la digitalisation des différentes couches d'information géologique.

I.3. Conclusion

L'étude sédimentologique et paléoenvironnementale des formations carbonatées et détritiques du Bourzal et Mlaga (Crétacé) repose sur une méthodologie rigoureuse intégrant travail de terrain et analyses de laboratoire. Suite à la prospection systématique du site et à l'échantillonnage stratégique, un programme analytique exhaustif a été réalisé, comprenant des analyses pétrographiques sur lames minces, des mesures calcimétriques et une identification minéralogique par diffraction aux rayons X (DRX). L'application de la méthode de découpage séquentiel, associée à l'étude détaillée des composants minéralogiques et des structures sédimentaires, a permis d'établir un modèle des environnements de dépôt. L'intégration et l'interprétation de cet ensemble de données multidisciplinaires ont conduit à une reconstitution approfondie de l'évolution paléoenvironnementale de la région au cours du Crétacé.

Troisième Partie

Résultats et discussion

Chapitre I
Étude lithostratigraphique
et pétrographique

Chapitre I Étude lithostratigraphique et pétrographique

I.1. Introduction

Les monts de Bourzal et de Mlaga, s'étendant de Barrémien au Turonien, présentent une formation géologique riche et complexe, représentant la dernière série affleurante au passage entre l'Atlas saharien oriental et la plateforme saharienne (la flexure sud-atlasique), elle est généralement inclinée vers le sud-est. Elle est délimitée au nord par le Quaternaire du bassin de El Outaya et au sud par le Quaternaire et le Mio-Pliocène du bassin de Biskra, afin d'étudier cette série, trois coupes stratigraphiques ont été réalisées : au nord de Bourzal, au cœur de Bourzal (Coudait El-Laham), et à Mlaga, près d'Ed Delouatt au sud.

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats des différentes analyses effectuées sur les échantillons prélevés dans notre zone d'étude. Ces analyses seront suivies d'une interprétation détaillée des résultats. Cette approche intégrée permet une compréhension globale de l'histoire des dépôts et des paléoenvironnements, visant à enrichir notre connaissance des processus géologiques qui ont façonné cette région.

I.2. Coupe de Bourzal

I.2.1. Situation de la coupe

La section étudiée est exposée au Djebel Bourzal, appartenant aux monts des Zibans (Figure. 9), à environ 7 km au nord-ouest de la ville de Biskra, cette section est approximativement orientée dans une direction SW-NE.



Figure. 9 : Image satellite montrant la position de la section de Bourzal (Google Earth)

I.2.2. Description lithologique

La Formation de Bourzal a été subdivisée en deux unités informelles A et B (Figure. 10), La transition entre ces unités se situe à environ 125 m de la base de la formation.

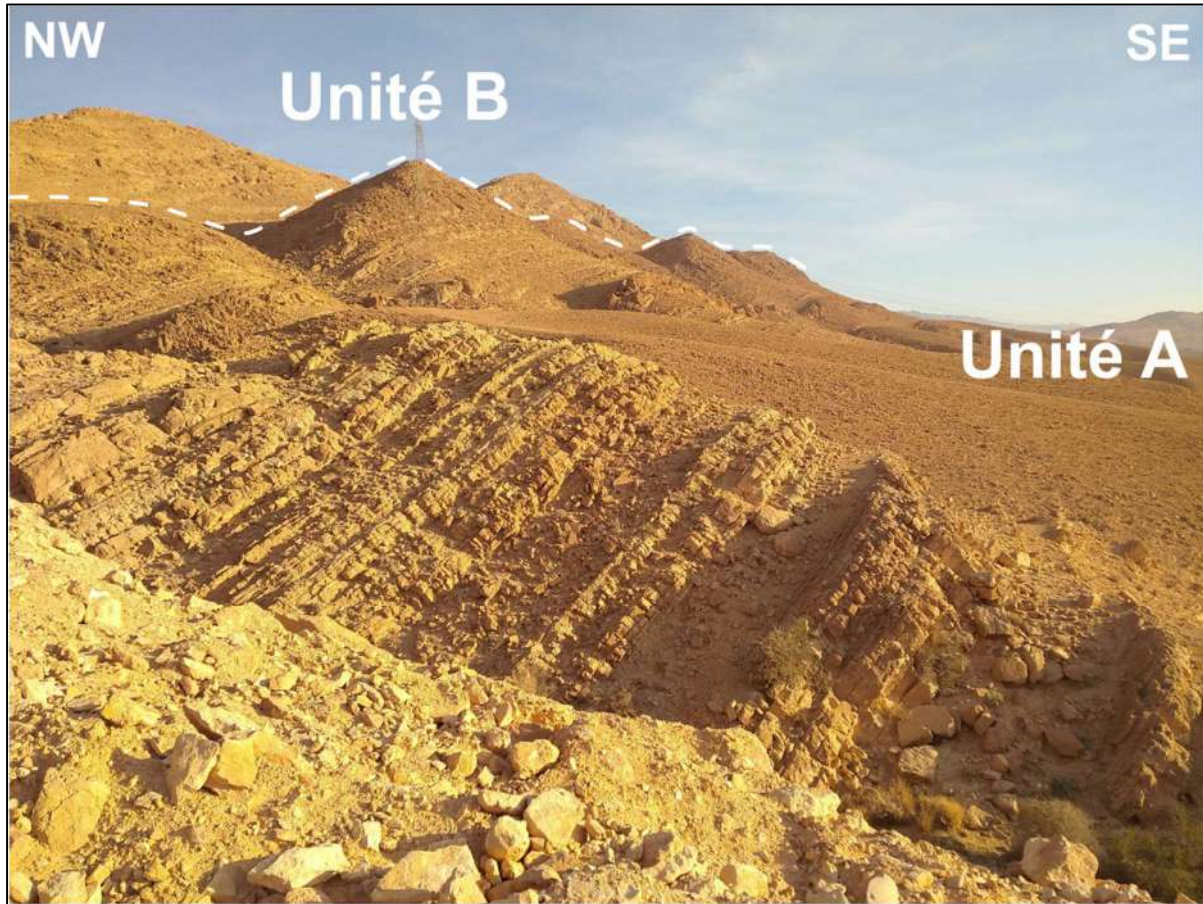


Figure. 10 : Vue panoramique de la formation de Bourzal

I.2.2.1. Unité A

De bas en haut, l'Unité inférieure A (épaisse de 125 m) est divisée en deux sous-unités : la sous-unité inférieure A1 et la sous-unité A2 (Figure. 13).

- **Sous-unité A1 :** Épaisse de 70 m, elle est constituée d'une alternance de calcaire et de marnes. La partie inférieure de cette sous-unité correspond à des calcaires de teinte gris clair, décimétriques. Ces calcaires se présentent sous forme de couches massives à légèrement laminées, caractérisées par une texture grenue allant de moyenne à grossière. Des structures sédimentaires telles que des stratifications planes, entrecroisées et des rides de courant sont observées. Ces calcaires contiennent également des fossiles de bivalves et de gastéropodes.

La partie supérieure de cette sous-unité montre des calcaires gris à grain fin, décimétriques à métriques, avec des bioclastes dispersés visibles et des laminations algaires (Figure. 12 A). Des traces de bioturbation peuvent être observées localement. Cette séquence est ponctuée par un calcaire à texture fine, de couleur gris clair, dont l'épaisseur varie de quelques décimètres. Il présente une pâte calcaire dense, caractérisée par la présence distinctive de structures fenestrales de taille millimétrique à centimétrique. Ces fenestrae sont généralement remplies de calcite sparitique claire. Des traces de bioturbation modérée et quelques fragments bioclastiques dispersés sont observés.

Les niveaux marneux se présentent sous forme d'intercalations régulières entre les bancs calcaires. Il s'agit de roches tendres, de couleur grise à gris verdâtre. Ces marnes contiennent des fossiles, notamment des bivalves et des gastéropodes dispersés. L'épaisseur de ces niveaux varie de quelques centimètres à quelques décimètres.

- **Sous-unité A2** : Cette sous-unité d'environ 55 m d'épaisseur est composée d'alternances de marnes, calcaires, gypse et dolomie.

La partie inférieure est composée d'un calcaire beige à blanchâtre, à grain fin à moyen, décimétrique. Ce calcaire renferme une abondance de débris fossiles, notamment des bivalves et des gastéropodes, ainsi que divers bioclastes. On observe également la présence de nodules de silex noir (Figure. 12 B) et des structures liées à l'échappement de fluides (Figure. 12 E). Dans le niveau précédant immédiatement la partie supérieure, on distingue un calcaire gris, à grain fin à moyen, d'épaisseur métrique, marqué par la présence de stylolites ainsi que par des structures de déformation de sédiments mous, manifestées par des figures de contorsion et de plissement dans la masse calcaire (Figure. 12 D) et par des terriers fossiles de type *Thalassinoïdes* (Figure. 12 F). Des débris coquilliers sont dispersés. Les niveaux de gypse, de couleur blanchâtre et d'épaisseur métrique, se présentent sous forme de couches laminées à texture granulaire et sont intercalés par les marnes et les calcaires. Les marnes, de couleur gris clair et d'épaisseur décamétrique, présentent un caractère friable.

Surmontés par des bancs calcaires se présentant sous forme de strates massives, d'épaisseur métrique, de couleur gris clair à beige, denses et homogènes, on observe localement des fentes de dessiccation en surface ainsi que des structures laminées millimétriques. La roche présente occasionnellement des cavités de dissolution éparses. Ces bancs dolomitiques alternent avec de minces niveaux argileux gris sombre. La sous-unité A2 montre parfois une abondance de rudistes, gastéropodes, bivalves et huîtres, attribués au Cénomaniens par Laffitte (1939) et Ahmer et al. (2024). Des assemblages similaires ont été rapportés du Cénomaniens en Algérie (e.g. Zaoui et al. 2016 ; Bensekhria et al. 2019 ; Ahmer et al. 2022b).

Le sommet de cette sous-unité, représenté par 10 m de bancs de calcaire dolomitique microcristallin, se présente sous forme de strates massives, d'épaisseur métrique, de couleur grisâtre en coupe fraîche et brunâtre à l'altération. On observe localement des fentes de dessiccation (Figure.12 C) et des stratifications ondulées, généralement dépourvues de fossiles.

I.2.2.2. Unité B

De bas en haut, l'Unité supérieure B (épaisseur de 110 m) est subdivisée en deux sous-unités : la sous-unité inférieure B1 et la sous-unité B2 (Figure. 13).

- **Sous-unité B1** : Constituée de marnes fossilifères de couleur vert-grisâtre, cette sous-unité atteint une épaisseur de 35 mètres et repose directement sur les couches massives de calcaire de l'unité A. Elle se distingue par une concentration de fossiles, principalement des bivalves, dont *Ostrea columba* (Laffitte, 1939 ; Ahmer et al. 2022a). Dans certaines zones, cette sous-unité est partiellement recouverte de fragments de calcaire turonien provenant des couches supérieures, en raison de l'inclinaison des strates.
- **Sous-unité B2** : S'étendant sur environ 75 mètres, elle débute par des bancs calcaires massifs rougeâtres de 3 mètres, à grain grossier. La surface montre des fissures d'altération et des cavités millimétriques (structures fenestrales). Au-dessus, les calcaires forment une succession de 10 mètres de calcaires jaunâtres à blanchâtres à grain fin, homogènes, décimétriques à métriques, montrant des structures fenestrales et de rares traces fossiles.

Se poursuit une alternance rythmique de 27 mètres de bancs calcaires décimétriques à métriques. La partie inférieure est dominée par des calcaires beige à gris clair à grain fin, montrant des laminations millimétriques planes-parallèles et des surfaces légèrement bioturbées. La partie supérieure se compose de bancs de calcaires gris clair à jaunâtre plus massifs et épais, à grain moyen, riches en débris bioclastiques. Les surfaces des bancs sont parcourues par des structures de stratification entrecroisée.

Suivent 20 mètres de calcaires gris clair à grain fin, décimétriques à métriques, homogènes. Par endroits, ces calcaires montrent des structures fenestrales et sont entrecoupés occasionnellement de marnes décimétriques, de teinte verte à brunâtre, tendres.

La séquence se termine par 15 mètres de calcaires gris à grains fins à moyens, homogènes, contenant aussi des pelloïdes et des débris d'algues avec des intercalations de marnes brunâtres en partie supérieure.

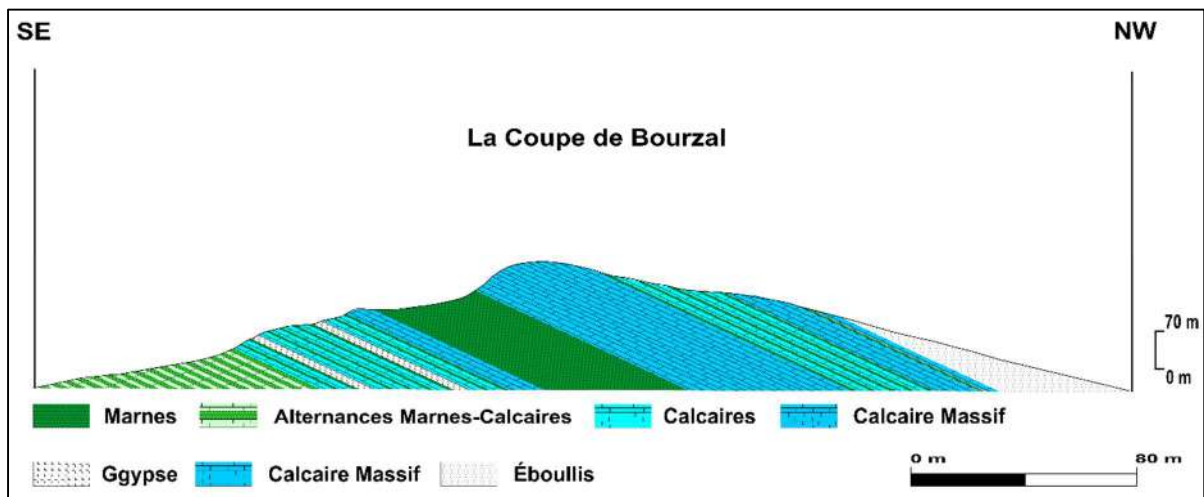


Figure. 11 : Coupe géologique La coupe de Bourzal sud est - nord ouest

Tableau. 7 : Les principaux microfaciès observés, le contenu fossilifère et les environnements de dépôt de la Formation de Bourzal

Unités / sous-unités		Description	Structures sédimentaires	Interprétation	Types de microfaciès		Environnement de dépôt
Unité A	Sous-unité A1	Alternance de calcaire et marne gris clair d'épaisseur décamétrique à métrique. Faune : foraminifères benthiques, bivalves, gastéropodes, algues, échinodermes, et bryozoaires	Stratification plane	Action des marées ou des tempêtes (Wendy et al. 2007)	Faciès de shoals FBA	Microfaciès de grainstone bioclastique à ooïdes radiaux (FBA1a)	Bancs d'ooïdes restreints, marginal-marins, proches de la côte
			Stratification entrecroisée	Générée sur les surfaces inclinées des formes de lit (rides et dunes) liées à des courants d'eau moyens (Collinson & Thompson 1989)			
			Ride de courant	Formées par des courants depuis des environnements littoraux jusqu'aux profondeurs marines (Southard & Boguchwal 1990 ; Bordy et al. 2011)		Microfaciès de grainstone à ooïdes micritisés (FBA1b)	Bancs d'oolite, rampe interne
			Laminations algales	Structures sédimentaires biogènes indiquant des eaux peu profondes et calmes, à circulation limitée. Clés pour l'interprétation des environnements côtiers anciens (Tucker 2001)	Faciès de lagune : (FBB)	Microfaciès de wackestone bioclastique recristallisé (FBB1)	Lagune restreinte
	Sous-unité A2		Structures d'échappement de fluides	Formées lors d'une dissociation massive d'hydrate de gaz déclenchée par l'activité tectonique (Menezes Freire et al. 2017 ; Jedari-Eyvazi et al. 2023)		Microfaciès de wackestone-packstone bioclastique (FBB2)	Lagune de plate-forme

		Alternance de marne-calcaires, gypse et dolomie, couleur blanche à jaunâtre, d'épaisseur métrique. Faune : Rudistes, Gastéropodes, Bivalves et Huîtres	Nodules de chert	Remplacement diagénétique du calcium par la silice, généralement par de l'eau météorique mélangée à de l'eau salée dans des environnements de plate-forme continentale (Boggs 2006)	Faciès de shoals FBA	Microfaciès de boundstone à rudistes (FBA3)	Récif-barrière
			Stylolites	Formées par dissolution de minéraux sous pression due à des processus de déformation réduisant le volume total de la roche (Dunham & Larter 1981). Si elles sont obliques ou perpendiculaires, elles sont attribuées à une activité tectonique (Andrews & Railsbak 1997)			
			Structures de déformation de sédiments mous (SSDS)	Principalement liées à des tremblements de terre combinant activité endogène et gravité, comme les plis dans les coulées de boue (Van Loon 2009)			
			<i>Thalassinoïdes</i>	Observé dans des environnements marins très peu profonds, influencés par les marées et les tempêtes (par exemple, Naimi & Cherif, 2021; Benzina et al., 2023)."			
			Fissure de desiccation	La surface des sédiments se dessèche; elle est détruite lors de sa submersion ultérieure (Bose & Chafetz, 2011) dans les zones supratidales à intertidales.	Tidal flat Facies belt FBC	Microfaciès de dolomicrite-microsparite (FBC2)	Sous-environnement intertidal à supratidal.

Unité B	Sous-unité B1	Faciès exclusivement marneux, de couleur vert-grisâtre, épaisseur d'environ 35 m. Faune : riche en Bivalves	Aucune structure biogénique ni physique	Zone intertidale à basse énergie, accumulations dominées par la boue	Faciès de Tidal flat FBC		Sous-environnement de rampe interne
	Sous-unité B2	Calcaires et dolomies jaunâtres à blanchâtres avec des moulages et cristaux de gypse, d'épaisseur décimétrique à métrique. Avec des intercalations marneuses subordonnées. Faune : Algues, Échinodermes et autre faune benthique	Stratification entrecroisée	Mentionnée ci-dessus	Faciès de shoals FBA	Microfaciès de grainstone-packstone à oolides et pelloïdes (FBA2)	Bancs d'oolite, rampe interne
			Structure fenestrale	Exposition subaérienne dans un platier à marée sous basse énergie, affecté épisodiquement par des marées de tempête... Cet environnement est connu comme étant un cadre côtier (Nichols 2009) avec différentes expressions telles que lagunes, plaine côtière, sebkhas côtières	Faciès de Tidal flat FBC	Microfaciès de wackestone fenestral (FBC1)	Environnement restreint de platier à marée à basse énergie

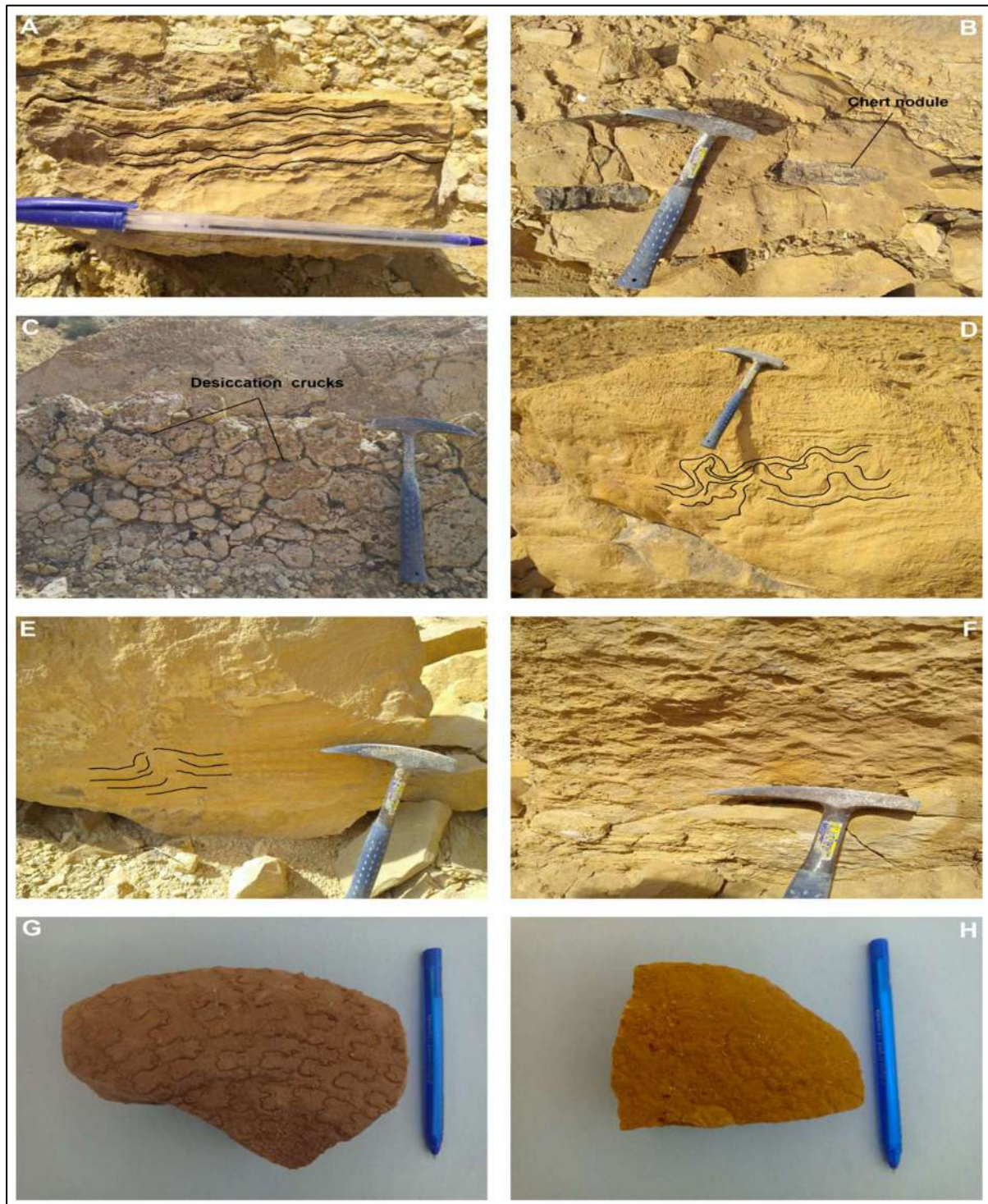


Figure. 12 : Caractéristiques sédimentaires et paléontologiques de la Formation de Bourzal; laminations algales bien préservées (A), des nodules de silex noir caractéristiques (B) et des fissures de dessiccation (C). Des structures témoignant de la déformation des sédiments mous (D) sont également visibles, accompagnées de structures d'échappement de fluides (E). Des fossiles de traces attribués à *Thalassinoides* isp. (F) sont présents, ainsi que des ammonites, probablement d'âge Turonien, provenant de la partie supérieure de la section étudiée (G et H).

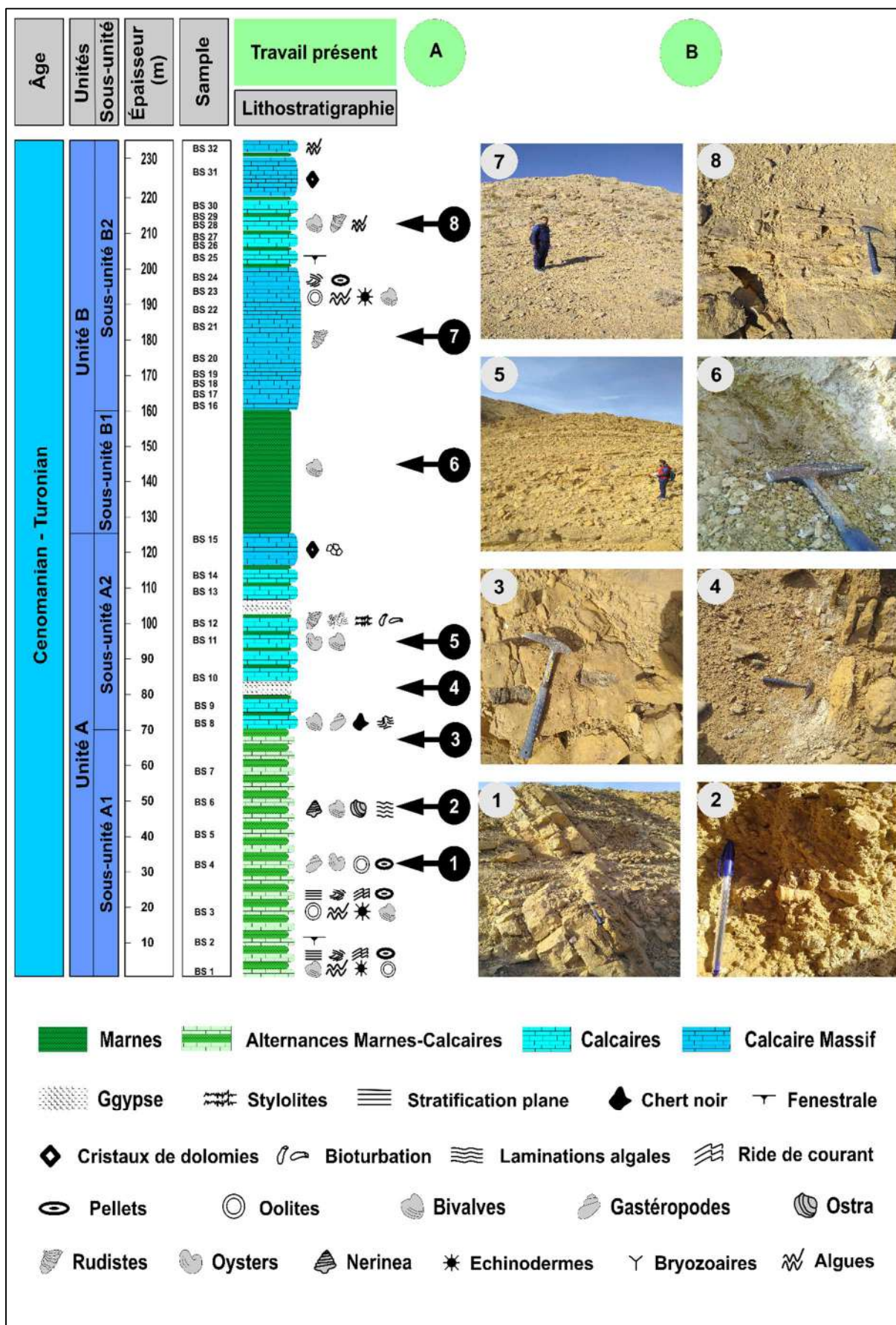


Figure. 13 : Les principales caractéristiques lithostratigraphiques de la Formation de Bourzal; (A) Colonne lithostratigraphique de la section du Djebel Bourzal; (B) Photographie de terrain de la succession étudiée : 1, Alternance de calcaire et marne; 2, Marne riches en gastéropodes; 3 Calcaire contenant des nodules de silex noir; 4, Les couches de gypse intercalées; 5, Alternance de marne-calcaires, gypse et dolomie; 6, Marn à Bivalves; 7, Calcaires de la partie la plus basse de la sous-unité B2; 8, Alternance de calcaire et marne.

I.3. Coupe d'Ed Delouatt

I.3.1. Situation de la coupe : La section étudiée d'Ed Delouatt est exposée au Djebel Mlaga, appartenant aux monts des Zibans (Figure. 14), à environ 3 km à l'ouest de la ville de Biskra, et à 0,5 km sur la route nationale N°46. Cette section est approximativement orientée dans une direction SW-NE.



Figure. 14: Image satellite montrant la position de la coupe d'Ed Delouatt (Google Earth)

I.3.2. Description lithologique

La coupe d'Ed Delouatt, attribuée à l'âge turonien, est essentiellement composée de deux unités lithologiques principales (A et B), subdivisées chacune en deux sous-unités A1, A2 et B1, B2 (Figure. 15).



Figure. 15: Vue panoramique de la coupe d'Ed Delouat

I.3.2.1. Unité A

De bas en haut, l'unité inférieure A, d'une épaisseur de 122 mètres, est subdivisée en deux sous-unités A1 et A2 (Figure. 18).

- **La sous-unité A1 :** D'une épaisseur totale de 55 mètres. La partie inférieure, d'une épaisseur de 25 mètres, est constituée de calcaire beige à gris clair, dur et à grains fins. Ces calcaires se présentent sous forme de bancs d'épaisseur décimétrique à métrique, avec une structure homogène contenant des bioclastes, notamment des fragments de coquilles. Des traces de bioturbation (Figure. 17A) sont localement observables. Par ailleurs, les bancs présentent des fractures et des fissures.

La partie supérieure, comprenant les 30 m restants, est caractérisée par une alternance rythmique de calcaires et de gypse. Les niveaux calcaires se présentent en bancs d'épaisseur décimétrique, de couleur beige à crème. La texture est fine à moyenne, le calcaire montre une texture cryptocristalline uniforme et azoïque. Les intercalations gypseuses forment des bancs irréguliers, de couleur blanchâtre.

- **La sous-unité A2 :** D'une épaisseur totale d'environ 67 mètres. La partie inférieure, d'une épaisseur de 37 m, est constituée de calcaire en bancs métriques, de couleur gris clair à brunâtre, finement cristallin et massif. Ces bancs calcaires sont dépourvus de fossiles.

La partie supérieure, d'une épaisseur de 30 mètres, commence à la base par un calcaire brunâtre à texture massive, d'une épaisseur de 6 mètres. Il est traversé par un réseau de fractures remplies par des dépôts secondaires.

Au-dessus se trouve un calcaire bioclastique beige à gris clair, d'une épaisseur de 8 mètres, à texture grainue, caractérisé par l'abondance de débris de bivalves et par des traces fossiles de *Thalassinoides* (Figure. 17B).

La partie supérieure, la plus épaisse avec 16 mètres, est composée de bancs métriques de calcaire dont la couleur varie du gris clair au brunâtre. Ces bancs montrent une stratification nette et régulière, avec des laminations. La texture est finement granuleuse. Cette formation se distingue par la présence d'un horizon induré (Figure. 17 C).

I.3.2.2. Unité B

L'unité B, mesurant 130.5 mètres d'épaisseur, est divisée en deux sous-unités distinctes B1 et B2 (Figure. 18).

- **La sous-unité B1 :** Cette sous-unité a une épaisseur de 54,5 mètres. La succession débute par des bancs décimétriques de calcaires gris à beige clair de 10 mètres. Par endroits, des accumulations de gastéropodes et d'huîtres (Figure. 17 D) sont observées, entrecoupées de niveaux marneux gris verdâtre à beige plus tendres.

En montant, on observe une succession de 29 mètres de bancs calcaires beige clair à crème d'épaisseur décimétrique à métrique. De texture granulaire homogène, ils présentent des stratifications entrecroisées (Figure. 17 E) et des fragments de bivalves et de gastéropodes.

Au-dessus de ce calcaire se trouve un banc distinctif de calcaire brun à brun rougeâtre massif de 4 mètres, de texture très fine et homogène, dépourvu de fossiles et présentant une structure cristalline.

La partie supérieure de 11,5 mètres, composée de calcaire gris, se caractérise par une texture fine à grain homogène avec des fragments de gastéropodes et de bivalves.

La sous-unité B2 : D'une épaisseur d'environ 76 mètres. La base de la sous-unité est caractérisée par un calcaire massif gris, atteignant une épaisseur de 10 mètres. Ce calcaire présente une texture homogène à grain fin à moyen, avec une matrice compacte. Au-dessus se trouve un calcaire gris clair, à grain fin, formant un banc stratifié d'une épaisseur de 8 mètres. Cette strate est organisée en lits décimétriques présentant des stratifications planes (Figure. 17 F). La roche montre une texture fine et homogène, avec une dureté moyenne.

La partie médiane se compose d'une succession de 20 mètres, dominée par des bancs métriques de calcaire massif gris, fin et parfois nodulaires. Au-dessus se trouve une strate calcaire de 8 mètres. La partie inférieure se compose d'un calcaire gris clair à jaunâtre avec des laminations algaires caractéristiques (Figure. 17 G). Elle est

surmontée d'un calcaire beige fin. La partie supérieure, en calcaire beige nodulaire (Figure. 17 H), présente une texture grenue avec des nodules et contenant des débris bioclastiques et des stylolites.

La partie supérieure consiste en une succession calcaire massive de 30 mètres gris clair, présentant parfois des teintes rougeâtres à la cassure fraîche, fine et homogène à la base, évoluant progressivement vers une texture plus grenue au sommet. Ces calcaires révèlent par endroits des fragments de bivalves.

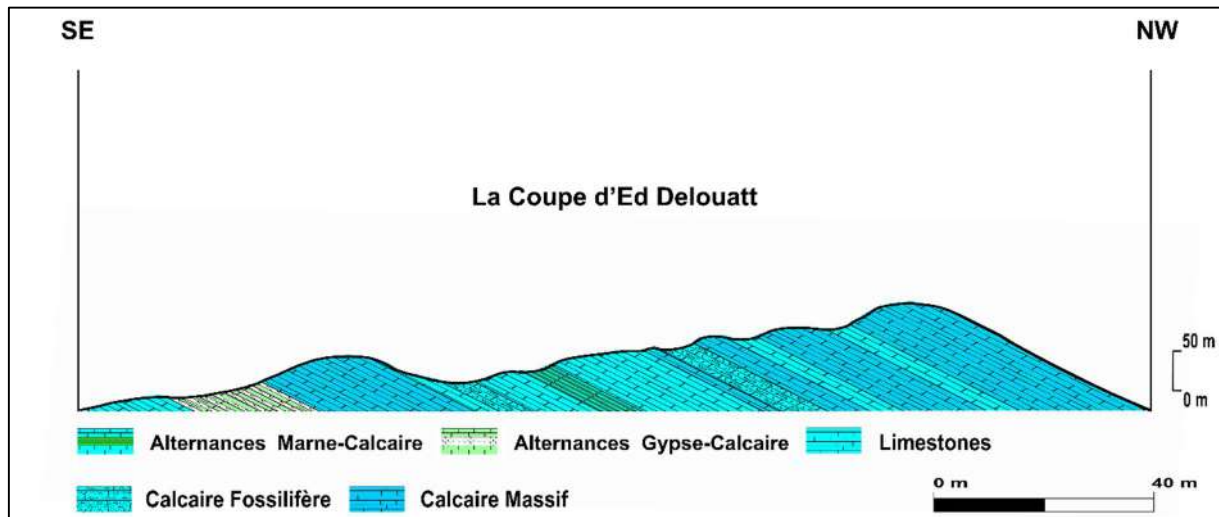


Figure. 16: Coupe géologique d'Ed Delouatt sud-est nord-ouest

Tableau. 8 : Les principaux microfaciès observés, le contenu fossilifère et les environnements de dépôt de la coupe d'Ed Delouatt

Unités / sous-unités		Description	Structures sédimentaires	Interprétation	Types de microfaciès		Environnement de dépôt
Unité A	Sous-unité A1	Calcaire avec des alternances de gypse et de calcaire beige à crème d'épaisseur décimétrique à métrique. Faune: Miliolides, Autres foraminifères benthiques, Bivalves, Gastéropodes, Algues, Echinodermes.	Les traces de bioturbation	Indiquent une activité biologique intense et une oxygénation des sédiments, caractéristiques des environnements de faible à modérée énergie, comme les lagunes salines ou semi-fermées (Aller, 1990 ; Morse & Böttcher, 1997).	Faciès de lagune : (FBB)	Microfaciès de Packstone bioclastique micritisé (FBB 3)	Lagune protégée
			Laminations algales	Structures sédimentaires biogènes indiquant des eaux peu profondes et calmes, à circulation limitée. Clés pour l'interprétation des environnements côtiers anciens (Tucker 2001)		Microfaciès de packstone-grainstone péloïdal (FBB 4)	
	Sous-unité A2	Calcaire, suivie d'un calcaire massif, et enfin un calcaire fossilifère, couleur gris clair à brunâtre, d'épaisseur métrique. Faune: Gastéropodes, Bivalves, Algues, Bryozoaires, Echinodermes, Orbitoides, Miliolidés et autres foraminifères benthiques.	L'oxydation ferrique	Les taches d'oxydation ferrique reflètent un sous-environnement supratidal soumis à des alternances submersion/exposition favorisant l'oxydation des ferments ferriques (Flügel, 2010).	Faciès de tidal flat belt FBC	Microfaciès de dolomicrite (FBC4)	Sous-environnement intertidal à supratidal
			Structure fenestrale	Exposition subaérienne dans un platier à marée sous basse énergie, affecté épisodiquement par des marées de tempête... Cet environnement est connu comme étant un cadre côtier (Nichols 2009) avec différentes expressions, telles que lagunes, plaine côtière, sebkhas côtières.			

