Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat en sciences

Spécialité : Sciences de la Terre

Option : Géodynamique des bassins sédimentaires

Le Cénomanien-Turonien au Sud des Aurès

Présentée et soutenue publiquement par :

Mr. **Abdelmoumen GARAH**

Devant le jury composé de :

SEBANE. Abbes	Professeur	Université d'Oran 2	Président
TOUAHRIA SEBANE Abdia	Professeure	Université d'Oran 2	Directrice de thèse
BENYOUCEF Madani	Professeur	Université de Mascara	Co-Directeur
BENRAMDANE LAGRAA Karima	MCA	Université d'Oran 2	Examinatrice
DOUAS-BENGOUDIRA Fatiha	MCA	Université de Mostaganem	Examinatrice
SLAMI Rafika	MCA	Université de Batna2	Examinatrice

Année 2025-2026

Avant propos :

Avant toute chose, nous remercions ALLAH le tout-puissant qui nous a accordé sagesse et santé pour mener à bien ce travail.

Un immense bonheur d'écrire ces mots pour dire un grand merci aux enseignants, merci d'avoir accepté d'évaluer mon travail, je vous remercie d'avoir accepté de m'encadrer et de me guider, un grand merci pour les conseils, les encouragements et pour l'aide ; je vais essayer de nommer toutes les personnes qui ont contribué d'une manière ou d'une autre à la réalisation de cette thèse, en espérant en oublier le moins possible !

Je remercie chaleureusement mes deux directeurs de thèse. Mme. SEBANE TOUAHRIA A. je te suis profondément reconnaissant de m'avoir offert l'opportunité de réaliser cette thèse et de continuer et d'étendre la problématique du magister, ainsi que pour tout ce que tu m'as appris, tant en stratigraphie qu'en géologie de manière générale, mais surtout pour tes qualités humaines, une gentillesse hors norme et ta confiance que tu m'a accordée.

Je tiens également à remercier mon co-encadreur Mr. BENYOUCEF M. pour son aide précieuse et sa grande disponibilité, je garderai en mémoire nos sorties sur terrain pour traverser les affleurements, et particulièrement par ton suivi. Je lui suis extrêmement reconnaissant. Je souhaite souligner la dimension humaine de son accompagnement. Sa disponibilité, son écoute et sa bienveillance m'ont profondément marqué.

Je souhaite également témoigner toute ma reconnaissance aux membres de mon jury, qui ont accepté avec spontanéité d'évaluer le résultat de mes études.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur SEBANE Abbès, Professeur à l'université d'Oran, pour avoir accepté, sans hésitation, de présider ce jury et pour ses précieux conseils. Au-delà de la valeur scientifique de ses remarques, j'ai particulièrement apprécié sa bienveillance, sa simplicité et la dimension humaine qu'il a apportées à cette expérience.

J'adresse mes sincères remerciements à Mme BENRAMDANE LAGRAA K, pour l'honneur qu'elle m'a fait en acceptant de participer à mon Jury de Thèse.

J'exprime toute ma reconnaissance à Madame SLAMI R, dont le potentiel scientifique et la rigueur académique se sont traduit par ses remarques, et je lui suis profondément reconnaissant pour l'intérêt qu'elle y a porté.

Je tiens également à remercier Mme DOUAS-BENGOUDIRA F, pour avoir accepté de participer à mon jury de soutenance et son intérêt pour ce travail et la valeur de ses remarques constructives.

A MARIUSZ Salamon, Professeur à l'université de Silecia (Katowice, Pologne) je vous remercie sincèrement pour ton aide dans l'élaboration des lames minces, merci infiniment pour votre soutien.

J'aurai aimé remercier le Professeur YAHIAOUI Abdelouahab, mais malheureusement il est décédé et nous a laissé un grand vide académique et émotionnel. Que dieu ait pitié de lui.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude à mon collègue et ami BOUCHEMLA Imad, Maitre de conférences à l'université de Tizi Ouzou pour son aide, soutien et encouragements pendant des années, mes remerciements vont aussi à mon ami le Docteur ZEMOUR Youcef par son encouragement et pour les discussions scientifiques partagées. Mes remerciements vont aussi à mes collègues HOUAR K et BENKHEIRA M.A.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à l'ensemble des enseignants du département des sciences de la terre à l'Université d'Oran 2, en particulier à ceux qui m'ont formé tout au long de mon cursus, tant en graduation qu'en post-graduation.

Mes remerciements vont également à tous mes enseignants et collègues de l'université de Batna 2, Notamment : M. HADJ IBRAHIM Youcef, DJEFFAL Rami, BENAGOUN Farouk, TOUANSA Rachid et CHAABANE khoudayr.

Je souhaite remercier chaleureusement toutes les personnes qui ont, de près ou de loin, contribué à l'élaboration de cette thèse par leur soutien indéfectible. Que celles qui se reconnaissent ici me pardonnent de ne pas les citer nommément, car la liste aurait été trop longue.

Enfin, je ne saurais terminer sans exprimer ma gratitude aux membres de l'administration et de la bibliothèque pour leur compétence et leur patience.

A vous tous, on dit que le succès ne se quantifie pas, mais sans vous, il n'y aurait pas de moteur de succès.

Pour conclure ces remerciements, je tiens à prendre un moment pour exprimer ma gratitude à mes héros du quotidien, l'une de mes plus grandes fiertés est de vous avoir comme parents ; à ma mère et à mon père, à ma famille paternelle et maternelle, à mes amis et collègues. A ma chère femme, lumière, oxygène et bonheur de ma vie. A ma petite fille, dont la naissance a illuminé ma vie et m'a apporté une source nouvelle de joie et de motivation.

GARAH Abdelmoumen

Résumé :

Le présent travail s'intéresse sur les dépôts d'âge Cénomanien-Turonien présents de la région des Aurès, et vise à mettre en évidence l'évènement anoxique océanique 2, ainsi que les différents biozones du Cénomanien-Turonien (C-T). L'étude s'appuie sur trois coupes références du domaine aurésien, la première située dans sa partie méridionale, la deuxième dans la terminaison septentrionale des monts des Aurès, et la dernière sur la marge méridionale des Monts de Bellezma.

Une approche pluridisciplinaire a été établie, comprenant des analyses litho-biostratigraphiques, sédimentologiques et géochimique sur les trois coupes. En se basant sur les ammonites et les foraminifères planctoniques ; plusieurs formations ont été identifiées : Tighanimine, Arris, Adahri, Yabous, marnes de Smail et marno-calcaires d'El Chaabet

L'analyse qualitative et quantitative des foraminifères, ainsi que l'étude des microfaciès et des bioévènements, permet de reconstituer l'évolution paléoenvironnementale et les variations sédimentologique et paléoclimatiques surtout au passage C/T.

La sédimentation de ces formations témoigne d'une évolution d'un environnement de plate-forme vers un environnement de type talus à bassin au passage Cénomanien-Turonien, marquée par une phase transgressive, et l'accumulation de sédiments pélagiques anoxiques, riches en matière organiques. Cette évolution s'inscrit dans le cadre tectonique régional.

Ces interprétations paléoenvironnementales et paléogéographiques obtenues concordent avec les données préexistantes sur le contexte paléogéographique régional et soulignent les particularités téthysiennes.

Mots clés : Aurès, Cénomanien-Turonien, OAE2, biostratigraphie, foraminifères planctoniques, ammonites, Téthys.

Abstract:

This study focuses on the Cenomanian-Turonian deposits present in the Aurès region. aiming to highlight oceanic anoxic event 2 and the different biozones of the Cenomanian-Turonian. The research includes three reference sections of the Auresian domain: the first in the southern part, the second in the northern termination of the Aurès Mountains, and the last along the southern margin of the Bellezma Mountains.

A multidisciplinary approach was carried out, including litho-biostratigraphic, sedimentological, and geochemical analyses across the three sections. Based on ammonites and planktonic foraminifera ; Several formations were identified: Tighanimine, Arris, Adahri, Yabous, Smail marls, and El Chaabet marly- limestones.

Qualitative and quantitative analysis of foraminifera, as well as the study of microfacies and bioevents, allow us to reconstruct the paleoenvironmental evolution and sedimentological and paleoclimatic variations during the Cenomanian-Turonian period, and especially during the C/T transition.

Sedimentology of these formations evolved from a platform environment to a slope-basin environment during the Cenomanian-Turonian transition, marked by a transgressive phase and the accumulation of anoxic pelagic sediments enriched in organic matter. This evolution is related to the regional tectonic context of this area.

These paleoenvironmental and paleogeographic interpretations are consistent with pre-existing data on the regional paleogeographic context, highlighting the Tethyan characteristics.

Keywords : Aures, Cenomanian-Turonian, OAE2, biostratigraphy, planctonic foraminifera, ammonites, Tethyan.

.

ملخص:

يركز هذا العمل على رواسب العصرين السينوماني والتوروني الموجودة في منطقة الأوراس. ويهدف إلى تسليط الضوء على ظاهرة نقص الأكسجين المحيطي 2 والمناطق الحيوية المختلفة في العصرين. تشمل الدراسة ثلاثة أقسام مرجعية من النطاق الأوراسي: الأول في الجزء الجنوبي، والثاني في الطرف الشمالي لجبال الأوراس، والأخير في الحافة الجنوبية لجبال بلزمة.

أُجريت دراسة متعددة التخصصات، شملت تحليلات ليثوستراتغرافية، ورواسب، وبيوستراتغرافية، وجيوكيميائية للأجزاء الثلاثة. بنا "ء على الأمونيتات والفورمينيفيرا العوالقية، تم تحديد عدة تكوينات: مارل التيغانمين، والعريس، والعذاري، ويابوس، واسماعيل، ومارل الشعيط الجيري. يتيح لنا التحليل النوعي والكمي للفورامينيفيرا، بالإضافة إلى دراسة السحنات الدقيقة والأحداث الحيوية، إعادة بناء التطور البيني القديم والاختلافات الرسوبية والمناخية القديمة خلال فترة السينوماني- التوروني، وخاص "ة خلال فترة التحول من C/T.

تطور ترسيب هذه التكوينات من بيئة رصيفية إلى بيئة منحدر-حوض خلال فترة التحول السينوماني-التوروني، والتي اتسمت بمرحلة تجاوزية وترسب رواسب بحرية خالية من الأكسجين وغنية بالمواد العضوية. يرتبط هذا التطور بالسياق التكتوني الإقليمي لهذه المنطقة.

تتوافق هذه التفسيرات البيئية القديمة والجغرافية القديمة مع البيانات السابقة حول السياق الجغرافي القديم الإقليمي، مما يُبرز خصائص التيثيان.

الكلمات المفتاحية: أوراس، سينوماني، توروني، OAE2، وبيوستراتغرافية، لفورمينيفيرا العوالقية، الأمونيتات ، التيثيان.

Table des matières :

Titre :	Page :
Avant-propos	
Résumé	
Abstract	
الملخص	
Chapitre 1 : Généralités	1
1 – Introduction	2
2 - Problématique et définition du sujet	3
3 - Revue des études faites dans les Aurès	4
4 - Contexte géologique général	6
5 - Contexte structural régional	9
6 - Stratigraphie de l'Albien-Cénomanien-Turonien des Aurès	13
7 – Méthodologie utilisée dans la thèse	19
Chapitre 2 : Lithostratigraphie	21
1 - Introduction	22
2 – Description des coupes	24
A - Coupe d'Arris	24
A - 1. Contexte géographique	24
A - 2. Description de la coupe	25
A – 3. Géochronologie et attributions biostratigraphiques	34
B - Coupe du Djebel Bou Arif	37
B - 1. Contexte géographique	37
B - 2. Description de la coupe	39
B – 3. Géochronologie et attributions biostratigraphiques	46
C - Coupe de Hamla	50
C - 1. Contexte géographique	50
C - 2. Description de la coupe	51
C – 3. Géochronologie et attributions biostratigraphiques	59
3 - Synthèse biostratigraphique de l'intervalle Albien supérieur-Turonien	60
4 - Conclusion	65
Chapitre 3 : Analyse sédimentologique	67
1 - Introduction	68
2 - Description des microfaciès types	68
2 - 1 – Coupe d'Arris	68
2 - 1 – 1 - Description des microfaciès types	68
2 - 1 – 2 - Analyse paléoenvironnementale de la coupe d'Arris	73
2 - 2 – Coupe de Fesdis	76
2 - 2 – 1 - Description des microfaciès types	76
2 - 2 – 2 - Analyse paléoenvironnementale de la coupe de Bou Arif	83
2 - 3 – Coupe de Hamla	84
2 – 3 - 1 – Description des microfaciès types	85
2 – 3 – 2 - Analyse paléoenvironnementale de la coupe de Hamla	91
3 – Influence des tempêtes au Cénomanien-Turonien	93
4 – Conclusion	95
Chapitre 4 : Analyse des biocénoses de foraminifères et géochimie	96
1 - Introduction	97

2 - Analyse quantitative et morphologique des foraminifères	97
2 - A- Paramètres quantitatifs	97
2 - B- Indices biocénotiques	99
3 - Analyses quantitatives et biocénoses des foraminifères	100
3 – 1 - Coupe d'Arris	100
3 – 2 - Coupe de Bou Arif	104
3 – 4 - Coupe de Hamla	108
4 - Distribution des foraminifères	112
5- Discussion :	116
6 – analyses géochimiques de la coupe de Bou Arif	118
6 - A - Isotopes stables	118
6 - B- Taux de $CaCO_3$	119
6 - C - Mesure du Carbone Organique Total (COT)	119
6 - D - Analyses minéralogiques	120
7 – Rapport entre foraminifères et géochimie	122
8 - Conclusion	122
Chapitre 5 : Paléogéographie et corélations	125
1 - Introduction	126
2 – Corrélations et paléogéographie	126
2 - A - Corrélation régionale au cours du passage Cénomanien-Turonien	126
2 - B - Paléogéographique du domaine atlasique oriental au cours de passage C/T	129
3 - Caractéristiques du Bassin Atlasique Algéro-tunisien	130
3 - A - Diapirisme, et rôle dans la paléostructuration	131
3 - B - Caractéristiques paléo-environnementales	132
3 - C - Corrélation avec le faciès de Bahloul	133
3 - D – Modèle de sédimentation des black shales durant le passage C/T	134
4 - Modèles de dépôt de la zone étudiée durant le Cénomanien-Turonien	135
5 – Conclusion	138
Conclusion générale	140
Références bibliographiques	413

Liste des figures :

Numéro :	Titre :	Page :
1	Carte simplifiée des principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale, indiquant la localisation des Aurès.	7
2	Agencement des accidents syn-sédimentaires des Aurès.	9
3	Carte de densité des linéaments du massif des Aurès.	12
4	Synthèse stratigraphique du Crétacé supérieur dans les Monts des Aurès et de Batna, établie d'après les données bibliographiques.	14
5	Carte géologique du front méridional de l'ensemble sud-sétifien, incluant les Monts de Bellezma-Batna et les Aurès.	18
6	**A :** Situation géographique de la zone d'étude. **B :** Image satellitaire localisant précisément les coupes d'Arris, Bou Arif et Hamla.	24
7	Image satellitaire localisant précisément la coupe d'Arris au sein de la chaîne des Aurès.	25
8	Vue panoramique de la série cénomano-turonienne affleurant à proximité de la ville d'Arris.	25
9	La coupe lithostratigraphique d'Arris avec les principales formations.	27
10	Photographies de la Formation de Tighanimine.	28
11	Affleurements de la Formation d'Arris.	30
12	Photographies de terrain des Formations d'Arris et d'Adahri.	32
13	Affleurements représentatifs de la Formation d'Adahri.	34
14	Extrait de la carte géologique de Batna montrant la localisation de la coupe du Djebel Bou Arif.	38
15	Vue panoramique de la série cénomanien–turonien affleurant à proximité de Djebel Bou Arif.	38
16	Coupe lithostratigraphique de Bou Arif avec les principales formations identifiées.	40
17	Affleurements représentatifs de la Formation d'Arris (Bou Arif)	41
18	Affleurements représentatifs de la Formation d'Adahri Bou Arif).	43
19	Vue panoramique illustrant le passage Cénomanien–Turonien dans la coupe de Bou Arif	45
20	Vue de terrain de la partie sommitale de la coupe du Djebel Bou Arif	46
21	Cadre géologique et stratigraphique de la coupe de Hamla.	50
22	Vue panoramique de la coupe de Hamla sur le versant méridional des monts de Bellezma.	51
23	Photos de terrain illustrant la Formation des Marnes de Smail.	53
24	Photos de terrain illustrant la Formation des Marnes de Smail, Niveaux lumachelliques à laminations horizontales.	54
25	Photos de terrain illustrant la Formation des Marnes de Smail et la formation marno-calcaire d'El Chaabet	55

26	Vue de terrain du niveau le plus bas des calcaires à rudistes de la coupe de Hamla.	56
27	Coupe lithostratigraphique de la série cénomano-turonienne de Hamla.	58
28	Répartition des ammonites et de foraminifères planctoniques dans plusieurs domaines paléogéographiques en Algérie.	66
29	Microfaciès types (MT-Ar 1-4) de la partie inférieure du membre inférieur de la Formation de Calcaire marneux d'Arris.	70
30	Microfaciès types (MT-Ar 5–7) de la Formation d'Arris : partie supérieure du membre inférieur (A–B) et membre supérieur (C-F).	72
31	Microfaciès types (MT-Ar 8–10) provenant de la partie supérieure de la Formation d'Arris (A-B) et de la Formation d'Adahri (C-F).	74
32	Répartition verticale des associations de faciès (AF 1–3), des microfaciès types (MT-Ar 1–10) et des zones de faciès (cf. Flügel, 2004) dans la coupe d'Arris.	75
33	Microfaciès types (MT-Ba 1-3) de la partie inférieure du membre inférieur de la Formation des Calcaires Marneux d'Arris et du membre inférieur de la Formation d'Adahri.	78
34	Types de microfaciès (MT-Ba 4 à 6) de la partie supérieure du membre supérieur de la Formation d'Arris et de la Formation d'Adahri.	80
35	Microfaciès types de la partie supérieure de la Formation d'Arris (A-B), de la Formation d'Adahri, et des calcaires de Yabous (MT-Ba 7 à 9).	82
36	Répartition des associations de faciès (AF 1, AF 2 et AF 3), des microfaciès types (MT-Ba 1 à 9) et des zones de faciès dans la coupe de Bou Arif.	84
37	Microfaciès types (MT-Ha 1 à 3) de la partie supérieure de la Formation des marnes de Smail.	86
38	Microfaciès types (MT-Ha 4 à MT-Ha 7) de la Formation des marnes de Smail et de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet.	88
39	Microfaciès types (MT-Ha 8 à MT-Ha 11) de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet.	90
40	Répartition des associations de faciès (AF 1 à AF 4), des microfaciès types (MT-Ha 1 à 11) et des zones de faciès dans la coupe de Hamla.	92
41	A : section dans un niveau lumachellique à huîtres ; B : surface d'érosion, surmontée du premier terme coquillier de la séquence de tempête.	93
42	A : Section polie d'un calcaire lumachellique, B : Surface d'érosion séparant deux séquences de tempête lumachelliques.	94
43	Répartition verticale des foraminifères planctoniques, benthiques et des ostracodes dans la coupe d'Arris.	101

44	Changement des paramètres quantitatifs et indices biocénotiques de la coupe d'Arris.	103
45	Répartition des foraminifères planctoniques, benthiques et autres dans la coupe de Bou Arif.	105
46	Changement des paramètres quantitatifs et indices biocénotiques dans la coupe de Bou Arif.	107
47	Répartition des foraminifères planctoniques, benthiques et ostracodes dans la coupe de Hamla.	109
48	Changement des paramètres quantitatifs et indices biocénotiques de la coupe de Hamla.	111
49	Foraminifères et ostracodes de la coupe d'Arris	117
50	Variation des résultats géochimiques, minéralogiques et biocoenotiques dans la coupe Bou Arif.	121
51	Corrélation du signal isotopique δ13C dans les Aurès et le bassin de Mellegue.	124
52	Corrélation des principales coupes du massif des Aurès (d'après Grosheny et al., 2007), complétée par les données issues des coupes d'Arris, de Bou Arif et de Hamla.	128
53	Paléogéographie de la partie orientale de l'Atlas saharien durant le Cénomanien terminal–Turonien basal.	130
54	Carte isopaque de la formation riche en matière organique de Bahloul durant le passage Cénomanien-Turonien (Soua et *al*., 2009).	134
55	Paléogéographie pendant la sédimentation des black shales, contrôlés par les mouvements tectoniques synsédimentaires dans les Aurès.	135
56	Modèles de dépôt de la zone étudiée durant le Cénomanien-Turonien.	137

Liste des tableaux :

Numéro :	Titre :	Page :
1	Synthèse biostratigraphique des ammonites identifiées dans la série Crétacé moyen des Aurès méridionaux (coupe d'Arris).	37
2	Corrélation lithostratigraphique et biostratigraphique de la coupe de Bou Arif.	49
3	Corrélation lithostratigraphique et biostratigraphique de la coupe de Hamla.	59
4	Distribution paléogéographique des espèces de foraminifères dans les Monts de Bellezma, les Aurès et les Monts de Mellegue.	112

CHAPITRE 1 :

Généralités

1 - **Introduction :** pourquoi s'intéresser au Cénomanien-Turonien ?

La partie médiane du Crétacé est décrite par de nombreux auteurs comme une période charnière de l'évolution géologique. Les données disponibles mettent en évidence des conditions climatiques exceptionnellement chaudes, des teneurs en CO2 anormalement élevées, une dynamique continentale marquée ainsi qu'une transgression marine de grande ampleur. Plusieurs reconstructions paléogéographiques confirment en effet l'ampleur de l'inondation continentale survenue au Cénomanien-Turonien (C/T), période au cours de laquelle près d'un tiers des terres émergées actuelles étaient submergées. L'ouverture progressive des bassins profonds de l'Atlantique Nord et Sud suggère également une réorganisation majeure du climat planétaire et de la circulation océanique à cette époque (Arthur et *al*., 1988).

Cette intervalle stratigraphique est marquée par des bouleversements géodynamiques, biologiques, climatiques et paléoenvironnementaux d'importance globale. La stratigraphie des successions cénomaniennes et turoniennes est bien contrainte dans la plupart des provinces nord et sud téthysiennes, grâce à l'identification de biozones et de formations lithostratigraphiques. Cependant, dans la région des Aurès, les études biostratigraphiques demeurent rares et les formations locales n'ont pas encore fait l'objet de définitions précises.

À l'échelle globale, la limite C/T coïncide avec un épisode anoxique majeur (EAO2) reconnu comme l'exemple typique d'anoxie océanique (Schlanger & Jenkyns, 1980 ; Jenkyns, 2010). Cet évènement a entrainé des extinctions biologiques significatives ainsi qu'une accumulation massive de matière organique dans les sédiments marins profonds.

Cette limite stratigraphique est également caractérisée par une excursion isotopique positive du carbone (CIE, Carbon Isotope Excursion), qui témoigne d'une perturbation majeure du cycle global du carbone et des écosystèmes marins. Une approche géochimique appliquée aux successions de la région permettrait ainsi de confronter les résultats locaux aux marqueurs isotopiques et biostratigraphiques bien établis à l'échelle mondiale.

Ces événements raduisent des perturbations écologiques d'ampleur planétaire et constituent des archives stratigraphiques fondamentales pour l'analyse des interactions entre géodynamique, climat et biosphère au Crétacé moyen.

2 - Problématique et définition du sujet

Les affleurements cénomanieo-turoniens des Aurès occupent une partie significative de ce massif montagneux et offrent un cadre privilégié pour une étude sédimentologique, biostratigraphique et paléoenvironnementale des dépôts de l'Albien supérieur, du Cénomanien et du Turonien. Trois coupes stratigraphiques ont été étudiées : la première dans la partie méridionale du massif (coupe d'Arris), la deuxième dans la zone septentrionale (coupe de Bou Arif), la troisième coupe de Hamla ; couvrant les dépôts de la limite C/T dans les Monts de Bellezma, spécifiquement consacrée aux dépôts cénomano-turoniens. Cette étude met particulièrement l'accent, et pour la première fois, sur la partie méridionale du massif, où la stratigraphie reste encore mal connue.

La rareté des données biostratigraphiques dans cette marge sud des Aurès complique l'établissement d'un cadre biostratigraphique précis, Pour combler cette lacune, trois coupes représentatives d'âge Albien-Cénomanien-Turonien ont été étudiées (Arris, Bou Arif et Hamla). Comme dans la plupart des bassins profonds de la marge sud-téthysienne, les dépôts associés au passage C/T contiennent des niveaux de black shales, témoins d'environnements anoxiques. Leur étude constitue un enjeu majeur pour enrichir les interprétations paléoenvironnementales.

L'étude des associations microfaunistiques réside dans la compréhension des réponses quantitatives et biocénotiques de la microfaune face aux perturbations paléoenvironnementales qui marquent le passage C/T l'analyse de la diversité, l'abondance et le renouvellement des associations microfaunistiques permet de mettre en évidence les déséquilibres des écosystèmes liés aux bioévènements. Toutefois, l'interprétation de ces bioévènements nécessite d'être confrontée à une approche géochimique (isotopes stables du carbone et de l'oxygène, taux en matière organique et analyses minéralogiques), afin de confirmer l'empreinte de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2).

Pour répondre à ces problématiques, une approche pluridisciplinaire a été adoptée :

Analyse biostratigraphique : fondée sur la biozonation macro et/ou microfaunistique, notamment à partir des assemblages d'ammonites et de foraminifères planctoniques.

Analyse sédimentologique : étude microfaciologique des dépôts et caractérisation des figures sédimentaires sont aussi utilisées.

Analyses quantitatives, biocénotiques : portant sur les assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques, ainsi que sur d'autres microfossiles.

Analyses géochimiques : réalisées le long d'une série cénomanien-turonien afin de confirmer la signature de l'EAO2, par l'étude du signal isotopique du carbone et de l'oxygène ainsi que des teneurs en matière organique.

3 - Revue des études faites dans les Aurès

Les premières recherches stratigraphiques sur le Crétacé de la partie occidentale du massif de l'Aurès ont été menées par des officiers français passionnés de géologie. Dès 1838, Balaye signale l'existence de calcaire à *Nummulites* dans l'Aurès, et deux ans plus tard, esquisse les grandes lignes géologiques de la région. En 1849, Fournel, ingénieur des mines, décrit des fossiles index qu'il attribue au Crétacé inférieur dans la province de Constantine. En 1862, Coquand explore le sud de cette province ainsi que le massif de l'Aurès, parvenant à dater certaines formations.

En 1881, Tissot, ingénieur des mines, réalise des levés géologiques à l'échelle de 1/400 000, qui constitueront une référence régionale pendant près d'un demi-siècle. En 1898, Ficheur révise les contours et limites établis par Tissot, apportant quelques corrections. En parallèle, des membres de la Société géologique de France visitent les affleurements crétacés entre Batna et El Kantara.

Dès 1883, Péron, dans une synthèse géologique de l'Algérie, reprend les subdivisions introduites par Coquand et les applique à la région de Batna-El Kantara. Par ailleurs, les fossiles décrits par Fournel et initialement attribués au Crétacé inférieur seront ultérieurement rattachés au Crétacé supérieur.

La thèse de Savornin (1920) marque une étape importante : il étudie la région du Hodna et le plateau sud sétifien, reconstitue une coupe de Djebel Metlili à El-Kantara et décrit des terrains allant du Barrémien au Maastrichtien, recouverts par le Paléogène et surmontés en discordance par le Miocène d'El-Kantara.

Une référence majeure est fournie par Laffitte (1939), dont les travaux constituent la base des études ultérieures sur les Aurès. Glangeaud (1951) met ensuite en évidence, dans une étude structurale régionale, le rôle des failles transversales dans l'évolution de la Méditerranée. Bellion (1972) souligne la stratigraphie du Crétacé dans les Monts de Bellezma-Batna, tandis que Guiraud (1973) analyse l'empreinte structurale et la paléogéographie de la région hodnéenne et des zones voisines, insistant sur le rôle du socle dans l'évolution post-triasique des avant-pays.

Les années 1980 sont marquées par des avancées importantes : Bureau (1986) proposea un nouveau modèle tectono-sédimentaire dans sa thèse sur l'évolution mésozoïque et orogénique des Monts de Belezma, tandis que Kazi-Tani (1986) aborde la géologie structurale, l'analyse séquentielle et la paléogéographie de l'Algérie du Nord, montrant l'installation de bassins rhombiques le long de la transversale de Bejaia-Négrire au cours du Crétacé supérieur, notamment au Turonien.

Dans les années 1990, les études se diversifient : Yahiaoui (1990) conduit une analyse stratigraphique et sédimentologique détaillée du Cénomanien-Turonien, tandis que Herkat (1992, 2000), s'intéresse d'abord aux manifestations diapiriques du Trias dans les séries crétacées de l'Atlas saharien et des Aurès, puis à la genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur, en soulignant l'influence combinée de l'eustatisme, de la tectonique et de la subsidence.

Plus récemment, Marmi poursuit une série de travaux (1995 et 2006) sur les Monts de Batna, complétés par une étude morpho-structurale utilisant des images satellite de la feuille "Les Tamarins" dans l'Atlas saharien oriental (Marmi et Abdellaoui, 2010). Dans une perspective plus spécialisée, Slami (2018) réalise une étude biostratigraphique et géochimique du passage Cénomanien-Turonien au Djebel El Menchar (Monts de Bellezma), tandis que Benmansour (2023) mène une analyse quantitative et paléoenvironnementale des associations microfaunistiques du Cénomanien moyen à Djebel Azeb, dans la partie septentrionale des Aurès.

4 - Contexte géologique général

L'Atlas saharien constitue un domaine intracontinental modérément déformé, qui s'étend sur environ 1 200 km selon une direction NE-SW, depuis l'extrémité orientale du Haut Atlas marocain jusqu'à la bordure occidentale de l'Atlas tunisien. Au nord-ouest, cette ceinture est en contact avec le domaine tabulaire des Hauts Plateaux (Meseta orientale ou Meseta oranaise), tandis qu'au nord-est, sa limite méridionale est marquée par une grande flexure connue sous le nom de Flexure saharienne (Laffite, 1939) ou la Faille Sud-Atlasique (SAF) (Fig.1), au-delà de laquelle s'étend la Plateforme saharienne.

L'Atlas saharien sensu-stricto est formé de plusieurs sous-chaînes : les monts des Ksour, reliés au Haut Atlas marocain à l'ouest, le Djebel Amour au centre, puis vers l'est les monts des Ouled-Naïl, le massif de l'Hodna, les monts des Aurès et enfin les monts de Mellègue. Les monts des Aurès, situées à l'extrémité orientale de cet ensemble, constituent une entité allongée qui joue un rôle géologique clé.

La position médiane de l'Aurès, à l'interface entre la Plateforme saharienne au sud et le domaine tellien au nord, explique les variations latérales de faciès observés dans cette région. L'ensemble témoigne d'un bassin subsident d'âge mésozoïque. Son évolution paléogéographique débute par une phase tectonique distensive, orientée NNE/SSW à NE/SW, amorcée au plus tard à l'Albien (Bureau, 1986). Cette phase est marquée par une subsidence rapide liée à des blocs basculés concentrés dans la partie méridionale du bassin des Aurès, séparés par des failles orientées globalement N100° à N120°. Dans les monts de Batna-Bellezma, les blocs présentent une inclinaison vers le nord, suivant la même direction structurale.

La série sédimentaire du bassin des Aurès est constituée de dépôts mésozoïques épais. Des affleurements jurassiques sont notamment observables au Djebel Azreg, où affleurent des niveaux du Jurassique inférieur (Lias), représentés par des corniches de dolomites noires massives et de calcaires micritiques (Bureau, 1986 ; Vila, 1980).

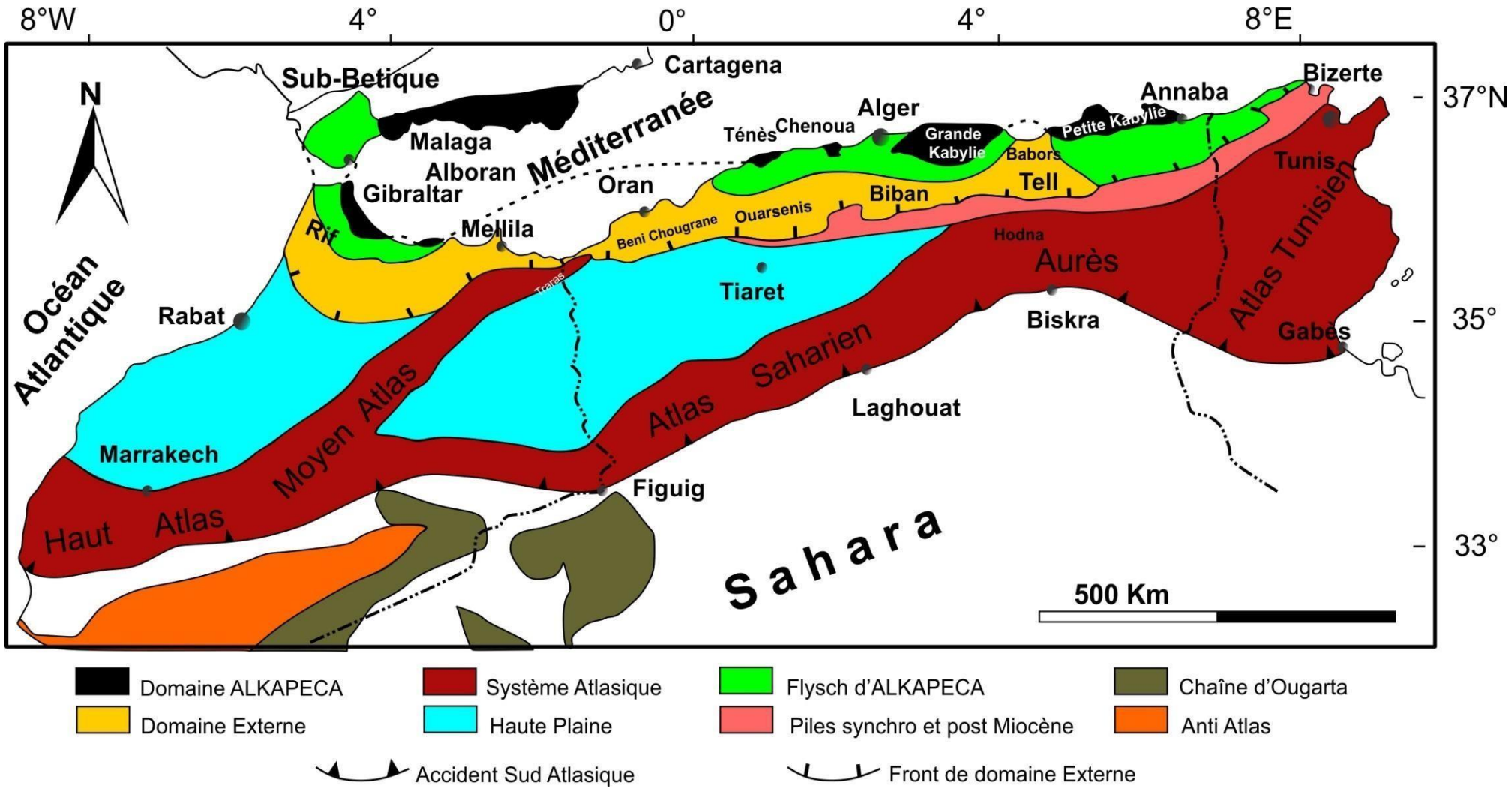


Fig. 1 : Carte simplifiée des principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale, indiquant la localisation des Aurès (Domzig, 2006), modifiée.