Unité B			Thalassinoïdes	Observé dans des environnements marins très peu profonds, influencés par les marées et les tempêtes (par exemple, Naimi & Cherif, 2021 ; Benzina et al. 2023).	Facies de shoals FBA	Microfaciès de Packstone Algaire (FBA4)	Shoals subtidaux, Lagune ouverte
			Hardground	Signale une interruption temporaire de la sédimentation dans un environnement carbonaté, où les conditions hydrodynamiques modérées à fortes contribuent au processus de durcissement (Purser, 1969).		Microfaciès de packstone-grainstone à orbitoïdes (FBA5)	
			Stratification plane physique	Action des marées ou des tempêtes (Wendy et al. 2007)		Microfaciès de wackestone-packstone bioclastique (FBA6)	Shoal oolithique, rampe interne
	Sous-unité BI	Alternance de bancs calcaires et de niveaux marneux, de couleur grise à brunâtre, d'épaisseur décimétrique à métrique. Faune: Algues, Échinodermes, Bivalves, Gastéropodes les huîtres, Alveolina, Orbitoïdes, Miliolides, et autre faune benthique.	Stratification entrecroisée	Générée sur les surfaces inclinées des formes de lit (rides et dunes) liées à des courants d'eau moyens (Collinson & Thompson 1989)	Facies de shoals FBA	Microfaciès de grainstone péloïdal oolithique (FBA7)	
			l'oxydation ferrique	Mentionnée ci-dessus		Microfaciès de dolomudstone oxydé (FBC5)	
					Facies de tidal flat belt FBC		Sous-environnement intertidal à supratidal

			Laminations algales	Mentionnée ci-dessus	Faciès de lagune : (FBB)	Microfaciès de Packstone-Grainstone péloidal à bioclastique (FBB 5)	Lagune protégée
			Les traces de bioturbation	Mentionnée ci-dessus			
	Sous-unité B2	Série de calcaire et calcaire massif, couleur gris clair à brunâtre, d'épaisseur métrique. Faune: Algues, Bryozoaires Bivalves, Miliolidés, et autre faune benthique.	Stratification plane physique	Mentionnée ci-dessus		Microfaciès de Packstone-Wackestone bioclastique (FBB 6)	Lagune restreinte
			Structure nodulaire	Ces caractéristiques indiquent une diagenèse précoce dans un milieu marin peu profond à faible hydrodynamisme et salinité variable (Tucker & Wright, 1990).		Microfaciès de Wackestone à Miliolides (FBB 7)	
			Stylolites	Formées par dissolution de minéraux sous pression due à des processus de déformation réduisant le volume total de la roche (Dunham & Larter 1981). Si elles sont obliques ou perpendiculaires, elles sont attribuées à une activité tectonique (Andrews & Railsbak 1997).	Faciès de shoals FBA	Microfaciès de grainstone bioclastique à bryozoaires (FBA8)	Shoals marins ouverts, rampe interne
			Structure nodulaire	Mentionnée ci-dessus	Faciès de lagune : (FBB)	Microfaciès de wackestone à Bivalves (FBB 8)	Lagune protégée
						Microfaciès de grainstone péloidal (FBB 9)	

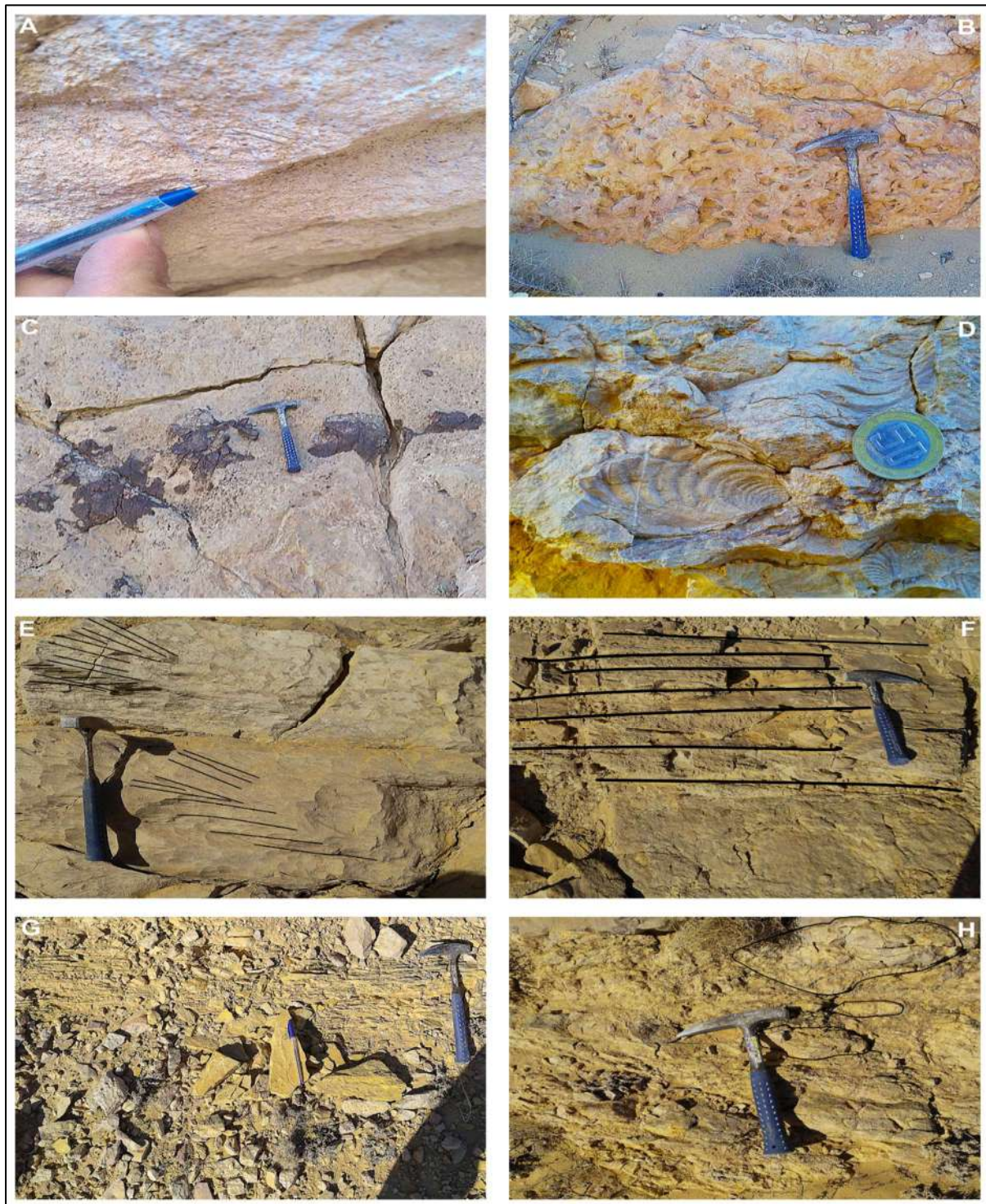


Figure. 17 : Diverses caractéristiques sédimentaires et paléontologiques de la coupe d'Ed Delouatt; les traces de bioturbation (A) et surface inférieure d'un banc de calcaire à des fossiles de traces attribués à *Thalassinoides* isp. (B). Un horizon induré, ou hard ground (C), est également visible, ainsi que des empreintes bien conservées d'huîtres (D). Les structures de stratification entrecroisée (E) et de stratification plane physique (F) sont clairement identifiables, accompagnées de laminations algales (G) et d'une structure nodulaire (H).

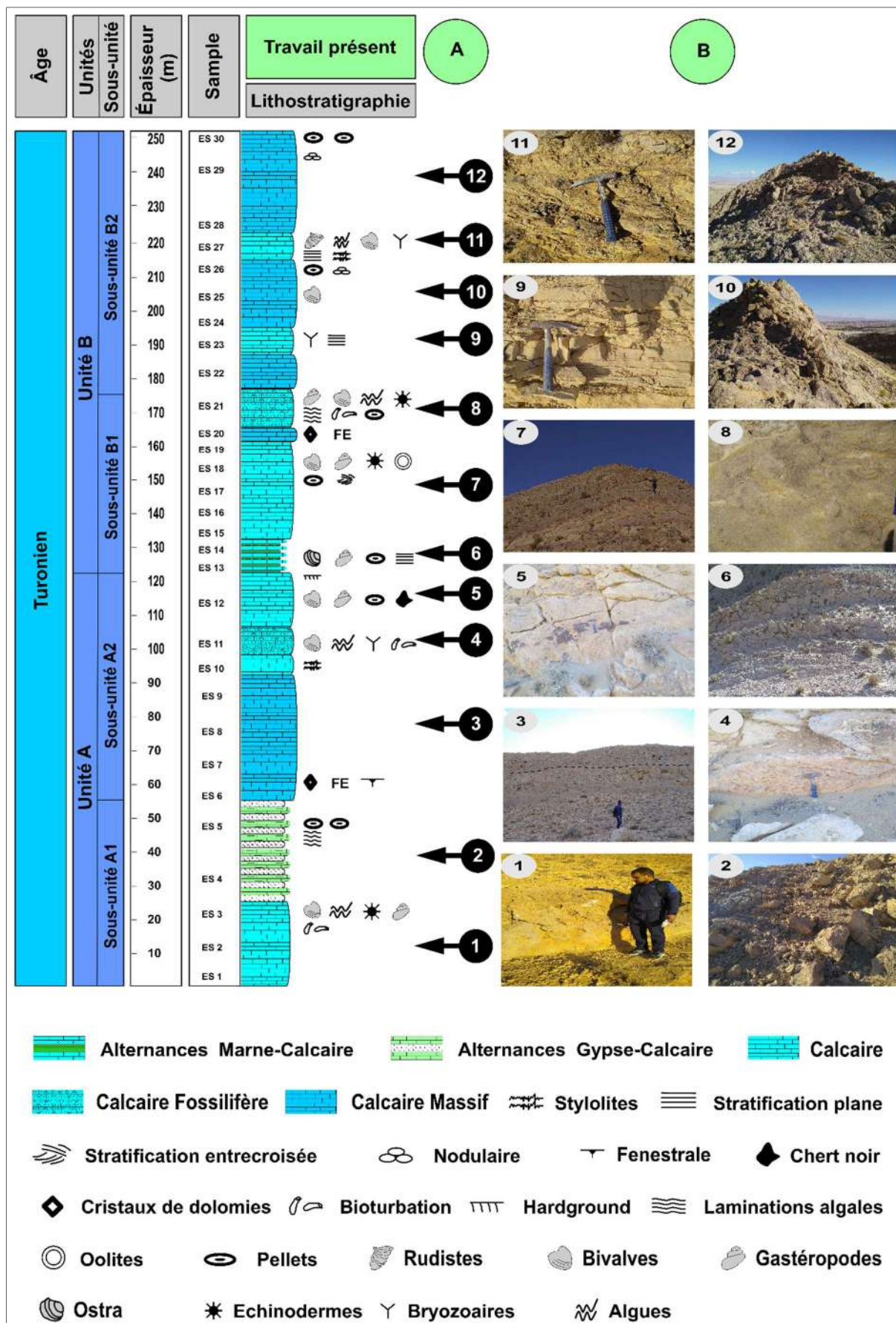


Figure. 18 : Les principales caractéristiques lithostratigraphiques de la coupe d'Ed Delouatt; (A) Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Ed Delouatt; (B) Photographie de terrain de la succession étudiée : 1, calcaire bioturbé ; 2, alternance de calcaires et gypse ; 3, calcaire massif ; 4, calcaire à *Thalassinoïdes* ; 5, calcaire à hard ground ; 6, alternance de marne et calcaire; 7, calcaire stratifié, ; 8, calcaire fossilifère, ; 9, calcaire à stratification plane ; 10, calcaire massif ; 11, calcaire nodulaire au sommet ; 12, calcaire massif

I.4. Coupe de Coudait El-Laham

I.4.1. Situation de la coupe : La coupe de Coudait El-Laham se situe au cœur du Djebel Bourzal orientée NW-SE (Figure. 19), à environ 6 km au nord-ouest de la ville de Biskra, et à 6 km le long de la route nationale N°46.



Figure. 19 : Image satellite montrant la position de la coupe de Coudait El-Laham (Google Earth 2025).

I.4.2. Description lithologique

La succession étudiée dans cette coupe couvre l'intervalle Barrémien-Albien, Laffitte (1939), d'une épaisseur d'environ 203,5 m. Elle est subdivisée en deux unités A et B (Figure. 20).



Figure. 20: Vue panoramique de la coupe de Coudait El-Laham montrant les sous-unités

I.4.2.1. Unité A

De bas en haut, l'unité inférieure A d'une puissance cumulée de 122 mètres (Figure. 24) est subdivisée en trois sous-unités successives :

- **La sous-unité A1 :** (20 m), datant de Barrémien, composée à sa base de grès sableux de 16 mètres. Ils offrent des laminations horizontales, des stratifications obliques et des chenaux emboîtés (Figure. 21 A), des stratifications entrecroisées ainsi que des stratifications obliques notamment de type Hummocky Cross-Stratification (HCS) (Figure. 21 B). La surface supérieure des bancs préserve des galets abondants de kerboubes (Figure. 21 A). Cette sous-unité évolue vers des grès fins argileux blanchâtres

de 4 mètres montrant une abondante bioturbation composée de terriers verticaux et horizontaux.

- **La sous-unité A 2:** (14 m), dominée par des calcaires à orbitolines d'âge aptien de couleur beige à grise (Figure. 21 C), de dureté modérée. Ces calcaires ont livré une faune marine de milieu peu profond, composée de quelques huîtres mal conservées, brachiopodes (*Terebratula* cf. *Dutempleana* d'Orb), Laffitte (1939).
- **La sous-unité A3 :** (88 m), se compose de 2 barres de grès sableux de 47 mètres, granocroissants, friables, blanchâtres à jaune verdâtre. Ils sont en majorité à grains moyens (Figure. 21 D), à matrice essentiellement siliceuse. Également, ces grès contiennent des stratifications parallèles et entrecroisées. Les barres sont entrecoupées par des couches de grès fin argileux blanchâtres qui se présentent sous forme de bancs massifs d'un mètre d'épaisseur. Ces grès fins sont caractérisés par une texture homogène à grains fins, de couleur blanc pur à la cassure fraîche et légèrement jaunâtre en patine d'altération. Ils montrent localement des stratifications entrecroisées de faible amplitude dans la partie médiane et des rides de courants bien préservées en surface (Figure. 21 E). Ils présentent un contact basal net légèrement érosif et un passage graduel au sommet vers des faciès plus marneux.

Ces formations sont surmontées par des grès fins blanchâtres de 4 mètres d'épaisseur caractérisés par des laminations horizontales et entrecroisées. Sur ce dernier banc reposent des grès grossiers, roux à la patine et blanchâtres à la cassure, d'une épaisseur de 3 mètres. Ils sont surmontés par des grès argileux en petites plaquettes de 1 mètre d'épaisseur, avec de petites laminations entrecroisées, des rides de courant et des laminations obliques. Cette séquence est couronnée par des grès grossiers blanchâtres de 3 mètres d'épaisseur comportant quelques intercalations rousses.

La partie médiane est formée de marnes sableuses brunâtres de 20 mètres à teintes verdâtres locales, montrant en haut des structures laminaires (Figure. 21 F-2) et une consolidation en lits réguliers.

La partie sommitale de 10 mètres témoigne des grès à stratifications horizontale, oblique et entrecroisée (Figure. 21 F-1) et structures de déformation ou soft-sediment structure deformation de type convolute bedding (Figure. 21 G). À certains niveaux, des galets mous argileux et des fragments lithiques sont présents. Une rare dent fossile a été répertoriée dans cette partie (Figure. 21 H).

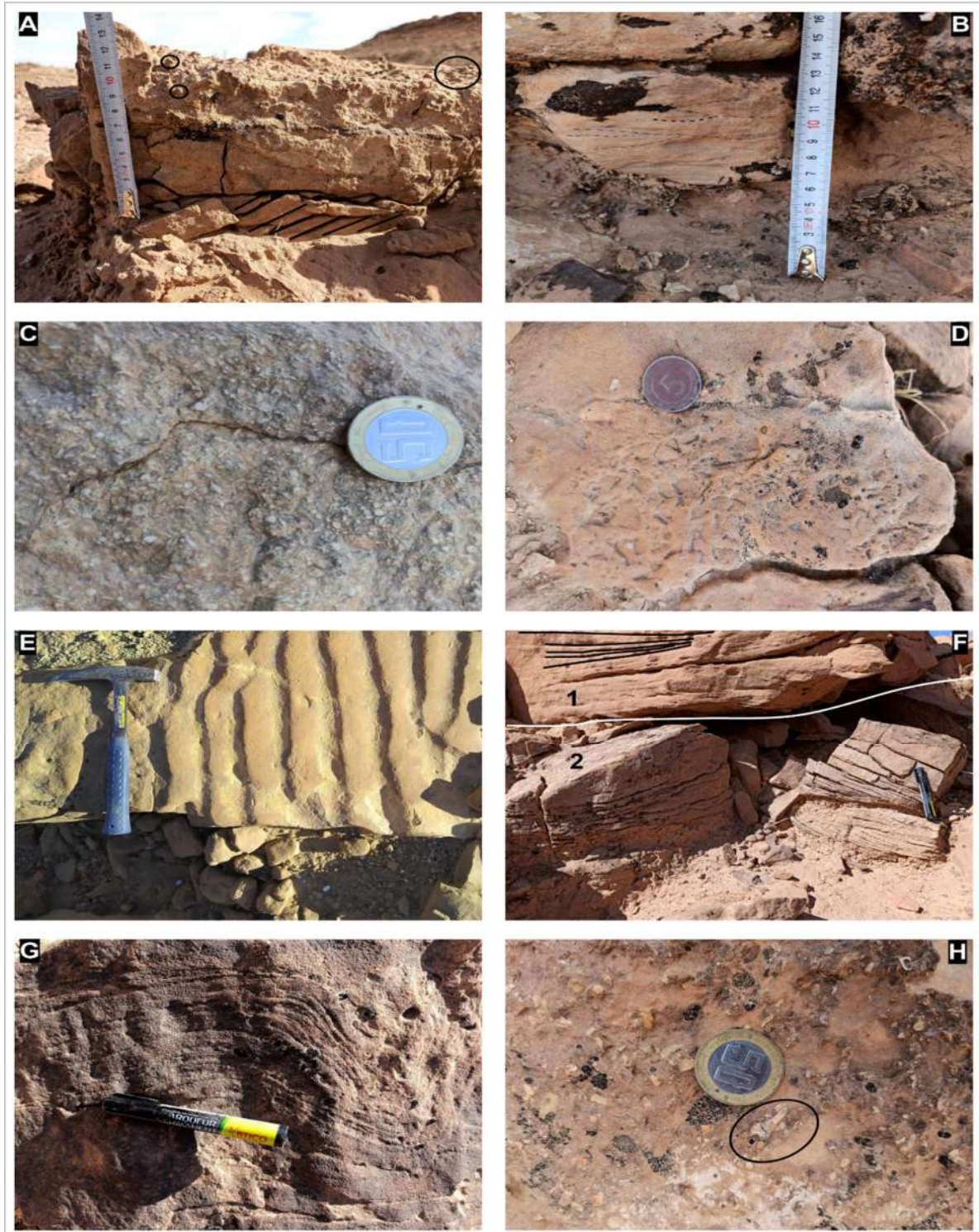


Figure. 21 : Caractéristiques sédimentaires et paléontologiques clés de l'unité A de la coupe de Coudait El-Laham ; Stratifications obliques et kerbous (A) Hummocky Cross-Stratification (HCS) (B) Calcaires à Orbitolines (C) Surface inférieure d'un banc de grès sableux (D) Rides de courants (E) Stratifications obliques (F-1) Laminations horizontales (F-2) Convolute bedding (G) Reste fossile dentaire (H).

I.4.2.2. Unité B

Cette unité présente une épaisseur d'environ de 81,5 m, subdivisée en deux unités B1 et B2 (Figure. 24).

- **La sous-unité B1 :** (60,5m), constituée de marne sableuse brunâtre à verdâtre de 24 mètres. Ces marnes sont de granulométrie moyenne, dominées par des grains de quartz à matrice principalement marneuse, surmontée la couche de marnes sableuses par des grès de 8 mètres blanchâtres à stratification parallèle et stratifications en chevron (Figure. 22 A), avec des strates dont l'épaisseur varie entre 0,4 et 1 mètre et un ciment essentiellement siliceux.

La partie supérieure s'achève par une barre gréseuse de 2 mètres d'épaisseur à grains fins, de couleur jaunâtre à brunâtre. À stratifications horizontales à subhorizontales, Cette barre est coiffée de marnes d'une puissance de 26,5 mètres, rouges gypsifères (Figure. 22 B), à rares passées de grès moyen à grossier à stratification plane, organisé en alternance rythmique (Figure. 22C) sont riches en traces difficiles à identifier (Figure. 22 D).

- **La sous-unité B2 :** d'une épaisseur d'environ 21 m, elle se compose de calcaire dolomitique massif de 3 mètres, gris clair à beige, à texture cristalline, riche en Thalassinoïdes (Figure. 22 E). Ces calcaires contiennent souvent des bioclastes de gastéropodes, des lamines algaires, des bivalves et des débris divers. La partie sommitale est dominée par des calcaires massifs de couleur blanchâtre à grise, riches en bivalves et gastéropodes à la base et contenant des lamines algaires (Figure. 22 G). Cette séquence renferme des intercalations de calcaire bioclastique gris-beige à crème de 2,5 mètres (Figure. 22 F) et de calcaire nodulaire gris à gastéropodes de 3 mètres (Figure. 22 H), avec des interlits de niveaux marneux très minces, généralement de couleur brunâtre.

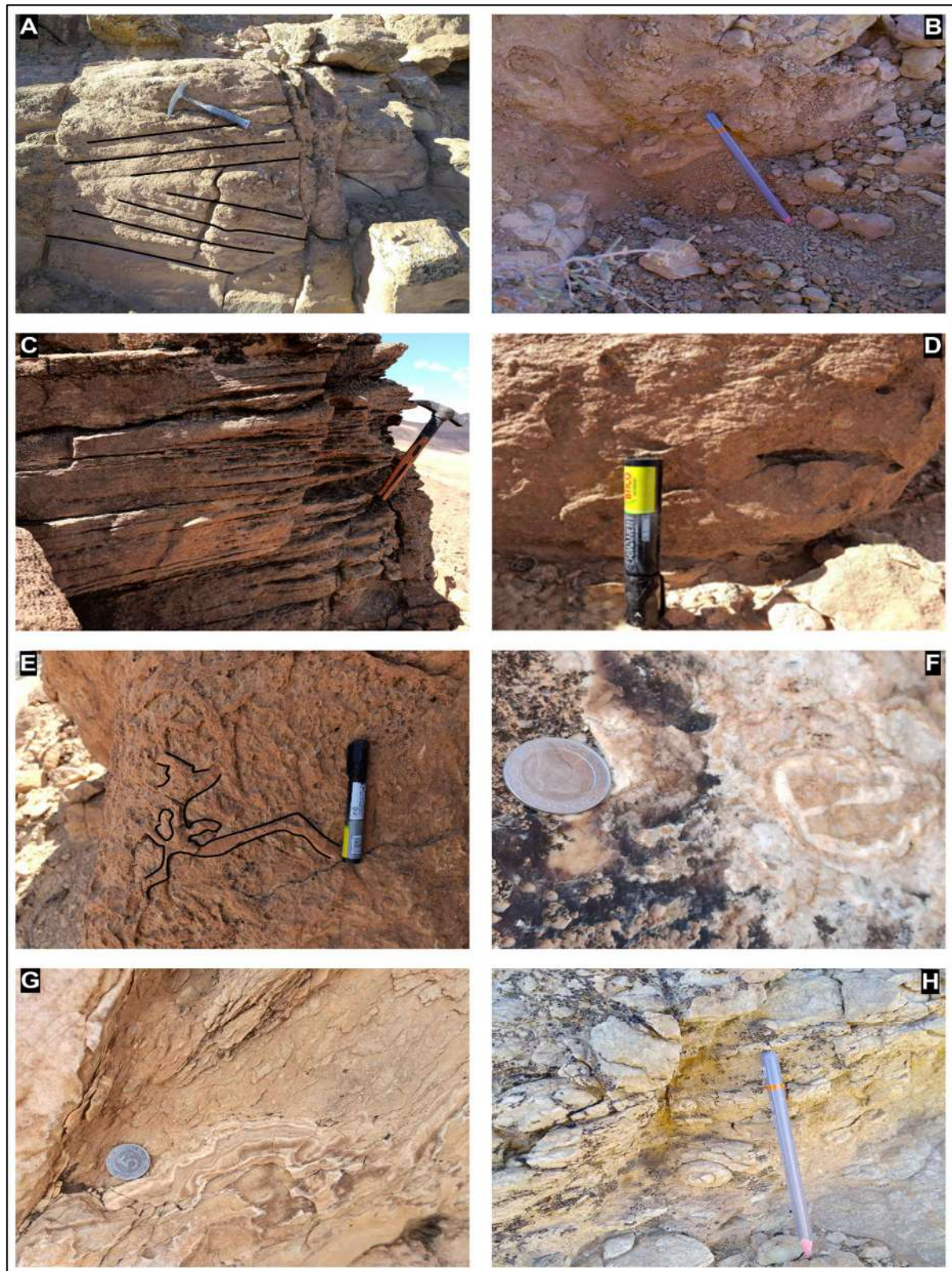


Figure. 22 : Caractéristiques sédimentaires et paléontologiques clés de l'unité B de la coupe de Coudait El-Laham: Stratifications en chevron (A) Marne gypsifère rouge (B) Grès à stratification plane (C) Traces fossiles de type terriers (D) Bioturbations de type thalassinoïdes sur surface inférieure (E) Calcaire bioclastique (F) lamination stromatolithique déformée (G) Calcaire nodulaire à gastéropodes (H)

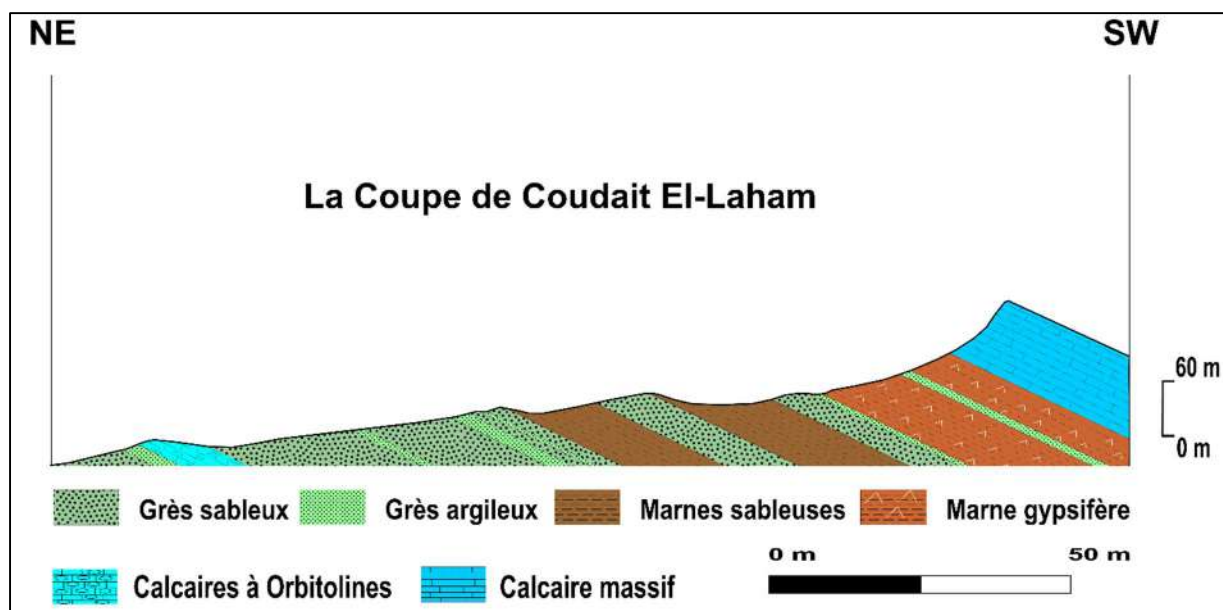


Figure. 23: Coupe géologique de Coudait El-Laham Nord est-sud ouest

Tableau. 9 : Les principaux faciès observés, le contenu fossilifère et les environnements de dépôt de la coupe de Coudait El-Laham

Unités / sous-unités		Description	Structures sédimentaires	Interprétation	Types de faciès	Environnement de dépôt
Unité A	Sous-unité A1	Grès sableux massifs (16m) blanchâtres à brunâtres, surmontés par des grès fins rougeâtres argileux (4m) avec bioturbations. Présence de kerboubes abondants	Stratifications obliques et entrecroisées	Ces dépôts reflètent un environnement littoral à deltaïque dominé par l'action des vagues et des courants, correspondant à des systèmes de barres d'embouchure ou de shoreface supérieur (Reading & Collinson, 1996)	Faciès littoral à deltaïque grossier	Système littorale-deltaïque
			HCS (Hummocky Cross Stratification)	Structures caractéristiques des environnements de shoreface inférieur à offshore de transition soumis à l'action des tempêtes (Harms et al. 1975, 1982)		
			Laminations horizontales	Témoignent d'une sédimentation rapide en régime de décantation lors des phases de crue deltaïque ou de dépôts inter-tempêtes en zone littorale (Reineck & Singh, 1980)		
			Structures de bioturbation - Terriers verticaux et horizontaux	Transition vers un environnement subtidal calme favorisant une intense activité biologique benthique (Pemberton et al. 1992)	Faciès subtidal distal	Environnement plus calme-subtidal

	Sous-unité A2	Succession de calcaires à Orbitolines (14m), beiges à gris, avec intercalations de veines de calcite. Faune : Ostrea sp., Terebratula cf. Dutempleana	Stratification parallèle	Représentatif d'un milieu marin peu profond, chaud et bien oxygéné (Tucker & Wright, 1990).	Faciès bioclastique	Marin peu profond, mer épicontinentale
			Structures d'origine biologique	La présence d'Orbitolines, d'huîtres et de brachiopodes indique un environnement marin peu profond de plateforme interne, favorable au développement d'une faune benthique diversifiée (Flügel, 2010).		
	Sous-unité A3	Barres de grès sableux (46m) blanchâtres à jaune verdâtre, intercalées de grès fins argileux, marnes sableuses brunâtres (20m) et grès grossiers	Stratifications parallèles et entrecroisées	Typiques des systèmes deltaïques en progradation, ces dépôts reflètent des apports détritiques variables caractéristiques d'un environnement de front de delta soumis à l'influence des vagues et des courants (Reading, 1996).	Faciès du front de delta	Environnement deltaïque, front de delta
			Rides de courant	Résultant de courants de force modérée, ces formations témoignent de périodes d'accalmie relative, probablement associées à un environnement de front de delta (Southard & Boguchwal, 1990).		
			Surfaces d'érosion internes	Révélatrices de variations du régime hydrodynamique, ces structures traduisent des fluctuations dans l'intensité des courants et les apports sédimentaires lors des épisodes de crues deltaïques (Bhattacharya & Walker, 1992).		

Unité B			Convolute bedding	Les structures de déformation syn-sédimentaire témoignent d'une déstabilisation des sédiments, provoquée par des phénomènes de liquéfaction ou par une activité sismique (Van Loon, 2009).		
			Laminations horizontales	Les marnes sableuses supérieures, témoignant d'une sédimentation calme en milieu lagunaire protégé, ces structures reflètent des conditions de faible énergie hydrodynamique favorables à la décantation des argiles et silts (Dalrymple et al. 1992).	Faciès lagunaire argileux	Milieu lagunaire
	Sous-unité B1	Marnes sableuses brunâtres (24m), grès sableux blancs (8m) avec structures en arête de poisson, grès fins jaunâtres (2m), marnes gypsifères rouges (25m) avec intercalation gréseuse à ichnofossiles	Stratifications en chevron	Typiques des environnements intertidaux soumis à l'influence des marées, ces dépôts se forment dans la zone de battement, où interagissent courants tidaux et houle (Nio & Yang, 1991).	Faciès intertidal	Environnement intertidal, zone de marées
			Cristaux de gypse disséminés	Les marnes rouges témoignent de conditions évaporitiques développées dans un milieu restreint à forte salinité, de type hypersalin (Schreiber et al. 1986).	Faciès intertidal sablo-argileux à influence évaporitique	Lagune, conditions hypersalines
			Ichnofossiles (terriers)	L'intercalation gréseuse reflète une amélioration temporaire des conditions environnementales, favorisant des apports plus grossiers ou une énergie accrue du milieu (Pemberton et al. 1992).		

Sous-unité B2	Calcaires dolomitiques massifs (3m), calcaires bioclastiques (2,5m), calcaires massifs à macrofossiles (1,5m), calcaires nodulaires (3m), calcaires massifs intercalés de marnes (7m)	Structures de thalassinoïdes	Le calcaire dolomitique basal indique un environnement de rampe interne peu profonde, correspondant à la zone infralittorale, tel que défini par Burchette & Wright (1992).	Faciès carbonaté infra-littoral cyclique	Milieu marin peu profond
		Lamines algaires	Les calcaires massifs montrent des indices de développement de tapis microbiens, formés dans des eaux calmes et peu profondes, favorables à l'activité microbienne (Riding, 2000; Matysik, 2016).		
		Structure nodulaire	Les calcaires supérieurs témoignent de variations cycliques au sein d'un environnement de rampe interne, reflétant des changements répétés des conditions de dépôt (Pomar et al. 2004).		
		Surfaces d'érosion ondulées	Les interfaces calcaire-marne traduisent des variations cycliques du niveau marin ou de l'énergie hydrodynamique, marquant des alternances dans les conditions de dépôt.		
		Stratification massive à légèrement stratifié	Les calcaires se sont déposés dans des conditions relativement calmes, ponctuées de variations mineures de l'environnement sédimentaire.		