La partie supérieure du Jurassique inférieur est marquée par un niveau repère ammonitico-rosso (Ficheur, 1898 ; Savornin, 1920). Le Jurassique moyen (Dogger) est constitué de carbonates à microfilaments, dépourvus de fossiles index. Le Jurassique supérieur (Malm) se caractérise principalement par des marnes intercalées de lits calcaires riches en radiolaires et ammonites (Vila, 1980).

Le Crétacé inférieur est représenté par une alternance de dépôts argilo-silteux-calcaires et dolomitiques, généralement recouverts par des formations albiennes à épais niveaux gréseux. Dans la partie nord-est des Aurès, l'Albien se manifeste par une alternance de marnes et de quartzites, tandis qu'au sud-ouest il apparaît sous forme de marnes bigarrées et de grès rouges. Aux environs d'Arris, les strates albiennes se composent d'une série marno-gréseuse à la base, surmontée d'une série marno-carbonatée (Vila, 1980).

Le Cénomanien est largement exposé, notamment au Djebel Ich Ali, Djebel Metlili, Djebel Ich Moul-Chellia, Khenchela, Tighanimine et Arris. Dans cette dernière région, il se développe sous forme d'une puissante série marneuse (≈ 500 m), renfermant de minces intercalations calcaires riches en ammonites, coiffée par une corniche calcaire décamétrique. À la périphérie méridionale du bassin (région de Biskra), le Cénomanien correspond à un milieu marin peu profond, caractérisé par des calcaires à rudistes (Laffite, 1939).

Le Turonien affleure largement, en particulier dans les montagnes du nord-ouest des Aurès. Il se présente en périphérie du massif sous forme de calcaires à rudistes, tandis qu'au centre il se compose d'alternances marno-calcaires riches en *Hemiaster*.

La série sénonienne atteint une puissance remarquable, jusqu'à 2000 m dans la partie méridionale du massif (El Kantara), alors qu'elle reste plus réduite au nord (Monts de Bellezma). Ces dépôts correspondent à des environnements néritiques peu profonds. Les principaux affleurements sont localisés dans le synclinal d'Ain Touta et autour des anticlinaux de Metlili, Igguedlene, Beni Ferah et Djebel Melah (Savornin, 1920 ; Laffitte, 1939).

Le « Nummulitique » remplit les synclinaux des Aurès et de la flexure saharienne. Les affleurements paléogènes révèlent une variation latérale NW-SE et une diminution progressive d'épaisseur (Laffitte, 1939). Ils se subdivisent en deux séquences :

une séquence marine (Danien-Lutétien tardif) à la base, suivie d'une séquence continentale (Eocène supérieur-Oligocène) au sommet.

Le Néogène est bien représenté à la périphérie du massif, notamment entre Biskra et El Kantara (Fournel, 1849 ; Coquand, 1862). Ces formations remplissent les dépressions intermontagneuses et reposent fréquemment en discordance sur les séries les plus anciennes. Affectées par la phase atlasique d'âge éocène tardif, elles sont recouvertes par des dépôts quaternaires en légère discordance (Guiraud, 1977).

5 - Contexte structural régional

Les paragraphes suivants présentent les principaux accidents qui ont contrôlé la sédimentation du Crétacé supérieur dans les Aurès, replacés dans leur contexte régional et local.

5 - 1 - Les Monts des Aurès et Batna-Bellezma

Deux grands systèmes de failles, orientés WNW-ESE et NW-SE (Figs. 2 et 3), affectent cette région.

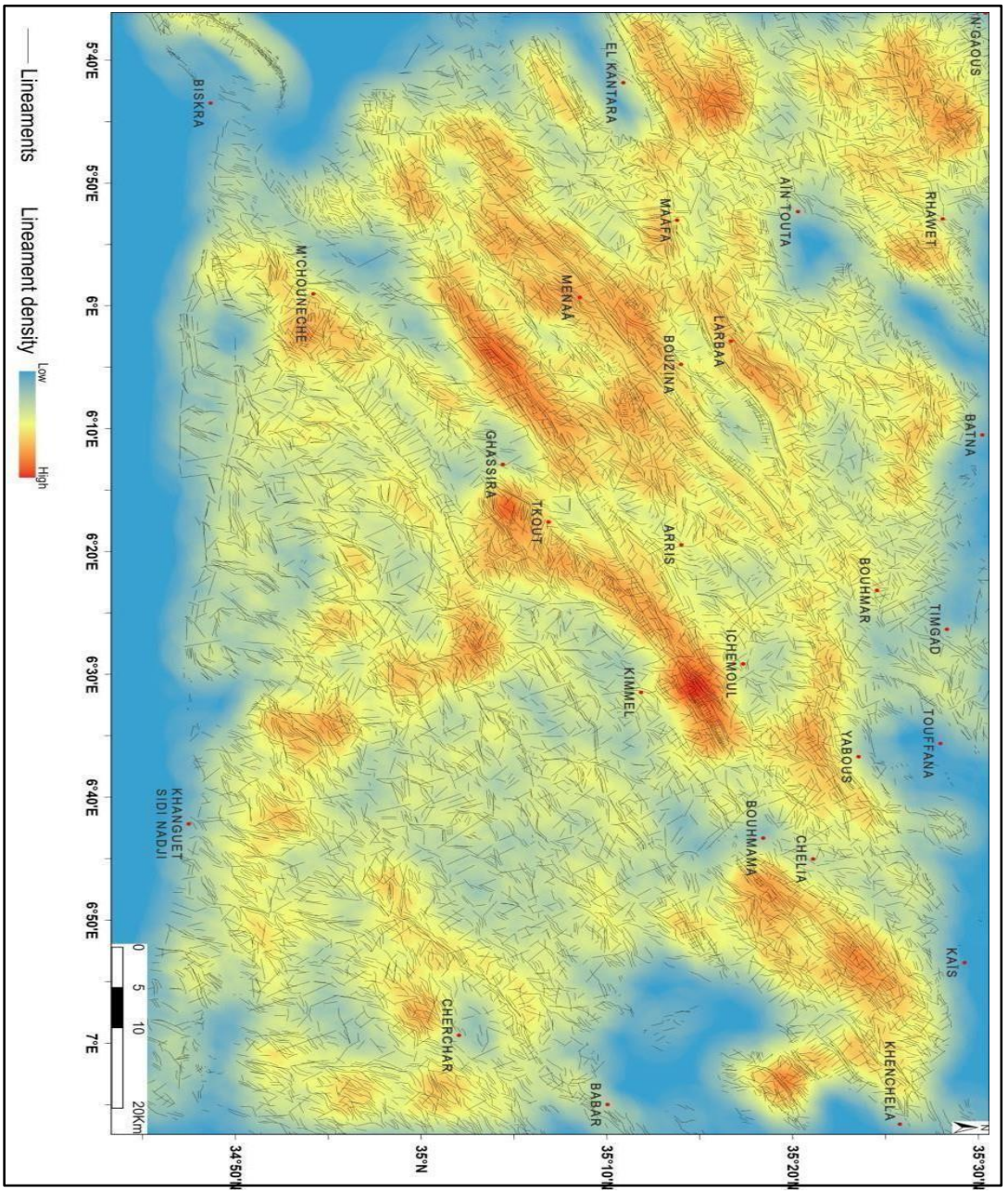


Fig. 2 : Carte de densité des linéaments du massif des Aurès (Djeffal, 2023).

5 - 1 . 1 : Les accidents WNW-ESE et NW-SE :

Les massifs du Djebel Azreg, Toubount, Ich Moul, Chelia, Ich Ali et Igguedlene sont traversés par plusieurs failles majeures. Parmi elles, l'accident d'Argoub El Baguelet et l'accident de Menaa-Tighanimine, orientés N110°-N140°, délimitent des blocs basculés vers le sud. Ils apparaissent clairement des accidents synsédimentaires proposé par Bureau (1986), bien que ce dernier ait interprété un basculement inverse à la réalité. Leur influence se manifeste principalement par les flexures imprimées à la sédimentation.

Les failles en relais du Djebel Bou Tlarmine, d'Ich Moul et de Bou Hmama-Oued Mellaguou témoignent également d'une activité contemporaine à la sédimentation. Elles ont ensuite rejoué lors de la tectogenèse atlasique, affectant les couches du Crétacé (Herkat & Delfaud 2000).

5 - 2 . Les Monts de Bellezma et Zibans

Dans cette zone, les principaux accidents présentent des directions NNE-SSW, WNW-ESE à EW, et NW-SE.

5 - 2 . 1 . Les failles WNW-ESE à EW

A) L'accident méridional des Zibans

Ce système est constitué de failles en relais orientées N110°-N120° (Fig. 3, accident 22, bien identifiées sur les schémas structuraux de Bureau (1972). Elles s'étendent du Djebel Ksoum à l'ouest jusqu'au Djebel Bou Rhezal. Cet accident délimite le môle des Zibans au sud et le sépare des bassins nord sahariens de Naama-Tolga.

B) L'accident du Dj Moddiane - El Outaya et l'accident du Dj Metlili - El Kantara

Ces failles, orientées N 80° à N 90° se traduisent dans les dépôts du Crétacé supérieur par un modèle en blocs basculés vers le sud (Fig. 3, accident 24), avec un rejet variable. Les variations d'épaisseur restent faibles de part et d'autre du premier accident, mais deviennent beaucoup plus marquées au niveau du second (Herkat, 1999).

C) L'accident septentrional des Zibans

Il correspond à une famille de failles orientées E-W (N 80°-N 100° E) traversant le nord du Dj Fozna et la plaine du Hodna (Fig. 3, accident 25). Leur rôle tectonique est clairement visible dans les profils de sondages électriques (Guiraud, 1973). L'absence de dépôts du Crétacé supérieur dans le domaine pré-atlasique hodnien empêche toutefois d'affirmer leur activité à cette époque. Par analogie, leur fonctionnement peut être rapproché de celui de l'accident nord atlasique des monts d'Oulad-Naïl, dont la géosuture nord des Zibans représenterait une extension.

5.3. Synthèse

L'ensemble des accidents, linéaments et zones de forte densité de failles observées dans les Aurès et le secteur de Batna-Bellezma est résumée sur la figure 3. Ces données sont issues des travaux détaillés de Djeffal (2023), qui mettent en évidence l'agencement spatial des structures tectoniques et l'empreinte de la tectonique régionale.

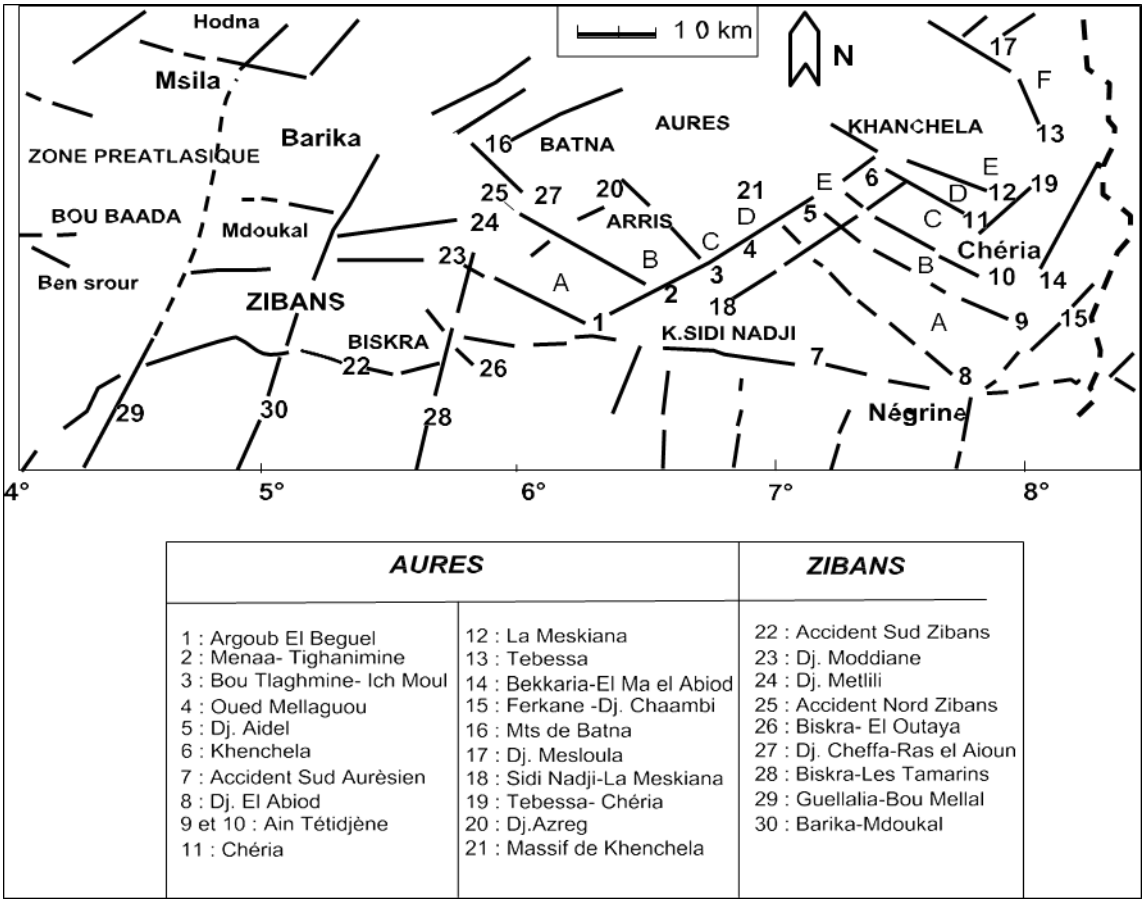


Fig. 3 : Agencement des accidents syn-sédimentaires des Aurès (Herkat, 1999).

6 - Stratigraphie de l'Albien-Cénomanien-Turonien des Aurès

6 - 1 . L'Albien dans les Aurès

Dans la région des Aurès, et en particulier autour Arris, l'Albien est visible dans la majorité des anticlinaux. La sédimentation de cette période ne diffère guère de celle du Crétacé inférieur, comme l'ont également noté Bureau (1986) dans les monts de Batna.

L'Albien des Aurès se caractérise par une sédimentation mixte, composée de marnes, de grès et de calcaires à ammonites. Le sommet de la formation est marqué par des calcaires riches en céphalopodes, algues et orbitolines. L'épaisseur de la série, atteignant près de 300 ms dans une zone dont la profondeur n'excède pas 200 mètres, suggère l'existence de mouvements d'affaissement contemporains de la sédimentation. Les fossiles identifiés dans la partie septentrionale des Aurès, attribués à l'Albien supérieur, incluent *Heteraster tissoti* et *Mortoniceras* sp (Bureau, 1986).

Anticlinal du Djebel Azreg (près d'Arris)

L'Albien y est particulièrement bien développé. La base est silicoclastique (grès et marnes) avec de rares bancs de calcaires peu fossilifères. Vers le haut, les calcaires deviennent progressivement prédominants, et la série se termine par des marno-calcaires (Bureau, 1986).

Anticlinal du Djebel Metlili (Oued Merdedou)

Ici, l'Albien constitue le cœur de l'anticlinal. Péron (1898) y a signalé la présence de *Mortoniceras rostratum*. Le même affleurement a également livré des moules internes de gastéropodes et des débris d'ostracodes.

Le Crétacé supérieur affleure dans les Aurès et les Monts de Batna, qui en constituent les prolongements septentrionaux. Les faciès marno-calcaires de type plate-forme (milieu hémipélagique) ont permis à Yahiaoui (1990) d'établir une stratigraphie détaillée grâce à une association macrofaunistique particulièrement riche. La synthèse des travaux antérieurs concernant la série du Crétacé supérieur est présentée dans le tableau suivant (Fig. 4).