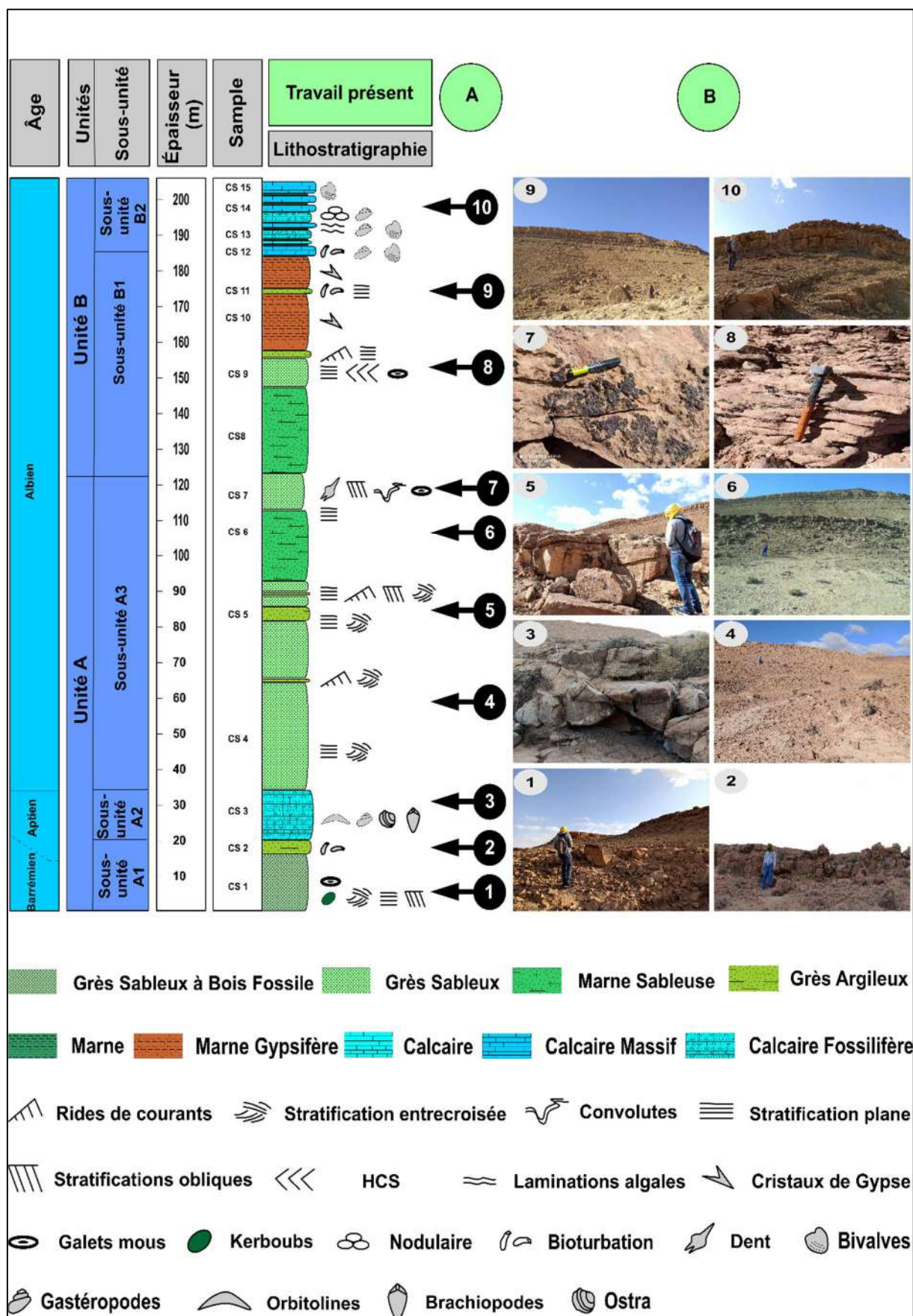


Figure. 24 : Les principales caractéristiques lithostratigraphiques de la coupe de Coudait El-Laham; (A) Colonne lithostratigraphique de la coupe de Coudait El-Laham ; (B) Photographie de terrain de la succession étudiée : 1. Grès sableux ; 2. Grès fins ; 3. Calcaires à Orbitolines ; 4. Grès sableux ; 5. Grès fin recouvert de grès grossier ; 6. Marnes sableuses ; 7. Grès sableux ; 8. Grès sableux ; 9. Marne gypsifère ; 10. Calcaire avec des mines de marnes.

I.5. Analyse Faciologique et reconstitution des paléoenvironnements

L'analyse faciologique vise à reconstituer les paléoenvironnements afin de déduire les principaux facteurs écologiques qui existaient auparavant. Cette étude se fonde sur l'examen d'environ 62 lames minces au microscope polarisant, combinant des analyses pétrographiques, sédimentologiques et micropaléontologiques. L'observation prend en compte de nombreux critères, tels que la nature, la distribution et le classement des éléments figurés, le ciment et la matrice, les structures sédimentaires, la texture, l'état de conservation, l'orientation et les phénomènes diagénétiques. Les échantillons sont identifiés par les abréviations BS, correspondant à la coupe de Bourzal, ES, représentant la coupe de EdDelouatt, et CS, désignant la coupe de Coudait El-Laham, Les microfaciès ainsi décrits sont ensuite classés et nommés selon les classifications de Folk (1959) et de Dunham (1962), cette dernière étant complétée par Embry et Klovan (1971). Le positionnement des microfaciès s'effectue dans un modèle de plateforme en se référant aux microfaciès standards de Wilson (1975) et Flügel (2010), permettant une interprétation précise des environnements de dépôt et une compréhension approfondie de l'évolution des milieux sédimentaires anciens, leur description et leurs interprétations sont données ci-dessous. Trois ceintures de faciès, étiquetées FBA, FBB et FBC, ont été déposées respectivement dans l'environnement de banc, l'environnement de lagune et l'environnement de tidale flat (Tableau 7, 8, 9), qui reflètent le changement du niveau de la mer au cours de l'intervalle de Crétacé.

I.5.1. Faciès de rampe interne : Coupe de Bourzal

Les caractéristiques de dépôt les plus importantes, telles que les textures, les éléments biogéniques (microfossiles), les allochèmes non biogéniques (principalement les oolithes), et les structures sédimentaires, ont permis de détecter huit microfaciès (Tableau. 7), dont la description et l'interprétation sont données ci-dessous.

I.5.1.1. Faciès de shoals : (FBA)

Il s'agit d'un faciès commun composé de trois microfaciès principaux (FBA1, FBA2 et FBA3) : Les types de grains dominants sont des grains cortoïdes enrobés dans un ciment sparitique avec des oolithes épars (présentant une lamination concentrique distincte et des structures fibreuses radiales, et pouvant montrer des transitions de cortoïdes à oolithes).

➤ **Microfaciès de grainstone bioclastique à ooïdes radiaux (FBA1a) BS-1**

Le FBA1a est composé d'ooïdes radiaux abondants, modérément à bien arrondis et bien triés (0,5-1 mm). Ils présentent principalement des grains bioclastiques de calcite ou des nucléus micritiques, des tubules causés par les perforations algaires de *Girvanella* sp, et de petits ooïdes ayant des nucléus relativement grands composés soit de péloïdes, soit de bioclastes. Certains ooïdes montrent des signes de fragmentation suivie d'une régénération d'une nouvelle couche corticale autour des fragments (grains péloïdaux ovales ou sphériques et rares agrégats, cortoïdes et bioclastes) (Figure. 25, A, B). L'ensemble des allochèmes est lié par un ciment sparitique fibreux et granulaire.

Environnement de dépôt : Les ooïdes à structure radiale-fibreuse peuvent être comparés au SMF 15-R (grainstone oolithique à ooïdes radiaux), qui sont communs dans les environnements peu profonds à faible énergie, correspondant aux parties marginales-marines restreintes proches de la côte d'une plateforme carbonatée (FZ 7). La transition vers une microfabrique concentrique tangentielle suggère un changement vers une énergie hydraulique plus agitée.

➤ **Microfaciès de grainstone à ooïdes micritisés (FBA1b) BS-3**

Ce sous-type de microfaciès est caractérisé par une texture de grainstone, Les types de grains prédominants sont de petits ooïdes superficiels micritisés (150-300 µm), accompagnés de quelques péloïdes et fragments de bioclastes, partiellement ou complètement micritisés. Le cortex original des ooïdes est micritisé par des processus biologiques affectant les grains bioclastiques. Les nucléus des ooïdes sont souvent constitués de fragments de gastéropodes ou de bivalves (Figure. 25 E, F).

Environnement de dépôt : Ce faciès présente des caractéristiques similaires à celles du SMF 15-M, indiquant une sédimentation en milieu peu profond à haute énergie, favorisant le remaniement des bioclastes et la production d'ooïdes. Ces sédiments se sont accumulés dans des bancs oolithiques à haute énergie, situés près des marges externes de la plateforme carbonatée (FZ 6). La présence importante de micritisation suggère un taux de sédimentation relativement faible. La transition vers une microfabrique concentrique tangentielle indique un changement vers une énergie hydraulique plus agitée.

➤ **Microfaciès de grainstone-packstone ooïdo-péloïdal (FBA2) BS- 23**

Ce microfaciès est composé d'ooïdes et de péloïdes bahamites souvent bien triés, arrondis à sub-arrondis, ne dépassant pas 0,5 mm, associés à un ciment microsparitique ou à une matrice micritique. La microstructure des ooïdes est soit entièrement, soit partiellement micritisée, avec des nucléus de grains bioclastiques ou de quartz. Certains ooïdes montrent des reliques de leur structure primaire, mais les principales caractéristiques correspondent à des grains de micrite arrondis (pseudopéloïdes) au sein d'une texture de grainstone (GT) ou de packstone (PA). Les

bioclastes sont représentés par des bivalves, des gastéropodes, ainsi que des fragments d'échinodermes et d'algues (Figure. 25 C, D).

Environnement de dépôt : Se caractérise par des grains ooïdaux organisés soit en grainstone faiblement compacté, montrant une dissolution partielle du cortex des ooïdes, soit avec une fabrique tangentielle, caractéristique de la formation d'ooïdes dans des zones de haute énergie. Le FBA2 est comparable au SMF 15-C, situé près des marges externes de la plateforme carbonatée (FZ 6).

➤ **Microfaciès de boundstone à rudistes (FBA3) BS -12**

Ce microfaciès est caractérisé par des fragments de rudistes dominants, observé dans la partie la plus supérieure de la section étudiée. Les espaces entre les coquilles sont remplis de boue micritique sombre, contenant des foraminifères benthiques et de petits fragments épars (Figure. 25 G, H).

Environnement de dépôt : Les zones entre les coquilles de rudistes ont été remplies de boue, reliant les coquilles individuelles de rudistes en une seule masse. Généralement, ces organismes sont colonisés dans des profondeurs marines peu profondes à faible énergie, une circonstance propice à la source de nourriture, ainsi qu'à la lumière, à la circulation et à un niveau d'énergie faible (Aly et al. 2005). Le microfaciès de boundstone à rudistes représente des biotopes de barrière récifale, correspondant à la ceinture de faciès 5 de Wilson (1975), et au SMF 7 des classifications de Flügel (Flügel 2010).

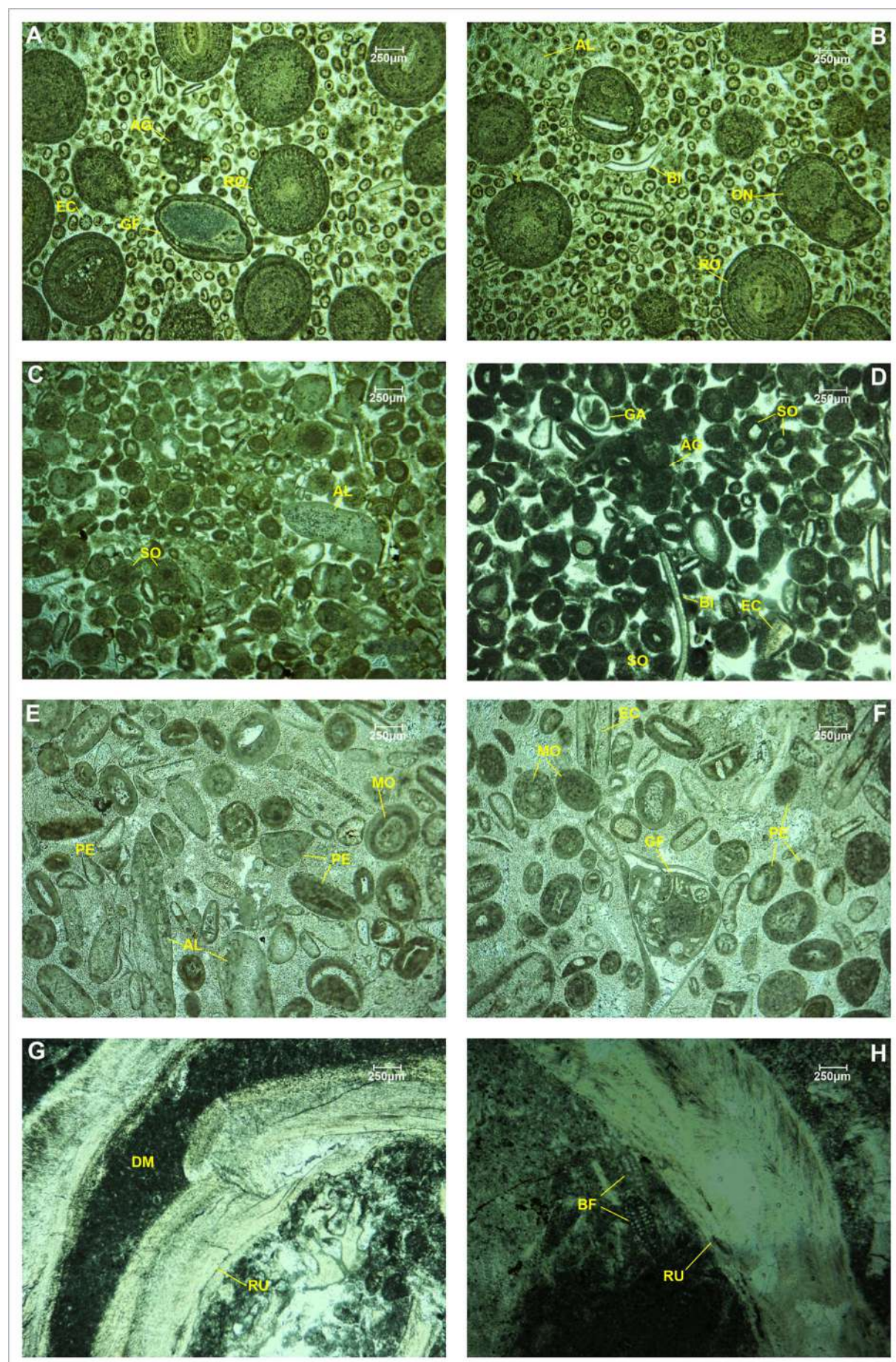


Figure. 25 : Photomicrographies de microfaciès de la Formation de Bourzal, échantillons (BS1-BS3-BS23-BS12) ; **A et B :** Grainstone bioclastique à ooïdes radiaux, composés d'ooïdes radiaux-concentriques (RO), d'oncoïdes (ON), d'algues (AL), d'échinodermes (EC), de structures géopétales (GF) et de fragments de bivalves (BI) ; **C et D :** Grainstone à ooïdes micritisés, présentant des ooïdes micritisés superficiels (SO), des algues (AL), des gastéropodes (GA), des agrégats (AG), des fragments de bivalves (BI) et des échinodermes (EC) ; **E et F :** Grainstone-packstone à ooïdes et peloïdes avec des ooïdes micritisés (MO), des peloïdes bahamites (PE), des algues (AL), des structures géopétales (GF) et des échinodermes (EC) ; **G et H :** Boundstone à rudistes composé de fragments de rudistes dominants (RU) et de foraminifères benthiques (BF).

1.5.1.2. Faciès de lagune : (FBB)

Deux microfaciès principaux (dans FBB) sont :

➤ **Microfaciès de wackestone bioclastique recristallisé (FBB1) BS-6**

Ce microfaciès présente une texture à matrice dominante, avec des bioclastes de foraminifères benthiques (foraminifères orbitoïdaux, alvéolinidés et miliolidés), des algues micritisées et des fragments de coquilles de bivalves, avec un nombre plus faible de nummulites. Ce faciès a subi une altération diagénétique significative, comme en témoigne la recristallisation qui a pu affecter à la fois la matrice et les fragments squelettiques (Figure. 26 C, D).

Environnement de dépôt : L'abondance des foraminifères orbitoïdaux, des miliolidés et un plus faible nombre de nummulites dans ce faciès à matrice dominante suggèrent une déposition lagunaire. Ce faciès est équivalent au SMF-9 de la classification de Flügel (Flügel 2010). La lagune présentait des niveaux d'énergie moyens à faibles et une faible profondeur, avec une déposition sous la base des vagues de beau temps dans la zone photique. La salinité et la température de la lagune étaient comparables à celles des océans ouverts, et elle était très bien reliée à l'environnement marin ouvert.

➤ **Microfaciès de wackestone-packstone bioclastique (FBB2) BS-8**

Ce microfaciès contient des grains squelettiques inclus dans une matrice micritique grise. Les allochems comprennent des fragments d'échinodermes, de bivalves, de pélécy-podes, foraminifères orbitoïdaux, de miliolidés, de textulariidés, de roaliidés, d'ostracodes, d'algues rouges et dasycladales, des peloïdes, ainsi que de rares extraclastes (grains siliciclastiques) (Figure. 26 E, F).

Environnement de dépôt : La faible quantité de grains non squelettiques (peloïdes) et la diversité des foraminifères benthiques sont caractéristiques d'un environnement de mare de marée non restreinte, sous des conditions énergétiques modérées (FT5 de Flügel 2010). Ce microfaciès peut être comparé au SMF 10 (packstone et wackestone bioclastique avec des grains squelettiques érodés et usés), indiquant un transport d'environnements à haute énergie vers des environnements à basse énergie, au-dessus de la base des vagues de beau temps dans la lagune de plate-forme (FZ 7).

I.5.1.3. Facies de tidal flat : (FBC)

Les deux principaux microfaciès (FBC1 et FBC2) impliqués dans cette ceinture de faciès sont :

➤ Microfaciès de wackestone fenestral (FBC1) BS-25

Ce microfaciès présente des carbonates à grain fin (principalement des mudstones micritiques), avec une dolomitisation diagénétique significative ou des rhombes de dolomite dispersées. Il correspond à une structure fenestrale avec des structures cryptalgales, formées et réparties de manière irrégulière au sein de tapis cyanobactériens, indiquant un environnement péritidal (Figure. 26 A). Ce microfaciès contient quelques bioclastes, comme de rares foraminifères (petits bisériels agglutinés ou textulariidés et miliolidés), ainsi que des bivalves et des bioclastes inconnus. De petites fissures, remplies de calcite et de matière organique, sont également présentes.

Environnement de dépôt : Les structures fenestrales se forment généralement en raison de processus de bulles de gaz, de contraction et d'expansion, et d'infiltration d'air lors de l'inondation, ou même par l'action de fouissage de vers ou d'insectes (Shinn 1983 ; Ahmer et al., 2023). Ces structures sont caractéristiques d'une zone de plaine tidale. Le microfaciès FBC1 correspond au SMF 21 de Flügel (2010), commun dans les bassins intertidaux ou à l'intérieur des plateformes (FZ8, p. 663).

➤ Microfaciès de dolomicrite-microsparite (FBC2) BS-15

Ce microfaciès se caractérise par une structure dense, composée principalement de cristaux de dolomite de taille fine à moyenne, de couleur gris clair, allant de 20 à 100 µm (Figure. 26 B). Les allochems incluent de très fins peloïdes, quelques grains de quartz et des filaments microbiens, accompagnés de moulages de gypse à cristaux grossiers et, occasionnellement, de fissures de dessiccation. Ce microfaciès est presque dépourvu de grains squelettiques, bien que des structures lamellaires et fenestrales soient visibles.

Environnement de dépôt : La présence de petits cristaux de dolomite, la préservation de la texture originale et l'absence de fossiles montrent que ce microfaciès s'est développé dans un sous-environnement supratidal. Le microfaciès FBC2 correspond au SMF 25 de Flügel (2010), dominé par des faciès dolomitiques, y compris des cristaux de quartz terrigène et des cristaux

évaporitiques, sans biote indigène. Ce type de microfaciès a probablement été déposé dans un environnement intertidal-supratidal (FZ 9A selon Wilson, 1975).

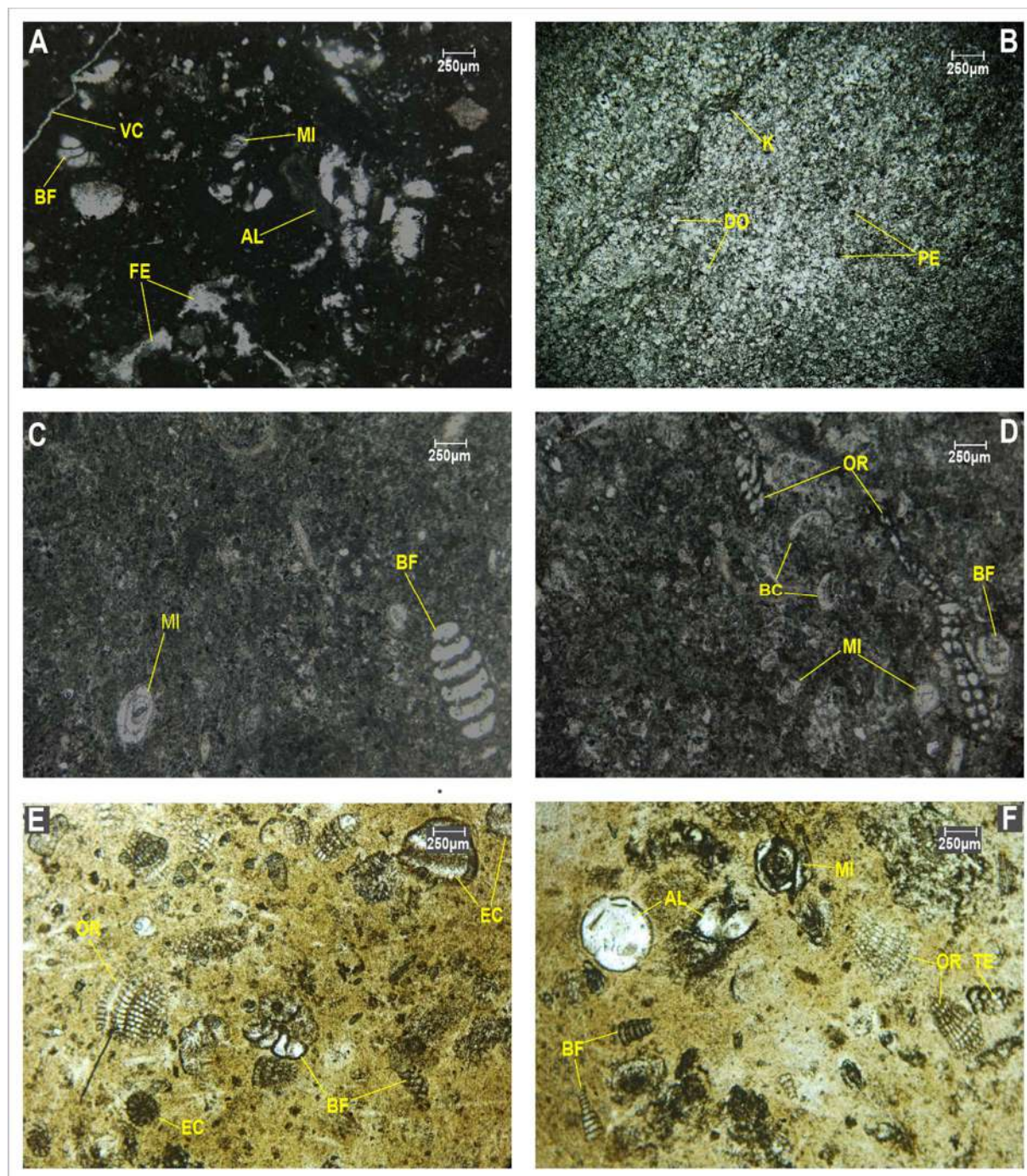


Figure. 26 : Photomicrographies de microfaciès de la Formation de Bourzal, échantillons (BS25-BS15-BS6-BS8), montrant ; **A :** Wackestone fenestral, avec des foraminifères benthiques (BF), des structures fenestrales (FE), des algues (AL), des filons remplis de calcite (VC) et des miliolides (MI) ; **B :** Dolomicrite-microsparite, contenant du dolomite cristallin (DO), des fissures de dessiccation (K) et de fins peloïdes (PE) ; **C et D :** Wackestone

bioclastique recristallisé, composés de miliolides (MI), d'orbitolides (OR), de bioclastes (BC) et d'autres foraminifères benthiques (BF) ; E et F : Wackestone-packstone

Bioclastiques, incluant des orbitolides (OR), des textularies (TE), des échinodermes (EC), des algues (AL) et d'autres foraminifères benthiques (BF)

I.5.1.4. Discussion

La Formation de Bourzal (Crétacé supérieur, Biskra, Algérie) représente un système complexe de rampe carbonatée déposé dans un environnement marin peu profond, sous des conditions climatiques relativement arides durant le Cénomanién-Turonien inférieur. Elle montre une tendance nette de comblement vers le haut à travers quatre sous-unités : Sous-unité A1 : environnement marin peu profond avec des bancs d'oolithes, influencés par les marées et les tempêtes, Sous-unité A2 : zones supratidales à intertidales avec des expositions subaériennes périodiques et des preuves d'activité sismique, Sous-unité B1 : cadre marin peu profond, dominé par des faciès marneux, Sous-unité B2 : environnement marin peu profond restreint à des plaines tidales avec des expositions subaériennes fréquentes. L'analyse détaillée des microfaciès révèle une diversité d'environnements de dépôt, incluant des cadres supratidaux-intertidaux, lagunaires et de bancs d'oolithes (Tableau. 7), Les caractéristiques de la formation suggèrent fortement une rampe carbonatée homocline (Burchette et Wright 1992). Cette interprétation est soutenue par la transition graduelle des faciès, allant de supratidal à l'intérieur de la rampe sans preuve d'une barrière récifale distincte (Flügel 2010). Les dépôts influencés par les tempêtes dans les environnements de bancs d'oolithes confirment davantage cette interprétation de rampe, correspondant à des rampes carbonatées à pente douce (Aigner 1985), Les changements verticaux des faciès à travers la succession étudiée indiquent une tendance générale au comblement vers le haut, composée de deux cycles majeurs traduisant des oscillations du niveau marin relatif (Wilmsen et Nagm 2013). L'unité inférieure est dominée par des dépôts lagunaires et de bancs d'oolithes, suggérant un environnement marin relativement plus profond et ouvert. Cependant, l'unité supérieure correspond à des faciès supratidaux-intertidaux, indiquant un comblement progressif et des conditions plus restreintes. Cette tendance suggère également un passage vers des conditions plus arides, comme en témoigne la présence de structures fenestrales dans les environnements intertidaux, indicatrices d'expositions périodiques dans un climat chaud et aride (Sellwood et Valdes 2006), Les faciès de bancs d'oolithes jouent un rôle crucial dans ce système de dépôt et se forment dans l'intérieur de la rampe, démontré par plusieurs caractéristiques clés, telles que des fragments de rudistes, que l'on retrouve dans des environnements de rampe interne proches du rivage (Gili et al. 1995), où une combinaison de biote marin ouvert et plus restreint peut être observée avec des fluctuations de l'influence marine. Les oolithes se forment généralement dans des eaux peu profondes et agitées de la rampe interne, principalement sous l'influence des tempêtes et des marées (Rankey et Reeder 2011). Ces bancs de la rampe interne ont probablement agi comme des barrières importantes, isolant partiellement le lagon situé en arrière des bancs d'oolithes de l'environnement marin ouvert, Les changements sédimentaires observés dans la Formation de Bourzal reflètent probablement une interaction complexe entre les fluctuations du niveau de la mer, les

changements climatiques et les processus sédimentaires locaux (Haq 2014). Les deux cycles majeurs de comblement vers le haut dans une tendance transgressive générale suggèrent des régressions périodiques superposées à une montée du niveau de la mer à long terme. Ce schéma aurait influencé de manière significative la distribution et les caractéristiques des différents microfaciès tout au long de la formation.

I.5.1.5. Conclusion

Sur la base de l'analyse des caractéristiques des faciès et des environnements de dépôt associés pour la Formation de Bourzal du Crétacé supérieur (Biskra, Algérie), les points suivants peuvent être conclus :

La nouvelle Formation de Bourzal est située entre les alternances de marnes-calcaires, de gypse et de dolomie du Cénomaniens, et les alternances de marnes-calcaires et de dolomie du Turonien, cette étude repose principalement sur une étude microscopique et de terrain, révélant que la Formation de Bourzal s'est déposée dans trois sous-environnements de dépôt, incluant les environnements intertidaux, les lagons ouverts à semi-restreints, et les bancs d'oolithes, au sein d'une rampe carbonatée homocline à faible pente. Cette interprétation est soutenue par les données minéralogiques, les relations verticales observées entre les différents faciès et leur évolution sont probablement liées aux variations du niveau de la mer et aux changements climatiques.

I.5.2. Faciès de rampe interne : Coupe d'Ed Delouatt

L'analyse détaillée des caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques, incluant les textures, les composants biogéniques (notamment les foraminifères, les algues, les bryozoaires), les éléments non biogéniques (péloïdes, ooïdes), et les structures sédimentaires, a permis d'identifier 14 microfaciès distincts. Ces microfaciès se répartissent en trois ceintures de faciès principales : les faciès de shoals (FBA, comprenant 5 microfaciès), les faciès lagunaires (FBB, comprenant 7 microfaciès), et les faciès de tidal flat (FBC, comprenant 2 microfaciès) (Tableau 8). Cette distribution reflète une succession d'environnements de dépôt caractéristiques d'une rampe carbonatée interne pendant le Turonien, allant des zones de haute énergie (shoals) aux zones de faible énergie (tidal flats), en passant par des environnements lagunaires intermédiaires.

I.5.2.1. Faciès de shoals : (FBA)

Cinq microfaciès principaux (FBA4 à FBA8) sont identifiés dans cet environnement.

➤ Microfaciès de Packstone Algaire (FBA4) ES-11

Ce microfaciès est caractérisé par une texture grain-supported caractéristique, avec une matrice micritique interstitielle. La composition bioclastique est remarquablement diverse et bien préservée, dominée par plusieurs composants majeurs. Les algues rouges (Rhodophytes)

constituent une proportion significative des éléments, présentant des fragments bien conservés avec des structures internes clairement identifiables. Les foraminifères benthiques, notamment les foraminifères orbitoïdaux, montrent des tests bien préservés avec leurs loges internes distinctes. Les fragments d'échinodermes sont facilement reconnaissables par leur extinction et leurs microstructures stéréomiques bien conservées. Les bryozoaires branchus complètent cet assemblage (Figure. 27 A, B), exhibant une structure interne zonée typique. La fabrique inclut également des pelloïdes arrondis à sub-arrondis dispersés uniformément dans la trame, contribuant à la texture grain-supported.

Environnement de dépôt : la faune sténohaline diversifiée et la forte concentration de bioclastes bien préservés indiquent une accumulation rapide dans un milieu de shoals bioclastiques à salinité normale sur une rampe interne FZ 7 de Wilson (1975), SMF 17 de Flügel (2010) caractérisés par des conditions énergétiques modérées, légèrement au-dessus de la base des vagues de beau temps (Burchette et Wright, 1992 ; Palma et al., 2007).

➤ **Microfaciès de packstone-grainstone à foraminifères orbitoïdaux (FBA5) ES-12**

Le microfaciès présente une matrice carbonatée sophistiquée dominée par des foraminifères orbitoïdaux et des péloïdes, montrant une texture distinctive supportée par les grains. Les foraminifères orbitoïdaux émergent comme l'allochème principal, constituant environ 40-45% de la composition totale, tandis que les péloïdes représentent 25-30%, apparaissant comme des particules micritiques, uniformément arrondies à sub-arrondies mesurant 0,1-0,3 mm. Ces allochèmes dominants sont complétés par des composants squelettiques subsidiaires, notamment des miliolidés, autres foraminifères benthiques, des fragments d'échinodermes et des bioclastes indifférenciés dispersés (Figure. 27 C, D). La structure texturale démontre un arrangement granulaire modéré à serré, caractérisé par une matrice transitionnelle entre micrite et sparite.

Environnement de dépôt : L'analyse indique un milieu marin peu profond dynamique de shoals bioclastiques correspondant à la zone de faciès FZ 7 de Wilson (1975) et au microfaciès standard SMF-17 de Flügel (2010). La présence des foraminifères orbitoïdaux suggère des conditions de plate-forme interne à énergie modérée (Gräfe, 2005), tandis que les miliolidés en faible proportion constituent des éléments remaniés par les événements de tempête depuis des zones restreintes adjacentes. La matrice micritique-sparitique reflète une redistribution des sédiments induite par les tempêtes, où les assemblages bioclastiques ont subi un mélange lors d'événements de haute énergie (Flügel et Munnecke, 2010).

➤ **Microfaciès de Packstone bioclastique (FBA6) ES-13**

L'analyse des microfaciès révèle une matrice micritique riche en composants bioclastiques. L'assemblage squelettique comprend des foraminifères benthiques plus grands bien préservés, incluant des tests intacts d'*Alveolina*, des foraminifères orbitoïdaux et de miliolidés, autres petits foraminifères benthiques, la matrice contient également des pelloïdes dispersés. Des structures géopétales distinctives sont observées dans les coquilles de bivalves

et gastéropodes. Les bioclastes présentent divers degrés de préservation et de fragmentation (Figure. 27 E, F), certains spécimens montrant une préservation excellente des structures internes, tandis que d'autres présentent une micritisation partielle. Un ciment sparitique est observé, comblant certains espaces intergranulaires et chambres de bioclastes.

Environnement de dépôt : Les foraminifères benthiques plus grands diversifiés et la matrice micritique suggèrent des conditions bien oxygénées au sein de la zone photique (BouDagher-Fadel, 2018). Les caractéristiques sédimentaires et l'assemblage fossile caractérisent un environnement de plateforme ouverte avec des conditions d'énergie modérées (Tucker & Wright, 2009). Ce microfaciès représente SMF 17 au sein de FZ 7 de Wilson (1975), indiquant un dépôt dans une zone de barres bioclastiques peu profonde, au-dessus de la base des vagues de beau temps (FWWB) (Flügel, 2010).

➤ **Microfaciès de grainstone péloïdal oolithique (FBA7) (BE18)**

Le microfaciès présente une distribution rare d'ooïdes radiaux, dont la taille varie de 150 à 300 μm , dont beaucoup sont micritisés. La matrice contient une abondance de péloïdes et de fragments bioclastiques, principalement dérivés des coquilles de bivalves. L'assemblage comprend des algues, des fragments d'échinodermes et des foraminifères benthiques, avec des zones localisées d'oxydation du fer contribuant à la composition générale (Figure. 27 G, H). Des preuves d'activité biogénique sont présentes, telles que des perforations et des encrustations sur les grains. Les enveloppes de micrite sont fréquentes, enrobant de nombreux grains et montrant parfois des signes de recristallisation. Des variations texturales sont observées, avec des transitions distinctes entre les zones micritiques et sparitiques. Des différences dans la distribution de la taille des grains entre les fragments bioclastiques et les péloïdes sont également notables. La matrice de ciment sparitique présente des textures cristallines bien développées, liant efficacement les différents composants de l'assemblage.

Environnement de dépôt : La présence d'ooïdes radiaux et la diversité des organismes confirment des conditions de dépôt dans un environnement de type shoal oolithique sur la rampe interne, caractéristique de la zone de faciès FZ 6 de Wilson (1975). Ce microfaciès correspond au SMF 15-R de Flügel (2010), typique des environnements de shoal oolithique, caractérisés par une agitation continue des eaux au-dessus de la base des vagues de beau temps, avec des conditions de haute à énergie modérée. L'oxydation du fer et la cimentation sparitique témoignent de conditions de haute énergie et d'une bonne oxygénation du milieu.