Étage :	Faciès :	Ammonites :
MAASTRICHTIEN	-Calcaires massifs à *Laffiteines*, algues lithotamminées et bryozoaires 300-400 m. -Marnes noires à intercalations calcaires à huitres et oursins (200-300 m).	*Libyoceras chargense* *Pachydiscus neubergicus*
CAMPANIEN	-Calcaires crayeux à *Ostrea dichotoma O. vesicularis* et marnes à oursins. -Marnes à intercalations de gypse, calcaires marneux à ammonites et inocérames.	*Morniceras delawarense* *Heterotissotia sphenodiscus*
SANTONIEN	-Calcaires à *Inoceramus reguliaris*, parfois à rudistes. -Marnes à *Hemipneustes*.	*Placenticeras syrtale* *Mortoniceras texanum*
CONIACIEN	-Alternance de marnes et calcaires décimétriques lumachelliques à bryozoaires et à oursins. -Marnes à intercalations calcaires décimétriques renfermant des gastropodes des huitres, très riche en ammonites et oursins à la base.	*Tissotia* sp. *Barroisiceras haberfellneri*
TURONIEN	-Calcaire dominant en bancs métriques pouvant former une barre (10-15 m) à rudistes, oursins et gastropodes. -Alternance marno-calcaire fossilifère (oursins, lamellibranches et gastropodes) riche en ammonites dans la partie supérieure. -Calcaire en gros bancs à intercalations de niveaux riche en oursins.	*Hiplitoides* cf. *ingens* *Pseudotissotia* *Mammites* sp. aff. *nodosoides*.
CENOMANIEN	-Calcaire, marnes à *Ostrea*, gastropodes, polypiers, orbitolines, *Heterodiadema libycum* et *Radiolites*. -Marnes à intercalations de calcaires lumachélliques et de gypses.	*Acanthoceras* cf. *rothomagenese* *Acanthoceras* cf. *mantelli*
ALBIEN	- Calcaire, marnes à bivalves, gastéropodes et ammonites, *Oxytropidoceras* (*Manuaniceras*) - *Dipoloceras cristatum* - Fragments de *Pervinquieria* (*Pervinquieria*)	*Oxytropidoceras (Manuaniceras)* - *Dipoloceras cristatum*

Fig. 4 : Synthèse stratigraphique du Crétacé supérieur dans les Monts des Aurès et de Batna, établie d'après les données bibliographiques (Yahiaoui, 1990).

6 - 2 . Le Cénomanien des Aurès

Dans les Aurès, le Cénomanien est essentiellement représenté par une sédimentation marno-calcaire ayant livré une macrofaune abondante et diversifiée. Celle-ci a été décrite par Laffitte (1939) et comprend des huîtres, des pectinidés, des plicatulidés, des échinodermes, ainsi que de nombreuses ammonites. L'espèce la plus représentative de cet étage est *Aspidiscus cristatus*, un cnidaire ubiquiste largement répandu dans les domaines méditerranéens et du Moyen-Orient (Gill et Lafuste, 1987).

Cet étage affleure dans plusieurs anticlinaux régionaux, notamment au Djebel Bou Arif, de Djebel Ich-Ali, de Djebel Metlili, de Djebel El Azreg, IchMoul-Chellia et Khenchela. Sa sédimentation est marneuse à la base, puis évolue vers des marno-calcaires riches en faune. L'épaisseur totale atteint environ 1000 mètres. La limite inférieure est marquée par des marnes fossilifères, riches en ammonites, lamellibranches et gastéropodes. La limite supérieure, quant à elle, est caractérisée par l'extinction des Orbitolines et d'*Aspidiscus cristasus*, ainsi que par l'apparition de calcaires à rudistes (Radiolites), faciès typique de la base du Turonien (Laffitte, 1934).

Selon Laffitte (1939), le passage C/T se traduit par une diminution progressive du contenu faunistique, le Cénomanien étant généralement plus fossilifère, surtout dans sa partie supérieure. Aucune intercalation détritique n'a été signalée. La transition est fréquemment soulignée par la présence de niveaux à rudistes (*Radiolites*). Le Cénomanien fait suite, en concordance sur l'Albien.

Il convient de noter qu'au Djebel Metlili, Savornin (1920) avait mentionné la présence d'Orbitolines dans une dolomie massive, qu'il attribuait à l'Aptien et ou au Barrémien. Toutefois, Laffitte (1939) a ultérieurement réattribué ce niveau au Cénomanien supérieur du Djebel Refaa, sur la base de son contenu faunistique.

6 - 3 . Le Turonien

Le Turonien affleure largement dans le nord-ouest des Aurès, où il couvre de vastes surfaces. Il est bien représenté dans les massifs du Djebel Bou Arif, Djebel Ich Ali, Djebel Bellezma, Djebel Metlili, Djebel El Azreg, Djebel Ich Moul-Chellia, ainsi que dans l'anticlinal de Khenchela. La base de cet étage est caractérisée par la présence de *Praeradiolites biskraensis* (Laffitte, 1939) et se distingue également par une microfaune diversifiée comprenant : *Praeglobotruncana algeriana*, *Globotruncana helvetica* et de grandes *Hedbergella* (Vila, 1980). La limite supérieure du Turonien est

marquée par l'apparition de : *Borroisiceras haberfellneri*, espèce caractéristique du Coniacien inférieur (Laffitte, 1939).

6 – 4 - Le Sénonien

Le Sénonien est marqué stratigraphiquement par une faune abondante de céphalopodes. Son épaisseur atteint environ 2000m dans la partie méridionale des Aurès (secteur El Kantara-Metlili), alors qu'elle est nettement plus réduite au nord, dans les Monts de Batna-Bellezma. La sédimentation est de type néritique, traduisant un affaissement différentiel du fond marin. Les affleurements les plus remarquables se trouvent dans le synclinal d'Ain Touta (anciennement Mac Mahon), où la série sénonienne n'est pas recouverte par le Nummilitique. Elle affleure également autour des anticlinaux du Djebel Rheliss, Djebel Chechar, Djebel Metlili, Igguedlène, Béni Ferah, Djebel Melah, Ahmar Khadou, Hammam, Djebel El Azerag, et Bou-Rhezel (Laffitte, 1939).

La limite inférieure du Sénonien correspond à l'apparition de *Barroisiceras haberfellnori*, alors que sa limite supérieure est définie par la présence d'*Ostrea villei*, *Turitella quettensis* et surtout *Cardita beaumonti*, espèce caractéristique du Maastrichtien (Laffitte, 1939).

La figure ci-dessous illustre la répartition des principaux affleurements géologiques dans les Monts des Aurès et de Batna-Bellezma :

Légende :


Pliocène
Pontien sup
Pontien inf
Miocène inf
Oligocène
Lutétien
Thanétien
Paléocène
Danien
Maastrichtien
Campanien
Sénonien inf
Turonien
Cénomanien
Albien
Aptien
Barrémien
Hautérivien
Valanginien
Portlandien et Berriasien
Kimméridgien sup
Trias

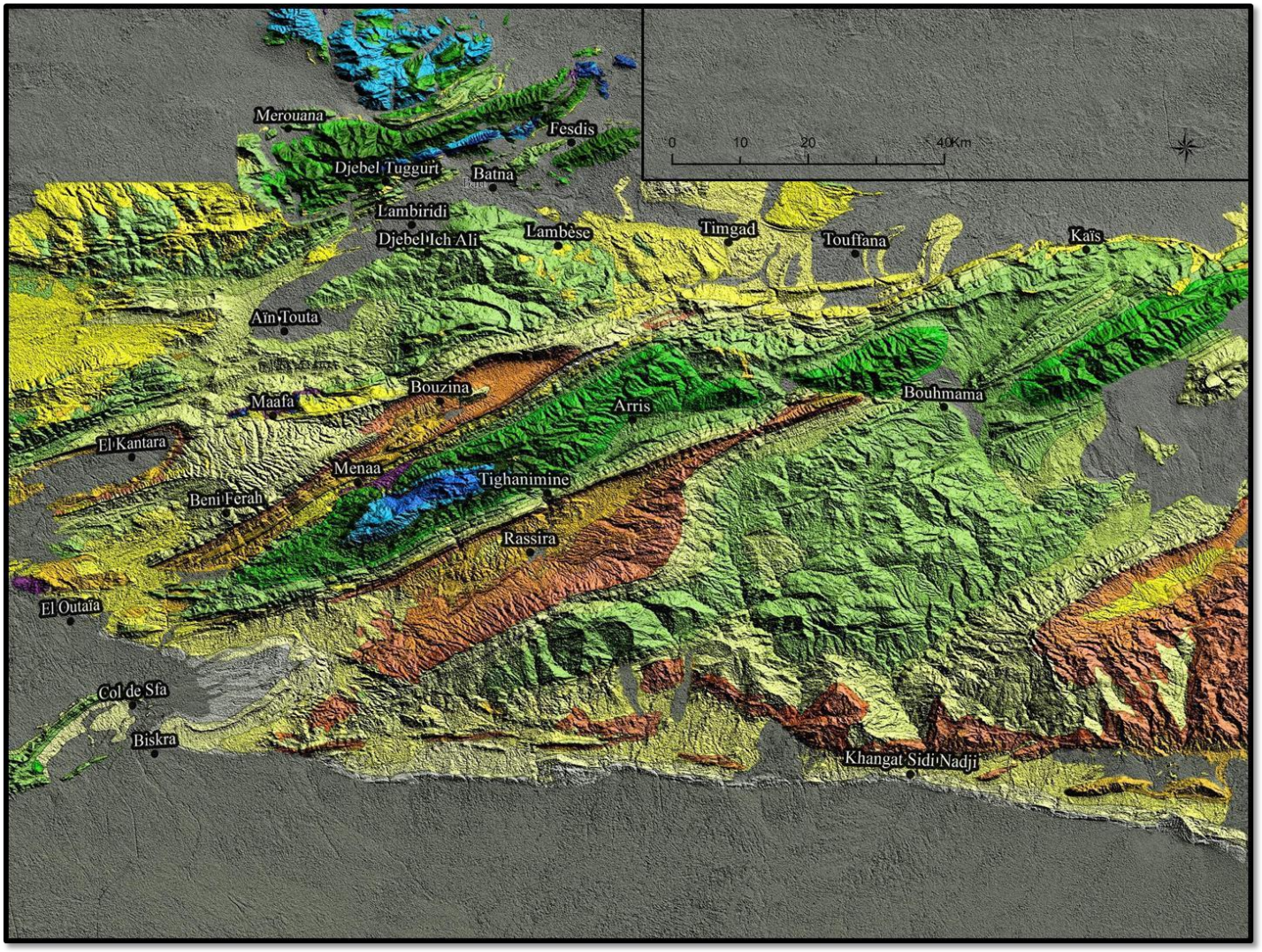


Fig. 5 : Carte géologique du front méridional de l'ensemble sud- sétifien, incluant les Monts de Bellezma-Batna et les Aurès, d'après les travaux de Laffite (1939) et Bureau (1986), complétés par Djeffal (2014).

7 – Méthodologie utilisée dans la thèse

7 - 1 . Matériel

La série la plus représentative et complète des dépôts du Crétacé moyen dans le sud des Aurès (coordonnées : X1 = N35°12'32.77" ; Y1 = E 6°17'34.45" ; X2 = N35°11'55.41" ; Y2 = E 6°18'3.42") affleure dans la vallée située entre Djebel Belihoud et le pied sud du Djebel Adahri. Cette coupe a été levée, échantillonnée et décrite banc par banc afin d'analyser les variations lithologiques, la couleur, la texture, la géométrie, le contenu fossilifère et les traces fossiles, ainsi que les structures sédimentaires et biogéniques.

En complément, deux autres coupes ont été étudiées :

Coupe de Djebel Bou Arif : située sur le flanc septentrional du Djebel Bou Arif, à l'extrémité occidentale du massif.

Coupe de Hamla : localisée sur la marge méridionale des Monts de Bellezma, couvrant le Cénomanien-Turonien.

Un total de 128 échantillons de roche a été collecté et 50 lames minces ont été préparées pour l'analyse des microfaciès. Les lames minces ont été étudiées au microscope polarisant afin de déterminer les types de grains et les textures, ce qui a permis de caractériser les faciès de dépôt ainsi que les principaux processus diagenétiques. La classification des roches carbonatées est faite selon les nomenclatures de Folk et Dunham (1962), Embry et Klovan (1971). Un cadre biostratigraphique a été établi à partir de la distribution stratigraphique d'ammonites récoltées sur le terrain et des foraminifères identifiés en lames minces.

Au total, environ 150 lames minces ont été étudiées pour l'ensemble des coupes. Les échantillons ont également été soumis à différentes analyses de laboratoire : détermination paléontologique (microfaune extraite et lames minces), analyses microscopiques (loupe binoculaire et microscope polarisant), analyses minéralogiques, recherche de la matière organique, analyses géochimiques des isotopes stables (δC^{13}, δO^{18}), et analyses statistiques des données.

7 - 2 . Méthodes

Géochimie isotopique (δC^{13} et δO^{18})

L'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène (δC^{13}, δO^{18}) constitue une méthode essentielle pour la reconstitution des paléoenvironnements et des conditions climatiques passées. Plusieurs échantillons ont été analysés afin de mettre en évidence les variations isotopiques le long des coupes étudiées.

Calcimétrie

La calcimétrie, basée sur la réaction du $CaCO_3$ avec l'acide chlorhydrique (HCl), a été utilisée pour quantifier la teneur en carbonate de calcium des roches et sédiments. Un échantillonnage serré a permis d'obtenir un enregistrement détaillé.

Lames minces

Un total de 50 lames minces principales (et environ 150 au total sur l'ensemble des coupes) a été préparé et analysé au microscope polarisant pour décrire les microfaciès, textures, types de grains et processus diagénétiques.

Matière organique-Carbone organique total (COT)

Le taux de la matière organique a été déterminé par la méthode de la perte au feu (Loss on Ignition, LOI). Les échantillons sont chauffés à 550 °C afin de brûler la matière organique ; la perte de poids permet d'estimer le COT. Cette analyse est particulièrement importante dans les dépôts du passage Cénomanien–Turonien, connus sous le nom de Black Shales, riches en matière organique.

Analyse quantitative des microfossiles

Les microfossiles (foraminifères principalement) ont été extraits, identifiés et comptés après un échantillonnage serré (banc par banc). Le dénombrement permet de préciser la biostratigraphie, de reconstituer les paléoenvironnements et d'apporter des éléments sur les conditions paléoclimatiques.

CHAPITRE 2 :

Lithostratigraphie

1 - Introduction :

Dans ce chapitre, trois coupes géologiques représentatives ont été étudiées afin de documenter en détail les caractéristiques lithostratigraphiques de la série cénomanien–turonienne des Aurès. La coupe d'Arris a fait l'objet d'une attention particulière en raison de la richesse et de la diversité des faciès observés, ainsi que de la bonne qualité des affleurements, permettant des descriptions précises. Deux autres coupes complémentaires ; Bou Arif et Hamla ont également été levées afin d'assurer une corrélation régionale plus robuste et de mettre en évidence les variations latérales des dépôts.

L'objectif principal de ce chapitre est de préciser la description lithologique et la répartition stratigraphique des espèces faunistiques identifiées, en particulier celles présentant un intérêt biostratigraphique majeur pour le Cénomanien supérieur–Turonien inférieur.

La région d'étude est située dans les Monts des Aurès. Les séries du versant nord de ce massif anticlinal sont caractérisées par les formations carbonatées d'âge Crétacé supérieur formant les Monts septentrionaux des Aurès, dont les pendages sont très redressés et qui sont surmontées par les alternances marno-calcaires cénomano-turoniens, avec des forts pendages vers le nord. Le Sénonien n'affleure pas, en grande partie couvert par les dépôts Mio-Pliocènes de Batna (Herkat, 1999).

Les échantillons analysés dans la deuxième coupe proviennent de l'étude détaillée d'une coupe au Djebel Bou Arif (secteur de : Fesdis), qui présente des affleurements d'âge C/T dont l'objectif est de faire ressortir un cadre biostratigraphique précis. Ce qui nous a conduit à analyser les attributions stratigraphiques grâce à de nouvelles récoltes micro-faunistiques pour le passage C/T.