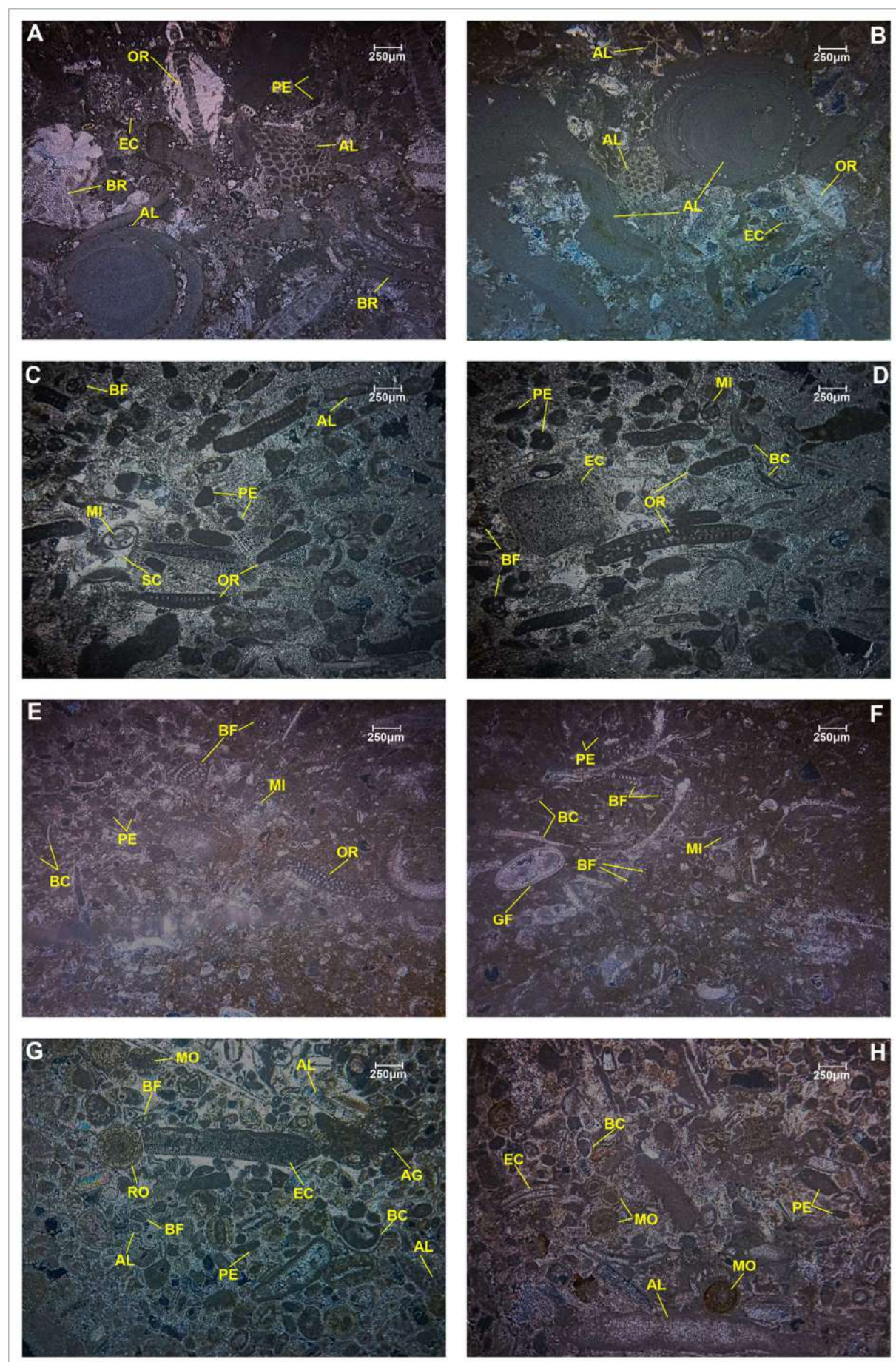


Figure. 27 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt, échantillons (ES11-ES12-ES13-ES18), illustrant : **A** et **B** : Packstone Algairé caractérisé par la présence d'algues (AL), d'orbitoïdaux (OR), d'échinodermes (EC), de bryozoaires (BR) et de peloïdes ; **C** et **D** : Packstone-grainstone à foraminifères orbitoïdaux renfermant d'orbitoïdaux (OR), des foraminifères benthiques (BF), des miliolides (MI), des algues (AL), des peloïdes (PE), des échinodermes (EC), des bioclastes (BC) ainsi que d'autres foraminifères benthiques (BF) ; **E** et **F** : Packstone bioclastique intégrant d'orbitoïdaux (OR), des miliolides (MI), des bioclastes (BC), des structures géopétales (GF), des peloïdes (PE) et d'autres foraminifères benthiques (BF) ; **G** et **H** : Grainstone péloïdal oolithique composé d'ooïdes radiaux-concentriques (RO), d'ooïdes micritisés (MO), de peloïdes (PE), d'agrégats (AG), d'algues (AL), de bioclastes (BC) et de foraminifères benthiques (BF).

➤ **Microfaciès de grainstone bioclastique à bryozoaires (FBA8) ES-27**

Le microfaciès examiné est caractérisé par une texture sparitique et présente un assemblage hétérogène de composants biogéniques et non biogéniques. La fraction bioclastique comprend des fragments de bryozoaires exhibant leur architecture coloniale caractéristique, des peloïdes sub-sphériques à ovoïdes, des débris d'algues calcaires et une association diversifiée de foraminifères benthiques (Figure. 28 A, B). La phase de liaison est constituée d'un ciment sparitique avec des zones où la densité des grains diminue légèrement pour tendre vers un packstone. Des structures de dissolution sous pression, matérialisées par des joints stylolitiques.

Environnement de dépôt : les associations de biofaciès et les caractéristiques texturales indiquent un dépôt dans un environnement de shoal sur une rampe carbonatée peu profonde à énergie modérée à élevée (Read, 1985), correspondant à la zone de faciès 6 (Wilson, 1975) et au standard microfaciès type 11 (Flügel, 2010). Cette interprétation est soutenue par la diversité des bioclastes et la prédominance du ciment sparitique traduisent une agitation suffisante pour éliminer la matrice fine.

I.5.2.2. Faciès de lagune : (FBB)

Sept microfaciès principaux (FBB3 à FBB9) sont identifiés dans cet environnement.

➤ **Microfaciès de Packstone bioclastique micritisé (FBB 3) ES-3**

Ce faciès est caractérisé par une texture grain-supportée, avec une matrice micritique (calcite microcristalline) remplissant les espaces intergranulaires. La caractéristique distinctive de ce faciès est la présence importante de grains squelettiques (bioclastes) fortement micritisés, dont les structures internes sont partiellement ou totalement effacées par les processus de micritisation. Les composants principaux comprennent une variété de bioclastes représentant environ 60-70% de la roche. Ces bioclastes incluent des foraminifères (particulièrement des Miliolides), des fragments de mollusques (bivalves et gastéropodes), des débris d'échinodermes, des restes algaires et des tubes calcaires de type annélides (Figure. 28 C, D), ces grains squelettiques montrent des enveloppes micritiques caractéristiques, témoignant d'un

remplacement progressif de leur structure originelle par l'action de microorganismes endolithiques.

Environnement de dépôt : Ce faciès correspond à la Zone de Faciès (FZ 7) de Wilson (1975), caractéristique d'un milieu lagunaire protégé, et au Standard Microfaciès (SMF 18) de Flügel (2010), typique d'une rampe interne en contexte lagunaire. Ces environnements se distinguent par des conditions de faible énergie hydrodynamique circulation d'eau modérée mais suffisante, une salinité normale et une importante diversité biologique, créant un milieu favorable à la prolifération d'organismes variés et à la micritisation intensive des grains.

➤ **Microfaciès de packstone-grainstone péloïdal (FBB 4) ES-5**

Le microfaciès analysé se distingue par la prédominance de péloïdes micritiques, présentant des formes sub-arrondies à arrondies et des contours faiblement définis. Ces éléments, caractérisés par des dimensions variables, sont systématiquement enveloppés d'un ciment sparitique. La distribution granulométrique montre une forte hétérogénéité, tandis que l'espace intergranulaire est entièrement occupé par une sparite diagénétique qui entoure certaines cavités ou espaces poreux, la texture micritique peu distincte des péloïdes, associée à leur morphologie arrondie, suggère une origine vraisemblablement fécale ou microbienne (Figure. 28 E, F).

Environnement de dépôt : La présence dominante des péloïdes micritiques d'origine fécale ou microbienne, associée à un ciment sparitique, indique des milieux subtidaux peu profonds à circulation modérée. La préservation des péloïdes suggère un enfouissement rapide dans un environnement protégé de type lagon. La présence de ciment sparitique traduit une phase diagénétique ultérieure dans des conditions de circulation fluide active, Ce microfaciès correspondant au standard microfaciès (SMF 18) selon Flügel (2010) et à la zone de faciès (FZ 7) selon Wilson (1975).

➤ **Microfaciès de Packstone-Grainstone péloïdal à bioclastique (FBB 5) ES-21**

Ce microfaciès révèle une composition microstructurale dominée par des péloïdes micritiques, de forme sub-arrondie à arrondie, constituant les principaux allochèmes. Ces éléments sont dispersés dans une matrice micritique localement présente et peu abondante, indiquant une texture transitionnelle entre packstone et grainstone. Les foraminifères benthiques sont nombreux et se distinguent par leur grande diversité morphologique ainsi que par leurs différentes organisations internes des chambres, avec une présence notable de Miliolidés. L'assemblage bioclastique est enrichi par des fragments d'échinodermes et des débris d'algues dispersés dans la matrice (Figure. 28 G, H). Cette association est consolidée par une cimentation sparitique à cristallinité fine à moyenne, occupant les espaces intergranulaires et conférant à la roche une bonne cohésion. La micrite demeure peu abondante et localisée entre certains grains.

Environnement de dépôt : L'analyse des allochèmes et des bioclastes (abondance des péloïdes micritiques, présence de Miliolidés et diversité des foraminifères benthiques) correspond au Standard Microfaciès (SMF 18) de Flügel (2010) et à la Facies Zone 7 de Wilson (1975), typique des environnements lagunaires subtidaux peu profonds. Cette interprétation est également cohérente avec les travaux de Flügel-Kahler (1976) sur des associations similaires dans des lagons protégés actuels.

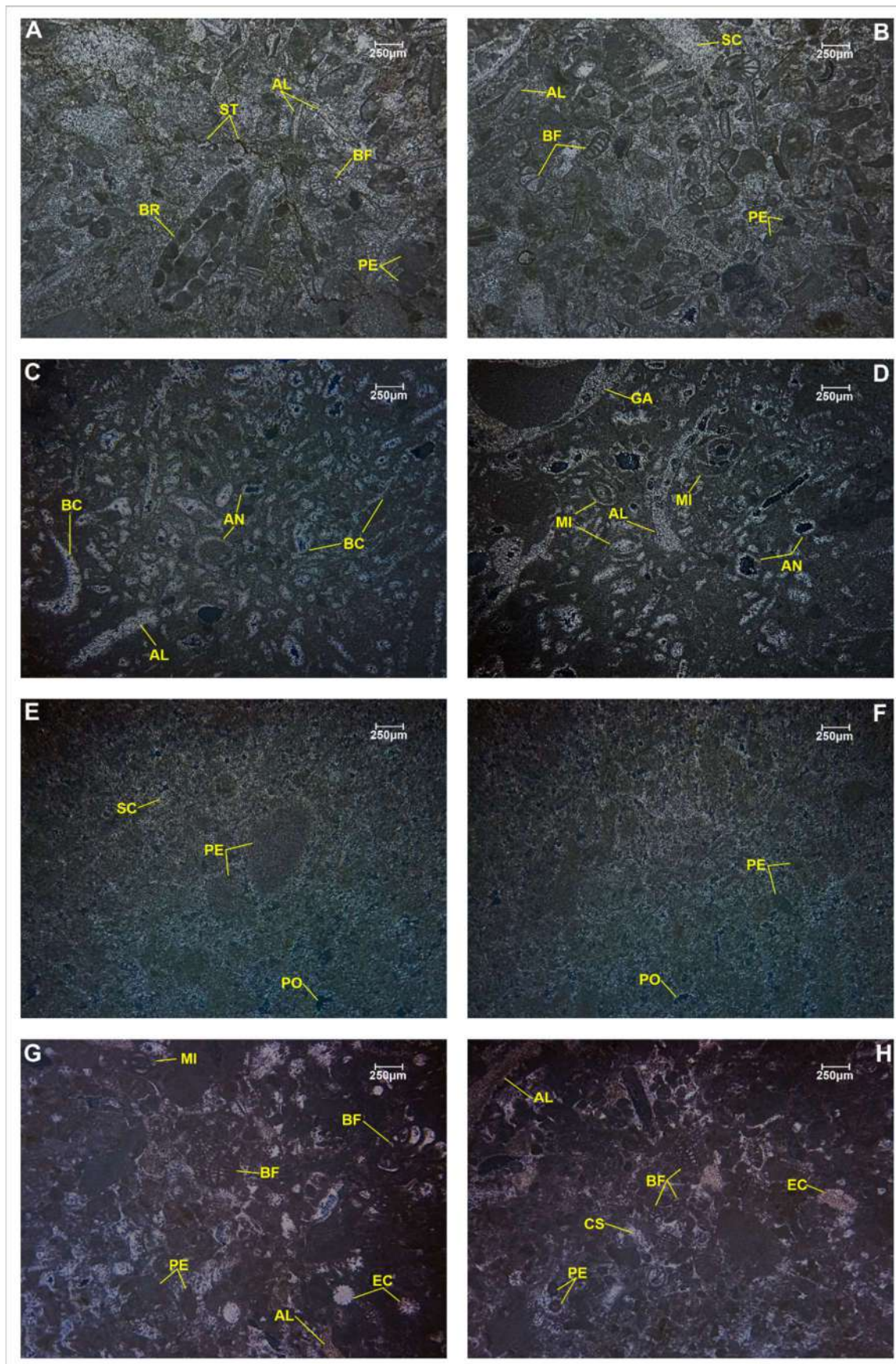


Figure. 28 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt, échantillons (ES27-ES3-ES5-ES-21), illustrant : **À** et **B** : Grainstone bioclastique à bryozoaires, caractérisé

par la présence de foraminifères benthiques (BF), de bryozoaires (BR), d'algues (AL), de filons stylolitiques (ST), de peloïdes (PE) et de ciment sparitique (SC) ; **C** et **D** : Packstone bioclastique micritisé renfermant des miliolides (MI), des annélides (AN), des bioclastes (BC), des algues (AL) et des gastéropodes (GA) ; **E** et **F** : Packstone-grainstone péloïdal composé de peloïdes micritisés (PE), d'espaces poreux (PO) et de ciment sparitique (SC) ; **G** et **H** : Packstone-grainstone péloïdal à bioclastique intégrant des miliolides (MI), des algues (AL), des échinodermes (EC), des peloïdes (PE), du ciment sparitique (SC) et des foraminifères benthiques (BF).

➤ **Microfaciès de Packstone-Wackestone bioclastique (FBB 6) ES-23**

Le microfaciès est composé d'une matrice micritique renfermant une importante concentration de bioclastes. Les éléments figurés sont principalement dominés par des foraminifères benthiques fortement micritisés, dont la plupart des structures internes sont totalement oblitérées. Au sein de cet assemblage bioclastique, on note également la présence de fragments de bryozoaires en proportion modérée, associés à quelques Miliolidae et des débris d'algues calcaires dispersés (Figure. 29 A, B). Le faciès est par ailleurs recoupé par des joints remplis de calcite.

Environnement de dépôt : Cet assemblage microfaciès (Présence de Miliolidae, Débris d'algues , Foraminifères benthiques fortement micritisés) correspond à un environnement de type lagon semi-restreint à restreint et représente un standard microfaciès type SMF 9-10 (Flügel, 2010) dans la zone de faciès FZ 7 de Wilson, indiquant une sédimentation en milieu peu profond dans la zone photique d'une rampe interne protégée (Burchette & Wright, 1992; Tucker & Wright, 1990), où l'énergie hydrodynamique est modérée (Pomar, 2001).

➤ **Microfaciès de Wackestone à Miliolides (FBB 7) ES-26**

Les principaux composants de ce microfaciès sont des foraminifères benthiques plus grands et imperforés (Miliolides), présents en grande fréquence, accompagnés par une faible proportion d'autres foraminifères benthiques. Les éléments bioclastiques accessoires comprennent de rares fragments d'algues et de bivalves qui sont également observés, par ailleurs, des veines de calcite sont visibles (Figure. 29 C, D).

Environnement de dépôt : La présence de miliolides, d'algues vertes et de fossiles indéterminés dans une matrice micritique indique une déposition dans un environnement lagunaire à faible énergie, typique de FZ 8 Wilson (1975) et correspondant à un SMF 19 Flügel (2010). La faible diversité des fossiles suggère une déposition dans un environnement subtidal peu profond et restreint, avec un faible taux de sédimentation, caractéristique des lagunes hypersalines et peu profondes (Wilson, 1975 ; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

➤ **Microfaciès de wackestone à Bivalves (FBB 8) ES-28**

Le microfaciès se caractérise par une matrice micritique dominante contenant des bioclastes dispersés, principalement représentés par des fragments de bivalves, accompagnés de quelques autres bioclastes indifférenciés. Ces éléments squelettiques, de taille variable, se distribuent de manière aléatoire dans l'ensemble de la matrice (Figure. 29 E, F). Des traces d'oxydation ferrugineuse ponctuelles sont observées au sein de ce fond micritique homogène qui emballé l'ensemble des débris coquilliers.

Environnement de dépôt : Les caractéristiques microfaciologiques observées, notamment la faible diversité faunique dominée par les bivalves et la matrice micritique, permettent d'associer ce microfaciès à SMF 9 selon Flügel (2010) et FZ 7 selon Wilson (1975). Ces observations suggèrent un environnement de dépôt typique d'une lagune protégée à semi-protégée. Cet environnement est caractéristique de zones calmes et peu profondes situées dans la zone photique, où les conditions hydrodynamiques réduites favorisent la sédimentation micritique et le développement d'une faune limitée.

➤ **Microfaciès de grainstone péloïdal (FBB 9) ES-30**

Ce microfaciès présente une texture péloïdale où les péloïdes présentent des caractéristiques morphologiques variables : certains montrent une forme parfaitement arrondie, tandis que d'autres sont sub-arrondis à légèrement allongés. Leur taille est hétérogène, variant de quelques dizaines à centaines de micromètres. Leur distribution dans l'espace est relativement uniforme, avec des contacts ponctuels entre certains péloïdes (Figure. 29 G, H). Leur texture interne est homogène, sans structure interne visible. Ces grains sont cimentés par une cimentation sparitique, localement microsparitique, pouvant montrer des traces de micritisation secondaire. Cette variation dans la taille des cristaux du ciment crée une mosaïque texturale hétérogène dans l'espace intergranulaire entre les péloïdes.

Environnement de dépôt : Ce microfaciès reflète un dépôt dans un environnement peu profond, caractéristique des zones subtidales. La bonne organisation des péloïdes et la présence d'une cimentation sparitique indiquent des conditions énergétiques modérées, typiques d'un lagon abrité avec une circulation d'eau normale à légèrement restreinte. Il s'apparente au faciès 7 à 8 décrit par Wilson (1975) et au SMF 16 défini par Flügel (2010), associés aux environnements subtidaux lagunaires à énergie modérée.

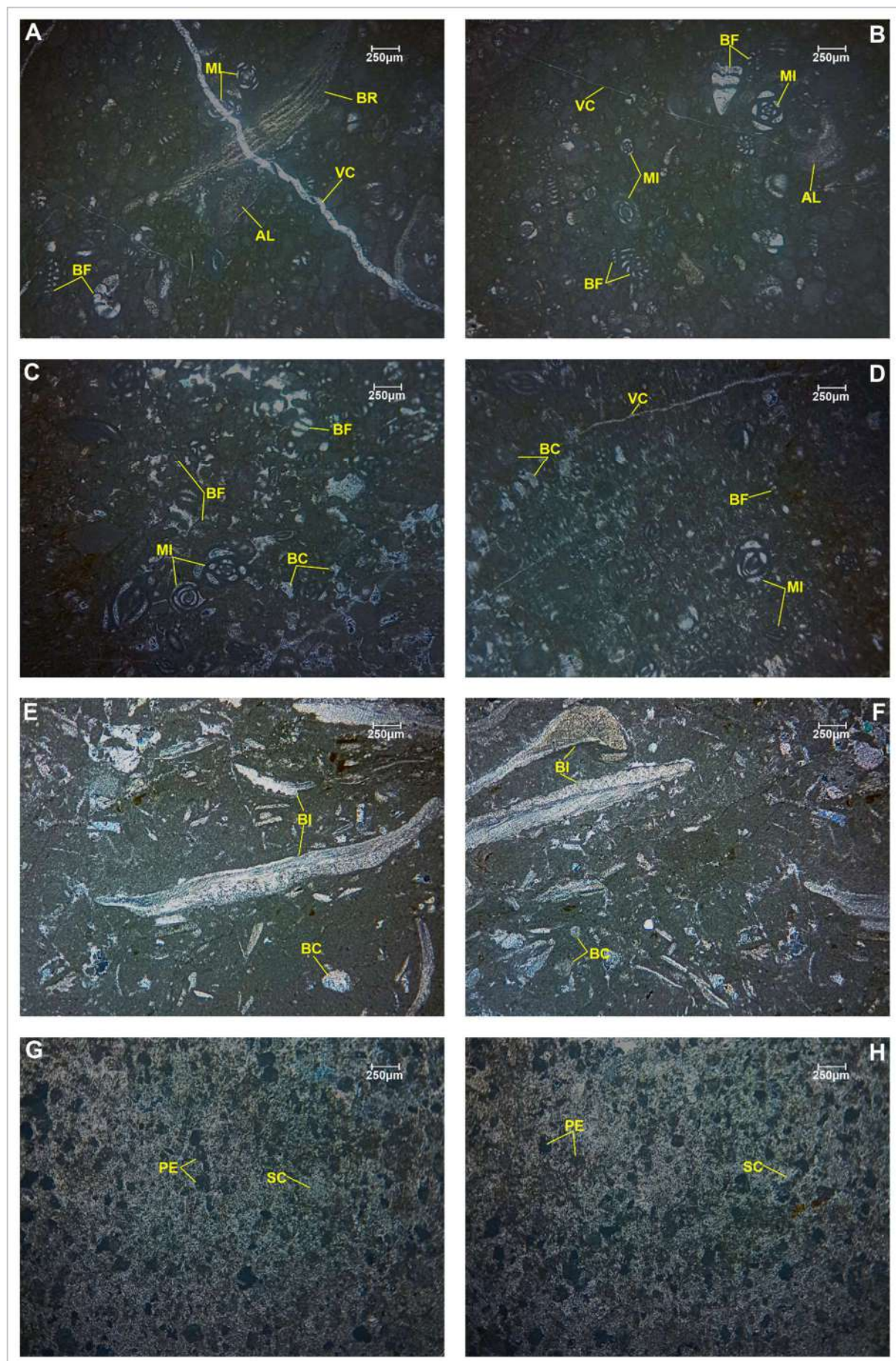


Figure. 29 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt, échantillons (ES23-ES26-ES28-ES30), présentant : A et B : Wackestone-packstone bioclastique, comportant des foraminifères benthiques (BF), des bryozoaires (BR), des algues (AL), des filons remplis de calcite (VC) et des miliolides (MI) ; C et D : un wackestone à miliolides renfermant des miliolides (MI), des bioclastes (BC), des foraminifères benthiques (BF) et des filons remplis de calcite (VC) ; E et F : un microfaciès de wackestone à bivalves constitué de fragments de bivalves (BI) et de bioclastes ; G et H : un microfaciès de grainstone péloïdal intégrant des péloïdes (PE) et du ciment sparitique (SC).

I.5.2.3. Facies de tidal flat : (FBC)

Deux microfaciès principaux (FBC4 et FBC5) sont identifiés dans cet environnement.

➤ Microfaciès de dolomicrite (FBC4) ES-6

Le microfaciès étudié correspond à une texture mudstone dolomitisée, composée essentiellement d'une matrice dolomicritique dense et homogène. La dolomicrite est constituée de cristaux rhomboédriques très fins ($<4\ \mu\text{m}$) formant la masse fondamentale. La matrice montre une coloration brunâtre par endroits, due à l'imprégnation par des oxydes/hydroxydes de fer, indiquant une altération diagénétique ou une oxydation secondaire (Figure. 30 A, B), La texture est aphanique, sans structures sédimentaires apparentes, L'absence de bioturbation et la rareté des bioclastes sont notables, les éléments figurés sont quasi-absents, La texture micritique originelle a été entièrement remplacée par de la dolomite très fine (dolomicrite) lors d'une phase de dolomitisation diagénétique (probablement précoce).

Environnement de dépôt : D'après l'analyse pétrographique caractérisée par une matrice dolomicritique homogène dépourvue de bioclastes , Ce faciès correspond au SMF 23 de Flügel et se situe dans la zone de faciès FZ 9 de Wilson, Les caractéristiques sédimentologiques, notamment la texture mudstone fine, la dolomitisation diagénétique (robablement précoce) et les oxydes de fer, indiquent un environnement de dépôt de type tidal flat (intertidal à supratidal), sous conditions hypersalines en contexte aride à semi-aride.

➤ Microfaciès de dolomudstone oxydé (FBC5) ES-20

Ce microfaciès se caractérise par une texture dolomitisée avec des cristaux variant entre 10 et 50 micromètres, distribués au sein d'une matrice finement granulée. Caractérisée par la présence de très fins péloïdes, des filons remplis de calcite et l'absence totale de composants squelettiques (Figure. 30 C, D), la roche présente des variations subtiles de couleur induites par l'oxydation. La structure cristalline démontre un microenvironnement compact, transformé diagénétiquement, typique des processus de dolomitisation.

Environnement de dépôt : Ce microfaciès suggère un environnement de type tidal flat, plus précisément intertidal à supratidal, caractérisé par des conditions de faible énergie et des cycles répétés de submersion et d'exposition. L'ensemble de ces caractéristiques permet de rattacher

ce faciès à la Facies Zone 9 de Wilson (1975) et au Standard Microfacies 23 de Flügel (2010), typiques des environnements restreints à forte évaporation. L'absence quasi totale de faune et la présence de péloïdes fins indiquent un milieu contraignant, favorable aux processus diagénétiques tels que la dolomitisation (Al-Saad, 2003 ; Ali et al., 2020).

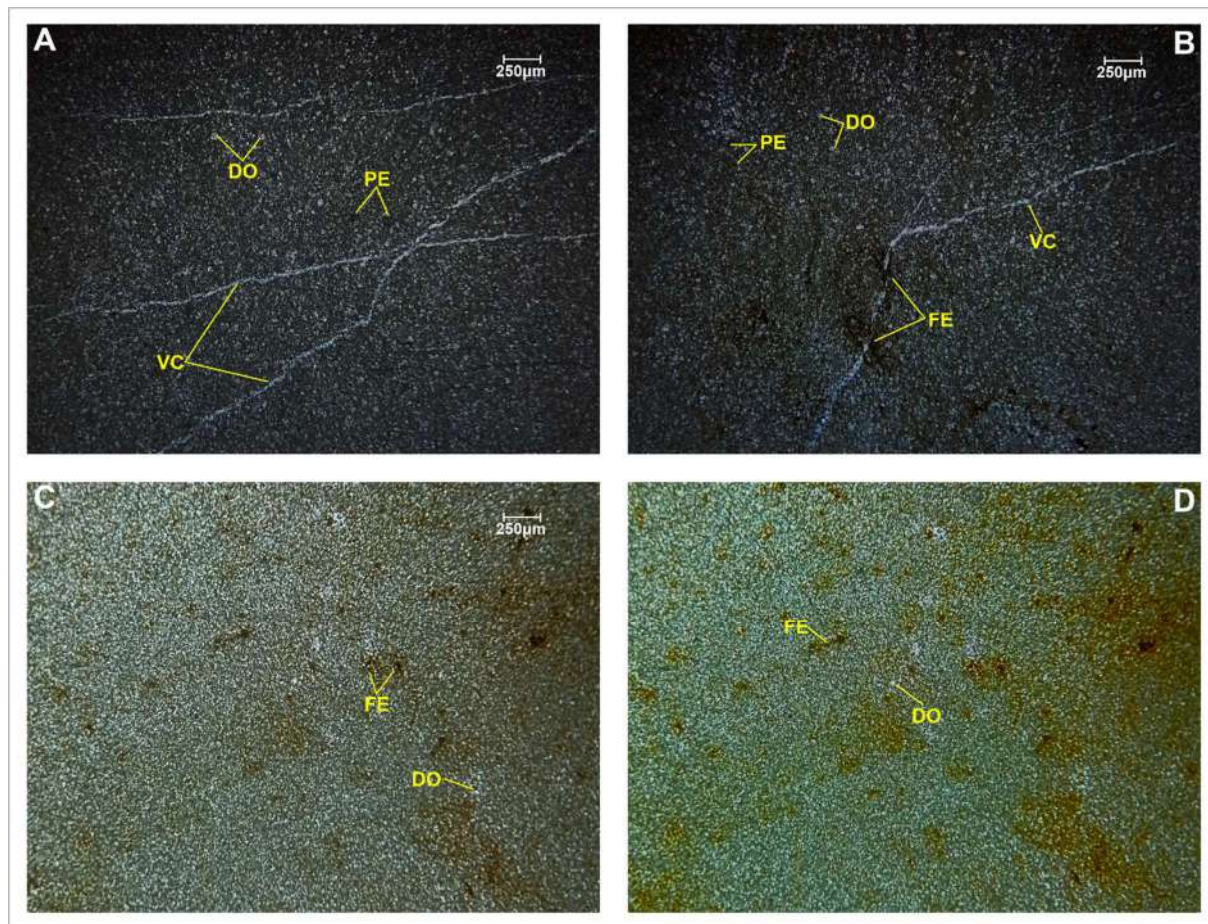


Figure. 30 : Photomicrographies de microfaciès de la coupe d'Ed Delouatt, échantillons (ES6-ES20), illustrant : **À et B :** Dolomicrite, présentant de la dolomite cristalline (DO), des péloïdes fins (PE), des filons remplis de calcite (VC) et des oxydes/hydroxydes de fer (FE) ; **C et D :** Dolomudstone oxydé renfermant de la dolomite cristalline (DO) ainsi que des oxydes/hydroxydes de fer (FE).

I.5.2.4. Discussion

L'analyse détaillée des microfaciès de la coupe d'EdDelouatt révèle une succession sédimentaire caractéristique d'une rampe carbonatée interne, avec trois zones paléoenvironnementales majeures qui témoignent d'une évolution environnementale significative durant le Turonien. Ces zones se distinguent par leurs caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques spécifiques (Tableau. 8), reflétant différentes conditions de dépôt et processus diagénétiques. La première zone, celle des shoals, est caractérisée par la dominance des textures grain-supported (packstone à grainstone) et une diversité bioclastique importante comprenant des algues rouges, foraminifères benthiques et bryozoaires. La présence

d'oolithes et la prédominance de ciments sparitiques dans certains niveaux témoignent de conditions de haute énergie au-dessus de la base des vagues de beau temps. Cette interprétation est renforcée par la présence de Thalassinoïdes, structures typiques des environnements marins peu profonds influencés par les marées et les tempêtes (Naimi & Cherif, 2021 ; Benzina et al. 2023), ainsi que par des stratifications entrecroisées générées par des courants de moyenne intensité (Collinson & Thompson, 1989). En continuité avec cette zone, se développe une zone lagunaire qui présente une variabilité texturale allant du wackestone au packstone-grainstone. Elle est caractérisée par une forte micritisation des bioclastes, une abondance de péloïdes et une présence caractéristique de miliolidés, suggérant un environnement protégé à semi-protégé. Les traces de bioturbation abondantes indiquent une activité biologique intense et une bonne oxygénation des sédiments, typiques des environnements de faible à modérée énergie, comme les lagunes salines ou semi-fermées (Aller, 1990 ; Morse & Böttcher, 1997). La présence de laminations algales confirme des conditions d'eaux peu profondes et calmes à circulation limitée (Tucker, 2001). Plus vers le continent, la zone de tidal flat se distingue par une dolomitisation précoce et une quasi-absence de composants biogéniques. Les textures mudstone dolomicritiques et la présence marquée d'oxydes de fer témoignent de conditions intertidales à supratidales. Les structures fenestrales observées indiquent une exposition subaérienne dans un platier à marée de basse énergie, périodiquement affecté par des marées de tempête (Nichols, 2009). L'oxydation ferrique reflète des alternances de submersion et d'exposition caractéristiques de cet environnement (Flügel, 2010). Au sein de cette succession, la présence de stylolites témoigne de processus de dissolution sous pression dus à la déformation, réduisant le volume total de la roche (Dunham & Larter, 1981). Leur orientation oblique ou perpendiculaire peut être attribuée à une activité tectonique (Andrews & Railsbak, 1997). Les structures nodulaires observées traduisent une diagénèse précoce, où des conditions hydrodynamiques faibles et une salinité variable sont typiques d'un milieu marin peu profond (Smith et al. 2006). L'ensemble de ces observations permet de mettre en évidence une distribution verticale des associations de faciès qui suggère des variations du niveau marin relatif durant le Turonien, avec une tendance générale à la diminution de la profondeur d'eau caractéristique d'une séquence de comblement. Les variations latérales de faciès constituent une mosaïque d'environnements contemporains, typique des plateformes carbonatées internes. La présence marquée de faciès dolomitiques dans la zone de tidal flat indique des conditions climatiques semi-arides à arides, cohérentes avec la position paléogéographique de la région durant le Turonien. Cette succession sédimentaire s'intègre parfaitement dans le concept d'environnement côtier avec ses différentes expressions telles que lagunes, plaine côtière et sebkhas côtières (Purser, 1969 ; Wendy et al. 2007).

1.5.2.5. Conclusion

L'analyse des faciès et des environnements de dépôt associés à la coupe d'Ed Delouatt, située dans le Crétacé supérieur (Turonien) à Biskra, Algérie, montre que cette coupe se trouve entre des alternances de gypse et de calcaires, comprenant à la fois des calcaires massifs sous-jacents, ainsi que des alternances de marnes et de calcaires fossilifères, surmontées de calcaires massifs, caractéristiques d'une succession de dépôts marins du Turonien. Cette étude repose sur des observations microscopiques et de terrain, et elle met en évidence que la coupe s'est déposée

dans trois sous-environnements distincts : les environnements intertidaux, les lagunes ouvertes à semi-restreintes, et les shoals subtidaux, ces relations verticales observées entre les différents faciès reflètent une évolution paléoenvironnementale au sein d'une rampe carbonatée interne, caractérisée par une faible pente. Cette évolution s'accompagne de variations significatives des conditions de dépôt, influencées par les fluctuations du niveau marin et les changements climatiques. L'environnement évolue d'abord dans un milieu lagunaire protégé à faible énergie (sous-unité A1), puis vers une zone intertidale à supratidale avec des conditions d'exposition subaérienne périodique (sous-unité A2). Ensuite, les conditions deviennent plus dynamiques, dominées par l'action des marées et des tempêtes dans un environnement peu profond (sous-unité B1), avant de revenir à un milieu lagunaire restreint et protégé (sous-unité B2), cette succession sédimentaire témoigne des oscillations du niveau marin relatif, alternant entre des phases de confinement et d'ouverture, dans un environnement de rampe carbonatée sous un climat semi-aride à aride.

I.5.3. Analyse minéralogique

L'analyse diffractométrique des rayons X réalisée sur les échantillons des coupes de Bourzal et Ed Delouatt révèle une séquence sédimentaire à forte dominance carbonatée. La teneur totale en carbonates présente une variabilité significative, oscillant entre 62% (échantillon ES-26) et 90% (échantillon ES-28) sur l'ensemble des deux successions stratigraphiques étudiées. L'assemblage minéralogique est dominé par une phase carbonatée majeure représentée principalement par la calcite faible en magnésium, caractérisée par sa réflexion principale (d_{104}) variant entre 3.034 Å et 3.035 Å. Cette calcite magnésienne constitue la phase minérale prédominante dans la quasi-totalité des échantillons analysés, témoignant d'un environnement de sédimentation carbonatée stable. La dolomite apparaît de manière ponctuelle, mais significative, notamment dans l'échantillon BS-15 où elle coexiste avec la calcite faible en Mg, identifiée par sa réflexion caractéristique à 2.886 Å et 2.901 Å respectivement.

La fraction non carbonatée est systématiquement dominée par le quartz, présent de manière ubiquiste dans tous les échantillons avec des proportions variables. Ce minéral détritique témoigne d'un apport continental constant, mais modéré tout au long de la sédimentation. Les minéraux argileux sont présents de manière générale en proportions mineures, souvent à l'état de traces, dans la plupart des échantillons. Leur présence suggère des conditions de sédimentation en milieu calme favorables à leur dépôt. Des oxydes de fer apparaissent sporadiquement (BS-8, ES-5, ES-6, ES-12), témoignant de conditions d'oxydation ponctuelles ou de remobilisation diagénétique. La pyrite et le gypse sont détectés à l'état de traces dans certains niveaux (BS-25, ES-30), indiquant des conditions géochimiques particulières lors de la diagenèse ou des variations dans la salinité du milieu de dépôt, cette distribution minéralogique témoigne d'un environnement de sédimentation carbonatée marine stable, caractérisé par une sédimentation carbonatée prédominante avec formation de calcite faible en magnésium, un apport détritique continental modéré, mais constant matérialisé par la présence systématique de quartz (Tableau. 10), des conditions physico-chimiques relativement stables comme l'atteste l'homogénéité de l'assemblage minéralogique carbonaté, et des

variations ponctuelles dans les conditions de milieu révélées par la présence sporadique de dolomite et de minéraux authigènes (pyrite, gypse). Les teneurs élevées en carbonates (généralement supérieures à 65%) confirment un environnement de plateforme carbonatée bien développé, avec des apports terrigènes limités préservant la pureté de la sédimentation carbonatée.

Tableau. 10 : Teneur totale en carbonates, minéralogie dans la coupe de Bourzal & Ed Delouatt

Coupe	Unité	Samples	Total Carbonate (wt%)	Mineralogy	
				Carbonates (d_{104} , Å)	Autres Minéraux
Bourzal	A	BS-1	87	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz
		BS-3	82	Calcite faible en Mg (3.034)	Minéraux argileux, Quartz (traces)
		BS-6	88	Calcite faible en Mg (3.035)	non détectés
		BS-8	78	Calcite faible en Mg (3.034)	Quartz, Oxydes de Fer (traces)
		BS-12	68	Calcite faible en Mg (3.035)	Minéraux argileux, Quartz
		BS-15	82	Dolomite (2.886) ; Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz
	B	BS-23	65	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz
		BS-25	69	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux, Pyrite, Gypse (traces)
Ed Delouatt	A	ES-3	73	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Plagioclase, Minéraux argileux (traces)
		ES-5	71	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux, Oxydes de Fer (traces)
		ES-6	88	Calcite faible en Mg (3.034)	Quartz, Minéraux argileux (traces), Oxydes de Fer (traces)
		ES-11	73	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux (traces)
		ES-12	79	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux, Oxydes de Fer (traces)
	B	ES-13	82	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux
		ES-18	87	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux (traces)
		ES-20	77	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux (traces)
		ES-21	81	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux
		ES-23	84	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux
		ES-26	62	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux (traces)
		ES-27	76	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux (traces)
		ES-28	90	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz
		ES-30	76	Calcite faible en Mg (3.035)	Quartz, Minéraux argileux, Pyrite et Gypse (traces).

I.5.4. Faciès de transition littoral-marin peu Profond : Coupe de Coudait El-Laham

L'analyse détaillée des caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques, incluant les structures sédimentaires, les textures, les composants biologiques (notamment les orbitolines, les huîtres, les brachiopodes, les ichnofossiles) et d'autres données (gypse, kerboubes), a permis d'identifier plusieurs faciès distincts. Ces faciès se répartissent en six associations principales : les faciès littoral-deltaïque, subtidal, intertidal, lagunaire, restreint évaporitique et marin peu profond. Ces associations reflètent une succession d'environnements de dépôt caractéristiques d'une transition littoral-mer pendant Barrémien-Albien, avec des alternances de transgressions et de régressions marines.

I.5.4.1. Les faciès littoral-deltaïque

Les structures sédimentaires observées dans les grès sableux de base (Sous-unité A1), notamment les stratifications obliques et entrecroisées, ainsi que les HCS, indiquent un environnement de dépôt littoral à deltaïques soumis à l'action des tempêtes (Harms et al. 1975, 1982). La présence de kerboubes indiquent des processus pédogénétiques (ou diagénétiques) après sédimentation et leur présence révèle des circulations de fluides dans les grès, ainsi qu'une stabilité émergée ou subaérienne à un moment donné (Malicse & Mazzullo, 1993).

Les barres de grès sableux (Sous-unité A3) à stratifications parallèles et entrecroisées indiquent un environnement côtier, avec probablement installation d'un delta (Reading, 1996).

La tendance globale de la séquence est vers un granocroissance, suggérant une progradation du système (Galloway, 1975). Les intercalations de grès fins argileux avec rides de courant reflètent des environnements de front de delta (Coleman & Prior, 1982). Les marnes sableuses brunâtres à zones verdâtres témoignent d'un milieu lagunaire (Dalrymple et al. 1992).

I.5.4.2. Les faciès intertidal

Le banc de grès (Sous-unité B1) avec des stratifications en chevron atteste clairement d'un environnement intertidal dominé par les courants de marée bidirectionnels (Reineck & Singh, 1980).

I.5.4.3. Les faciès subtidal

La bioturbation intense observée dans les grès fins supérieurs (Sous-unité A1) marque une transition vers un environnement plus calme, probablement subtidal, suggérant ainsi une transgression marine progressive (Reineck & Singh, 1980).

I.5.4.4. Les faciès lagunaire

Les marnes sableuses (Sous-unité A3) brunâtres à zones verdâtres témoignent d'un milieu lagunaire (Dalrymple et al. 1992). La présence de marnes sableuses verdâtres et de grès argileux indique des conditions fluctuantes entre des apports continentaux et des phases d'accumulation plus calmes.

Les marnes sableuses basales (Sous-unité B1) indiquent un milieu de transition, probablement une baie ou un lagon à influence détritique (Nichols, 2009). Cette sous-unité, formée de marnes sableuses avec structures tidales, indique une zone littorale soumise à l'influence alternée des courants marins et des apports détritiques.

I.5.4.5. Les faciès restreint évaporitique

Les marnes gypsifères rouges reflètent un changement majeur des conditions environnementales vers un milieu restreint de type lagunaire, avec une forte évaporation permettant la précipitation du gypse (Schreiber et al. 1986). La coloration rouge dominante et l'absence de macrofaune attestent de conditions oxydantes et hypersalines (Kendall, 1992). L'intercalation de grès avec des terriers indique des épisodes périodiques d'apport détritique et une amélioration temporaire des conditions environnementales permettant le développement d'organismes fouisseurs (Pemberton et al. 1992).

I.5.4.6. Les faciès marin peu profond

La présence dominante de calcaires à Orbitolines (Sous-unité A2), ainsi que l'association avec des huîtres et des brachiopodes, atteste d'un milieu franchement marin peu profond (Flügel, 2010). Les conditions étaient chaudes et bien oxygénées, typiques d'un environnement de mer épicontinentale (Tucker & Wright, 1990).

Cette sous-unité B2 marque un changement environnemental majeur, avec le retour à des conditions franchement marines caractéristiques d'un marin peu profond en voie de développement. Le calcaire dolomitique basal avec les *Thalassinoïdes* indique une zone infralittorale protégée (Burchette & Wright, 1992 ; Flügel, 2010). La succession de calcaires de diverses natures (massif, bioclastique, à lamines algaires, noduleux) reflète des variations cycliques au sein de l'environnement marin peu profond. La richesse en macrofossiles (bivalves, gastéropodes) dans certains niveaux atteste de conditions favorables à la vie marine en milieu peu profond (Pomar et al. 2004). Les lamines algaires témoignent de phases périodiques de développement de tapis microbiens dans des eaux calmes et peu profondes de la rampe interne proximale (Riding, 2000 ; Matysik, 2016).

I.5.4.7. Discussion

L'analyse stratigraphique et sédimentologique des unités A et B de la coupe de Coudait El-Laham révèle une évolution marquée par divers environnements de dépôt, traduisant une

dynamique sédimentaire contrôlée par des changements progressifs dans les conditions hydrodynamiques, climatiques et bathymétriques.

L'unité A, notamment la sous-unité A1, est dominée par des grès sableux à structures obliques, entrecroisées et HCS, témoignant d'un système littoral à deltaïque actif influencé par un climat aride. La présence de kerboubes reflète des processus pédogénétiques post-sédimentaires liés à des circulations de fluides. L'évolution vers des grès plus fins bioturbés indique une stabilisation progressive des conditions hydrodynamiques, suggérant un environnement plus calme de zone subtidale.

La sous-unité A2, composée de calcaires à orbitolines associés à d'autres faunes benthiques, marque une nette installation d'un milieu marin peu profond, où domine la sédimentation carbonatée. Ceci atteste de conditions favorables au développement de la vie marine dans des eaux chaudes, peu profondes et bien oxygénées.

La sous-unité A3 présente une alternance de grès grossiers et fins, avec des rides de courant, des surfaces érosives et de multiples structures sédimentaires, reflétant un retour à un environnement littoral-deltaïque soumis à des flux détritiques importants lors d'une régression marine. Cette dynamique est probablement liée à un système de delta progradant ou d'embouchure fluviale. La présence de marnes sableuses verdâtres indique des conditions lagunaires fluctuantes entre des apports continentaux et des phases d'accumulation plus calmes.

L'unité B, avec la sous-unité B1, présente une succession d'environnements variés. Les marnes sableuses basales avec structures tidales indiquent une zone littorale lagunaire soumise à l'influence alternée des courants marins et des apports détritiques. Le banc de grès à stratifications en chevron atteste d'un environnement intertidal dominé par les marées. La formation de marne gypsifère rouge, dépourvue de faune, souligne un passage vers un milieu restreint évaporitique, typique de conditions semi-arides à arides dans une lagune ou une sebkha.

La sous-unité B2 reflète une stabilisation des conditions marines peu profondes, favorables à la sédimentation carbonatée. La diversité des faciès calcaires (dolomitiques, bioclastiques, nodulaires, à lamines algaires) témoigne d'un environnement de rampe carbonatée interne soumis à de légères variations dans la bathymétrie, l'énergie hydrodynamique et la productivité biologique.

I.5.4.8. Conclusion

L'étude détaillée de la succession dans la coupe de Coudait El-Laham met en évidence une évolution progressive des environnements sédimentaires, depuis des milieux littoraux-deltaïques à forte énergie, passant par des environnements intertidaux et subtidaux, des systèmes lagunaires à évaporitiques, jusqu'à des environnements marins peu profonds stables. Cette évolution s'exprime par une diversité remarquable des faciès, allant de formations détritiques jusqu'à des formations carbonatées riches en faune marine.

Les alternances de grès, de marnes et de calcaires, ainsi que la variété des structures sédimentaires et des fossiles observés, reflètent une dynamique sédimentaire complexe influencée par des facteurs climatiques, topographiques et hydrodynamiques. Cette succession témoigne d'alternances répétées de transgressions et de régressions marines, caractéristiques d'une marge continentale peu profonde durant Barrémien-Albien. Cette complexité sédimentaire constitue un enregistrement précieux de l'histoire paléoenvironnementale régionale, mettant en lumière la richesse et la variabilité des environnements dans le bassin étudié. Notons qu'aux Monts de Ksour et Ouled Naïl, l'intervalle du Crétacé inférieur est caractérisé par la généralisation d'un complexe deltaïque.

Chapitre II

Étude paléontologique et systématique

Chapitre II Étude paléontologique et systématique

II.1. Introduction

Les formations crétacées d'Afrique du Nord, et particulièrement celles d'Algérie, recèlent une remarquable diversité de faunes d'invertébrés fossiles qui témoignent de la richesse des écosystèmes marins téthysiens de cette époque. Ces assemblages fossilifères, étudiés depuis les travaux pionniers de Coquand (1862), constituent un patrimoine paléontologique exceptionnel pour la compréhension des paléoenvironnements et de la paléobiogéographie du domaine téthysien au Mésozoïque.

Cette étude systématique présente une synthèse des principales espèces d'invertébrés fossiles identifiées dans les dépôts crétacés de la région, en analysant leurs caractères morphologiques, leur signification paléoécologique et leur distribution paléobiogéographique. L'analyse porte sur trois groupes majeurs : les Gastropodes, les Bivalves et les Échinides. Chacun apportant des informations complémentaires sur les conditions environnementales qui prévalaient dans les mers crétacées de la marge sud-téthysienne. Les spécimens proviennent des coupes de Coudait El-Laham et de Bourzal, situées dans les Djebels Bourzal et Mlaga. Dans la région des Zibans (Atlas saharien).

L'approche adoptée combine la description morphologique classique avec une interprétation paléoécologique moderne, permettant de reconstituer les paléoenvironnements et les paléocommunautés benthiques et pélagiques du Crétacé nord-africain.

II.2. Classe Gastropoda

Les gastropodes ont été principalement collectés à la Coupe de Coudait El-Laham, dans la partie médiane de la sous-unité B2, au sein de niveaux marneux minces des alternances marno-calcaires. Cette localité a livré les espèces suivantes : *Cimolithium tenouklense*, *Littorina strenua*, *Columbellina sp.*, *Strombus incertus*, et *Pictavia pagoda*.

Dans un autre secteur d'étude, la Coupe de Bourzal a également fourni une faune gastropodique diversifiée. Dans la formation de Bourzal, partie médiane de la sous-unité A1 (marnes des alternances marno-calcaires), ont été identifiées les espèces : *Aporrhais dutruegi*, *Nerinea gemmifera*, *Nerinea requieniana*, *Nerinea olisiponensis*, *Nerinea pauli*, *Nerinea villiersi*, *Tylostoma bussoni*, *Tylostoma pallaryi*.

Dans la Coupe de Coudait El-Laham, la partie inférieure de la sous-unité A2 (calcaires à orbitolines) de la Coupe de Coudait El-Laham s'est révélée moins riche, ne livrant qu'une seule espèce : *Gyrodes (Sohlella) gaultinus*.

II.2.1. Ordre Neotaenioglossa

Famille : Procerithiidae

Genre : *Cimolithium*

Espèce : *Cimolithium tenouklense* Coquand, 1862

Le genre *Cimolithium* se distingue par des coquilles allongées, coniques à turriculées, composées de tours ornementés de côtes axiales et parfois de stries spirales (Planche. 1 A). Ces caractéristiques suggèrent une adaptation à la vie dans des milieux meubles et peu profonds. L'espèce *Cimolithium tenouklense* présente une coquille relativement robuste, typique des gastéropodes vivant dans des environnements benthiques marins peu profonds, tels que les lagunes côtières ou les plateformes continentales, où elle se nourrissait probablement de détritiques organiques ou de microalgues (Bandel, 2006 ; Kiel, 2003). Sur le plan paléobiogéographique, cette espèce a été initialement décrite par Coquand (1862) dans des formations du Crétacé supérieur en Algérie, notamment dans la région de Ténoukla, et se retrouve fréquemment associée aux faunes crétacées du bassin méditerranéen et de l'Afrique du Nord, indiquant une large distribution dans les mers épicontinentales de cette époque (Coquand, 1862 ; Harzhauser et al., 2002).

II.2.2. Ordre Littorinimorpha

Famille : Littorinidae

Genre : *Littorina*

Espèce : *Littorina strenua* Stoliczka, 1868

Littorina strenua Stoliczka, 1868, bien que peu documentée dans la littérature, peut être abordée à travers les caractéristiques générales du genre *Littorina*, largement représenté dans les registres fossiles et actuels (Reid, 1996 ; Bandel, 2007). Sur le plan morphologique, les coquilles du genre *Littorina* sont généralement de petite à moyenne taille, de forme conique à ovoïde, avec des tours bien arrondis et une ouverture ovale (Planche. 1 B, C). Leur surface peut être lisse ou présenter des ornements spirales ou axiales discrètes (Bandel, 2007).

Paléoécologiquement, les *Littorina* actuelles sont typiques des environnements intertidaux et supratidaux, où elles s'attachent aux substrats durs comme les rochers ou les algues. Par analogie écologique, *L. strenua* devait occuper des milieux marins littoraux peu profonds, exposés aux influences des marées, des vagues et des variations de salinité, reflétant un mode de vie adapté aux conditions dynamiques du rivage (Reid, 1996 ; Kidwell & Bosence, 1991). En termes de paléobiogéographie, le genre *Littorina* possède une distribution quasi-globale, avec une apparition dès le Paléozoïque supérieur selon certaines sources, bien que sa diversification notable ait eu lieu durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, notamment dans les bassins néritiques tempérés et tropicaux (Harzhauser et al., 2002).

II.2.3. Ordre Neogastropoda

Famille : Columbellidae

Genre : *Columbellina*

Espèce : *Columbellina sp.*

Columbellina, attribué à la famille des Columbellidae, est représenté par des coquilles généralement petites, de forme fusiforme à ovoïde, avec une spire modérément élevée et une ouverture étroite (Planche. 1 D, E, F). La columelle peut parfois présenter des plis caractéristiques, bien que leur développement varie selon les espèces (Vermeij, 1998 ; Landau et al., 2013). Ce type de morphologie suggère une adaptation à la vie benthique mobile sur ou dans les sédiments marins meubles.

D'un point de vue écologique, les Columbellidae actuels sont des gastéropodes marins carnivores ou nécrophages, occupant divers habitats depuis les zones intertidales jusqu'aux environnements sublittoraux et bathyaux. Par analogie écologique, *Columbellina sp.* Devait probablement vivre dans des conditions marines peu profondes à modérément profondes, sur des fonds meubles, où elle se nourrissait de petits invertébrés morts ou affaiblis. Paléobiogéographiquement, le genre *Columbellina* est bien connu dans les dépôts crétacés, avec une distribution fossile indiquant une large dispersion dans les mers téthysiennes et épicontinentales du Mésozoïque, en particulier dans les régions d'Europe et d'Afrique du Nord (Cossmann, 1899 ; Harzhauser et al., 2002).

II.2.4. Ordre Stromboidea

Famille : Strombidae

Genre : *Strombus*

Espèce : *Strombus incertus* Sowerby, 1823

Strombus incertus Sowerby, 1823 appartient à un genre emblématique de gastéropodes marins, bien connu pour ses formes robustes et ornementées. Les coquilles de *Strombus* sont généralement coniques à fusiformes, avec un dernier tour hypertrophié et une ouverture étroite qui s'élargit antérieurement en un canal siphonal bien développé (Planche. 1 G, H). La surface externe est souvent marquée par des côtes, des nœuds ou même des épines chez certaines espèces, conférant à la coquille une protection accrue contre les prédateurs (Abbott, 1960 ; Jung, 1974).

D'un point de vue paléoécologique, les *Strombus* actuels vivent dans des environnements marins tropicaux à subtropicaux, généralement peu profonds, notamment sur des fonds sableux ou dans des herbiers marins. Ils sont principalement herbivores ou détritivores, se nourrissant d'algues microscopiques ou de matière organique déposée (Savazzi, 1991). Par analogie, *S. incertus* devait occuper un habitat similaire au Crétacé, probablement dans des environnements littoraux ou lagunaires riches en végétation marine (Jung, 1974). Sur le plan paléobiogéographique, le genre *Strombus* est abondamment représenté dans les faunes tertiaires et quaternaires des régions chaudes, mais certaines espèces, comme *S. incertus*, sont bien attestées dès le Crétacé, notamment dans les bassins du sud de l'Europe (France, Espagne) et en Afrique du Nord, ce qui témoigne de la présence de conditions tropicales à subtropicales dans ces régions durant cette période (Dhondt et al., 2002 ; Pacaud, 2007).

II.2.5. Ordre Aporrhaidae

Famille : Aporrhaidae

Genre : *Aporrhais*

Espèce : *Aporrhais dutrugei* Coquand, 1862

Aporrhais dutrugei Coquand, 1862 est un gastéropode marin remarquable par sa morphologie caractéristique, typique du genre *Aporrhais*. Les coquilles sont fusiformes à turriculées, dotées d'une spire élevée et d'une ouverture terminale à lèvre externe très développée, souvent digitée ou lobée, formant des expansions latérales en forme de « pied de pélican » (Planche. 1 I, J), une adaptation morphologique distinctive permettant probablement une meilleure stabilité sur les substrats meubles (Szabó, 1984).

Paléoécologiquement, les représentants du genre *Aporrhais* sont des gastéropodes benthiques vivant sur des fonds meubles (sables fins à vases) dans des environnements marins peu profonds à modérément profonds, notamment sur la plateforme continentale. Ils sont principalement détritivores, se nourrissant de particules organiques déposées sur le substrat. Des études actuelles et fossiles ont montré leur association fréquente avec des communautés d'huîtres (Ostreidae), ce qui suggère des conditions écologiques stables, bien oxygénées et riches en matière organique (Fürsich & Wendt, 1977).

Sur le plan paléobiogéographique, le genre *Aporrhais* est connu depuis le Trias jusqu'au Récent, avec une large distribution dans les mers téthysiennes. *Aporrhais dutrugei*, en particulier, est bien représentée dans les assemblages du Crétacé supérieur d'Afrique du Nord, notamment en Algérie, où elle constitue un élément important de la faune benthique marine (Coquand, 1862 ; Dhondt et al. 2002).

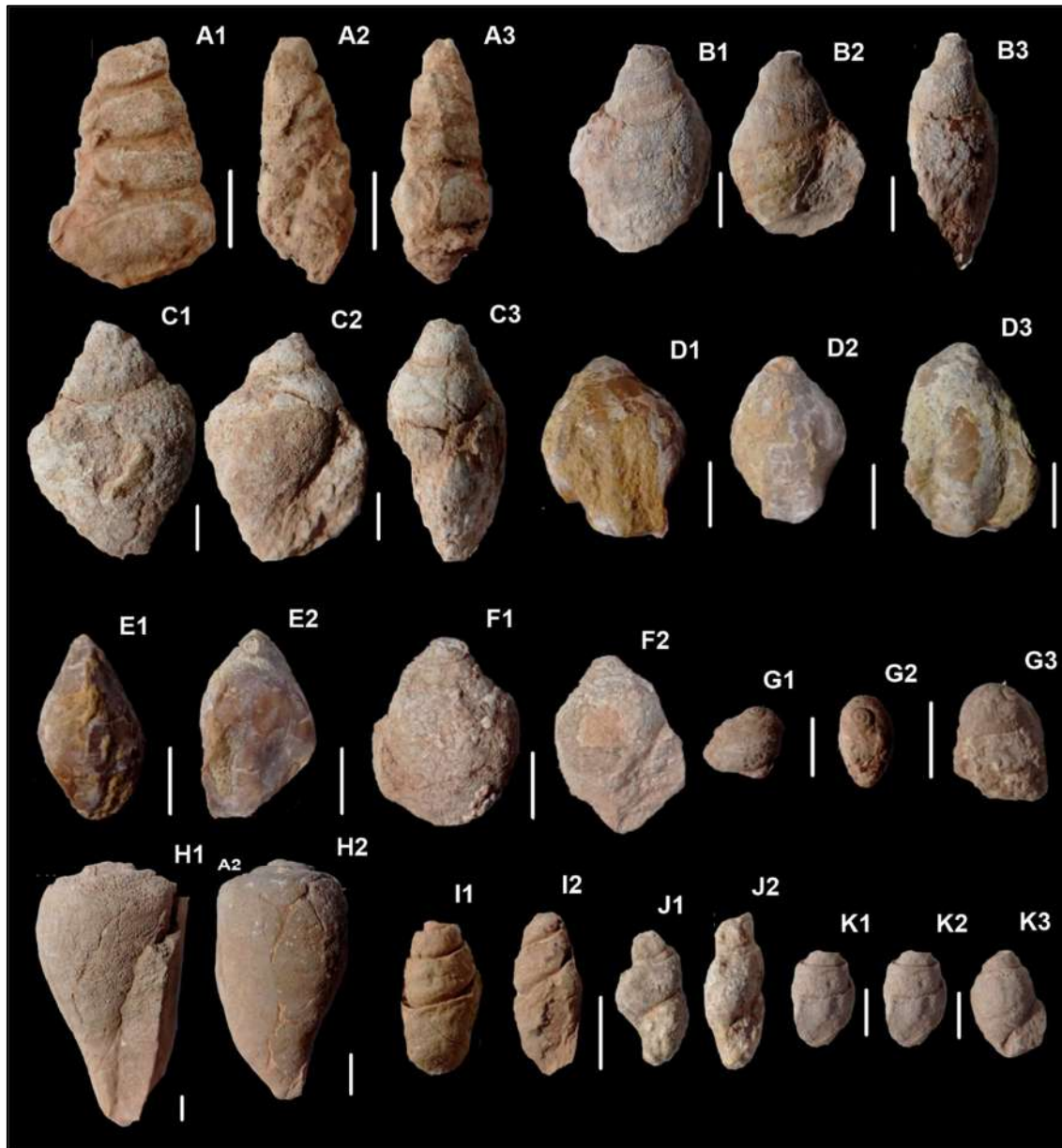
II.2.6. Ordre Ptenoglossa

Famille : Epitoniidae

Genre : *Pictavia*

Espèce : *Pictavia pagoda* (Forbes, 1846)

Pictavia pagoda (Forbes, 1846) est un gastéropode fossile remarquable par sa morphologie particulière et son affiliation probable à la famille des Epitoniidae, bien que certaines classifications restent discutées (Kaim, 2004 ; Tracey et al., 1993). Sur le plan morphologique, le genre *Pictavia* se distingue par des coquilles en forme de pagode, dotées de tours angulaires et de carènes bien marquées, souvent décorées de tubercules ou de nodules, ce qui leur confère un aspect très ornementé (Planche. 1 K). L'ouverture est généralement simple et sans siphon apparent (Kaim, 2004). D'un point de vue paléoécologique, les représentants de la famille Epitoniidae sont des gastéropodes marins benthiques, vivant préférentiellement sur des substrats rocheux ou coralliens, souvent dans des environnements relativement profonds à sublittoraux, suggérant que *P. pagoda* pouvait occuper un habitat similaire durant le Crétacé (Tracey et al., 1993 ; Batten, 1984). Paléobiogéographiquement, cette espèce est typique des assemblages fauniques du Crétacé inférieur à moyen d'Europe occidentale, et elle figure parmi les indicateurs utiles dans les reconstitutions paléoenvironnementales des marges marines épicontinentales du Crétacé (Forbes, 1846 ; Conti et Szabo, 1987).



Planches photo. 1 : Espèces étudiées. Gastropodes du Crétacé de la région des Zibans (Djebel Bourzal et Mlaga); A. *Cimolithium tenouklense* (Coquand, 1862) ; B-C. *Littorina strenua* Stoliczka, 1868 ; D-E-F. *Columbellina* sp. ; G-H. *Strombus incertus* (Sowerby, 1823); I-J. *Aporrhais dutrugei* (Coquand, 1862); K. *Pictavia pagoda* (Forbes, 1846), Échelle 1 cm.

II.2.7. Ordre Heterostropha

Famille : Nerineidae

Genre : *Nerinea*

Espèce : *Nerinea gemmifera* Coquand, 1862

Nerinea gemmifera Coquand, 1862 appartient à la famille des Nerineidae, un groupe typique de gastéropodes hétérostracés du Mésozoïque, bien représenté dans les environnements carbonatés du Crétacé. Morphologiquement, *N. gemmifera* partage les traits classiques du genre *Nerinea*, avec une coquille élancée, haute et étroite, constituée de nombreux tours serrés. Toutefois, cette espèce se distingue par des ornements spécifiques évoquant des "gemmes" ou des tubercules sur les spires, ce qui justifie l'épithète spécifique *gemmifera* (Planche. 2 A). Ces éléments décoratifs pouvaient jouer un rôle fonctionnel dans la stabilisation ou la défense passive contre les prédateurs (Szabó, 1985 ; Barker, 1990).

Sur le plan paléoécologique, les *Nerinea* étaient des gastéropodes benthiques adaptés aux milieux marins tropicaux peu profonds, vivant dans des environnements riches en carbonate, comme les plateformes récifales, les lagunes internes ou les bancs de sable carbonatés. Ces conditions reflètent des mers chaudes, bien éclairées, souvent oligotrophes (Fürsich & Werner, 1984). Paléobiogéographiquement, *N. gemmifera* est caractéristique des faunes crétacées d'Afrique du Nord, notamment d'Algérie, où elle constitue un fossile important dans les dépôts marins d'âge albien à cénomanien, témoignant de la persistance d'environnements néritiques favorables durant le Crétacé moyen (Coquand, 1862 ; Dhondt et al., 2002 ; Benyoucef et al., 2020).

Espèce : *Nerinea requieniana* d'Orbigny, 1842

Nerinea requieniana est l'une des espèces les plus caractéristiques et les mieux connues du genre *Nerinea*, particulièrement répandue dans les formations carbonatées du Crétacé inférieur d'Europe méridionale et d'Afrique du Nord, notamment en Algérie, en France et en Espagne (Freneix, 1963 ; García & Vera, 1990). Elle se distingue par une coquille haute, étroite et turriculée, avec des structures internes complexes, en particulier des plis marqués sur la columelle et la paroi pariétale, qui facilitent son identification sur le terrain (Hudson & Palmer, 1976 ; Bandel, 1993). L'ornementation externe est généralement discrète, parfois composée de côtes spirales ou axiales, mais c'est surtout son architecture interne qui en fait une espèce diagnostique (Planche. 2 B).

Du point de vue paléoécologique, *N. requieniana* occupait des environnements marins peu profonds, sur des plateformes carbonatées à dominante tropicale ou subtropicale, souvent en lien avec des récifs ou des biohermes, où elle vivait probablement en tant que brouteuse d'algues ou suspensivore sur le fond marin (Fürsich & Werner, 1988 ; Leinfelder et al., 2002). Sa large distribution dans les mers téthysiennes et sa présence récurrente dans des couches bien datées font de cette espèce un excellent fossile stratigraphique pour le Crétacé inférieur, utilisé dans la corrélation des séries sédimentaires entre l'Europe et l'Afrique du Nord (Delanoy et al., 2012).

Espèce : *Nerinea olisiponensis* Sharpe, 1850

Nerinea olisiponensis, décrite par Sharpe en 1850, est une espèce représentative des faunes crétacées de la région téthysienne, notamment dans la péninsule Ibérique — dont le nom ancien Olisipo (Lisbonne) a inspiré l'épithète spécifique — et en Afrique du Nord, y compris au Maroc et en Algérie (Sharpe, 1850 ; Freneix, 1963). Sa coquille haute, étroite et turriculée présente des plis internes complexes sur la columelle, caractéristiques du genre, tandis que son ornementation externe, bien que peu documentée en détail, semble posséder des particularités propres à l'espèce (Planche. 2 C). Ces caractères sont probablement utiles à sa distinction taxonomique (Bandel, 1993 ; Hudson & Palmer, 1976).

Sur le plan paléoécologique, *N. olisiponensis* habitait des environnements marins peu profonds, chauds et riches en carbonates, typiques des plateformes récifales du Crétacé inférieur, où elle cohabitait avec une faune benthique diversifiée adaptée aux conditions stables et bien oxygénées de ces milieux (Fürsich & Werner, 1988 ; Leinfelder et al., 2002). Sa répartition géographique entre l'Europe du Sud-Ouest et l'Afrique du Nord témoigne de la continuité écologique des environnements téthysiens à cette époque, et en fait un bon indicateur paléobiogéographique pour les dépôts carbonatés de ces régions (Delanoy et al., 2012 ; García & Vera, 1990).

Espèce : *Nerinea pauli* Coquand, 1862

Nerinea pauli est une espèce fossile appartenant au genre *Nerinea*, décrite à partir des dépôts crétacés d'Afrique du Nord, notamment en Algérie. Elle présente une coquille allongée, étroite et turriculée, typique du genre, avec des plis internes complexes visibles sur la columelle et les parois internes (Planche. 2 D), caractéristiques qui permettent une identification précise dans les séries carbonatées (Coquand, 1862 ; Bandel, 1993). Bien que les détails spécifiques de l'ornementation externe de *N. pauli* soient moins documentés que pour d'autres espèces, comme *N. requieniana*, il est probable qu'elle présentait des structures spiralées ou des reliefs discrets compatibles avec un environnement de dépôt peu profond.

Sur le plan paléoécologique, *N. pauli* vivait dans des milieux marins tropicaux à subtropicaux, peu profonds et riches en carbonates, typiques des plateformes récifales du Crétacé inférieur. Elle partageait cet habitat avec une faune benthique diversifiée, et son mode de vie devait être similaire à celui des autres *Nerinea*, c'est-à-dire en tant que suspensivore ou brouteur d'algues (Fürsich & Werner, 1988). Sa présence dans les couches crétacées d'Algérie et sa parenté avec d'autres espèces européennes et nord-africaines renforcent son importance en tant que fossile stratigraphique dans les environnements téthysiens (Freneix, 1963 ; Delanoy et al., 2012).

Espèce : *Nerinea villiersi* Coquand, 1862

Nerinea villiersi est une espèce fossile décrite à partir des dépôts crétacés du nord de l'Afrique, notamment en Algérie, dans les travaux de Coquand (1862), où elle est associée à d'autres espèces de *Nerinea* dans les séries carbonatées. Comme les autres membres de ce genre, elle possède une coquille haute, étroite et turriculée, mais se distingue par certaines

particularités morphologiques propres, probablement visibles dans les plis internes ou l'ornementation externe (Planche. 2 E), bien que peu de descriptions détaillées modernes existent à ce sujet (Freneix, 1963 ; Bandel, 1993).

Elle vivait dans des environnements marins peu profonds, chauds et carbonatés, typiques des plateformes récifales du Crétacé inférieur, où les conditions étaient favorables au développement d'une faune benthique riche. Son mode de vie, à l'instar des autres *Nerinea*, était vraisemblablement celui d'un suspensivore ou d'un brouteur d'algues dans un milieu bien oxygéné et stable (Fürsich & Werner, 1988). La présence de *N. villiersi* dans les faunes nord-africaines du Crétacé témoigne de l'importance biostratigraphique du genre dans les marges téthysiennes, et contribue à la reconstitution des paléoenvironnements marins de cette époque (Delanoy et al., 2012).

II.2.8. Ordre Caenogastropoda

Famille : Tylostomatidae

Genre : *Tylostoma*

Espèce : *Tylostoma bussoni* Coquand, 1862

L'espèce *Tylostoma bussoni* se distingue par une coquille globuleuse à ovoïde, souvent de grande taille, avec une spire basse et un dernier tour très élargi. L'ouverture est généralement semi-circulaire à ovale, dotée d'un péristome simple et d'un canal siphonal court (Planche. 2 F), ce qui reflète les caractères typiques des gastéropodes du Crétacé (Wenz, 1938 ; Kollmann, 1979).

Du point de vue paléoécologique, *Tylostoma* correspond à des gastéropodes marins benthiques vivant sur des fonds meubles, principalement dans des environnements de plateformes carbonatées peu profondes à modérément profondes. Leur grande taille laisse penser à une certaine résistance aux courants marins, et leur régime alimentaire aurait été carnivore ou nécrophage (Kase, 1984 ; Aouissi et al., 2023). Paléobiogéographiquement, le genre est largement représenté dans les dépôts crétacés de la Téthys, avec une répartition couvrant l'Europe, l'Afrique du Nord – notamment l'Algérie – et le Moyen-Orient, ce qui témoigne de sa large dispersion durant cette période.

Espèce : *Tylostoma pallaryi* Pallary, 1901

L'espèce *Tylostoma pallaryi* présente une morphologie semblable à celle des autres représentants du genre *Tylostoma*, caractérisé par une coquille globuleuse de grande taille, une spire basse et un dernier tour fortement élargi (Lozouet, 2006). Toutefois, certains détails au niveau de la forme de l'ouverture permettent de distinguer *T. pallaryi* des autres espèces (Planche. 2 H).

Du point de vue paléoécologique, cette espèce occupait des environnements marins benthiques, vivant sur des fonds meubles, généralement dans des contextes de plateforme carbonatée peu profonde à modérément profonde (Aouissi et al., 2023 ; Dhondt et al., 2002). Elle est typique des faunes crétacées, avec une répartition paléobiogéographique concentrée en Afrique du Nord, notamment dans les séries crétacées du Maghreb (Pallary, 1901 ; Bensaid et

al., 2020), ce qui reflète la large dispersion du genre dans les mers téthysiennes au cours du Crétacé (Kollmann, 1979 ; Conti & Szabó, 1989).