La figure 6 montre la localisation des coupes étudiées par rapport aux différents domaines géographiques de l'Algérie et par rapport aux massifs des Aurès et aux monts de Bellezma :

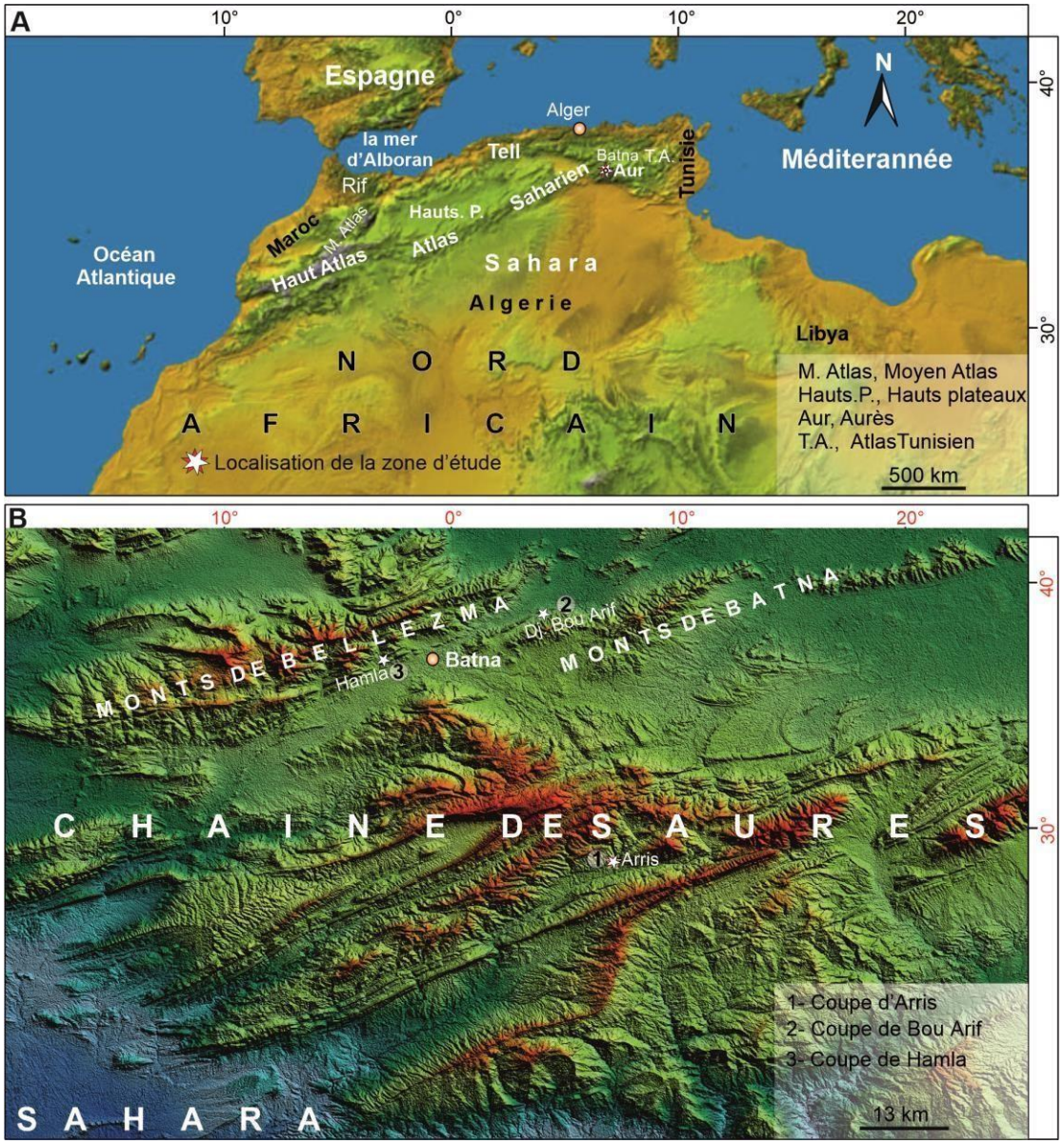


Fig. 6. A : Situation géographique de la zone d'étude. **B :** Image satellitaire localisant précisément les coupes d'Arris, Bou Arif et Hamla (Images satellitaires).

Par ces dépôts de teintes claires, la série étudiée du versant septentrional de Djebel Bou Arif se distingue aisément de l'Albien par ces barres carbonatées qui deviennent plus sombres presque noires vers le sommet, C'est dans l'un des versants faillés septentrionaux qu'on a levé la coupe détaillée ci-dessous (Fig. 13).

Elle se compose de deux formations lithostratigraphiques, subdivisées en membres, chaque membre avec ses propres caractéristiques lithologiques, sédimentologiques et environnementaux.

La dernière coupe a été levée dans la partie méridionale des Monts de Bellezma, ces monts constituent la continuité latérale des monts des Aurès, Cette coupe montre des variations latérales des épaisseurs de faciès.

Dans le massif anticlinorial de la chaîne de Bellezma-Batna, la série de flanc méridional est principalement constituée de formations carbonatées albiennes, qui édifient les reliefs les plus marquants ; leurs pendages sont sub-verticaux et ces strates sont recouverts par des alternances de marne et de calcaire d'âges Cénomanien-Turonien (ces derniers présentant des pendages plongeant progressivement vers le sud). Le Sénonien n'affleure pas, car il est en grande partie recouvert par le comblement Miocène de la syncline de Batna (Herkat, 1999).

2– Description des coupes :

A - Coupe d'Arris

A - 1. Contexte géographique

La région d'étude est considérée comme un environnement de hautes montagnes au sein des Aurès, elle est située au sud-est de la wilaya de Batna. Elle s'élève à une altitude moyenne d'environ 1200 m, entourée de reliefs jusqu'à plus de 2000 m. les coordonnées géographiques suivantes encadrent la coupe d'Arris (1 et 2, Fig. 7) :

1 : Latitude : 35,2135051, longitude : 6,2976594, **2 :** latitude : 35,2059126, longitude : 6,3174410.

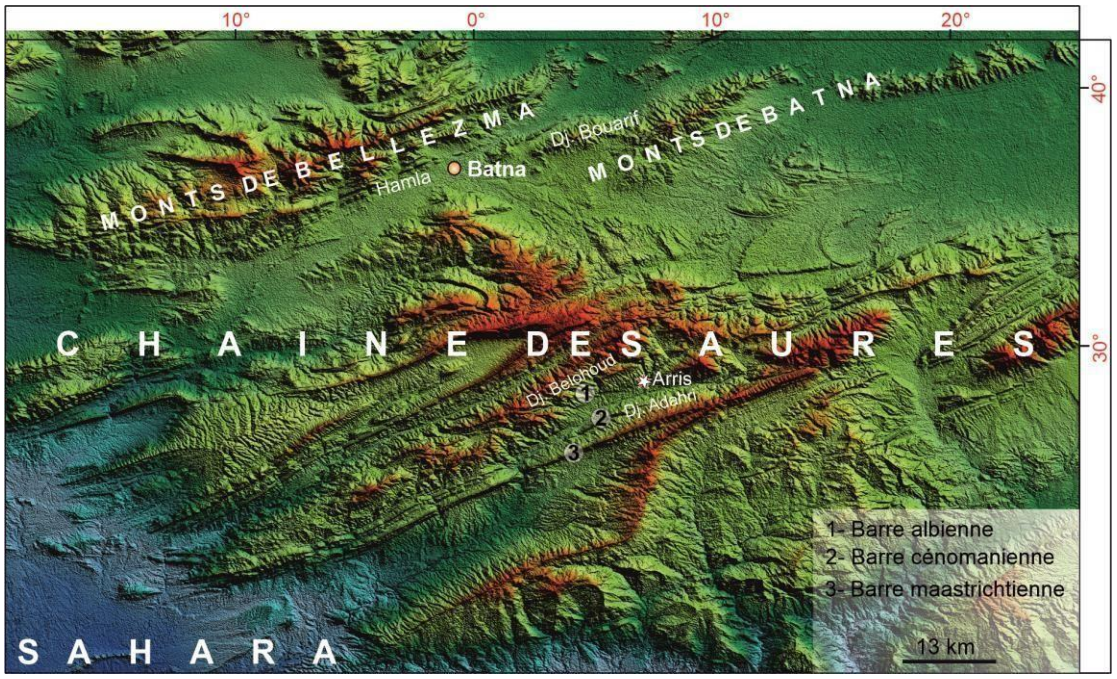


Fig. 7. Image satellitaire localisant précisément la coupe d'Arris au sein de la chaîne des Aurès.

La coupe a été levée entre les deux massifs : Djebel Belihoud et Djebel Adahri, la coupe est traversée par l'Oued El-Abiodh (Fig. 8), qui draine la région vers le nord, l'oued occupe un couloir tectono-érosif qui sépare les différents massifs montagneux.

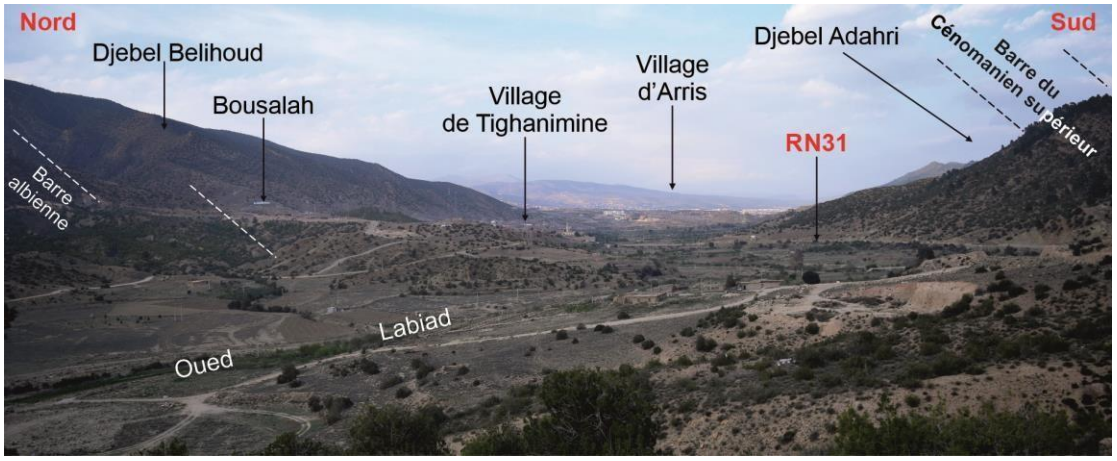


Fig. 8. Vue panoramique de la série cénomano-turonienne affleurant à proximité de la ville d'Arris.

A - 2. Description de la coupe

La coupe d'Arris constitue l'une des plus riches du Crétacé moyen au sein de la marge sud-téthysienne. Elle affleure clairement dans les reliefs sud-aurésiens, où elle

se manifeste sous forme de barres carbonatées résistantes séparées par des intervalles argileux ou marneux (Figs. 7 et 8). Du nord vers le sud, la série se compose de niveaux calcaires d'âge Albien supérieur, particulièrement riches en fossiles, surmontés par des marnes verdâtres à grisâtres attribuées au Cénomanien inférieur et moyen, puis des dernières barres carbonatées du Cénomanien supérieur–Turonien inférieur et du Maastrichtien, séparées entre elles par une combe marneuse de teinte grise. La coupe étudiée se subdivise en trois formations, elles-mêmes différenciées en membres (Fig. 9).

Formation de Tighanimine (épaisseur : ~ 250 m)

Cette formation repose sur les calcaires de l'Albien supérieur affleurant au flanc sud du Djebel Belihoud. Elle a été nommée d'après le village de Tighanimine (voir Fig. 8). Elle a livré uniquement des moules internes d'ammonites indéterminables, ainsi que quelques niveaux bioturbés. Sa limite supérieure est marquée par une surface d'érosion située à la base du premier banc calcaire de la formation sus-jacente (Formation d'Arris).

La Formation de Tighanimine est constituée principalement de marnes feuilletées de teinte verte à gris foncé, renfermant des bancs de calcaires et, plus rarement, de minces niveaux gréseux. Les bancs calcaires (0,03 à 0,10 m d'épaisseur) sont continus latéralement sur plusieurs dizaines de mètres et contiennent, dans certains cas, des spécimens bien préservés de la trace fossile *Chondrites targionii* Brongniart (Fig. 10C). Les ammonites y sont présentes, mais uniquement sous forme de fragments indéterminés.

Certains bancs de grès (0,03 à 0,08 m d'épaisseur) sont fortement bioturbés par *Thalassinoides* isp. et *Chondrites* isp. (Fig. 10D), et présentent localement des stratifications obliques de type *hummocky cross stratification* (HCS). Les intervalles marneux intercalés entre les bancs de calcaire et de grès renferment une association peu diversifiée d'ostracodes lisses (par ex. *Cytherella postangulata* Babinot), des crinoïdes pélagiques fréquents (Rovéacrinidés), des foraminifères planctoniques (*Hedbergella delrioensis* Carsey, *Hedbergella simplex* Morrow, *Hedbergella* cf. *flandrini* Porthault, *Hedbergella* sp., *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *Praeglobotruncana* sp., *Globigerina* sp.), ainsi que de rares foraminifères benthiques (par ex. *Lenticulina*

rotulata Lamarck). La limite supérieure de cette formation correspond à l'apparition du premier banc calcaire massif et fossilifère qui définit la base de la Formation d'Arris.

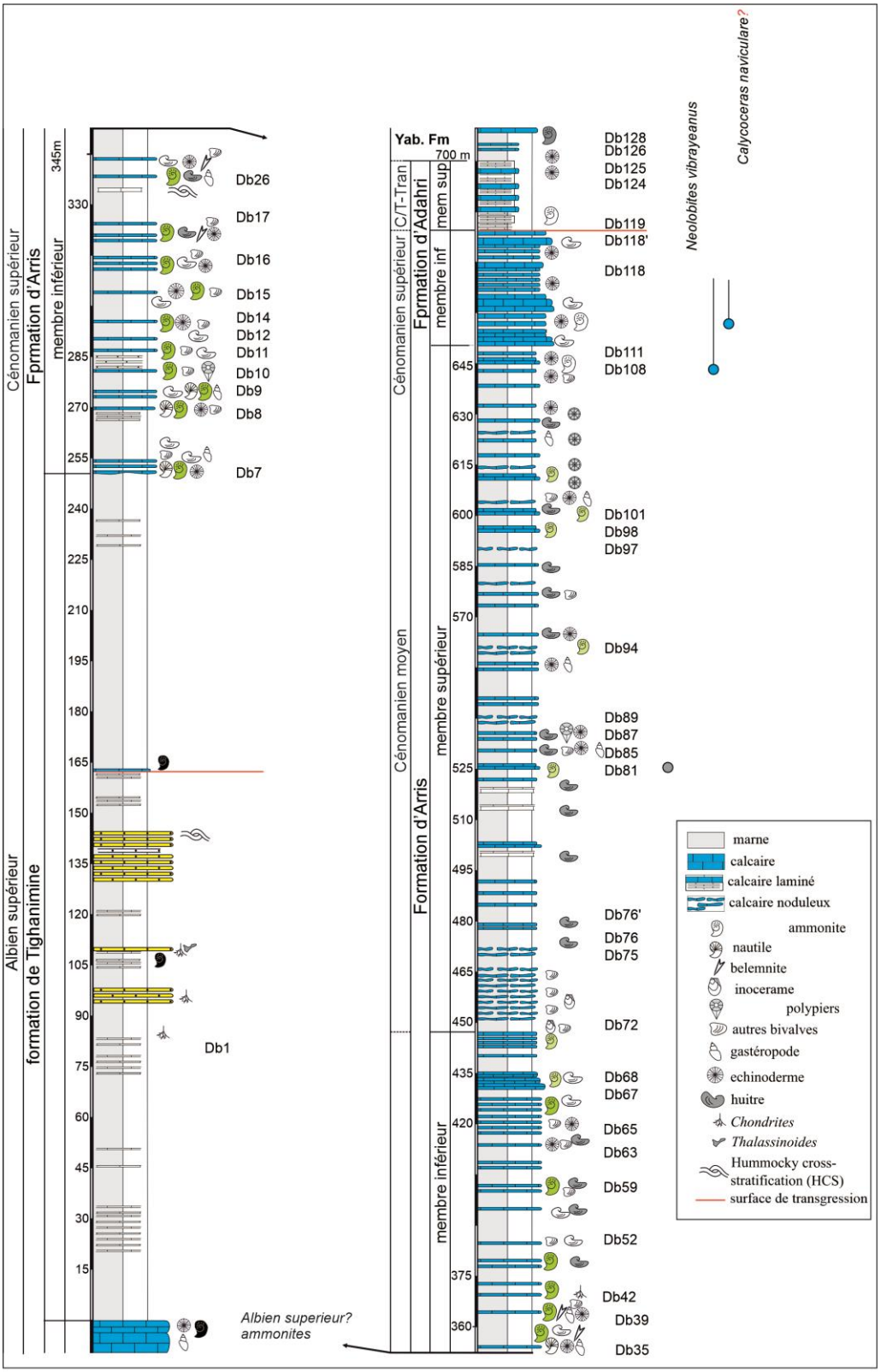


Fig. 9. La coupe lithostratigraphique d'Arris avec les principales formations.

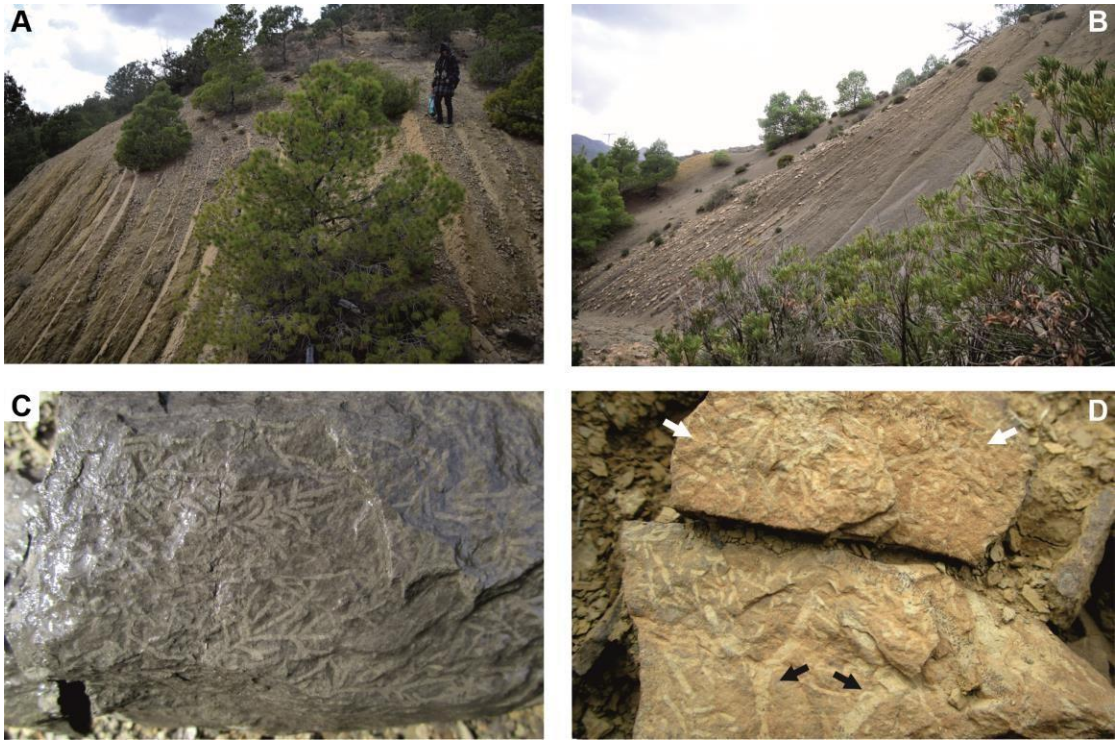


Fig. 10. Photographies de la Formation de Tighanimine. **A**, alternance décimétrique de bancs calcaires et de niveaux marneux ; **B**, intercalations de couches minces de grès fins au sein de marnes feuilletées ; **C**, traces fossiles *Chondrites targionii* (Brongniart, 1828) observées dans des marnes compactes bleu-gris ; **D**, traces fossiles attribuées à *Chondrites* isp. (Flèches blanches) et à *Thalassinoides* isp. (Flèches noires).