Famille : Naticidae

Genre : *Gyrodes*

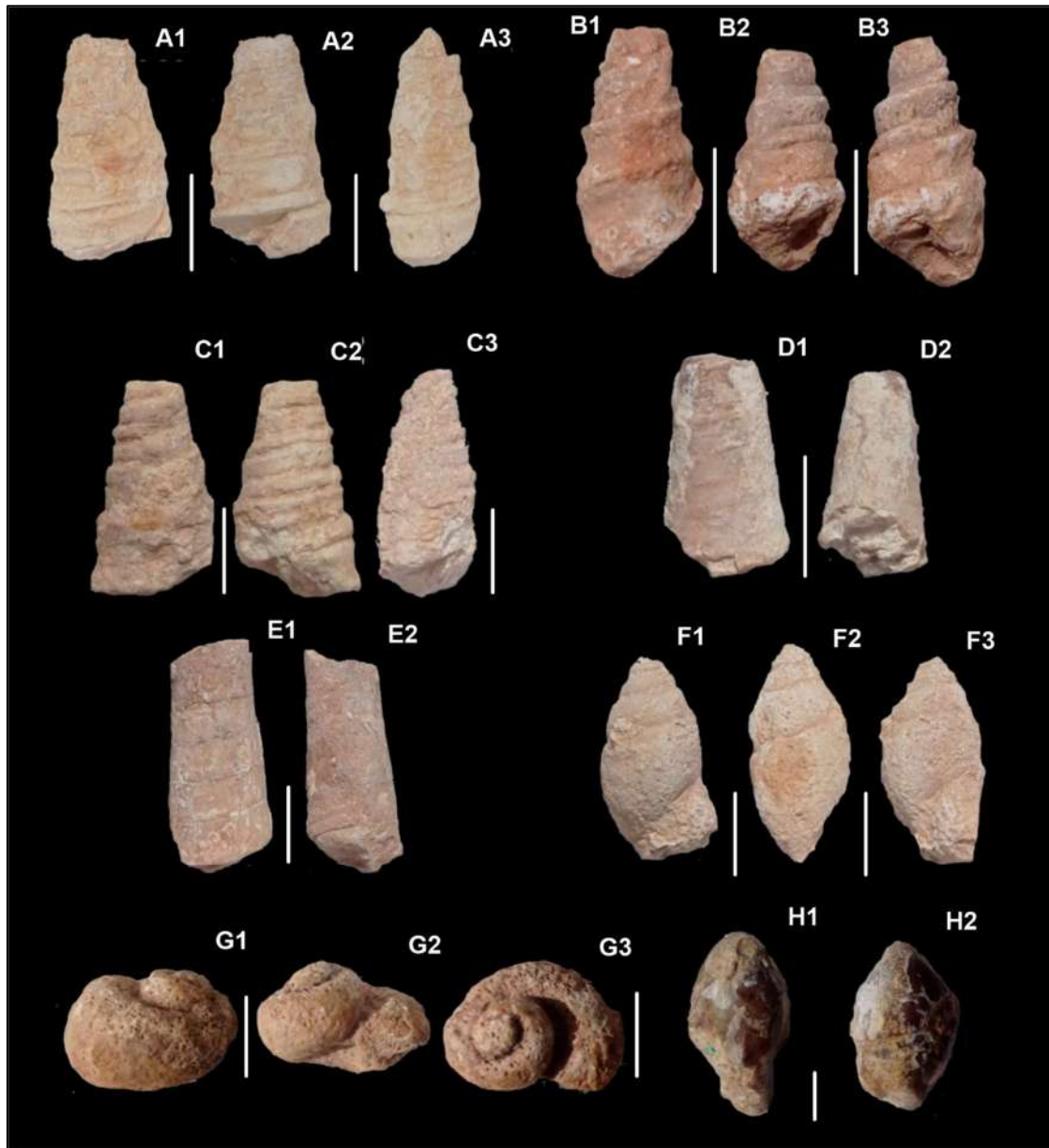
Sous-genre : *Sohlella*

Espèce : *Gyrodes (Sohlella) gaultinus* (d'Orbigny, 1842)

L'espèce *Gyrodes (Sohlella) gaultinus* se caractérise par une coquille globuleuse de taille moyenne (15-25 mm), avec une spire basse et des tours convexes. La surface est lisse avec de fines stries d'accroissement. L'ouverture est semi-lunaire avec un ombilic étroit et une columelle épaissie (Planche. 2 G), caractères typiques des Naticidae du Crétacé inférieur (Wenz, 1938 ; Kollmann, 1979).

Du point de vue paléoécologique, ce gastéropode marin benthique vivait sur des substrats meubles de plateformes marines modérément profondes. Sa morphologie globuleuse suggère un mode de vie carnivore, probablement prédateur de bivalves (Kase, 1984 ; Tracey et al., 1993).

Paléobiogéographiquement, *Gyrodes (Sohlella) gaultinus* est largement distribué dans les dépôts albiens d'Europe occidentale, particulièrement dans l'Argile de Gault d'Angleterre et de France. Cette répartition en fait un excellent marqueur stratigraphique de l'Albien (Casey, 1961 ; Owen, 1988).



Planches photo. 2 : Espèces étudiées. Gastropodes du Crétacé de la région des Zibans (Djebel Bourzal et Mlaga); A. *Nerinea gemmifera* (Coquand, 1862) ; B. *Nerinea requieniana* d'Orbigny, 1842 ; C. *Nerinea olisiponensis* (Sharpe, 1850) ; D. *Nerinea pauli* ; E. *Nerinea villiersi* ; F. *Tylostoma bussoni* ; G. *Gyrodes (Sohlella) gaultinus* (d'Orbigny, 1842) ; H. *Tylostoma pallaryi*, Échelle 1 cm

II.3. Classe Bivalvia

Les bivalves appartenant aux ordres Ostreida et Pectinida (familles Gryphaeidae et Neitheidae) proviennent à la Coupe de Coudait El-Laham, dans la partie médiane de la sous-unité B2, au sein de niveaux marneux minces des alternances marno-calcaires. Cette localité générale concerne les espèces suivantes : *Exogyra conica*, *Costagyra olisiponensis*, *Ceratostreon flabellatum*, *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Lopha syphax*, et *Neithea gibbosa*.

Par ailleurs, dans la Formation de Bourzal, partie supérieure de la sous-unité A1 (marnes des alternances marno-calcaires), on retrouve *Pycnodonte* sp.

De plus, dans la Formation de Bourzal, partie médiane de la sous-unité A2 (niveaux marneux minces intercalés entre les bancs calcaires massifs), apparaissent *Meretrix desvauxi*, *Tenea delectrei*, *Arctica inornata*, et *Pterotrigonia* sp.

II.3.1. Ordre Ostreida

Famille : Gryphaeidae Vialov, 1936

Genre : *Exogyra*

Espèce : *Exogyra conica* (J. Sowerby, 1816)

Exogyra conica (J. Sowerby, 1816) est une huître fossile typique du Crétacé, appartenant à la famille des Gryphaeidae. Morphologiquement, elle se distingue par sa coquille très asymétrique, avec une valve gauche fortement convexe, enroulée de manière spiralée et fixée au substrat, tandis que la valve droite est petite et relativement plate (Planche. 3 A). Sa coquille présente des lamelles de croissance concentriques bien marquées et parfois des côtes radiales, et le bec est souvent recourbé latéralement (Dhondt, 1984 ; Palmer, 1982).

Sur le plan paléoécologique, *E. conica* était un bivalve épifaunique sessile, vivant fixé sur des substrats durs ou semi-consolidés dans des environnements marins peu profonds à modérément profonds, à fond vaseux ou sablonneux. C'était un organisme suspensivore, se nourrissant par filtration de particules en suspension dans l'eau (Kauffman, 1973 ; Aouissi et al., 2023). Sa présence abondante est souvent associée à des conditions marines chaudes et turbides, typiques des plates-formes carbonatées du Crétacé (Walaszczyk & Cobban, 2000).

Du point de vue paléobiogéographique, le genre *Exogyra* présente une distribution cosmopolite durant le Crétacé, particulièrement dans les provinces téthysiennes et atlantiques, et *E. conica* est souvent utilisée comme fossile stratigraphique dans les séries du Crétacé supérieur (Kauffman & Sohl, 1974 ; Monari et al., 2011).

Genre : *Costagyra*

Espèce : *Costagyra olisiponensis* (Sharpe, 1850)

Costagyra olisiponensis (Sharpe, 1850) est une huître fossile appartenant à la famille des Gryphaeidae, caractérisée par une morphologie très asymétrique. La valve gauche, fortement convexe et cimentée au substrat, est ornée de côtes radiales marquées, ce qui distingue le genre

Costagyra des autres Gryphaeidae tels que *Exogyra* (Sharpe, 1850 ; Aouissi et al., 2023). La valve droite est plus petite et plate, couvrant la valve inférieure (Planche. 3 B).

D'un point de vue paléoécologique, cette espèce était benthique et sessile, adoptant un mode de vie épifaunique fixé sur des substrats meubles à semi-durs dans des environnements marins peu profonds. Elle se nourrissait par filtration en suspension, ce qui est typique des bivalves gryphaeides (Aouissi et al., 2023). Sa présence dans les séries sédimentaires du Crétacé de la région téthysienne, notamment au Portugal et en Afrique du Nord, témoigne d'une large répartition paléobiogéographique de l'espèce dans les mers chaudes de cette époque (Sharpe, 1850 ; Aouissi et al., 2023).

Genre : *Ceratostreon*

Espèce : *Ceratostreon flabellatum* (Goldfuss, 1833)

Ceratostreon flabellatum (Goldfuss, 1833) est une espèce fossile emblématique d'huître appartenant à la famille des Gryphaeidae, largement répandue dans les dépôts du Crétacé, notamment en Europe (France, Allemagne) et en Afrique du Nord, notamment en Algérie, Tunisie et Maroc (Goldfuss, 1833 ; Elmi et al., 1996). Cette espèce se distingue morphologiquement par une valve inférieure épaisse, fortement bombée et ornée de plis radiaux marqués en forme d'éventail – ce qui a motivé l'étymologie du terme "flabellatum" – tandis que la valve supérieure est plus petite, fine, et relativement plate, formant une coquille asymétrique adaptée à la fixation sur des substrats meubles ou durs (Planche. 3 C).

Paléoécologiquement, *Ceratostreon flabellatum* était un bivalve sessile, épifaunique, vivant fixé au fond marin par sa valve gauche, se nourrissant par filtration en captant les particules organiques en suspension, un mode de vie typique des huîtres (Stenzel, 1971 ; Aouissi et al., 2023). Sa présence massive dans certains niveaux sédimentaires traduit souvent un environnement marin peu profond, bien oxygéné, à haute énergie hydrodynamique, tels que les plates-formes carbonatées ou les lagunes ouvertes, où les conditions favorisent le développement de communautés d'huîtres (Elmi et al., 1996 ; Benfrika et al., 2022).

Les gisements riches en *C. flabellatum* indiquent aussi des épisodes de sédimentation relativement rapide et une stabilité écologique suffisante pour permettre l'établissement de populations denses sur des substrats sableux ou argilo-calcaires. Paléobiogéographiquement, cette espèce joue un rôle clé dans la reconstitution des paléoenvironnements du Crétacé inférieur à moyen, étant souvent utilisée comme fossile guide dans les biozonations locales et régionales (Aouissi et al., 2023 ; Benfrika et al., 2022), et sa large distribution géographique reflète une importante capacité d'adaptation aux variations eustatiques et climatiques du Crétacé marin.

Genre : *Rhynchostreon*

Espèce : *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck, 1801)

Rhynchostreon suborbiculatum est une espèce fossile emblématique appartenant à la famille des Gryphaeidae, largement répandue dans les dépôts du Crétacé (Wiedmann, 1973 ; Aouissi et al., 2023). Morphologiquement, cette huître se distingue par sa coquille de forme

suborbiculaire, avec des plis radiaux modérément marqués et une forte asymétrie entre les valves (Planche. 3 D). La valve inférieure, bombée et cimentée au substrat, contraste avec la valve supérieure, plus plate et de dimensions réduites (Stenzel, 1971).

Rhynchostreon suborbiculatum était une huître benthique sessile, épifaunique et filtreuse, vivant fixée sur des substrats durs ou semi-durs dans des environnements côtiers marins peu profonds. Ces milieux étaient typiquement soumis à des conditions de salinité normale et à une énergie hydrodynamique variable, ce qui reflète une certaine tolérance écologique de l'espèce (Skelton, 2003).

D'un point de vue paléobiogéographique, cette espèce est largement documentée dans les bassins de la Téthys, notamment en Europe méridionale, en Afrique du Nord, et au Moyen-Orient, témoignant de sa large distribution au cours du Crétacé (Boumaiza et al., 2021 ; Aouissi et al., 2023). Cette répartition souligne l'importance de *Rhynchostreon* comme fossile indicateur des paléoenvironnements marins téthysiens.

Genre : *Pycnodonte*

Espèce : *Pycnodonte sp.*

Les représentants du genre *Pycnodonte* sont des huîtres fossiles remarquables par leur coquille épaisse, souvent irrégulière à ovale, avec une valve inférieure fortement convexe et une valve supérieure plus plate (Planche. 3 E). L'intérieur des valves présente fréquemment des structures caractéristiques appelées chomata, ainsi qu'une microstructure alvéolaire du test, conférant à la coquille une combinaison de légèreté et de résistance mécanique (Stenzel, 1971 ; Dhondt, 1987). Ces traits morphologiques suggèrent une adaptation évolutive efficace à des environnements marins instables, notamment ceux à sédimentation meuble ou à faible teneur en oxygène.

Sur le plan paléoécologique, *Pycnodonte* était un bivalve épifaunique suspensivore, soit libre sur le substrat, soit fixé au jeune âge, évoluant dans des environnements marins peu profonds à plus profonds, typiques des plateformes carbonatées ou silto-sableuses (Kauffman, 1975 ; Skelton et Benton, 1993).

Paléobiogéographiquement, le genre possède une vaste extension spatiotemporelle, depuis le Jurassique jusqu'au Néogène, avec une distribution largement cosmopolite, notamment dans les dépôts crétacés d'Afrique du Nord, d'Europe, et du Moyen-Orient (Bouchet & Rocroi, 2010 ; El-Asa'd et al., 2017). En Algérie, *Pycnodonte* est fréquemment signalé dans les formations du Crétacé supérieur, notamment dans les dépôts marneux et calcaires de la région de Biskra et d'autres bassins téthysiens sahariens (Moullade et al., 1998 ; Bensaid et al., 2020).

Genre : *Lopha*

Espèce : *Lopha syphax* Coquand, 1862

Lopha syphax (Coquand, 1862) est une espèce fossile appartenant à la famille des Gryphaeidae, caractéristique du Crétacé supérieur, notamment du Cénomanién inférieur. Morphologiquement, cette huître montre des valves nettement asymétriques, avec des plis radiaux marqués qui confèrent à la coquille un contour festonné typique. La valve inférieure, fortement convexe, était fixée par un ciment au substrat dur (roches ou coquilles), tandis que la valve supérieure, plus aplatie, jouait un rôle de couvercle (Planche. 3 F). Cette morphologie particulière s'inscrit dans un mode de vie sessile et épifaunique, typique des bivalves fixés.

D'un point de vue paléoécologique, *Lopha syphax* occupait des environnements marins peu profonds à énergie variable, tels que les plateformes carbonatées, les récifs ou les zones marginales (Kauffman, 1965). Elle formait parfois des concentrations denses ou des biohermes (Aouissi et al., 2024), et son association avec d'autres huîtres ou rudistes peut indiquer des milieux restreints ou semi-isolés, notamment dans des bassins intracratoniques. L'étude des assemblages où elle est présente suggère également une tolérance à des variations modérées de salinité et une certaine résilience aux conditions suboxiques.

Sur le plan paléobiogéographique, cette espèce a été documentée dans plusieurs gisements du Crétacé d'Afrique du Nord, en particulier en Algérie (Coquand, 1862), où elle figure dans de nombreuses faunes cénomaniennes, notamment celles des régions de Biskra et de l'Aurès. Elle a également été signalée au Moyen-Orient, ce qui témoigne d'une distribution téthysienne dans les provinces méridionales de la Téthys pendant le Crétacé supérieur.

II.3.2. Ordre Pectinida

Famille : Neitheidae

Genre : *Neithea*

Espèce : *Neithea gibbosa* (Pulteney, 1813)

L'espèce *Neithea gibbosa*, est une espèce fossile bien caractérisée de bivalves du Crétacé. Ces bivalves sont reconnaissables par leurs valves subcirculaires à ovales, ornées de côtes radiales plates et larges bien marquées, et dépourvues d'oreilles (auricules) proéminentes (Planche. 3 G). Leurs coquilles, généralement épaisses et robustes, témoignent d'une adaptation à des environnements de haute énergie.

Les Neitheidae, dont fait partie *Neithea*, étaient des bivalves épifauniques fixés ou semi-mobiles, vivant couchés sur le substrat. Contrairement aux Pectinidae modernes, ils ne possédaient pas la capacité de nage par claquements des valves. Ils habitaient des fonds sablo-vaseux dans des milieux marins peu profonds à modérément profonds, bien oxygénés, et étaient suspensivores filtrateurs, se nourrissant de particules organiques en suspension dans l'eau (Dhondt, 1973).

L'espèce *Neithea gibbosa* est particulièrement bien représentée dans le Crétacé supérieur (Cénomanién–Maastrichtien), notamment en Europe occidentale et en Afrique du Nord. En Algérie, cette espèce a été largement signalée dans les formations crétacées du Sahara

septentrional et de l'Atlas saharien, où elle constitue un excellent fossile guide (Coquand, 1862 ; Pervinquière, 1912). Sa présence dans les couches étudiées confirme un âge crétacé et témoigne d'environnements marins francs de plateforme peu profonde (Collignon, 1968).

II.3.3. Ordre Venerida

Famille : Veneridae

Genre : *Meretrix*

Espèce : *Meretrix desvauxi* Coquand, 1862

Meretrix desvauxi est une espèce fossile de bivalves appartenant à la famille des Veneridae, largement connue pour sa morphologie robuste et adaptée à la vie infaunique. Les représentants du genre *Meretrix* se distinguent par une coquille ovale à triangulaire (Planche. 3 H), parfois finement ornée de stries concentriques, avec un umbo proéminent et une charnière solide, souvent épaisse et bien développée, caractéristiques qui facilitent leur identification dans les séries sédimentaires (Kauffman, 1976 ; Skelton, 2013). *Meretrix desvauxi*, plus précisément, présente une valve postérieure arrondie, ce qui indique une adaptation à l'enfouissement dans les substrats meubles.

Sur le plan paléoécologique, ces bivalves sont infauniques et suspensivores, vivant enfouis dans des sédiments sablo-vaseux peu profonds où ils filtrent des particules organiques de l'eau de mer. Ils sont associés aux environnements marins côtiers, estuariens et lagunaires, et montrent une tolérance modérée aux variations de salinité, ce qui les rend utiles comme indicateurs paléoenvironnementaux des milieux marginaux et instables (Pomar & Ward, 1995). Leur présence dans les dépôts du Crétacé, notamment dans le nord de l'Afrique comme en Algérie, est significative de conditions marines peu profondes, calmes, et riches en nutriments (Benyoucef et al., 2017).

En termes de paléobiogéographie, le genre *Meretrix* est largement distribué au niveau mondial, particulièrement dans les régions tropicales et tempérées, et son apparition dans les séries crétacées suggère des connexions marines étendues à l'échelle de la Téthys (Cox et al., 1969 ; Bouchette et al., 2010). L'espèce *M. desvauxi* y est souvent utilisée comme fossile stratigraphique pour dater les formations du Crétacé inférieur à supérieur dans divers bassins téthysiens.

Genre : *Tenea*

Espèce : *Tenea delectrei* Coquand, 1862

Tenea delectrei (Coquand, 1862) est une espèce fossile de bivalve appartenant au Crétacé supérieur, initialement décrite par Coquand dans les dépôts d'Afrique du Nord, notamment en Algérie. Morphologiquement, les représentants du genre *Tenea* se caractérisent par une coquille de petite à moyenne taille, de forme ovale à suborbiculaire, généralement lisse, avec des stries de croissance concentriques bien marquées (Planche. 3 I). Ces caractères suggèrent une adaptation à la vie infaunique.

En effet, sur le plan paléoécologique, ces bivalves vivaient probablement enfouis dans des sédiments meubles comme le sable ou la boue, adoptant un mode de vie suspensivore. Ils

étaient associés à des environnements de plateforme marine peu profonds, comme cela est confirmé par les assemblages fossiles du Crétacé supérieur dans lesquels ils sont régulièrement retrouvés (Aouissi et al., 2023).

Sur le plan paléobiogéographique, *Tenea delettrei* est une espèce endémique des marges sud-téthysiennes, particulièrement bien représentée dans les formations crétacées d'Afrique du Nord, attestant d'une répartition restreinte, mais significative dans les environnements marins épicontinentaux de cette époque (Coquand, 1862 ; Aouissi et al., 2023).

II.3.4. Ordre Arcticoidea

Famille : Arctiidae

Genre : *Arctica*

Espèce : *Arctica inornata* Coquand, 1862

Arctica inornata est un bivalve fossile attribué au genre *Arctica*, bien que cette identification reste sujette à révision, car l'espèce la plus connue de ce genre est *Arctica islandica*, encore vivante aujourd'hui, ce qui laisse penser que *A. inornata* pourrait soit représenter une forme fossile distincte (Coquand, 1862 ; Schneider et al., 2021).

Morphologiquement, les représentants du genre *Arctica* se distinguent par des coquilles épaisses, robustes, à contour ovale à trigone, montrant des stries de croissance concentriques bien marquées et une surface lisse, caractéristiques que l'on retrouve chez *A. inornata* (Planche. 3 J). Sur le plan paléoécologique, ces bivalves sont considérés comme infauniques, vivant enfouis dans des substrats meubles, sablo-vaseux, et adoptant un mode de vie suspensivore (Amler et al., 2000 ; Seilacher, 1982). Leur biologie indique une tolérance à des conditions environnementales variées, allant de mers peu profondes à des zones plus profondes, dans des eaux tempérées à froides (Schöne et al., 2004).

Du point de vue paléobiogéographique, le genre *Arctica* possède une distribution circumboréale depuis le Paléogène, mais la mention de *A. inornata* dans des formations du Crétacé, notamment en Afrique du Nord (Coquand, 1862), suggère soit une extension stratigraphique antérieure du genre, soit l'existence d'un taxon apparenté ou convergent. Cette occurrence soulève des questions intéressantes quant à l'évolution écologique et biogéographique des bivalves arcticoïdes dans les mers téthysiennes du Mésozoïque.

II.3.5. Ordre Trigoniida

Famille : Pterotrioniidae

Genre : *Pterotrionia*

Espèce : *Pterotrionia sp.*

Pterotrionia sp. appartient à la famille des Trigoniidae, un groupe de bivalves caractérisés par des coquilles épaisses, de taille moyenne à grande, dotées d'ornementations radiales marquées, parfois nodulaires, et de stries de croissance bien visibles (Planche. 3 K). Ce genre se distingue notamment par la présence d'ailes postérieures élargies, donnant à la coquille une forme triangulaire ou en éventail reconnaissable (Skelton, 2013).

Les *Pterotrigonia* vivaient en milieu marin peu profond, souvent partiellement enfouies dans des sédiments meubles (sables ou vases), et se nourrissaient par filtration en tant qu'organismes suspensivores. Elles étaient donc adaptées à un mode de vie épibenthique ou endobenthique, fréquentes sur les plateformes continentales du Crétacé (Aouissi et al., 2023).

D'un point de vue paléobiogéographique, ce genre présente une distribution très large, retrouvée en Afrique du Nord, en Europe, en Amérique du Nord et du Sud, en Asie et même en Australie, ce qui témoigne de sa grande capacité d'adaptation aux environnements côtiers tropicaux ou tempérés du Mésozoïque, en particulier au Crétacé (Paleobiology Database, 2024). Grâce à cette large distribution stratigraphique et géographique, *Pterotrigonia* constitue un excellent fossile guide pour les dépôts du Crétacé.

II.4. Classe Echinoidea

Dans la Formation de Bourzal, plus précisément dans la partie médiane de la sous-unité A2, les fossiles apparaissent au sein de niveaux marneux minces intercalés entre les bancs calcaires massifs. À ce niveau, on signale la présence de *Mecaster* sp.

Famille : Hemiasteridae

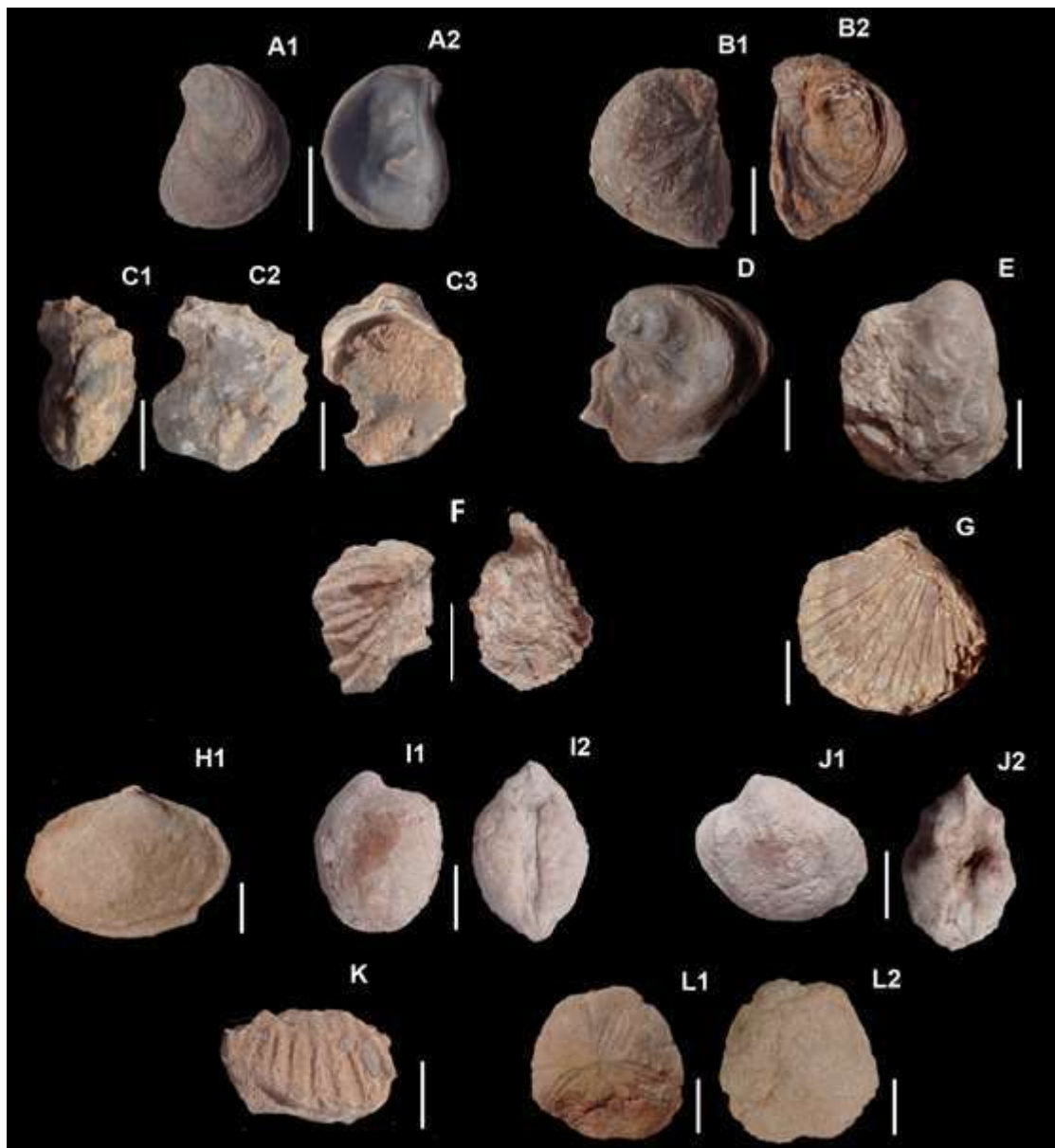
Genre : *Mecaster*

Espèce : *Mecaster* sp.

L'espèce *Mecaster* sp., un oursin irrégulier du Crétacé (Coquand, 1862 ; Smith & Jeffery, 2000), se distingue morphologiquement par plusieurs caractéristiques remarquables. Le test présente une forme ovoïde à cordiforme, dépourvu de symétrie radiale pentamère typique des oursins réguliers. Le périprocte (anus) est situé postérieurement, tandis que le péristome (bouche) est déplacé vers la face inférieure (Planche. 3 L). Les ambulacres sont pétaloïdes et bien développés, et la surface du test est recouverte de tubercules destinés à l'attachement des piquants (Smith, 1984). Cette structure est typique des Spatangoïdes, un groupe spécialisé dans une vie infaunale.

Sur le plan paléoécologique, *Mecaster* occupait des environnements marins peu profonds à modérément profonds, notamment des plateformes carbonatées ou silicoclastiques, où il vivait enfoui dans des sédiments meubles (sables fins à vases). Il se nourrissait par ingestion de particules organiques du substrat, ce qui en fait un bon indicateur des conditions de sédimentation calme et de la disponibilité en matière organique (Donovan & Pickerill, 2002 ; Nebelsick et al., 2005).

La paléobiogéographie du genre *Mecaster* montre une large répartition géographique dans les provinces téthysiennes du Crétacé, y compris l'Afrique du Nord, l'Europe méridionale et l'Amérique du Nord (Coquand, 1862 ; Wright & Smith, 1990), ce qui reflète l'importance paléobiologique de ce taxon dans les écosystèmes benthiques de cette période.



Planches photo. 3 : Espèces étudiées. Bivalves et Échinides du Crétacé de la région des Zibans (Djebel Bourzal et Mlaga); A. *Exogyra conica* (J. Sowerby, 1816) ; B. *Costagyra olisiponensis* (Sharpe, 1850) ; C. *Ceratostreon flabellatum* (Goldfuss, 1833) ; D. *Rhynchostreon suborbiculatum* ; E. *Pycnodonte* sp. ; F. *Lopha syphax* (Coquand, 1862) ; G. *Neithea gibbosa* (Pulteney, 1813) ; H. *Meretrix desvauxi* ; I. *Tenea delettrei* (Coquand, 1862) ; J. *Arctica inornata* ; K. *Pterotrigonia* sp. ; L. *Mecaster* sp. Échelle 1 cm.

II.5. Conclusion

Cette étude systématique des invertébrés fossiles du Crétacé des Djebels Bourzal et Mlaga (région des Zibans, Atlas saharien) révèle une diversité paléontologique remarquable, témoignant de la richesse des écosystèmes marins téthysiens durant l'Albien-Cénomaniens inférieur et le Cénomaniens.

L'analyse de trois groupes majeurs- Gastropodes (14 espèces), Bivalves (11 espèces), Échinides (1 espèce) - permet de reconstituer l'évolution des paléoenvironnements marins qui caractérisaient cette région au Crétacé. Les Gastropodes, dominés par les Nerineidae et les Tylostomatidae particulièrement abondants dans les dépôts cénomaniens de la Formation de Bourzal, témoignent de plateformes carbonatées peu profondes et d'environnements lagunaires tropicaux. Les Bivalves, largement représentés par les Gryphaeidae dans les niveaux du passage Albien terminal-Cénomaniens inférieur et du Cénomaniens, illustrent la présence de communautés benthiques sessiles épifauniques adaptées aux environnements marins peu profonds et bien oxygénés. Les Échinides (*Mecaster* sp.) des niveaux cénomaniens indiquent des conditions de sédimentation calme favorables à la vie infaunale.

Les assemblages fossilifères analysés confirment la persistance d'environnements marins peu profonds, chauds et bien oxygénés de l'Albien au Cénomaniens, avec une diversification notable des faunes benthiques au Cénomaniens. La présence d'espèces à large distribution téthysienne (*Nerinea requieniana*, *Costagrya olisiponensis*, *Neithea gibbosa*) souligne les connexions paléobiogéographiques entre l'Afrique du Nord et l'Europe méridionale durant cette période.

Cette synthèse met en évidence l'importance paléontologique des formations crétacées de la région des Zibans et leur contribution à la compréhension des paléoenvironnements et de la paléobiogéographie du domaine téthysien au Mésozoïque.

Chapitre III

Analyse séquentielle

Chapitre III Analyse séquentielle

III.1. Introduction

L'analyse séquentielle constitue une approche méthodologique essentielle pour comprendre l'évolution temporelle des environnements de dépôt et les conditions de la sédimentation locale. Elle permet d'interpréter les successions verticales de faciès en termes de séquences positives et/ou négatives, traduisant des tendances transgressives et régressives (Lombard, 1956 ; Boussens & Pau, 1977). Dans le cas des coupes de Bourzal, Ed Delouatt et Coudait El-Laham (Crétacé, Biskra, Algérie), cette méthode permet de décrypter l'histoire sédimentaire complexe de ces formations et de mettre en évidence les grandes tendances évolutives des milieux de dépôt.

III.2. Notions fondamentales

- **Séquence de dépôt** : Unité fondamentale de l'analyse séquentielle, elle désigne un ensemble de dépôts sédimentaires présentant une évolution lithologique cohérente et continue, sans rupture majeure, dont les limites sont définies par des surfaces naturelles bien identifiables sur le terrain (Lombard, 1972).
- **Séquence élémentaire** : Plus petite unité reconnaissable dans une série sédimentaire, elle reflète les fluctuations à court terme de l'hydrodynamisme et des conditions locales du milieu de dépôt. Son évolution interne renseigne directement sur les changements d'énergie du milieu (Boussens & Pau, 1977).
- **Mésoséquence** : Groupement ordonné de plusieurs séquences élémentaires présentant entre elles une logique d'empilement cohérente, reflétant une tendance évolutive commune à l'échelle intermédiaire (Boussens & Pau, 1977).
- **Mégaséquence** : Unité stratigraphique d'ordre supérieur regroupant plusieurs mésoséquences et traduisant, à grande échelle, une tendance générale d'évolution du bassin. Elle se manifeste par l'épaississement ou l'amincissement progressif de certains termes, ou par l'apparition et la disparition graduelle de lithologies caractéristiques. Selon son sens d'évolution, elle peut être qualifiée de positive (transgressive) ou de négative (régressive) (Boussens & Pau, 1977).

Séquence positive (transgressive) : Succession sédimentaire marquée par une augmentation progressive de la profondeur d'eau et une diminution de l'énergie du milieu de dépôt. Les faciès évoluent graduellement de termes proximaux et énergiques vers des termes distaux et calmes, témoignant d'une avancée progressive de la mer sur le domaine continental (Biju-Duval, 1999).

Séquence négative (régressive) : Succession inverse, caractérisée par une diminution progressive de la tranche d'eau et une augmentation de l'énergie du milieu. Les faciès

évoluent de termes distaux et fins vers des termes proximaux et grossiers, reflétant le retrait de la mer et l'avancée corrélative du domaine continental (Biju-Duval, 1999).

III.3. Limites de séquences et discontinuités

Les limites de séquences sont matérialisées par des discontinuités sédimentaires qui peuvent être de plusieurs types :

- **Surfaces d'émersion** : Témoignant d'une exposition subaérienne avec parfois des structures de dessiccation, des bird's eyes ou des paléosols, elles marquent une interruption de la sédimentation marine due à un abaissement du niveau marin. Dans la coupe de Bourzal, cette limite correspond à la transition entre les mésoséquences IA et IB, marquée par un changement lithologique net avec l'apparition des premières intercalations de gypse et la seconde est identifiée entre les mégaséquences I et II, représentée par des bancs de calcaire dolomitique microcristallin avec fentes de dessiccation au sommet de la mésoséquence IB. Dans la coupe d'Ed Delouatt, cette limite peut être reconnue à la transition entre mésoséquences IIA et IIB, caractérisée par le passage d'un calcaire fossilifère (faciès ES21) à un calcaire massif gris (faciès ES22). Dans la coupe de Coudait El-Laham, cette limite est identifiée au sommet de la mésoséquence IIA, à la transition entre les marnes gypsifères et le calcaire dolomitique basal de la sous-unité B2.
- **Surfaces durcies** : Résultant d'un arrêt ou d'un ralentissement de la sédimentation, souvent bioturbées et/ou oxydées, elles indiquent un changement significatif dans les conditions de dépôt (Seilacher, 1967). Dans la coupe d'Ed Delouatt, cette surface est identifiée au sommet de la sous-unité A2, matérialisée par un horizon induré (hardground) caractérisé par le passage d'un calcaire fossilifère (faciès ES21) à un calcaire massif gris (faciès ES22).
- **Niveaux condensés** : Correspondant à une sédimentation très réduite sur une longue période, elles représentent la phase d'approfondissement maximal avant le retour à des conditions régressives (Loutit et al., 1988). Dans la coupe de Bourzal, cette surface sépare les mésoséquences IIA et IIB, matérialisée par le passage des marnes fossilifères aux premiers calcaires massifs de la sous-unité B2. Dans la coupe de Coudait El-Laham, elle peut être reconnue au sommet de la mésoséquence IB.
- **Surfaces érosives** : Marquant une érosion significative du fond lors des phases transgressives (Cattaneo & Steel, 2003). Dans la coupe d'Ed Delouatt, cette surface est observée à la transition entre les sous-unités A1 et A2, marquée par le passage d'une alternance calcaire-gypse à des calcaires massifs. Dans la coupe de Coudait El-Laham, cette surface correspond à la transition entre les mésoséquences IA et IB marquée par l'apparition des premiers calcaires à Orbitolines, signalant un passage vers des conditions franchement marines. Elle est également reconnue à la transition entre les

mésoséquences IC et IIA marquée par le passage des grès sableux à débris de dents fossiles vers des marnes sableuse.

III.4. Découpage séquentiel de la Formation de Bourzal

L'analyse sédimentologique détaillée de la Formation de Bourzal et l'application des concepts de l'analyse séquentielle permettent d'identifier deux mégaséquences principales (Figure. 31), subdivisées en plusieurs mésoséquences limitées par des discontinuités sédimentaires.