Formation d'Arris (épaisseur : ~400 m)

La transition entre la Formation de Tighanimine et la partie inférieure de la Formation d'Arris est marquée par un changement lithofaciologique net, caractérisé par une alternance de marnes grises à bleuâtres, localement verdâtres, et de bancs calcaires fossilifères. La limite supérieure de cette formation est matérialisée par une surface irrégulière. L'ensemble peut être subdivisé en deux membres distincts.

Membre inférieur

La base du membre inférieur est constituée d'une alternance de 28 à 30 m de marnes verdâtres (0,20 à 10 m d'épaisseur) et de lits calcaires bioclastiques, minces à épais (0,05 à 0,30 m), massifs, tabulaires et de teinte beige à grise (Fig. 11A). La faune est particulièrement diversifiée et abondante, comprenant : huîtres et autres bivalves, gastéropodes, échinides, ammonites (*Forbesiceras largiliertianum* d'Orbigny, *Mantelliceras* cf. *lymense* (Spath), *Stoliczka (Lamnayella)* sp., *Idiohamites alternatus* (Spath), *Mantelliceras* cf. *cantianum* (Spath), *Forbesiceras* sp.), ainsi que

des nautiles. Deux bancs calcaires montrent une bioturbation marquée par *Chondrites intricatus* (Brongniart) et d'autres structures indéterminées.

Vers le sommet du membre inférieur, l'alternance se poursuit avec des marnes verdâtres et des bancs calcaires bioclastiques jaunâtres, beige-gris à brun, à géométrie canalisée (0,05 à 1,20 m, Fig. 11B). Les huîtres y sont généralement inarticulées et réorientées. La faune associée comprend gastéropodes, bivalves, échinodermes, ammonites, nautiles et rares bélemnites.

Les échinodermes sont dominés par des populations monospécifiques de *Mecaster batnensis,* parfois associées à *Heterodiadema libycum* (Desor) et *Coenholectypus* sp. Les bancs riches en huîtres, repérables latéralement sur plus de 200 m, présentent des bases érosives et des structures sédimentaires de type *gutter cast* (Fig. 11C). Ils sont recouverts par des marnes verdâtres contenant des échinodermes et des huîtres articulées, principalement *Costagyra olisiponensis* (Sharpe).

Dans les deux faciès (calcaires et marnes), les coquilles d'huîtres présentent des perforations et traces de bioérosion attribuées aux ichnogenres *Entobia* isp. et *Oichnus* isp. (Fig. 12A–C). Elles sont également affectées par des encroûtements : vers tubicoles sabellidés (*Glomerula serpentina* (Goldfuss)), colonies de bryozoaires (cheilostomes et cyclostomes), ainsi que par de jeunes huîtres fixées. Certains bancs bioclastiques révèlent une stratification entrecroisée de type *hummocky cross stratification* (HCS), traduisant une influence hydrodynamique significative.

Les niveaux marneux interstratifiés ont livré une microfaune variée comprenant des ostracodes, des foraminifères benthiques (*Flabellammina alexanderi*, *Flabellammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Dorothia* sp., *Textularia* sp.), des foraminifères planctoniques globulaires (*Hedbergella delrioensis*), et des d'échinodermes représentés par des débris d'ophiures associées à des crinoïdes pélagiques, exclusivement représentés par des rovéacrinides.

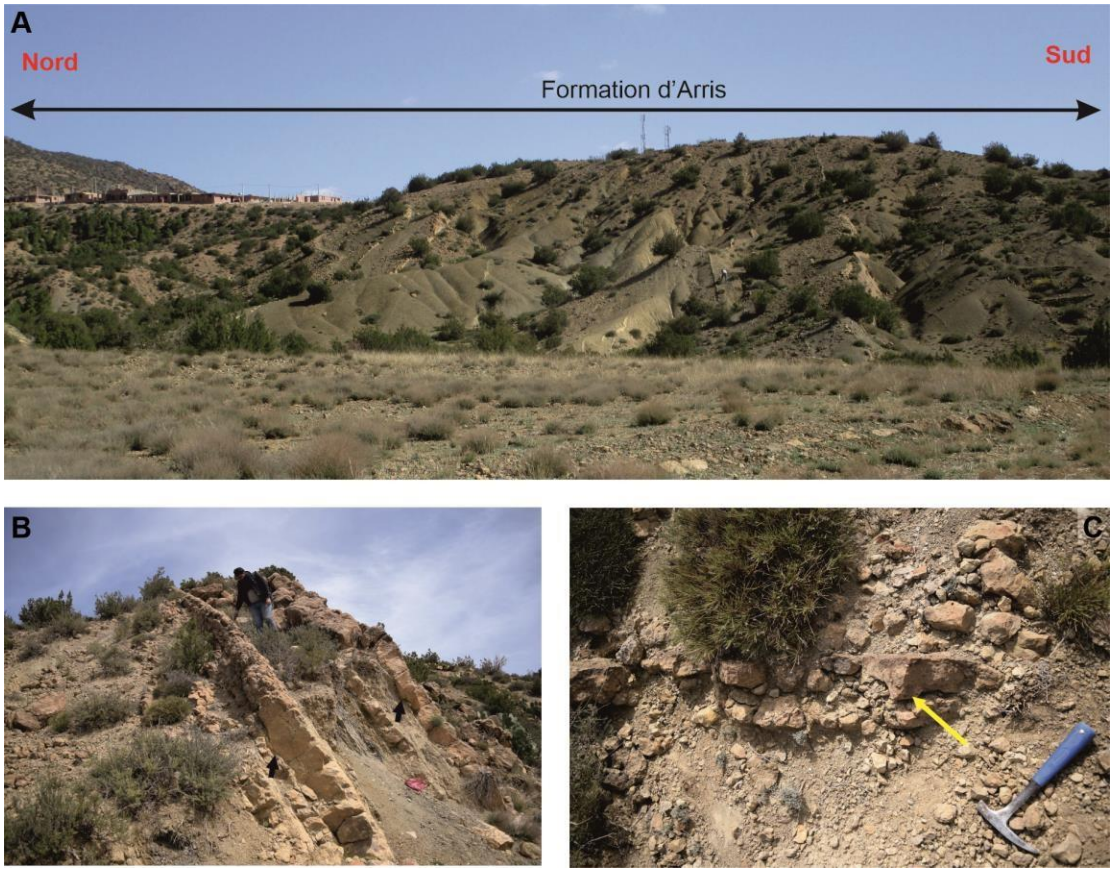


Fig. 11. Affleurements de la Formation d'Arris. **A**, vue panoramique du membre inférieur, marqué à sa base par des marnes vert clair ; **B**, calcaires lumachelliques en bancs centimétriques à décimétriques, à géométrie canalisée, interstratifiés avec des marnes vertes. Noter le contact basal érosif bien net (flèches noires) ; **C**, gouttière d'érosion (flèche) observée à la base d'un lit calcaire bioclastique. Le marteau (28 cm) sert d'échelle.

Membre supérieur

Le membre supérieur de la Formation d'Arris est bien représenté latéralement dans la zone d'étude, atteignant une épaisseur maximale d'environ 210 m dans la région de Tighanimine.

Sa partie inférieure est caractérisée par une alternance de 30 à 35 m de lits calcaires noduleux, minces (0,03 à 0,05 m), et de marnes bleues (Fig. 12E), renfermant une faune abondante de bivalves tels que *Granocardium productum* (Sowerby), *Granocardium desvauxi* (Coquand) et *Inoceramus* sp.

La partie médiane est constituée principalement d'une alternance de marnes fossilifères vertes à bleuâtres et de calcaires lumachelliques gris. Ces bancs carbonatés, durs et épais de 0,20 à 0,40 m, contiennent des coquilles d'huîtres articulées (*Amphidonte obliquata* (Pulteney)), plusieurs moules de gastéropodes (notamment du

genre *Tylostoma*), ainsi que des échinodermes tels que *Mecaster batnensis* (Coquand). Ils renferment également quelques bivalves, des coraux solitaires, et des ammonites (*Mantelliceras* sp., *Acanthoceras* sp., *Turrilites costatus* (Lamarck)).

La partie sommitale du membre est marquée par une alternance de marnes grises à bleuâtres et de bancs de calcaires argileux bioclastiques gris, épais de 0,05 à 0,20 m, présentant des surfaces régulières ou localement ondulées. Les bioclastes sont bien préservés et comprennent des échinides (*Mecaster batnensis*), des huîtres (*Costagyra olisiponensis*, *Ceratostreon flabellatum*, *Amphidonte obliquata*), divers bivalves, des gastéropodes, ainsi qu'un corail, *Aspidiscus cristatus* (Lamarck). De nombreux spécimens d'*Aspidiscus cristatus* montrent des colonisations par le ver sabellidé *Glomerula serpentina* (Goldfuss) et par de jeunes huîtres fixées.

Les bancs calcaires supérieurs de la formation livrent de rares moules d'ammonites (*Calycoceras (Newboldiceras)* sp., *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny)), marquant la base du Cénomanien supérieur.

Les intervalles marneux interstratifiés ont fourni une microfaune diversifiée, incluant des ostracodes, des foraminifères benthiques et des crinoïdes (principalement des rovéacrinides). Parmi les foraminifères planctoniques, *Hedbergella delrioensis* Carsey est particulièrement abondante dans ces niveaux.

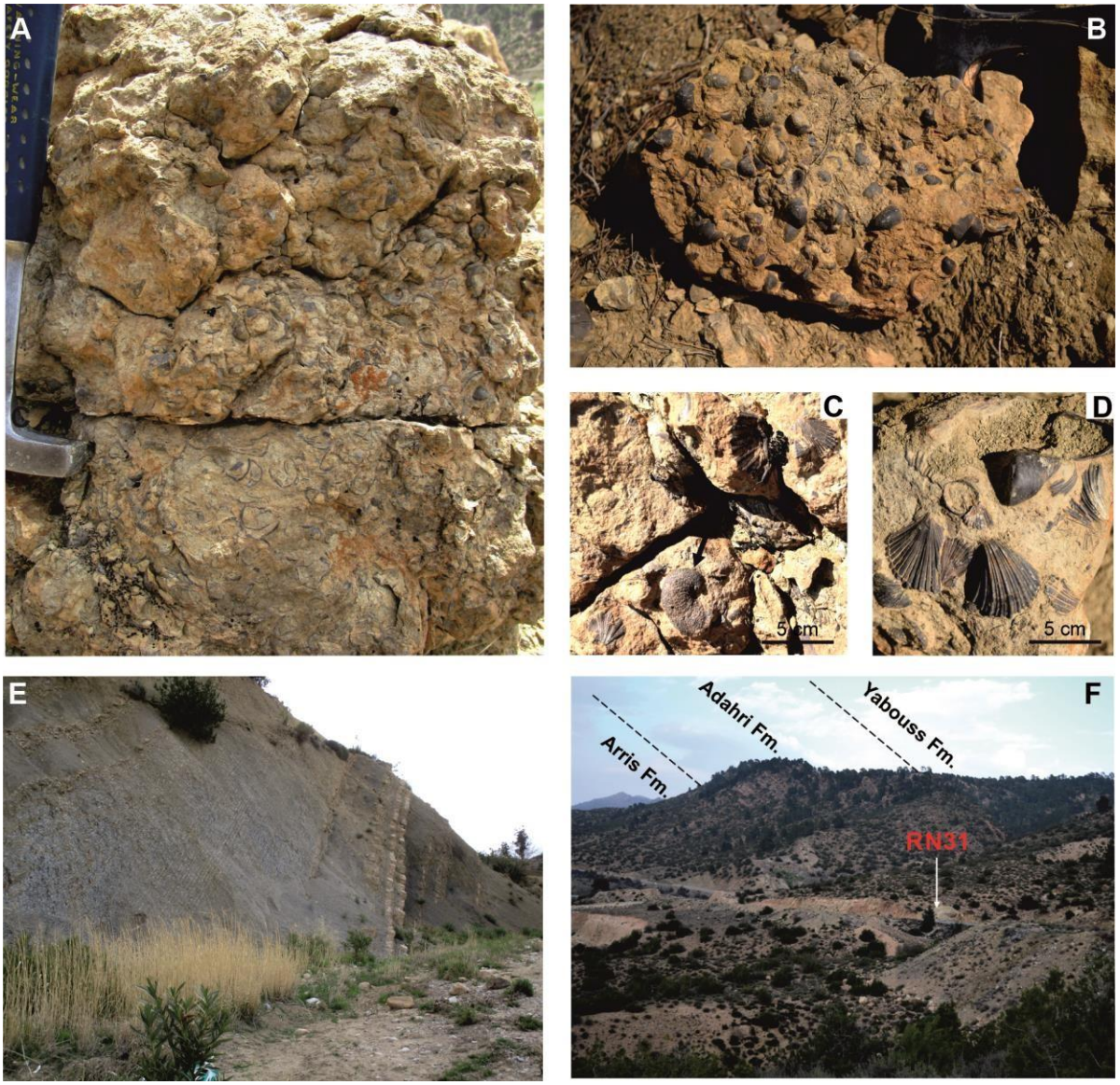


Fig. 12. Photographies de terrain des Formations d'Arris et d'Adahri. **A**, Banc de calcaire bioclastique pseudonodulaire riche en huîtres inarticulées ; **B**, Banc de calcaire montrant une concentration quasi monospécifique de valves inarticulées de *Costagyra olisiponensis* ; **C–D**, Bancs coquilliers renfermant *Neithea coquandi* et *Costagyra olisiponensis*. Remarquer la valve gauche de *Costagyra olisiponensis* (flèche noire) intensément micro-bioérodée par des perforations d'éponges clionides attribuées à l'ichnogenre *Entobia* isp. ; **E**, Vue panoramique de la partie basale du membre supérieur de la Formation d'Arris ; **F**, Vue panoramique illustrant la position stratigraphique de la Formation d'Adahri au-dessus de la Formation d'Arris. Échelle : marteau = 28 cm.

Formation d'Adahri (épaisseur : ~50 m)

La Formation d'Adahri a été reconnue dans plusieurs endroits de la zone d'étude. Elle constitue l'unité résistante la plus marquée du Crétacé moyen, facilement identifiable le long de la bordure méridionale des Aurès. Elle tire son nom du Djebel Adahri, situé à proximité de la Route Nationale RN31 (Fig. 7). Cette formation repose directement sur les marnes de la

Formation d'Arris (Fig. 13A) et est surmontée par la Formation de Yabouss définie par Benzerouel et al. (2024).

Sa base est définie par le premier banc calcaire métrique surmontant l'alternance marno-calcaire de la Formation d'Arris. La limite supérieure est franche et correspond à un changement lithologique net, passant de calcaires laminés à une alternance de marnes vertes et de calcaires. La Formation d'Adahri est subdivisée en deux membres distincts :

1. Membre inférieur (30–35 m)

La base du membre inférieur est généralement nette, parfois légèrement érosive ou localement canalisée (Fig. 12A). Il est constitué principalement de bancs de calcaires gris massifs, homogènes et à aspect pseudo-nodulaire (Fig. 13B), présentant des surfaces de stratification irrégulières.

Ces bancs, dont l'épaisseur varie de 0,60 à 5 m, alternent avec des niveaux marneux jaunes à verdâtres. Ils sont dépourvus de structures sédimentaires internes et affleurent latéralement sur plusieurs dizaines de mètres.

La faune est caractérisée par des huîtres gryphaeidae et divers bivalves, de grands moules internes de gastéropodes (*Strombus incertus* d'Orbigny, *Tylostoma* sp.), ainsi que des échinodermes. Les ammonites (*Calycoceras (Calycoceras) naviculare* Mantell) sont présentes, mais en proportions réduites. Certains niveaux lumachelliques, épais de 0,60 à 0,80 m et localement canalisés, contiennent des concentrations riches en fragments de *Costagyra olisiponensis* (Fig. 13C).

Les marnes intercalées ont livré des ostracodes, des foraminifères benthiques (agglutinés et hyalins), des dents de poissons, ainsi que des plaques de crinoïdes pélagiques (exclusivement des roveacrinides). La présence du foraminifère planctonique *Rotalipora cushmani*, indicatrice du Cénomanien supérieur de la marge sud-téthysienne, confère une grande valeur biostratigraphique à cette unité.