III.4.1. Mégaséquence I (0-125 m)

La première mégaséquence correspond à l'Unité A de la Formation de Bourzal et présente une tendance générale négative, traduite par le passage progressif de faciès marins ouverts vers des faciès de plus en plus restreints et évaporitiques. Elle se compose de deux mésoséquences distinctes :

➤ Mésoséquence IA (0-70 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité A1 et présente une tendance négative. Elle débute par des calcaires gris clair à texture grenue (faciès BS 1-3-4), elle est déposée dans un environnement de shoal oolithique (microfaciès FBA1a et FBA1b), témoignant d'un milieu marin ouvert peu profond. La succession évolue progressivement vers des calcaires à texture fine avec présence de foraminifères benthiques (foraminifères orbitoïdaux, alvéolines) et des structures fenestrales (faciès BS 2-5-7), indiquant une diminution progressive de la tranche d'eau et un passage vers des environnements de plus en plus restreints.

L'appauvrissement progressif de la faune marine et l'apparition de structures de milieu peu profond vers le sommet confirment le caractère régressif de la mésoséquence. La limite supérieure est marquée par une surface d'émersion, matérialisée par l'apparition des premières intercalations de gypse, signalant un passage vers des conditions évaporitiques.

➤ Mésoséquence IB (70-125 m)

Cette mésoséquence, correspondant à la sous-unité A2, poursuit et amplifie la tendance négative amorcée. Elle est caractérisée par l'alternance de marnes, calcaires, gypse et dolomie (faciès BS 8 à 15). L'apparition et l'épaississement progressif des niveaux évaporitiques et des bancs dolomitiques avec fentes de dessiccation témoignent d'un environnement de plus en plus restreint, évoluant vers des conditions supratidales à intertidales. La disparition progressive de la faune marine et la multiplication des structures d'émersion vers le sommet confirment la tendance nettement négative de la mésoséquence.

Le sommet, représenté par des bancs de calcaire dolomitique microcristallin avec fentes de dessiccation, marque l'apogée de la tendance négative avec des conditions d'émersion périodiques. Cette surface d'émersion constitue la limite entre les deux mégaséquences.

III.4.2. Mégaséquence II (125-235 m)

La seconde mégaséquence correspond à l'Unité B et présente un cycle complet positif puis négatif, depuis un retour aux conditions marines ouvertes jusqu'à un comblement progressif vers le sommet. Elle se compose de deux mésoséquences :

➤ Mésoséquence IIA (125-160 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité B1 et présente une tendance positive nette. Elle est constituée de marnes fossilifères épaisses de couleur vert-grisâtre, riches en bivalves dont *Ostrea columba*, témoignant d'un retour à des conditions marines ouvertes. L'augmentation progressive de la profondeur du milieu et la prédominance de faciès argileux traduisent un approfondissement significatif du milieu de dépôt. L'enrichissement faunistique de bas en haut confirme la tendance positive de la mésoséquence.

La limite supérieure correspond à un niveau condensé, matérialisée par le passage des marnes aux premiers calcaires massifs de la sous-unité B2, marquant la phase d'approfondissement maximal avant le retour à des conditions régressives.

➤ Mésoséquence IIB (160-235 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité B2 et présente une tendance négative. Elle débute par 40 mètres de calcaires massifs à texture moyenne (faciès BS 16), témoignant d'une stabilisation et d'un début de comblement de l'espace disponible. La succession évolue progressivement vers des faciès de plus en plus proximaux, avec des calcaires à structures fenestralles (faciès BS 17 à 30) et des intercalations de marnes, traduisant une diminution continue de la tranche d'eau. La partie terminale, constituée de calcaires à grains fins à moyens avec structures fenestralles et inclusions de dolomicrosparite (faciès BS 31 à 32), témoigne du retour à des conditions de dépôt très peu profondes, proches de l'émersion, confirmant la tendance négative de la mésoséquence.

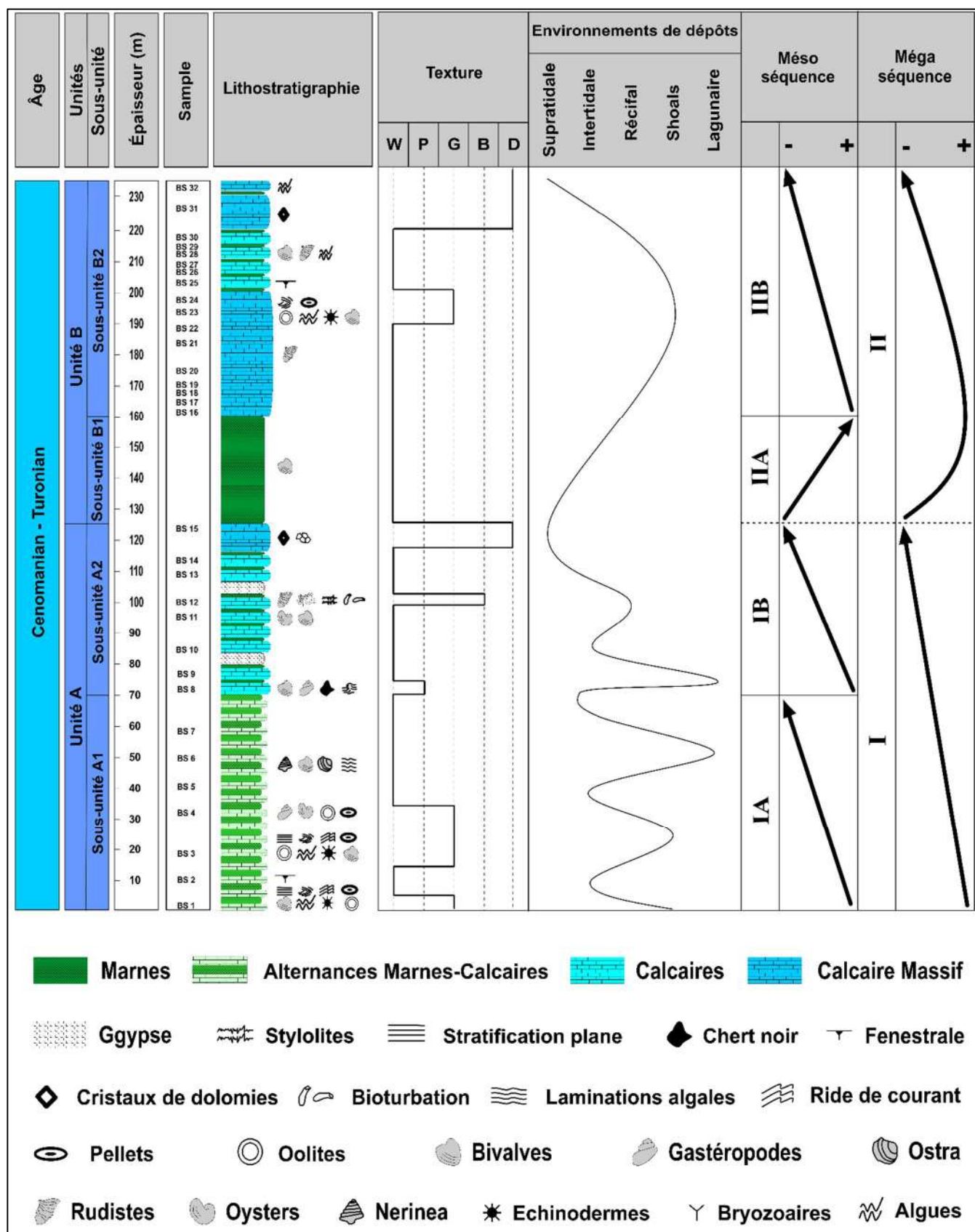


Figure. 31 : Évolution séquentielle des faciès et des milieux de dépôt du Cénomanien-Turonien dans la coupe géologique de Bourzal

III.5. Découpage séquentiel de la coupe d'Ed Delouatt

L'analyse sédimentologique détaillée de la coupe d'Ed Delouatt et l'application des concepts de l'analyse séquentielle permettent d'identifier deux mégaséquences principales (Figure. 32), subdivisées en plusieurs mésoséquences.

III.5.1. Mégaséquence I (0-122 m)

La première mégaséquence correspond à l'Unité A de la coupe d'Ed Delouatt et présente une tendance générale évolutive, traduisant un cycle négatif-positif complet, débutant par une phase négative (IA) avant d'évoluer vers une phase positive (IB),

Mésoséquence IA (0-55 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité A1 et présente une tendance négative. Elle débute par des calcaires beiges à gris clair à grains fins (faciès ES 1-2-3) déposés dans un environnement de rampe carbonatée relativement ouverte, avec des bioclastes et des traces de bioturbation témoignant d'un milieu marin peu profond à énergie modérée. La succession évolue progressivement vers une alternance rythmique de calcaires et de gypse (faciès ES 4-5), indiquant une diminution de la tranche d'eau et un passage vers des environnements de plus en plus restreints et évaporitiques. L'apparition et l'épaississement progressif des niveaux gypseux vers le sommet confirment le caractère régressif de la mésoséquence.

La limite supérieure est marquée par une limite érosive, matérialisée par la disparition des intercalations de gypse et le passage à des calcaires massifs.

➤ Mésoséquence IB (55-122 m)

Cette mésoséquence, correspondant à la sous-unité A2, présente une tendance positive. Elle est caractérisée par des calcaires massifs finement cristallins (faciès ES 6 à 9) dans sa partie inférieure, évoluant vers des calcaires brunâtres fortement fracturés (faciès ES 10), puis vers des calcaires bioclastiques riches en bivalves (faciès ES 11) et enfin vers des calcaires stratifiés gris clair à brunâtres (faciès ES 12). L'enrichissement progressif en faune marine et la diversification des bioclastes vers le sommet traduisent une montée du niveau marin et une ouverture progressive du milieu, confirmant la tendance positive.

Le sommet est marqué par un horizon induré (hardground), constituant une surface durcie sous-marine qui clôture la première mégaséquence, témoignant d'un arrêt de la sédimentation (Wilson, 1975 ; Bromley, 1975).

III.5.2. Mégaséquence II (122-252.5 m)

La seconde mégaséquence correspond à l'Unité B et présente une tendance générale négative. Elle se compose de deux mésoséquences IIA et IIB :

➤ Mésoséquence IIA (122-176,5 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité B1 et présente une tendance négative. Elle débute par une alternance de bancs calcaires et de niveaux marneux (faciès ES 13) riches en huîtres et gastéropodes, indiquant des conditions marines ouvertes héritées de la phase précédente.

La succession se poursuit avec des calcaires granulaires fossilifères (faciès ES 15-16-17-18-19), un banc distinctif de calcaire massif brun à brun rougeâtre (faciès ES 20) dont la teinte d'oxydation indique une altération en milieu aéré, et des calcaires gris fossilifères (faciès ES 21). La diminution progressive de la diversité faunistique, associée à la disparition des faciès franchement marins vers le sommet, confirme le caractère régressif de la mésoséquence et témoigne du retrait progressif de la mer.

Cette limite supérieure correspond à une surface d'émersion, marquée par le passage brutal des calcaires fossilifères (ES 21) aux premiers calcaires massifs de la sous-unité B2. Ce contact net et tranché témoigne d'une exposition subaérienne et confirme le retrait total de la mer avant le début de la sédimentation de B2.

➤ Mésoséquence IIB (176,5-252.5 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité B2 et poursuit la tendance négative. Elle débute par un calcaire massif gris à teinte rougeâtre (faciès ES 22), suivi par des calcaires gris clair stratifiés à grain fin (faciès ES 23) et des calcaires massifs en bancs métriques (faciès ES 24-25-26). La succession se poursuit avec des calcaires brunâtres à beiges, parfois nodulaires et riches en débris bioclastiques (faciès ES 27). La partie terminale, constituée de calcaires massifs clairs parfois rougeâtres à texture progressivement plus grenue vers le sommet (faciès ES 28-29-30), traduit une diminution continue de la tranche d'eau et un comblement progressif de l'espace disponible, confirmant le caractère régressif de la mésoséquence.

La limite supérieure de B2 correspond à une surface d'émersion, marquée par le passage des calcaires massifs rougeâtres à texture grenue (ES 28-29-30) à la sédimentation de l'unité suivante. La teinte rougeâtre et l'augmentation progressive du grain vers le sommet témoignent d'une exposition subaérienne et d'un retrait total de la mer, confirmant l'aboutissement de la tendance régressive de la sous-unité B2.

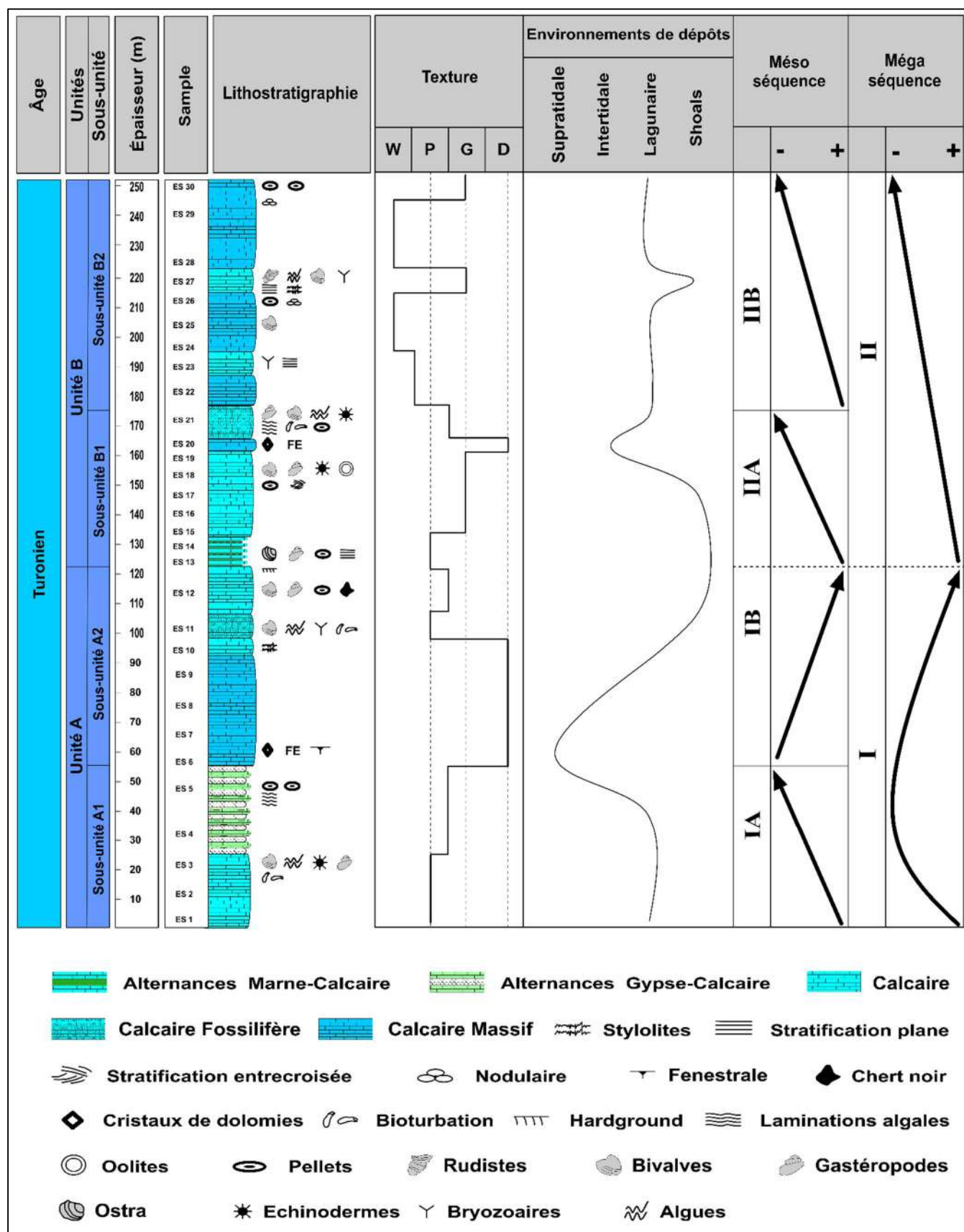


Figure. 32 : Évolution séquentielle des faciès et des milieux de dépôt du Turonien dans la coupe géologique d'Ed Delouatt

III.6. Découpage séquentiel de la coupe de Coudait El-Laham

L'analyse sédimentologique détaillée de la coupe de Coudait El-Laham et l'application des concepts de l'analyse séquentielle permettent d'identifier deux mégaséquences principales (Figure. 33), subdivisées en plusieurs mésoséquences.

III.6.1. Mégaséquence I (0-122 m)

La première mégaséquence correspond à l'Unité A de la coupe de Coudait El-Laham et présente une tendance générale positive à sa base, suivie d'une phase négative vers le sommet. Elle se compose de trois mésoséquences distinctes :

➤ Mésoséquence IA (0-20 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité A1 et présente une tendance positive initiale. Elle débute par d'imposantes barres de grès sableux (16 m) à stratifications obliques entrecroisées et HCS, témoignant d'un environnement littoral à deltaïque influencé par les tempêtes. La présence de nodules calcaires centimétriques (kerboubs) à la surface des bancs indique une phase d'exposition subaérienne en climat aride à semi-aride. La succession évolue vers des grès fins rougeâtres (4 m) à bioturbations (terriers verticaux et horizontaux), traduisant une transition vers un environnement plus calme, probablement une plaine tidale à zone subtidale, et signalant le début d'une montée du niveau marin.

La limite supérieure est marquée par une limite érosive, matérialisée par l'apparition des premiers calcaires à Orbitolines, signalant un passage vers des conditions franchement marines.

➤ Mésoséquence IB (20-34 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité A2 et poursuit la tendance positive. Elle est caractérisée par des calcaires à Orbitolines de couleur beige à grise (14 m) contenant des fossiles marins tels qu'*Ostrea* sp. et *Terebratula* cf. *dutempleana* D'Orb., témoignant d'un environnement marin peu profond, bien oxygéné et chaud, reflétant l'apogée de la transgression de la première mégaséquence. L'abondance et la diversité de la faune marine confirment la tendance positive et l'établissement d'un milieu franchement marin.

La limite supérieure constitue un niveau condensé marquant la phase d'approfondissement maximal avant le retour à des conditions régressives.

➤ Mésoséquence IC (34-122 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité A3 et présente une tendance négative marquée, caractérisée par un retour progressif à des conditions de dépôt majoritairement détritiques. Elle débute par deux barres de grès sableux (46 m) à stratifications parallèles et

entrecroisées, indiquant l'installation probable d'un système deltaïque progradant. La succession se poursuit avec des grès fins argileux à rides de courant (front de delta), puis des grès grossiers et des marnes sableuses brunâtres à zones verdâtres (20 m), témoignant d'un milieu de transition entre des environnements de front de delta et lagunaires. La séquence se termine par une barre de grès sableux (10 m) à stratifications obliques et convolute bedding. La tendance granocroissante vers le haut et la progradation du système deltaïque confirment le caractère négatif de la mésoséquence.

La limite supérieure correspond à une limite érosive marquée par le passage brutal des grès sableux à stratifications obliques (10 m) aux marnes sableuses de la Méga-séquence II.

III.6.2. Mégaséquence II (122-203,5 m)

La seconde mégaséquence correspond à l'Unité B et présente une tendance négative à sa base suivie d'une phase positive, formant un cycle complet. Elle se compose de deux mésoséquences.

➤ Mésoséquence IIA (122-182,5 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité B1 et présente une évolution interne en deux phases. Elle débute par des marnes sableuses (24 m) indiquant un milieu de transition. La succession évolue vers un banc de grès sableux (8 m) à stratifications en chevron attestant d'un environnement intertidal sous contrôle tidal. La séquence se poursuit par une épaisse formation de marne gypsifère rouge (25 m) reflétant un changement majeur des conditions environnementales vers un milieu restreint de type lagunaire, avec une forte évaporation permettant la précipitation du gypse, traduisant une tendance nettement négative. Cette formation est traversée par une couche de grès moyennement fin (1,5 m) à ichnofossiles de type terriers. L'évolution vers des termes de moins en moins marins et de plus en plus évaporitiques confirme la tendance négative dominante vers le sommet.

La limite supérieure correspond à une surface d'émersion à la transition entre les marnes gypsifères et le calcaire dolomitique basal de la sous-unité B2.

➤ Mésoséquence IIB (182,5-203,5 m)

Cette mésoséquence correspond à la sous-unité B2 et présente une tendance positive. Elle débute par un calcaire dolomitique massif (3 m) à structures de thalassinoïdes, indiquant un retour à des conditions marines peu profondes après la période d'exposition. La succession se poursuit avec une alternance de calcaires (massif, bioclastique, à lamines algaires, nodulaire) et de minces niveaux marneux, reflétant des variations cycliques au sein d'un environnement de rampe interne. La richesse en macrofossiles (bivalves, gastéropodes) dans certains niveaux

Âge	Unités Sous-unité	Épaisseur (m)	Sample	Lithostratigraphie	Environnements de dépôts						Méo séquence			Méga séquence			
					littoral-deltaïque	Intertidal	Restreint	Lagunaire	Subtidal	Marin peu profond		-	+		-	+	
Albien	Unité B Sous-unité B1 Sous-unité B2	200	CS 15	[Litho]							IIB						
		190	CS 14	[Litho]													
		180	CS 13	[Litho]													
		170	CS 12	[Litho]													
		160	CS 11	[Litho]													
		150	CS 10	[Litho]													
		140	CS 9	[Litho]													
		130	CS 8	[Litho]													
		120	CS 7	[Litho]													
		110	CS 6	[Litho]													
		100	CS 5	[Litho]													
		90	CS 4	[Litho]													
		80	CS 3	[Litho]													
		70	CS 2	[Litho]													
		60	CS 1	[Litho]													
Aptien	Sous-unité A1	30	CS 3	[Litho]							IA						
Barémien	Sous-unité A2	20	CS 2	[Litho]							IB						
	Sous-unité A3	10	CS 1	[Litho]													

Grès Sableux à Bois Fossile Grès Sableux Marne Sableuse Grès Argileux

Marne Marne Gypsifère Calcaire Calcaire Massif Calcaire Fossilifère

Rides de courants Stratification entrecroisée Convolutés Stratification plane

Stratifications obliques Herringbones Laminations algales Cristaux de Gypse

Galets mous Kerboubs Nodulaire Bioturbation Dent Bivalves

Gastéropodes Orbitolines Brachiopodes Ostra

Figure. 33 : Évolution séquentielle des faciès et des milieux de dépôt du Barrémien-Albien dans la coupe géologique de Coudait El-Laham

III.7. Facteurs de contrôle des séquences

Les variations observées dans les séquences des trois formations résultent de l'interaction complexe entre plusieurs facteurs :

- **Eustatisme :** dans la coupe de Bourzal, les deux mégaséquences identifiées (tendance négative puis cycle positif-négatif) sont liées aux variations eustatiques globales du Cénomani-Turonien, marqué par un niveau marin élevé avec des fluctuations moyennes (Haq, 2014). Dans la coupe d'Ed Delouatt, ces cycles correspondent aux fluctuations eustatiques du Turonien, cohérentes avec les données régionales. Dans la coupe de Coudait El-Laham, les cycles observés sont en lien avec les fluctuations eustatiques de Barrémien-Albien. la tendance positive majeure de la mésoséquence IB coïncide avec celle d'Aptien supérieur, tandis que les variations des mésoséquences IIA et IIB s'accordent avec les fluctuations de l'Albien.
- **Tectonique régionale :** Dans la coupe de Bourzal, la tectonique a influencé la subsidence différentielle et donc l'approfondissement du milieu carbonaté. Dans la coupe d'Ed Delouatt, les variations d'épaisseur et la présence de discontinuités (hardground) au sommet de l'unité A témoignent de ce contrôle tectonique. Dans la coupe de Coudait El-Laham, les variations d'épaisseur et discontinuités montrent également l'influence de la tectonique sur l'architecture séquentielle.
- **Climat :** Dans la coupe de Bourzal, un climat aride est suggéré par les évaporites et structures de dessiccation, influençant la production carbonatée et des conditions de dépôt restreintes. Dans la coupe d'Ed Delouatt, un climat similaire a agi durant certaines périodes (évaporites dans la mésoséquence IA). Dans la coupe de Coudait El-Laham, un climat aride est attesté par les kerboubes (IA) et le gypse (IIA), avec une alternance humide-aride influençant les apports détritiques et la production carbonatée.
- **Production carbonatée :** Dans la coupe de Bourzal, les variations biogéniques (salinité, température, nutriments) influencent l'architecture séquentielle. Dans la coupe d'Ed Delouatt, la mésoséquence IIA riche en organismes marins reflète une forte production durant une tendance positive. Dans la coupe de Coudait El-Laham, la richesse fossile (Orbitolines dans IB, bivalves et gastéropodes dans IIB) témoigne d'une production biologique importante sous conditions favorables.

III.8. Conclusion

L'analyse séquentielle des coupes de Bourzal, d'Ed Delouatt et de Coudait El-Laham met en évidence l'évolution progressive des systèmes sédimentaires carbonatés dans la région de Biskra au cours du Crétacé. Ces trois coupes présentent des architectures stratigraphiques organisées en deux mégaséquences principales, traduisant des cycles complets de variations du niveau marin relatif, résultant de l'interaction entre les facteurs eustatiques, tectoniques et climatiques. La coupe de Bourzal (Cénomaniens-Turonien) se compose d'une mégaséquence inférieure à tendance négative (0–125 m) et d'une mégaséquence supérieure (125–235 m) marquée par une phase positive suivie d'une phase négative, reflétant des variations eustatiques modérées dans un contexte transgressif global (Haq, 2014), modulé par des influences tectoniques et climatiques régionales (Figure. 31). La coupe d'Ed Delouatt (Turonien) montre une architecture similaire : la mégaséquence inférieure (0–122 m) débute par une phase négative suivie d'une phase positive, tandis que la mégaséquence supérieure (122–252.5 m) est dominée par une tendance négative progressive (Figure. 32). La présence du hardground et la richesse en faune marine témoignent d'alternances de ralentissement de sédimentation et d'inondation dans un contexte de rampe carbonatée (Burchette & Wright, 1992). La coupe de Coudait El-Laham (Barrémien-Albien) illustre une transition depuis des environnements littoraux vers des milieux marins peu profonds. La mégaséquence inférieure (0–122 m) montre une transgression initiale suivie d'une régression marquée, tandis que la mégaséquence supérieure (122–203,5 m) traduit un second cycle négatif-positif avec des conditions évaporitiques intercalées, suivi de variations cycliques au sein d'un environnement de rampe interne (Figure. 33), reflétant une forte variabilité climatique couplée à une subsidence régionale active.

La corrélation des séquences entre les trois coupes révèle une dynamique régionale marquée par des alternances transgression-régression, en lien avec les variations du niveau marin relatif à l'échelle de la marge nord-africaine durant le Crétacé. Cette approche enrichit l'analyse sédimentologique en apportant une lecture intégrée de l'évolution des systèmes sédimentaires du Crétacé en Algérie, contribuant à une meilleure compréhension de la paléogéographie et des paléoenvironnements de cette période.

Conclusion générale

Conclusion générale

Cette thèse représente une première étude lithostratigraphique, sédimentologique, paléontologique et séquentielle sur les séries crétacées des Monts de Zibans (Biskra, Algérie), où une nouvelle formation a été introduite à djebel Bourzal et Mlaga. L'intervalle stratigraphique étudié (Barrémien-Turonien) est réparti sur trois coupes : Bourzal, Ed Delouatt et Coudait El-Laham.

L'approche du microfaciès a consisté à l'examen de 62 lames minces, révélant un contexte de rampe carbonatée homoclinale, enveloppant trois ceintures de faciès principales; (1) faciès de shoals, avec huit microfaciès (grainstones bioclastiques à ooïdes), témoignant d'environnements de haute énergie au-dessus de la base des vagues de beau temps. (2) faciès lagunaires regroupent neuf microfaciès (wackestones à packstones bioclastiques fortement micritisés), indiquant des milieux protégés à semi-restreints. (3) faciès de tidal-flat rassemblent cinq microfaciès dolomitiques à structures fenestrales, reflétant des conditions intertidales à supratidales.

L'analyse sédimentologique de la coupe de Coudait El-Laham révèle une succession d'environnements littoraux-deltaïques, intertidaux à subtidaux, lagunaires évaporitiques et marins peu profonds, témoignant d'une sédimentation mixte silico-clastique et carbonatée durant Barrémien-Albien.

L'étude paléontologique a permis l'identification de 26 espèces réparties en trois groupes majeurs : 14 espèces de gastropodes dominés par les nerineidae et tylostomatidae, 11 espèces de bivalves, représentés surtout par les gryphaeidae et 1 espèce d'échinides. Ces assemblages fossilifères confirment la persistance d'environnements marins peu profonds, chauds et bien oxygénés durant l'Albo- Cénomaniens, notamment la prolifération des faunes benthiques au Cénomaniens. Ce contenu faunique suggère une large distribution téthysienne, toute en soulignant une connexion paléobiogéographique entre l'Afrique du Nord et l'Europe méridionale.

L'interprétation séquentielle classique appliquée sur la série étudiée révèle deux mégaséquences principales, subdivisées en plusieurs mésoséquences, traduisant des cycles du niveau marin relatif. Dans la coupe de Bourzal, la mégaséquence inférieure montre une tendance négative avec l'apparition de faciès évaporitiques et de structures de dessiccation, tandis que la mégaséquence supérieure montre un cycle positive-négative avec un retour aux conditions marines ouvertes, puis un comblement progressif. Cependant, la coupe d'Ed Delouatt reflète une architecture similaire d'alternance de phases positive et négative marquées par des hard-grounds, riche faune marine benthique. Par ailleurs, la coupe de Coudait El-Laham montre une transition des environnements margino-littoraux silico-clastique vers des milieux marins peu profonds à sédimentation mixte (détritiques et carbonatée).

De même, les cortèges sédimentaires identifiés traduisent la conjugaison des facteurs eustatiques, tectoniques et climatiques, il en résulte une subsidence différentielle et des

conditions climatiques semi-arides à arides favorisant la formation d'évaporites et de structures de dessiccation.

Cette thèse représente sans doute une contribution aux études paléoenvironnementales et paléogéographiques du domaine sud téthysien au cours du Crétacé, apportant des connaissances précieuses sur l'évolution des systèmes carbonatés de la marge nord-africaine.

Références Bibliographiques

Bibliographie

- Abbott, R.T. (1960). The genus *Strombus* in the Indo-Pacific. *Indo-Pacific Mollusca*, 1(2), 33-146.
- Abdelhamid, M.A. (2002). Cretaceous Nerineidae from Egypt and their paleoecological implications. *Cretaceous Research*, 23(4), 495-508.
- Ahmer B., Renchao Y., Aiping F., Muhammad Saleem M., Yang L., Muhammad B., Muhammad F. (2022). Petrofacies and diagenesis of Thanetian Lockhart Limestone in the Upper Indus Basin (Pakistan): implications for the Ceno-Tethys Ocean. *Carbonates and Evaporites*, 37, 78.
- Ahmer B., Renchao Y., Muhammad Saleem M., Hammad Tariq J., Muhammad Z., George K. (2022). Sedimentology and Diagenesis of the Early–Middle Eocene Carbonate Deposits of the Ceno-Tethys Ocean. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(11), 1794.
- Ahmer B., Renchao Y., Nils L., Zuozhen H., Xiwu L. (2023). The Paleocene Hangu formation: a key to unlocking the mysteries of Paleo-Tethys tectonism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 619, 111234.
- Ahmer B., Renchao Y., Yang L., Hammad Tariq J. (2024). Microfacies shift in the Late Paleocene–Early Eocene Patala Formation in the Upper Indus Basin (Pakistan): Implications for development of the Ceno-Tethys Ocean. *Marine and Petroleum Geology*, 106693.
- Aigner, T. (1985). Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 3. Springer-Verlag, Berlin.
- Aissaoui, D. (1984). Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Djebel Mannandra, Algérie : Évolution géométrique et cinématique. Thèse de 3e cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Ait Ouali, A., 1991. Étude sédimentologique et stratigraphique des formations crétacées dans le bassin de Tafilalet (Sud-est du Maroc). Thèse de Doctorat, Université Mohamed V, Rabat, Maroc.
- Aït Ouali, R., Delfaud, J. (1995). The opening procedure of Ksour basin in Lias through Jurassic rifting in the Maghreb. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 320(IIa), 773–778.
- Allen, J.R.L. (1982). *Structures Sédimentaires : Leur Caractère et Base Physique*. Elsevier, Amsterdam, 663 p.

- Aller, R.C., 1990. Bioturbation and remineralization of sedimentary organic matter : effects of redox oscillation. *Chemical Geology*, 114(3-4), pp.331–345.
- Aly, M.F., Saber, S.G., Abdel-Gawad, G.I., Ferieg, Y.F. (2005). Cenomanian-Turonian rudist buildups of northern Sinai, Egypt. *Egyptian Journal of Paleontology*, 5, 253–286.
- Ameur, M. (1988). Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge Sud Téthysienne : l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias Supérieur jusqu'au Bathonien Moyen : Doc. Lab. Géol. Lyon, France, 399P.
- Amler, M.R.W., Fischer, R. & Rogalla, N. (2000). *Muscheln. Haeckel-Bücherei, Band 5*. Enke Verlag, Stuttgart, 214 p.
- Andrews, L.M., Railsback, L.B. (1997). Controls on stylolite development : morphologic, lithologic, and temporal evidence from bedding-parallel and transverse stylolites from the U.S. Appalachians. *Journal of Geology*, 105(1), 59–73.
- Aouissi, J., Benyoucef, M., Läng, E., Adaci, M., Mebarki, K., Mahboubi, M. & Tabuce, R. (2023). A new diverse invertebrate fauna from the Cenomanian of the Ksour Mountains (Bechar Province, western Algeria). *Cretaceous Research*, 142, 105394.
- Aouissi, J., Benyoucef, M. & Tabuce, R. (2024). Cenomanian invertebrates from the Hammada du Guir (Bechar Province, Algeria): taxonomic diversity and paleoenvironmental implications. *Annales de Paléontologie*, 110(2), 102628.
- Bádenas, B., & Aurell, M. (2001). Relations de faciès proximal-distal et processus sédimentaires dans une rampe carbonatée dominée par les tempêtes (Kimméridgien, nord-ouest des chaînes ibériques, Espagne). *Géologie Sédimentaire*, 139(3-4), 319-340.
- Bandel, K. (1993). Evolutionary history of sinistral archaeogastropods with and without slit (Cirroidea, Murchisonoidea, and Helcionelloidea). *Freiberger Forschungshefte*, C450, 41-81.
- Bandel, K. (2006). Families of the Cerithioidea and related superfamilies (Palaeocarinoidea, Campaniloidea; Mollusca, Gastropoda, Prosobranchia) from the Triassic to the Recent characterized by protoconch morphology – including the description of new taxa. *Freiberger Forschungshefte*, C511, 59-138.
- Bandel, K. (2007). Description and classification of Late Triassic Neritimorpha (Gastropoda, Mollusca) from the St Cassian Formation, Italian Alps. *Bulletin of Geosciences*, 82(3), 215-274.
- Barker, M.J. (1990). The palaeobiology of nerineacean gastropods. *Historical Biology*, 4(2), 167-192.

- Bathurst, R.G.C. (1975). *Sédiments Carbonatés et Leur Diagenèse*. Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Batten, D.J. (1984). Palynology, climate and the development of Late Cretaceous floral provinces. *Nature*, 311, 145-147.
- Beaux J-F, Platevoet, B, Fogelgesang J-F (2012)- *Atlas de pétrologie*, édition Dunod, Paris. 143p.08 - 09.
- Behrensmeyer, A.K. (1988). Conservation des vertébrés dans les chenaux fluviaux. *Paléogéographie, Paléoclimatologie, Paléoécologie*, 63: 183-199.
- Benfrika, H., Benyoucef, M. & Mebarki, K. (2022). New data on the Albian-Cenomanian boundary in the Tinrhert region (Illizi Basin, southeastern Algeria): integrated lithostratigraphic and biostratigraphic approach. *Journal of African Earth Sciences*, 189, 104486.
- Bengtson, S., Conway Morris, S., Cooper, B.J., Jell, P.A. & Runnegar, B.N. (2018). The Cambrian fossils of South Australia. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 9, 1-364.
- Bensekhria, A., Marmi, R., Yahiaoui, A. (2019). Cenomanian and lower Turonian relative chronology and palaeoenvironmental framework of the Nouader site (Aures Basin, Northeastern Algeria). *Geological Magazine*, 156(11), 1877–1891.
- Bensaid, M., Benyoucef, M. & Mebarki, K. (2020). Lithostratigraphic revision and sedimentary evolution of the Cretaceous series in the Tinrhert region (Illizi Basin, southeastern Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 163, 103756.
- Benyoucef, M., Läng, E., Cavin, L., Mebarki, K., Adaci, M. & Tabuce, R. (2017). Overabundance of piscivorous dinosaurs (Theropoda: Spinosauridae) in the mid-Cretaceous of North Africa: the Algerian dilemma. *Cretaceous Research*, 55, 44-55.
- Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L.G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, C., Ifrim, C., & Malti, F.Z. (2017). Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research*, 78, 34–55.
- Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L.G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, C., Ihnaich, M. & Tabuce, R. (2020). Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research*, 108, 104321.

Benzina, M., Cherif, A., Naimi, M.N., Hebib, H., & Bensalah, M. (2023). Ichnological analysis and depositional setting of late Miocene marginal marine deposits from the Tafna Basin (northwestern Algeria). *Geological Society, London, Special Publications*, 522(1), 117–139. <https://doi.org/10.1144/SP522-2022-275>

Biju-Duval, B. (1999). *Géologie sédimentaire : bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole*. Éditions Technip, Publications de l'Institut Français du Pétrole, Paris, 735 p.

Blanckenhorn, M. (1927). Die fossilen Cephalopoden der Kreide Palästinas und Syriens. *Palaeontographica*, 69, 1-84.

Boggs, S. Jr. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4th ed.). Pearson Education Inc., Upper Saddle River.

Bordy, E.M., Linkermann, S., & Prevec, R. (2011). Palaeoecological aspects of some invertebrate trace fossils from the Mid- to Upper Permian Middleton Formation (Adelaide Subgroup, Beaufort Group, Karoo Supergroup), Eastern Cape, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 61, 238–244.

Bose, S., & Chafetz, H.S. (2011). Morphology and distribution of MISS : à comparison between modern siliciclastic and carbonate settings. In N. Noffke & H. Chafetz (Eds.), *Microbial Mats in Siliciclastic Depositional Systems Through Time* (SEPM Special Publication 101, pp. 3–14).

Bouchet, P. & Rocroi, J.P. (2010). Nomenclator of bivalve families with a classification of bivalve families. *Malacologia*, 52(2), 1-184.

BouDagher-Fadel, M. K. (2018). *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera* (2nd ed.). UCL Press. <https://doi.org/10.2307/j.ctv1pnbkkq>.

Bouchette, F., Schuster, M., Ghienne, J.F., Denamiel, C., Roquin, C., Moussa, A., Marsaleix, P., Durringer, P. & Caulet, J.P. (2010). Hydrodynamics in Holocene Lake Mega-Chad. *Quaternary Research*, 73(2), 226-236.

Boumaiza, L., Benyoucef, M., Ferré, B. & Mebarki, K. (2021). Albain-Cenomanian transition in the Tinrhert region (Illizi Basin, southeastern Algeria): integrated approach and new biostratigraphic data. *Cretaceous Research*, 126, 104906.

Boussens et de Pau (1977)- *Essai de Caractérisation Sédimentologique des Dépôts Carbonatés*. Centres de Recherches.

Boutaghane, H. (2019). *Étude sédimentologique et géomorphologique des formations quaternaires de la région de Biskra (Algérie orientale)*. Thèse de Doctorat, Université de Batna 2.

- Brinis N., 2011. —Caractérisation de la salinité d'un complexe aquifère en zone aride caq de fd* l'aquifère d'El-Outaya, région Nord-Ouest de Biskra, ALGERIE.‡ PhD, Faculté des sciences et de la technologie UMK Biskra. [Http://thesis.univ-biskra.dzideprint1772](http://thesis.univ-biskra.dzideprint1772).
- Bromley, R.G. (1996). "Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications". Chapman & Hall, London, 361 p.
- Brossard, E. (1866). Essai sur la constitution physique et géologique des régions méridionales de la subdivision de Sétif (Algérie). Société géologique de France.
- Burchette, T.P., & Wright, V.P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1–4), 3–57.
- Busson, G. (1983). Dynamique sédimentaire de plateforme épicontinentale : le Crétacé moyen du Sahara Algéro-Tunisien. In *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*. Technip.
- Casey, R. (1961). The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3, 487-621.
- Chabot, A., Coque, R. & Durand-Delga, M. (1971). Géomorphologie de la région de Biskra (Algérie orientale). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, n° 387-388, pp. 123-135.
- Chabour, N. (2006). Hydrogéologie des domaines de transition entre l'Atlas saharien et la plateforme saharienne à l'Est de l'Algérie. Dissertation, University of Constantine.
- Chadenson, M. (1951). Contribution à l'étude géomorphologique de l'Aurès. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, n° 217-218, pp. 34-42.
- Chebbah, M. (2007). Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie). Dissertation, University of Constantine.
- Coleman, J.M. & Prior, D.B. (1982). Environnements Deltaïques de Dépôt. AAPG, Tulsa, 139 p.
- Collignon, M., 1968. Faunes malagaches du Crétacé supérieur. In: *Les Couches à Baculites du Sénonien*. *Annales Géologiques de Madagascar*, 35, pp. 1-188.
- Collinson, J.D., & Thompson, D.B. (1989). *Sedimentary Structures* (2nd ed.). Chapman & Hall, London.

- Conti, M.A. & Szabo, J. (1987). Lower Cretaceous Nerineidae from central Italy. *Geologica Romana*, 26, 91-116.
- Conti, M.A. & Szabó, J. (1989). Early Cretaceous Nerineidae (Gastropoda) from central Italy. *Geologica Romana*, 25, 1-78.
- Coquand, H. (1862). *Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. Mémoire présenté à la Société d'Emulation de la Provence*. J.-B. Baillière et fils, Paris, 341 p.
- Cossmann, M. (1899). *Mollusques éocéniques de la Loire-Inférieure*, Vol. 1. Société géologique de France, Paris, 378 p.
- Coward, M. P. & Ries, A. C. (2003). Tectonic development of North African basins. In T. J. Arthur, D. S. Macgregor & N. R. Cameron (Eds.), *Petroleum Geology of Africa : New Themes and Developing Technologies* (Geological Society Special Publication No. 207, pp. 61–83). Geological Society of London.
- Cox, L.R., Newell, N.D., Boyd, D.W., Branson, C.C., Casey, R., Chavan, A., Coogan, A.H., Dechaseaux, C., Fleming, C.A., Haas, F., Hertlein, L.G., Kauffman, E.G., Keen, A.M., LaRocque, A., McAlester, A.L., Moore, R.C., Nuttall, C.P., Perkins, B.F., Puri, H.S., Smith, L.A., Soot-Ryen, T., Stenzel, H.B., Trueman, E.R., Turner, R.D. & Weir, J. (1969). *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6, Bivalvia, Volumes 1-3*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, 952 p.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R. (1992). Modèles de faciès estuariens : base conceptuelle et implications stratigraphiques. *Journal de Pétrologie Sédimentaire*, 62: 1130-1146.
- Delfaud, G., 1974. Les formations carbonatées du Jurassique moyen et supérieur dans le Jura méridional : sédimentation et diagenèse. *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, n° 60, 480 p.
- 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 du Centre de Recherches de Pau*, 10(2), 509–535.
- Delanoy, G., Baudouin, C., Gonnet, R. & Sornay, J. (2012). Révision de l'âge des calcaires de Saint-André (Aptien supérieur-Albien inférieur, massif du Dévoluy, Hautes-Alpes, SE France) d'après une nouvelle faune d'ammonites. *Carnets de Géologie*, 12(8), 143-177.
- De Raaf, J.F.M. & Boersma, J.R. (1971). Dépôts tidaux et leurs structures sédimentaires. *Géologie et Minéralogie*, 50: 479-504.

- Dhondt, A.V., 1973. Systematic revision of the subfamily Neitheinae (Pectinidae, Bivalvia, Mollusca) of the European Boreal Cretaceous. *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 176, 101 p.
- Dhondt, A.V. (1984). Preliminary data on Cretaceous oysters from Peru. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 55, 1-37.
- Dhondt, A.V. (1987). Cretaceous inoceramid biogeography: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92(3-4), 217-232.
- Dhondt, A.V., Malchus, N. & Boumaza, L. (2002). Cretaceous oysters from Algeria: stratigraphic and paleobiogeographic implications. *Cretaceous Research*, 23(3), 345-360.
- Donovan, S.K. & Pickerill, R.K. (2002). Pattern of co-occurrence of echinoids and gastropods in the Ordovician of Baltoscandia: Taxonomic, temporal and geographic distribution. *Lethaia*, 35(1), 41-54.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W.E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks* (AAPG Memoir 1, pp. 108–121).
- Dunham, J.B., & Larter, S. (1981). Association of stylolitic carbonates and organic matter: implications for temperature control on stylolite formation. *AAPG Bulletin*, 65, 922.
- El-Asa'd, A.M., Abdel-Gawad, G.I., Lotfy, M.M. & Ayyad, S.N. (2017). Cretaceous oysters from north Sinai, Egypt: Systematic paleontology and stratigraphic distribution. *Journal of African Earth Sciences*, 136, 82-90.
- Elmi, S. (1978). Étude géologique et stratigraphique des formations mésozoïques de l'Atlas saharien (Algérie). Thèse de Doctorat, Université de Lyon.
- Elmi, S., Marok, A., Sebane, A. & Alméras, Y. (1996). Importance of the Mellala section (Traras Mountains, northwestern Algeria) for the correlation of the Domerian-Toarcian boundary. *Geobios*, 29(1), 59-65.
- El-Sabbagh, A., El-Hedeny, M., & Al Farraj, S. (2011). Variations proximales-distales dans les faciès de rampe carbonatée pendant le Cénomaniens dans la partie nord-ouest du Golfe de Suez, Égypte. *Journal Arabe des Géosciences*, 4(7), 1193-1219.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E. (1971). A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4), 730–781.

- Ezzat, A.M., Hussein, A.W. & Bandel, K. (1995). Gastropod assemblages and paleoenvironment of the Late Cretaceous succession at Gabal Abu Had, west central Sinai, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 198, 93-117.
- Fabre, J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Alger : S.N.E.D., 422 pages.
- Fehdi, C., Baali, F., Djerrab, A. & Hadji, R. (2016). Caractérisation hydrogéochimique des aquifères de la région de Biskra (Sud-Est algérien). *Revue des Sciences de l'Eau*, 29(2), 137-150.
- Flamand, G. B. M. (1908). Recherches géologiques et géographiques sur le haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du Sud). Thèse de Doctorat, Université de Lyon.
- Flügel, E., & Flügel-Kähler, E. (1976). The Foraminifera in the Jurassic Limestone of West Thailand. *Geologische Jahrbuch*, B21, 129–153.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application* (2nd ed. pp. 575–586). Springer, Berlin.
- Forbes, E. (1846). Report on the Cretaceous fossil invertebrates from southern India. *Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologia Indica*, 1, 1-174.
- Fournel, H. (1849). *Richesse minérale de l'Algérie*. Imprimerie Royale, Paris.
- Freire, A.F., Leite, C.D., Oliveira, F.M., Guimarães, M.F., Milhomem, P.D., Pietzsch, R., d'Ávila, R.S. (2017). Fluid escape structures as possible indicators of past gas hydrate dissociation during the deposition of the Barremian sediments in the Recôncavo Basin, NE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1), 79–93.
- Freneix, S. (1963). Les bivalves du Jurassique moyen et supérieur du Sahara tunisien. *Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série*, 42(97), 1-123.
- Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S. & Andrews, S. (1979). Origine, caractéristiques sédimentaires et importance des dépôts éoliens de "nappes de sable" à faible angle, Monument National des Grandes Dunes de Sable et environs, Colorado. *Journal de Pétrologie Sédimentaire*, 49: 733-746.
- Fürsich, F.T. & Wendt, J. (1977). Biostratigraphy and palaeoecology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 22(4), 257-323.

Fürsich, F.T. & Werner, W. (1984). Benthic associations and their environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic, Portugal). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168(1), 1-39.

Fürsich, F.T. & Werner, W. (1986). Benthic associations and their environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic, Portugal). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 172(3), 271-329.

Fürsich, F.T. & Werner, W. (1988). The Upper Jurassic Bivalvia of Portugal. Part I: Palaeotaxodonta and Pteriomorphia (Arcoida and Mytiloida). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 74, 105-144.

Galloway, W.E. (1975). Cadre des processus pour décrire l'évolution morphologique et stratigraphique des systèmes de dépôt deltaïques. Dans : Broussard, M.L. (Ed.), *Deltas : Modèles pour l'exploration*. Société Géologique de Houston, 87-98.

Garah, A., Krajewski, M., Salamon, M., Sebbane, A., Ferré, B., & Benyoucef, M. (2023). Litho-, biostratigraphy and sedimentological framework of the 'mid'-Cretaceous crinoid-rich facies of the southern Aures Range (eastern Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 202, 104930. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104930>.

García, A. & Vera, J.A. (1990). Biostratigraphía y facies del Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región de Caravaca (provincia de Murcia). In: *Libro-guía de las excursiones del II Coloquio del Cretácico de España* (pp. 1-47). Universidad Complutense de Madrid.

Geel, T. (2000). Recognition of Stratigraphic Sequences in the Upper Cretaceous of the Zagros Basin, Iran. *Journal of Sedimentary Research*, 70(6), 1170–1184. <https://doi.org/10.1306/2DC409F5-0E47-11D7-8648000102C1865D>.

Gili, E., Masse, J.P., & Skelton, P.W. (1995). Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118(3–4), 245–267.

Glaçon, G. & Guiraud, R. (1970). Le Miopliocène de la région de Biskra (Algérie). Première étude générale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7e série, tome XII, n° 4, pp. 624-632.

Goldfuss, A. (1833). *Petrefacta Germaniae*, Band 2. Arnz & Comp., Düsseldorf, 312 p.

Gouskov, N. (1962). Carte géologique de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Biskra. Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Alger.

Gräfe, K.-U. (2005). Foraminíferos bentónicos del Cretácico Superior de la Cuenca Vascocantábrica, Norte de España. *Revista Española de Paleontología*, 20(1), 77–88.

Grosheny, D., Chikhi-Aouimeur, 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(6), 593–603.

Grosheny D, Ferry S, Jati M, Ouaja M, Bensalah M, Atrops F, Chikhi-Aouimeur F, Benkerouf-Kechid F, Negra H, Ait Salem H, Salem HA (2013). The Cenomanian-Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous Research*, 42:66–84.

Gründel, J. & Nützel, A. (1998). Gastropoden aus dem Dogger Deutschlands: Nachträge zur Revision der Gattung *Eucyclus* und Beschreibung neuer Taxa. *Freiberger Forschungshefte*, C474, 51-69.

Guiraud R (1973). Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, pp 126–129.

Guiraud R., 1990. Evolution post-triasique de l'avant pa ys de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et de s région voisine. *Pub.ONG, Alger*; 259p.

Guiraud, R. & Bellion, Y. (1995). Late Carboniferous to Recent intraplate deformation, rifting and basin inversion in North Africa. In: P.A. Ziegler (Éd.), *Geodynamics of Rifting*, Volume II: Case History Studies on Rifts – North and South America and Africa (pp. 71–90). *Tectonophysics*, Volume 213. Elsevier Science Publishers.

Guiraud (1997). Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: Synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282(1–4), 39–82. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00212-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00212-6).

Guiraud, R. & Bosworth, W. (1998). Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: Synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282(1–4), 39–82. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00212-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00212-6).

Guiraud et al. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1–3), 83–143. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017>.

Haq BU (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113:44–58.

Harkat M (1999). La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. *Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique*. Dissertation. USTHB, Algérie.

Harkat 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 de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Sciences*, 330(11) : 785–792.

Harzhauser, M., Mandic, O. & Zuschin, M. (2002). Changes in Paratethyan marine mollusks at the Early/Middle Miocene transition: diversity, paleogeography and paleoclimate. *Acta Geologica Sinica*, 76(1), 31-42.

Hudson, J.D. & Palmer, T.J. (1976). A euryhaline oyster from the Middle Jurassic and the origin of the true oysters. *Palaeontology*, 19(1), 79-93.

Jablonski, D. (1986). Larval ecology and macroevolution in marine invertebrates. *Bulletin of Marine Science*, 39(2), 565-587.

Jedari-Eyvazi F, Bayrakci G, Minshull TA, Bull JM, Henstock TJ, Macdonald C, Robinson AH (2023). Seismic characterization of a fluid escape structure in the North Sea: the Scanner Pockmark complex area. *Geophysical Journal International*, 234:597–619.

Jung, P. (1974). A revision of the family Strombidae (Gastropoda) from the Tertiary of northwestern South America. *Bulletins of American Paleontology*, 65(282), 1-186.

Kaim, A. (2004). The evolution of conch ontogeny in Mesozoic open sea gastropods. *Palaeontologia Polonica*, 62, 3-183.

Kara Ahmed I, Salmi-Laouar S, Kočová Veselská M, Mikuláš R, Kočí T, Ferré B, Naimi MN, Váchová L (2023). Sclerobiont assemblages on macro-invertebrates from the Cenomanian strata of Djebel Bouarif (Aurès Range, Algeria). *Historical Biology*, 35:2154–2165.

Kase, T. (1984). Early Cretaceous marine and brackish-water Gastropoda from Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C*, 10(3), 93-159.

Kauffman, E.G. (1965). Middle and Late Turonian oysters of the *Lopha lugubris* group. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 148(6), 1-92.

Kauffman, E.G. (1973). Cretaceous Bivalvia. In: *Atlas of Palaeobiography* (Ed. A. Hallam), pp. 353-383. Elsevier, Amsterdam.

Kauffman, E.G. (1975). Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the Western Interior. In: *The Cretaceous System in the Western Interior of North America* (Ed. W.G.E. Caldwell), pp. 163-194. Geological Association of Canada Special Paper 13.

- Kauffman, E.G. (1976). Deep-water Cretaceous macrofossils from DSDP Site 367, Cape Verde Rise. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 41, 1249-1262.
- Kauffman, E.G. & Sohl, N.F. (1974). Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel*, 84(1), 399-467.
- Kazi Tani, N. (1986). Évolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche par l'analyse séquentielle. Thèse de Doctorat d'État, Université de Pau.
- Kendall, A.C. (1992). Évaporites. Dans : Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.), *Modèles de Faciès : Réponse au Changement du Niveau Marin*. Association Géologique du Canada, St. John's, 375-409.
- Kennedy, W.J. & Cobban, W.A. (1976). Aspects of ammonite biology, biogeography, and biostratigraphy. *Special Papers in Palaeontology*, 17, 1-94.
- Kidwell, S.M. & Bosence, D.W.J. (1991). Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record* (Eds P.A. Allison & D.E.G. Briggs), pp. 115-209. Plenum Press, New York.
- Kiel, S. (2003). Cretaceous Cerithioidea (Gastropoda) from the Koppeh Dagh, NE-Iran. *Cretaceous Research*, 24(6), 851-880.
- Kollmann, H.A. (1979). Distribution patterns and evolution of gastropods around the Cretaceous-Tertiary boundary. *Cretaceous-Tertiary Boundary Events*, 2, 83-87.
- Kollmann, H.A. (2005). Révision critique de la paléontologie française d'Alcide d'Orbigny incluant la réédition de l'original. Vol. III. Gastropodes crétacés. Backhuys Publishers, Leiden, 239 p.
- Laffitte R (1939). Étude géologique de l'Aurès, *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 2e série, n° 15, 484 p., XXXIV pl. h.-t., 10 pl. ph. H.-t., 1 carte géologique h.-t.
- Landau, B.M., Harzhauser, M., İslamoğlu, Y. & da Silva, C.M. (2013). Systematics and palaeobiogeography of the gastropods of the middle Miocene (Serravallian) Karaman Basin, Turkey. *Cainozoic Research*, 11-12, 3-584.
- Leckie, D.A. & Walker, R.G. (1982). Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval - outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(2), 138-157.

- Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U. & Werner, W. (2002). Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 47(1), 3-56.
- Lombard, A. (1956). *Géologie sédimentaire : les séries marines*. Masson et Cie / Vaillant-Carmanne, Paris / Liège, 722 p.
- Lombard, A. (1972). *Séries sédimentaires : genèse, évolution*. Masson et Cie, Paris, [nombre de pages non confirmé].
- Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. & Baum, G.R. (1988). Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.), "Sea-Level Changes: An Integrated Approach". SEPM Special Publication, 42, pp. 183-213.
- Lozouet, P. (2006). Révision des Gastropoda (Mollusca) du Danien et du Montien de Mons (Belgique). *Geodiversitas*, 28(1), 5-112.
- Malicse, A. & Mazzullo, J. (1993). Pedogenetic Features in Sandstones of the Queen Formation, Permian Basin.
- Matysik, M. (2016). Types de faciès et environnements de dépôt d'une plate-forme carbonatée morphologiquement diverse : une étude de cas du Muschelkalk (Trias moyen) de Haute-Silésie, sud de la Pologne. *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 86, 119-164.
- Miall, A.D. (2006). *La Géologie des Dépôts Fluviaux : Faciès Sédimentaires, Analyse de Bassin et Géologie Pétrolière*. Springer, Berlin, 582 p.
- Monari, S., Gatto, R. & Valentini, M. (2011). Palaeobiogeographic, palaeoclimatic and evolutionary implications of the occurrence of the bivalve genus *Neithea* in the Coniacian of Egypt. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56(2), 321-334.
- Monnet, C., Bucher, H., Wasmer, M. & Guex, J. (2015). Revision of the genus *Anasibirites* Mojsisovics (Ammonoidea, Early Triassic) and morphometric analysis of the sexual dimorphism. *Geobios*, 48(6), 475-487.
- Morse, J.W. & Böttcher, M.E., 1997. The chemistry of sedimentary iron sulfides: state of the art and future directions. *Marine Chemistry*, 60(3-4), pp.215-241.
- Moullade, M., Tronchetti, G., Kuhnt, W. & Masse, J.P. (1998). Les foraminifères benthiques et planctoniques du Crétacé inférieur de la région de Châteauneuf-les-Martigues (SE France): taxonomie, biostratigraphie, paléoécologie et évolution paléogéographique. *Géologie Méditerranéenne*, 25(3-4), 155-215.

Naimi MN, Cherif A (2021). Sedimentology and ichnology of the mid-Cretaceous succession of the Ouled Nail Mounts (Eastern Saharan Atlas, Algeria). *Geologia Croatica*, 74(3):209–223.

Naimi MN, Mahboubi CY, Cherif A (2021a). Lithostratigraphy and evolution of the Lower Cretaceous Basins in the Western Saharan Atlas, Algeria: a comment. *Journal of African Earth Sciences*, 183:104304.

Naimi MN, Vinn O, Cherif A, Benyoucef M (2021b). Trypanites and associated bivalve borings in an Upper Albian hardground from the Eastern Saharan Atlas (Algeria). *Proceedings of the Geological Association*, 132:529–536.

Naimi MN, Cherif A, Mahboubi CY, Benyoucef M (2022). Ichnology of the Cenomanian-Turonian boundary event in the southern Tethyan margin (Khanguet Grouz section, Ouled Nail Range, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 15(12):1150.

Naimi MN, Cherif A, Benyoucef M, Mahboubi CY (2023). New dinosaur footprints from the 'mid'-Cretaceous (Albian-Cenomanian) series of the Ouled Nail Mounts (Algeria). *Review of Palaeobiology*, 42:273–284.

Naimi MN, Mahboubi CY, Vinn O, Cherif A, Mazouzi A (2024). Significance of the trace fossil *Macaronichnus* from the Cenomanian low-latitude nearshore deposits of the Saharan Atlas, Algeria. *Proceedings of the Geological Association*. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2024.05.004>

Naimi MN (2022). Analyse ichnologique et reconstitution paléoenvironnementale de la série Albien-Turonien des monts des Ouled Naïl (Atlas saharien oriental, Algérie). PhD thesis, Université de Ouargla, p 176.

Nebelsick, J.H., Schmid, B. & Stachowitsch, M. (2005). The encrustation of fossil and recent sea-urchin tests: ecological and taphonomic significance. *Lethaia*, 38(4), 259-274.

Nichols G (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., London, p 335.

Nio, S.D. & Yang, C.S. (1991). Attributs diagnostiques des dépôts tidaux clastiques : une revue. Dans : Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. & Rahmani, R.A. (Eds.), *Sédimentologie Tidale Clastique*. Mémoire de la Société Canadienne des Géologues Pétroliers, 16: 3-28.

Owen, H.G. (1988). The Gault and its junction with the Woburn Sands in the Leighton Buzzard area. *Proceedings of the Geologists' Association*, 99, 287-312.

Özer S, Benyoucef M (2021). Late Cenomanian rudists from southern Algeria: descriptions, biostratigraphy, palaeoecology and palaeobiogeography. *Cretaceous Research*, 118 :104639.

Pacaud, J.M. (2007). Révision des Mollusques paléogènes du Bassin de Paris. V - Liste des références primaires des espèces. *Comptes Rendus Palevol*, 6(6-7), 385-400.

Paleobiology Database (2024). *Pterotrionia*. Consulté le 15 septembre 2024, depuis https://paleobiodb.org/classic/basicTaxonInfo?taxon_no=15170

Pallary, P. (1901). Faune malacologique du golfe de Gabès. *Journal de Conchyliologie*, 49, 313-353.

Palma, R., Bressan, G. S., & Kietzmann, D. A. (2007). Revisión de la fauna coralina de un arrecife de parche jurásico superior de la Formación La Manga, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 22(2), 157–170.

Palmer, K.V.W. (1982). Notes on the nomenclature of the Cretaceous oyster genera *Exogyra*, *Gryphaea* and *Pycnodonte*. *The Nautilus*, 96(1), 21-35.

Paskoff, R.P. (1994). Les changements climatiques: passé, présent, futur. *Current Anthropology*, 35(4), 443-453.

Pemberton, S.G., MacEachern, J.A. & Frey, R.W. (1992). Modèles de faciès à traces fossiles : signification environnementale et allostratigraphique. Dans : Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.), *Modèles de Faciès : Réponse au Changement du Niveau Marin*. Association Géologique du Canada, St. John's, 47-72.

Péron A (1883). Description géologique de l'Algérie. Éditions Masson, Librairie de l'académie de médecine, Paris 8.

Pervinquière, L., 1912. Études de paléontologie tunisienne. II. Gastéropodes et lamellibranches des terrains crétacés. Carte Géologique de la Tunisie, Paris: F.R. de Rudeval, 352 p.

Pomar, L. (2001). Types de plates-formes carbonatées : une approche génétique. *Recherche de Bassin*, 13: 313-334.

Pomar, L., Obrador, A., & Westphal, H. (2004). Architecture d'un littoral carbonaté : un exemple classique du Miocène supérieur de Minorque, Espagne. *Société Géologique de Londres, Publications Spéciales*, 235(1), 291-307.

Pomar, L. & Ward, W.C. (1995). Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: the Llucmajor Platform, Mallorca, Spain. In: *Carbonate Sequence Stratigraphy* (Eds L.A. Haq & R.J. Steel), pp. 87-112. AAPG Memoir 57.

Posamentier, H.W. & Allen, G.P. (1999). Stratigraphie Séquentielle Siliciclastique : Concepts et Applications. *SEPM Concepts en Sédimentologie et Paléontologie*, 7, 210 p.

- Pulteney, R., 1813. A General View of the Writings of Linnaeus. 2nd edition. London: J. Mawman, 595 p.
- Purser, B.H. (1980). Sédimentation et Diagenèse des Carbonates Néritiques Récents. Éditions Technip, Paris, 366 p.
- Rankey EC, Reeder SL (2011). Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, 81(2) :97–117.
- Read, J.F. (1985). Modèles de faciès des plates-formes carbonatées. *Bulletin de l'AAPG*, 69(1), 1-21.
- Reading, H.G. (1996). Environnements Sédimentaires : Processus, Faciès et Stratigraphie. 3e édition, Blackwell Science, Oxford, 688 p.
- Reghais, A. (2023). Étude du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique de la nappe du Complexe Terminal de la région de Biskra (Sud-est Algérien). Thèse de Doctorat, Université de Jijel.
- Reid, D.G. (1996). Systematics and Evolution of Littorina. Ray Society, London, 463 p.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B. (1980). Environnements Sédimentaires de Dépôt : Avec Référence aux Clastiques Terrigènes. 2e édition, Springer-Verlag, Berlin, 549 p.
- Riding, R. (2000). Carbonates microbiens : l'enregistrement géologique des tapis bactériens-algaires calcifiés et des biofilms. *Sédimentologie*, 47: 179-214.
- Savazzi, E. (1991). Burrowing gastropods and the problem of life orientation in invertebrate ichnofossils. *Lethaia*, 24(3), 303-310.
- Schneider, S., Fürsich, F.T. & Werner, W. (2021). Systematic palaeontology and palaeoecology of the bivalve fauna from the Late Jurassic of Kachchh (western India). *Beringeria*, 51, 1-533.
- Scholle, P. A., & Ulmer-Scholle, D. S. (2003). A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. AAPG Memoir 77. American Association of Petroleum Geologists.
- Schöne, B.R., Fiebig, J., Pfeiffer, M., Gleß, R., Hickson, J., Johnson, A.L.A., Dreyer, W. & Oschmann, W. (2005). Climate records from a bivalved Methuselah (*Arctica islandica*, Mollusca; Iceland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228(1-2), 130-148.

- Schreiber, B.C., Friedman, G.M., Decima, A. & Schreiber, E. (1986). Environnements de dépôt des gisements d'évaporites du Miocène supérieur (Messinien) du Bassin Sicilien. *Sédimentologie*, 23: 729-760.
- Sedrati, N. (2011). Étude des propriétés physico-chimiques des eaux de la région de Biskra (Algérie). Mémoire de Magister, Université de Biskra.
- Seilacher, A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5(5-6), pp. 413-428.
- Seilacher, A. (1982). Distinctive features of sandy tempestites. In: *Cyclic and Event Stratification* (Eds G. Einsele & A. Seilacher), pp. 333-349. Springer, Berlin.
- Seilacher, A. (1984). Constructional morphology of bivalves: evolutionary pathways in primary versus secondary soft-bottom dwellers. *Palaeontology*, 27(2), 207-237.
- Sellwood BW, Valdes PJ (2006). Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology*, 190(1-4):269-287.
- Sharpe, D. (1850). On the secondary rocks of the Algarve (southern Portugal), and on the fossils collected therein. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 6, 208-233.
- Shinn EA (1983). Tidal flat environment. In: Sholle PA, Bebout DG, Moore CH (eds) *Carbonate depositional environments*, vol 33. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp 173-210.
- Skelton, P.W. (2003). Rudist evolution and extinction - a North African perspective. In: *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems* (Ed. E. Gili), pp. 215-227. NATO Science Series, Springer.
- Skelton, P.W. (2013). *Evolution and Fossil Record of Rudist Bivalves*. Lecture Notes in Earth System Sciences, Springer, Berlin, 279 p.
- Skelton, P.W. & Benton, M.J. (1993). Mollusca: Rostroconchia, Scaphopoda and Bivalvia. In: *The Fossil Record 2* (Ed. M.J. Benton), pp. 237-263. Chapman & Hall, London.
- Smith, A.B. (1984). *Echinoid Palaeobiology*. George Allen & Unwin, London, 190 p.
- Smith, A.B. & Jeffery, C.H. (2000). Maastrichtian and Palaeocene echinoids: a key to world faunas. *Special Papers in Palaeontology*, 63, 1-406.
- Southard JB, Boguchwal LA (1990). Bed configurations in steady unidirectional water flows, 2: synthesis of flume data. *Journal of Sediment Petrol*, 60:658-679.

- Sowerby, J. (1816). The Mineral Conchology of Great Britain, Vol. 2. London, 251 p.
- Sowerby, J. (1823). The Mineral Conchology of Great Britain, Vol. 4. London, 114 p.
- Stanley, S.M. (1970). Relation of Shell Form to Life Habits of the Bivalvia (Mollusca). Geological Society of America Memoir 125, 296 p.
- Stenzel, H.B. (1971). Oysters. In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6, Bivalvia (Ed. R.C. Moore), and pp. N953-N1224. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence.
- Stoliczka, F. (1868). The Gastropoda. Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologia Indica, 2, 1-498.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H. & Pasquier, J.-B. (1999). Séquences de dépôt dans les systèmes sédimentaires peu profonds dominés par les carbonates: concepts pour une analyse à haute résolution. Géologie Sédimentaire, 128: 201-221.
- Szabó, J. (1983). Lower Cretaceous Gastropoda from the Bakony Mountains (Hungary). Part II. Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, 66, 1-298.
- Szabó, J. (1984). Gastropoda mesozoica Hungarica. Pars III: Gastropoda Cretacea. Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, 43, 1-331.
- Szabó, J. (1985). Lower Cretaceous Gastropoda from the Bakony Mountains (Hungary). Part III. Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, 68, 1-247.
- Tissot, E. (1881). Recherches sur la géologie de la province d'Oran et sur les terrains tertiaires de toute l'Algérie. Imprimerie Nationale, Paris.
- Tracey, S., Todd, J.A. & Erwin, D.H. (1993). Mollusca: Gastropoda. In: The Fossil Record 2 (Ed. M.J. Benton), pp. 131-167. Chapman & Hall, London.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (1990). Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Tucker, M.E., Calvet, F., & Hunt, D. (1993). Stratigraphie séquentielle des rampes carbonatées : cortèges de dépôt, modèles et application aux plates-formes carbonatées du Muschelkalk de l'est de l'Espagne. Association Internationale des Sédimentologues, Publication Spéciale, 18, 397-415.
- Tucker ME (2001). Sedimentary petrology : an introduction to the origin of sedimentary rock. Blackwell Scientific Publication, London.

Tucker, M. E., & Wright, V. P. (2009). Carbonate Sedimentology. Wiley-Blackwell. ISBN 978-0632014729.

Van Loon AJ (2009). Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, 15(1):3–55.

Vermeij, G.J. (1998). The evolutionary success of gastropods in the marine realm: mechanisms and consequences. In: *Origin and Evolutionary Radiation of the Mollusca* (Eds J. Taylor, E.A. Williams & P. Glover), pp. 1-38. Oxford University Press, Oxford.

Vialov, O.S. (1936). Sur la classification des huîtres. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de l'URSS*, 4, 17-20.

Walaszczyk, I. & Cobban, W.A. (2000). Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian–Lower Coniacian of the Western Interior of the United States. *Special Papers in Palaeontology*, 64, 1-118.

Ward, L.W. & Blackwelder, B.W. (1987). Late Pliocene and Early Pleistocene Mollusca from the James City and Chowan River Formations at the Lee Creek Mine. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 61, 113-283.

Wendy J, Matthews GH, Bruce John Underhill DTRL (2007). Controls on fluviolacustrine reservoir distribution and architecture in passive salt-diapir provinces: Insights from outcrop analogs. *AAPG Bulletin*, 91:1367–1403.

Wenz, W. (1938). *Handbuch der Paläozoologie*, Band 6, Gastropoda. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1639 p.

Westermann, G.E.G. (1996). Ammonoid Life and Habitat. In: *Ammonoid Paleobiology* (Eds N.H. Landman, K. Tanabe & R.A. Davis), pp. 607-707. Plenum Press, New York.

Wiedmann, J. (1973). Evolution or revolution of ammonoids at Mesozoic system boundaries. *Biological Reviews*, 48(2), 159-194.

Wilmsen M, Nagm E (2013). Sequence stratigraphy of the lower Upper Cretaceous (Upper Cenomanian–Turonian) of the Eastern Desert, Egypt. *Newsletter on Stratigraphy*, 46(1):23–46.

Wilson JL (1975). Carbonate facies in geologic history. Pp. 471, 183 Figs., 30 Pls. New York, NY, Springer, Springer.

Wright, C.W. & Smith, A.B. (1990). British Cretaceous echinoids. Part 5, Holecypoida, Echinoneoida. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 144(584), 343-390.

Zaoui D, Tchenar S, Benyoucef M, Meister C, Adaci M, Piuze A, Mébarki K, Bensalah M, Gabani A, Mahboubi M (2016). Le Cénomano-Turonien dans la Hamada du Tinrhert (Sahara, Algérie) : résultats préliminaires. *Revue de Paléobiologie*, 35(2) :541–559.