2. Membre supérieur (~15–20 m)

Le membre supérieur est constitué d'une alternance de marnes grises à bleuâtres et de bancs de calcaires laminés, organisés en plaquettes grises à gris foncé. Ces bancs contiennent des moules d'ammonites (*Pseudaspidoceras* sp.).

Les niveaux marneux interstratifiés sont riches en microfaune et microrestes,

notamment en ostracodes abondants, foraminifères planctoniques et benthiques, ainsi qu'en éléments échinodermiques tels que des plaques d'ophiures et des ossicules de crinoïdes roveacrinides.



Fig. 13. Affleurements représentatifs de la Formation d'Adahri. **A**, Vue panoramique illustrant le contact net entre la Formation d'Arris (à la base) et la Formation d'Adahri (au sommet) ; **B**, Banc de calcaire bioclastique massif à aspect nodulaire caractéristique du membre inférieur ; **C**, Banc de calcaire bioclastique renfermant une abondance d'huîtres ; **D**, Vue rapprochée montrant la transition entre les calcaires bioclastiques du membre inférieur et les bancs laminés du membre supérieur. Le marteau mesure 28 cm.

A – 3 . Chronostratigraphie et attributions biostratigraphiques

Les faunes d'ammonites récoltées, généralement modérément à bien préservées, fournissent la première datation biostratigraphique détaillée de la série du Crétacé moyen des Aurès. Elles indiquent plusieurs intervalles attribuables à l'Albien supérieur et au Cénomanien.

Albien supérieur

Les dépôts situés immédiatement sous la Formation de Tighanimine ont livré des ammonites d'âges mixtes, allant de l'Albien moyen terminal à l'Albien supérieur basal, sans toutefois fournir d'indices des zones les plus élevées caractérisées par *Pervinquieria (Subschloenbachia) rostrata* ou *Pervinquieria (Subschloenbachia) perinflata*. Les espèces collectées comprennent :

- *Oxytropidoceras (Manuaniceras),* signalé sous *Dipoloceras cristatum* (Brongniart), ammonite de l'Albien supérieur basal en Afrique du Sud (Klinger et Kennedy, 1997).

- *Dipoloceras cristatum*, caractéristique de l'Albien supérieur basal.

- Des fragments de *Pervinquieria (Pervinquieria)* attribuables à l'Albien supérieur basal.

Aucune preuve n'indique la présence des zones *Pervinquieria (Subschloenbachia) rostrata* et *P. perinflata* de l'Albien terminal, ni de la zone *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana*, couvrant la limite Albien/Cénomanien en Tunisie centrale (Robaszynski et al., 1993, 2007).

La Formation de Tighanimine n'a livré aucun fossile index, mais pourrait être attribuée à l'Albien supérieur tardif (zones à *Mortoniceras perinflatum* et *Arrhaphoceras briacensis*), car la base de la Formation d'Arris qui la recouvre est précisément datée de la zone à *Mantelliceras mantelli* du Cénomanien inférieur (voir ci-dessous).

Cénomanien

Les faunes récoltées dans les formations d'Arris et d'Adahri permettent de reconnaître trois biozones d'ammonites (zones à *Mantelliceras mantelli, Acanthoceras rhotomagense* et *Neolobites vibrayeanus*) dans la succession du flanc méridional du Djebel Belihoud (Fig. 8). La description de ces biozones est donnée ci-après, de la plus ancienne à la plus récente :

Zone à *Mantelliceras mantelli* (Cénomanien inférieur basal)
Le membre inférieur de la Formation d'Arris est précisément daté grâce à la présence de *Idiohamites alternatus, Stoliczkaia (Lamnayella)* sp., *Mantelliceras cf. lymense,*

Mantelliceras saxbii (Sharpe), *Mariella* sp. et *Mantelliceras mantelli* (Sowerby). Cet assemblage correspond à la zone à *M. mantelli* du Cénomanien inférieur basal. L'espèce index est largement signalée en Europe, Afrique du Nord, Madagascar et au Japon (Wright & Kennedy, 1996). Aucun fossile index de la zone sus-jacente à *Mantelliceras dixoni* (Cénomanien inférieur supérieur) n'a été identifié.

Zone à *Acanthoceras rhotomagense* (Cénomanien moyen basal)
La partie supérieure de la Formation d'Arris, contenant *Turrilites costatus* (Lamarck) et des espèces du genre *Acanthoceras*, est rapportée au Cénomanien moyen basal et attribuée à la zone à *Acanthoceras rhotomagense*, sous-zone à *Turrilites costatus* (Wright & Kennedy, 1984 ; Kennedy et al., 2011 ; Kennedy, 2020). Aucun fossile index de la zone à *Acanthoceras jukesbrownei* (Cénomanien moyen supérieur) n'a été trouvé, mais la partie sommitale de la Formation d'Arris a livré *Calycoceras (Newboldiceras)* sp., daté de manière imprécise entre le Cénomanien moyen basal et le Cénomanien supérieur basal.

Zone à *Neolobites vibrayeanus* (Cénomanien supérieur basal)
La découverte de *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny), juste sous la Formation d'Adahri, permet de reconnaître la zone boréale à *Calycoceras guerangeri*, corrélée à la zone à *N. vibrayeanus* en Afrique du Nord (Benyoucef et al., 2019 ; Guendouz et al., 2022). La partie médiane de la Formation d'Adahri contient des spécimens de *Calycoceras naviculare*, souvent associés à *N. vibrayeanus* en Algérie (Amédro et al., 1996 ; Zaoui et al., 2018 ; Benyoucef et al., 2019 ; Guendouz et al., 2022).

La partie supérieure de la Formation d'Adahri a livré un *Pseudaspidoceras* indéterminé. L'espèce type, *Pseudaspidoceras footeanum* (Stoliczka), décrite en Inde, caractérise le Cénomanien supérieur terminal (zone à *Neocardioceras juddii* ; Gale et al., 2019) et se prolonge jusqu'au Turonien basal. En Tunisie centrale, Robaszynski et al. (1993, 2008) ont défini une zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* au sommet du Cénomanien. Le spécimen des Aurès pourrait donc appartenir soit au Cénomanien supérieur terminal, soit au Turonien basal.

Tableau 1. Synthèse biostratigraphique des ammonites identifiées dans la série Crétacé moyen des Aurès méridionaux (coupe d'Arris).

Formation	Ammonites caractéristiques	Biozone reconnue	Âge attribué
Sommet Formation d'Adahri	- *Pseudaspidoceras* indét. (proche de *P. footeanum*)	Zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (?) ou équivalent	Cénomanien sup. terminal – Turonien basal
Formation d'Adahri (partie médiane)	- *Calycoceras (C.) naviculare* (souvent associé à *N. vibrayeanus*)	Corrélée à la zone à *Neolobites vibrayeanus*	Cénomanien sup. basal
Base Formation d'Adahri	- *Neolobites vibrayeanus*	Zone à *Neolobites vibrayeanus*	Cénomanien sup. basal
Formation d'Arris (sommet)	. - *Calycoceras (Newboldiceras)* sp.	Attribution imprécise (Cénomanien moy. basal – sup. basal)	Cénomanien moy. inf. – sup. inf.
Formation d'Arris (membre sup.)	- *Turrilites costatus* - *Acanthoceras* sp.	Zone à *Acanthoceras rhotomagense* (sous-zone à *T. costatus*)	Cénomanien moy. basal
Formation d'Arris (membre inf.)	- *Mantelliceras mantelli* - *Mantelliceras saxbii* - *Mantelliceras cf. lymense* - *Idiohamites alternatus* - *Stoliczkaia (Lamnayella)* sp. - *Mariella* sp.	Zone à *Mantelliceras mantelli*	Cénomanien inf. basal
Formation de Tighanimine	Fossiles rares, pas d'index précis	Hypothèse : zones à *Mortoniceras perinflatum* et *Arrhaphoceras briacensis*	Albien sup. tardif
Sous la Fm. Tighanimine	- *Oxytropidoceras (Manuaniceras)* - *Dipoloceras cristatum* - Fragments de *Pervinquieria (Pervinquieria)*	Pas de biozone bien définie (absence de *P. rostrata*, *P. perinflata*)	Albien sup. basal – Albien sup. inf.

B - Coupe du Djebel Bou Arif

B - 1. Contexte géographique

La coupe étudiée est située sur le versant nord du Djebel Bou Arif, à son extrémité occidentale (Fig. 14). Elle se situe à environ 10 km au nord-est de la ville de Batna.

- **Limites géographiques** :
  - Au nord : ville de Djerma,
  - À l'ouest : route nationale RN°3, ville de Fesdis et Oued Gourzi,
  - À l'est : village de Bouachaoun et ville d'El Madher,
  - Au sud : plaine de Chabet Lalam et l'anticlinal de Bou Arif.

La coupe a été levée dans l'un des compartiments occidentaux du flanc nord du Djebel Bou Arif (Fig. 15). Elle a pour coordonnées géographiques : A : 35,6063281, longitude : 6,2728377, B : latitude : 35,6075011, longitude : 6,2723398.

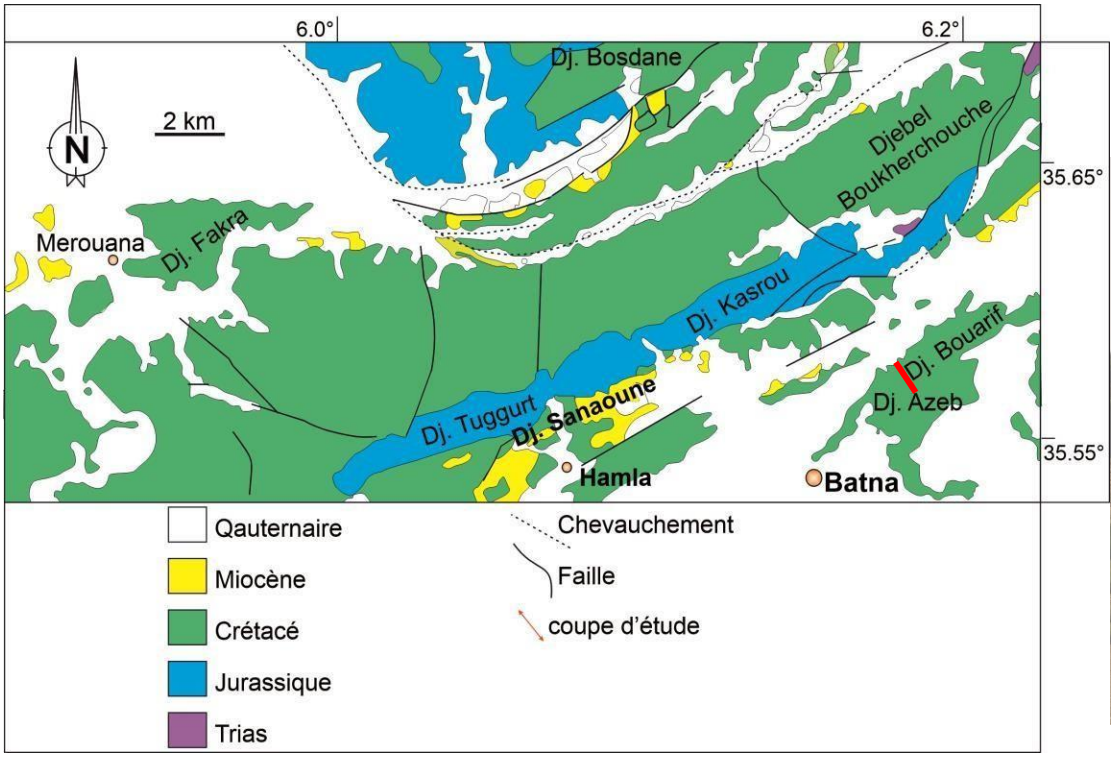


Fig. 15. Vue panoramique de la série cénomanien–turonien affleurant à proximité de Djebel Bou Arif.

B - 2. Description de la coupe

La coupe étudiée, d'une puissance totale de 120 m, forme les reliefs caractéristiques de ce secteur. Elle renferme trois formations bien individualisées appartenant au Cénomano-Turonien (Fig. 16).

Formation d'Arris (~30 m)

Datée du Cénomanien, la Formation d'Arris est caractérisée par une alternance marno-calcaire renfermant des niveaux fossilifères riches en bivalves et en échinides. Elle présente des intercalations de barres calcaires métriques, à patine beige, contenant une macrofaune abondante.

La base de la formation se compose de niveaux calcaires fins, beige clair, riches en grands bivalves et oursins (Fig. 17A-B). Ces bancs sont mal stratifiés et intensément fissurés. La partie médiane correspond à une combe de marnes verdâtres, tandis que le sommet est constitué de bancs calcaires ferrugineux, friables, devenant progressivement plus grisâtres et plus indurés vers le haut (Fig. 17C).

Les prélèvements réalisés dans les niveaux marneux ont livré une microfaune abondante et diversifiée, comprenant des foraminifères agglutinés, des formes benthiques enroulées, de rares foraminifères planctoniques globuleux, ainsi que des ostracodes.

Niveaux marneux inférieurs : faune dominée par les foraminifères (plus abondants que les ostracodes). Taxons identifiés : *Trochamminoides* sp., *Spirocyclina* sp., *Textularia chapmani*, *Tritaxia* sp., *Ammomarginulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Gavelinella* sp., *Dorothia oxycona*.

Niveaux marneux supérieurs : association mixte de foraminifères et ostracodes, avec l'apparition de foraminifères planctoniques caractéristiques : *Muricohedbergella delrioensis*, *Muricohedbergella planispira*, associés à *Ammomarginulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Dorothia oxycona*, *Trochamminoides* sp. et *Gavelinella* sp.

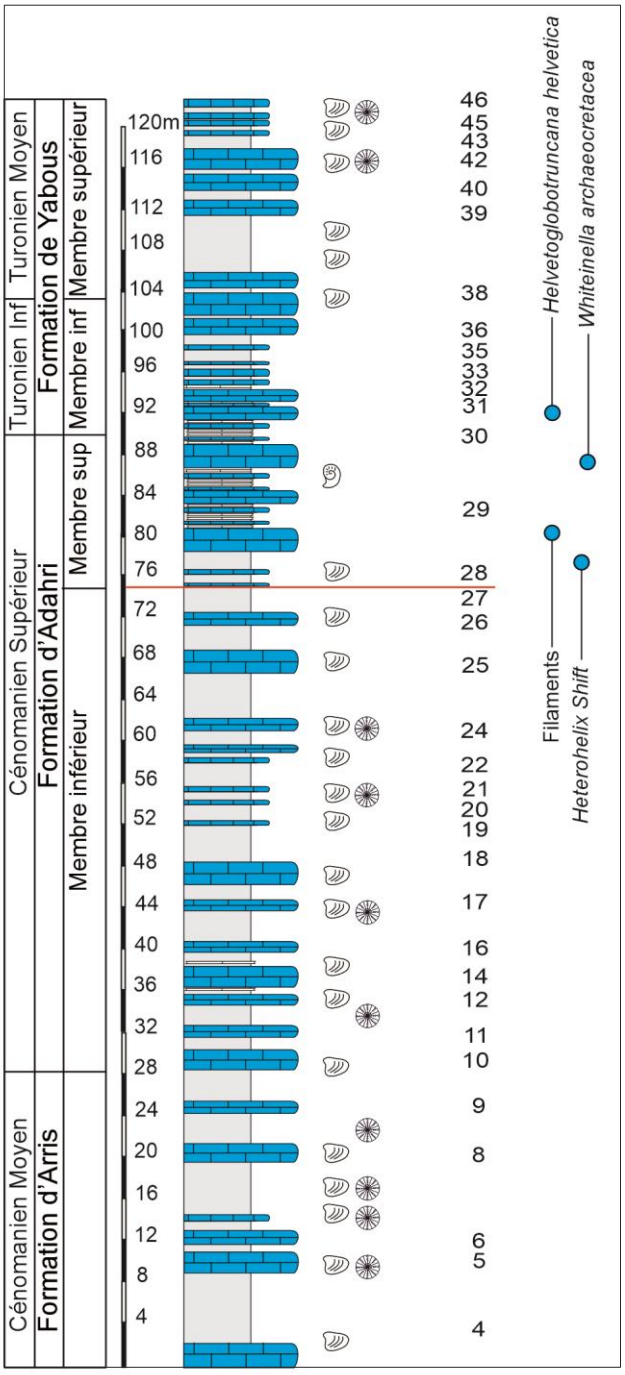


Fig. 16 : Coupe lithostratigraphique de Bou Arif avec les principales formations identifiées.



Fig. 17. Affleurements représentatifs de la Formation d'Arris. **A** : alternance marno-calcaire à la base de la formation ; **B** : calcaires riches en huitres (flèches jaunes) et oursins (flèches noires) ; **C** : barres calcaires massives au sommet de la formation.

Formation d'Adahri (~50 m)

La Formation d'Adahri est constituée d'une alternance de marnes grisâtres et de bancs calcaires biodétritiques beiges (Fig. 18 A et B). Elle se subdivise en deux membres distincts :

Membre inférieur

Il débute par des marnes feuilletées grises (40–60 % de $CaCO_3$), riches en matière organique (~6 %). Ces niveaux, d'épaisseur métrique, sont généralement feuilletés et localement indurés. La microfaune est relativement abondante et dominée par des foraminifères benthiques, en association avec quelques formes planctoniques. Les taxons identifiés comprennent : *Ammomarginulina* sp., *Thomasinella* sp., *Trochamminoides* sp., *Dorothia* sp., *Dorothia oxycona*, *Gavelinella* sp., *Ammobaculites* sp., *Muricohedbergella planispira*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Spiroloculina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Charentia* sp., *Pseudorhapydionina casertana*, *Cuneolina* sp., *Nummoloculina heimi*, *Textularia* sp.

Membre supérieur

Il est caractérisé par plusieurs lits de calcaires lumachelliques (Fig. 18 C), surmontés de niveaux marno-calcaires plus pauvres en fossiles. Les bancs calcaires y sont strato-croissants et les macrofossiles montrent une réduction de taille vers le sommet. Les bancs calcaires sommitaux présentent des teneurs élevées en matière organique (~6 %) et en carbonate de calcium (jusqu'à 90 %). Ils sont dépourvus de macrofaune et coiffés par un niveau marneux à la base duquel affleure un lit centimétrique de calcaire lumachellique. La partie attribuée au passage C/T est marquée par l'apparition de calcaires laminés sombres en plaquettes, assimilés aux *black shales*. Les marnes terminales (~28 m) ont livré une association microfaunistique essentiellement planctonique, marquant l'événement dit « *Heterohelix shift* », avec une présence discrète de Lenticulina. Les espèces identifiées comprennent : *Dicarinella oxycona, Dicarinella hagni, Dicarinella imbricata, Whiteinella* sp., *Whiteinella aprica, Whiteinella baltica, Whiteinella archeocretacea, Heterohelix* sp., *Heterohelix reussi, Heterohelix moremani, Praeglobotruncana stephani, Marginotruncana renzi, Textularia* sp., *Lenticulina* sp., *Gavelinella* sp.



Fig. 18. Affleurements représentatifs de la Formation d'Adahri. A : les marno-calcaires du membre supérieur, B : Aspect lithologique du membre supérieur et C : Surface supérieure d'un banc de calcaires riche en huitres (flèches noires).

Formation de Yabous (~40 m)

La Formation de Yabous, d'âge turonien, est constituée principalement de sédiments carbonatés. Elle est subdivisée en deux membres :

Membre inférieur (~20 m)

Il débute par des calcaires noirâtres à rares empreintes d'ammonites indéterminables. Ces niveaux se présentent en plaquettes, séparées par des lits millimétriques à centimétriques de marnes noires à gris foncé (Fig. 19).

La partie supérieure du membre est caractérisée par une alternance serrée de bancs calcaires foncés et de niveaux marneux, se débitent en « frites ».

Les lames minces des bancs calcaires révèlent une association microfaunistique dominée par les foraminifères planctoniques, avec présence d'hétérohelicidés et de rares formes benthiques (notamment *Lenticulina*). Les taxons identifiés comprennent :

Whiteinella sp., *Heterohelix globulosa, Heterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria sp*., et *Whiteinella praehelvetica.*

L'échantillon calcaire 30 (Fig. 19 C) marque la première occurrence de l'espèce *Helvetoglobotruncana helvetica*, en association avec : *Muricohedbergella delrioensis, Marginotruncana schneegansi, Heterohelix moremani, Heterohelix reussi, Whiteinella baltica, Whiteinella aprica, Whiteinella archeocretacea, Marginotruncana renzi, Dicarinella* sp., *Lenticulina* sp.

Les intervalles marneux livrent une microfaune planctonique abondante et diversifiée, incluant : *Helvetoglobotruncana helvetica, Whiteinella brittonensis, Whiteinella praehelvetica, Whiteinella archeocretacea, Whiteinella aprica, Whiteinella baltica, Heterohelix reussi, Heterohelix moremani, Heterohelix globulosa, Muricohedbergella hoelzli, Marginotruncana renzi, Marginotruncana sigali, Marginotruncana schneegansi, Praeglobotruncana stephani, Praeglobotruncana gibba, Dicarinella hagni, Dicarinella imbricata, Gaudrina* sp., *Guembelitria* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Dorothia* sp.

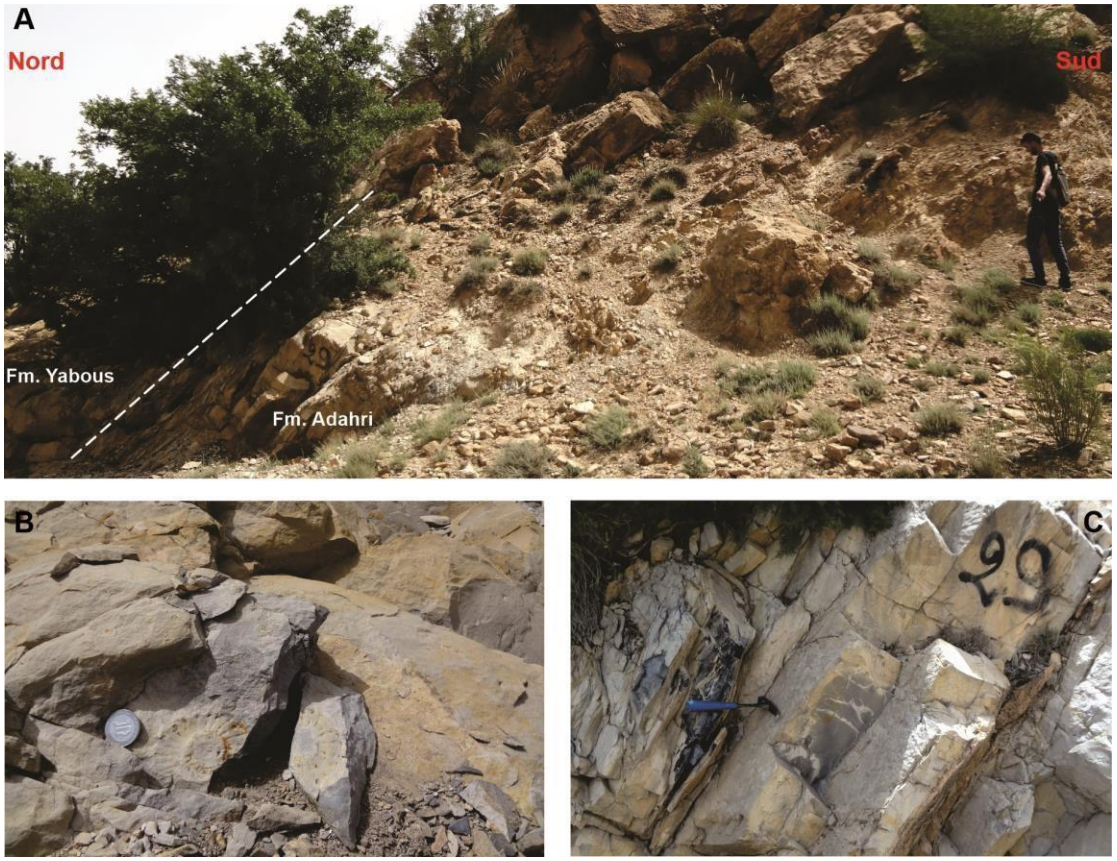


Fig. 19. Vue panoramique illustrant le passage Cénomanien–Turonien dans la coupe de Bou Arif : **A**, Niveau repère du passage C–T ; **B**, Empreinte d'ammonite observée dans les calcaires bitumineux ; **C**, Partie basale des *black shales*.

Membre supérieur (~20 m)

Il est constitué de bancs de calcaires fins grisâtres, surmontés par un faciès de marnes beiges friables à *Ostrea* (épaisseur ~6 m) (Fig. 20 A). La partie sommitale comprend des barres calcaires beiges, très dures, séparées par des couches marneuses riches en lamellibranches et échinoïdes (Fig. 20 B et C).

Les marnes du membre supérieur ont livré une microfaune variée, dominée par les ostracodes, en association avec des foraminifères majoritairement benthiques : *Heterohelix* sp., *Whiteinella* sp., *Dicarinella* sp., *Muricohedbergella* sp., *Muricohedbergella delrioensis, Textularia* sp., *Dorothia* sp., *Pseudorhapydionina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Spirocyclina* sp., *Marginotruncana* sp., *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., *Nummoculina* sp., *Pseudotextulariella* sp., *Lenticulina* sp. ainsi que plusieurs fragments de rovéacrinidés.



Fig. 20. Vue de terrain de la partie sommitale de la coupe du Djebel Bou Arif : **A**, Vue panoramique montrant les barres turoniennes ; B, Aspect lithologique du membre supérieur ; **C**, Partie sommitale du membre inférieur.

B – 3. Chronostratigraphie et attributions biostratigraphiques

L'inventaire biostratigraphique et la recherche de l'empreinte de l'événement anoxique océanique 2 (OAE2) dans la coupe de Bou Arif mettent en évidence des associations microfaunistiques et des bio-événements d'importance stratigraphique. Ces biomarqueurs permettent de placer des repères précis soulignant la limite Cénomanien–Turonien.

Un total de 46 prélèvements a été effectué, dont 30 échantillons exploitables après lavage et tri. L'état de conservation des microfaunes est globalement bon, bien que quelques niveaux indurés de la base aient livré des microfossiles médiocres.

Formation d'Arris (Cénomanien moyen)

Cette formation se caractérise par une association microfaunistique pauvre, dominée par des foraminifères benthiques : *Dorothia oxycona, Textularia chapmani, Ammobaculites sp., Tritaxia sp., Gavelinella sp., Spirocyclina sp., Trochamminoides sp., Ammomarginulina sp.* La présence ponctuelle de planctoniques (*Muricohedbergella delrioensis, M. planispera*) confirme une attribution au Cénomanien moyen.

L'occurrence de *Thomasinella sp.* constitue un marqueur clé du **Cénomanien moyen**, confirmée par l'association d'espèces classiques de cet intervalle.

Formation d'Adahri (Cénomanien supérieur)

Plus diversifiée, l'association regroupe à la fois des benthiques (*Ammomarginulina, Ammobaculites, Dorothia, Gavelinella, Cuneolina, Charentia, Trochamminoides, Nummoloculina heimi, Spiroloculina, Pseudorhapydionina casertana, Pseudolituonella*) et des planctoniques (*Muricohedbergella planispera, M. delrioensis*).

Formation de Yabous (Turonien inférieur à moyen)

Membre inférieur (Turonien inférieur)

- Les prélèvements révèlent une association riche en foraminifères planctoniques (*Whiteinella archeocretacea, W. aprica, W. baltica, W. brittonensis, W. praehelvetica, Dicarinella hagni, D. imbricata, Marginotruncana renzi, Heterohelix moremani, H. reussi, Muricohedbergella sp.*).

- La première occurrence (FO) de *Whiteinella archeocretacea* marque l'entrée dans le Turonien inférieur.

- L'événement « *Heterohelix Shift* » (prélèvement 28') est reconnu par la prolifération d'Hétérohelicidés globuleux et bisériés, témoins d'un milieu appauvri en oxygène lié à l'OAE2 (Caron, 1983 ; Leckie, 1985).

- L'événement des filaments (échantillon 30') est matérialisé par une bioaccumulation de microtests lamellibranchiaux, concordant avec les observations en Tunisie centrale (Amédro et al., 2005 ; Robaszynski et al., 2010).

- La première occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (échantillon 30) confirme l'âge Turonien inférieur.

La limite Cénomanien–Turonien est ainsi placée au niveau de l'échantillon 29.

Membre supérieur (Turonien moyen)

La microfaune est dominée par les foraminifères benthiques (*Dorothia, Lenticulina, Spirocyclina, Cuneolina, Textularia, Dicyclina, Pseudorhapydionina, Pseudolituonella, Nummoloculina, Pseudotextulariella*) associés à quelques planctoniques (*Whiteinella, Muricohedbergella delrioensis, Marginotruncana, Dicarinella*). Cette association permet d'attribuer le membre supérieur au Turonien moyen.

Tableau 2. Corrélation lithostratigraphique et biostratigraphique de la coupe de Bou Arif.

Formation / Membre	**Âge**	**Microfaunes dominantes**	**Espèces / Taxons caractéristiques**	**Bio-événements / Repères**
Formation de Yabous – Membre supérieur	Turonien moyen	Benthique dominants, planctoniques accessoires	*Dorothia sp., Lenticulina sp., Spirocyclina sp., Cuneolina sp., Textularia sp., Dicyclina sp., Pseudorhapydionina sp., Pseudolituonella sp., Nummoloculina sp., Pseudotextulariella sp., Whiteinella sp., Muricohedbergella delrioensis, Marginotruncana sp., Dicarinella sp.*	Association typique du Turonien moyen
Formation de Yabous – Membre inférieur	Turonien inférieur	Planctoniques dominants, quelques benthiques	*Whiteinella archeocretacea, W. aprica, W. baltica, W. brittonensis, W. praehelvetica, Dicarinella hagni, D. imbricata, Marginotruncana renzi, Heterohelix moremani, H. reussi, Muricohedbergella sp.*	- FO *Whiteinella archeocretacea* → base Turonien - « Heterohelix Shift » (niveau 28') → OAE2 - Événement des filaments (niveau 30') - FO *Helvetoglobotruncana helvetica* (niveau 30) → Turonien inf. - Limite Cénomanien–Turonien calée à l'échantillon 29
Formation d'Adahri	Cénomanien supérieur	Association diversifiée, benthiques + planctoniques	*Thomasinella sp.* (niveau 10'), *Muricohedbergella planispera, M. delrioensis, Dorothia sp., Cuneolina sp., Charentia sp., Nummoloculina heimi, Pseudorhapydionina casertana, Pseudolituonella sp.*	FO de *Thomasinella sp.* → indicateur Cénomanien sup.
Formation d'Arris	Cénomanien moyen	Faune pauvre, dominée par benthiques	*Dorothia oxycona, Textularia chapmani, Ammobaculites sp., Tritaxia sp., Gavelinella sp., Spirocyclina sp., Trochamminoides sp., Ammomarginulina sp.*	FO de *Muricohedbergella delrioensis* et *M. planispera* → repère Cénomanien moyen

C - Coupe de Hamla

C - 1. Contexte géographique

La coupe de Hamla est située sur le flanc sud des Monts Bellezma, à environ 13 km à l'Ouest de la ville de Batna.

- **Limites géographiques** :

  - Au nord : Djebel Sebaoune,
  - À l'ouest : route nationale RN°3 et Djebel Tuggurt,
  - À l'est : ville de Hamla et ville de Batna,
  - Au sud : plaine de Hamla.

La coupe « AB » a été levée dans l'un des compartiments orientaux du flanc sud du Djebel Sebaoune (Fig. 21). Elle a pour coordonnées géographiques : A : Latitude : 35,5419605, Longitude : 6,0635639, B : latitude : 35,5337228, Longitude : 6,0680821.

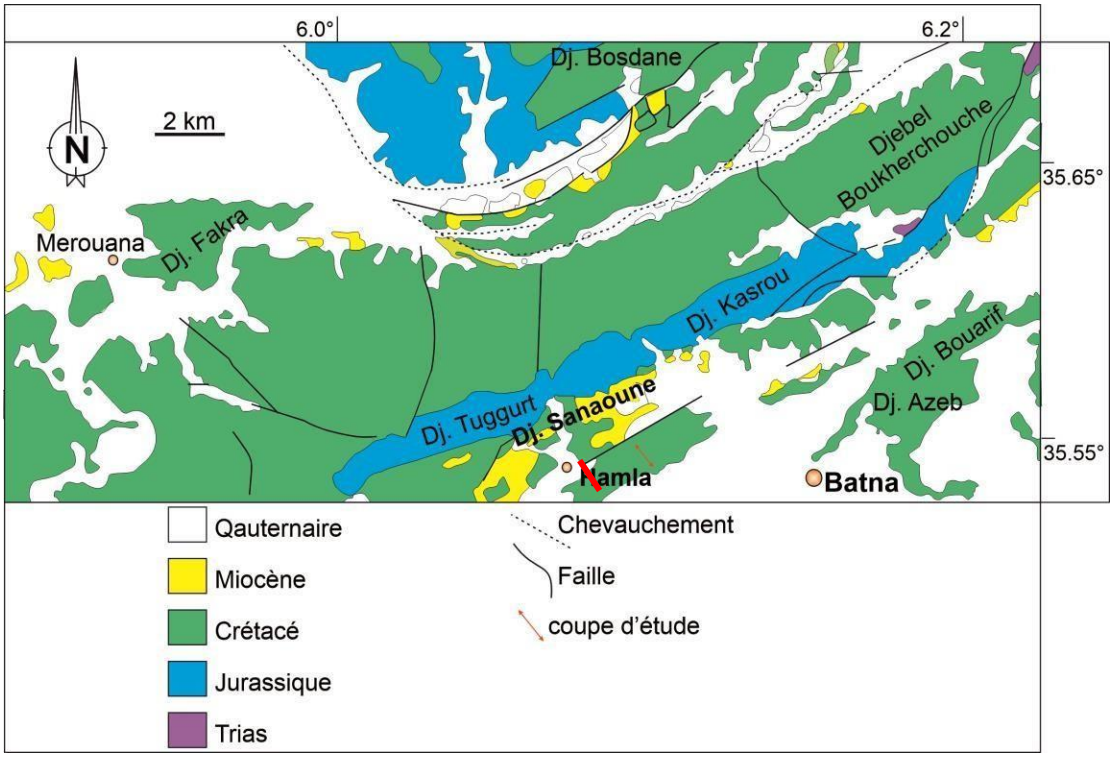


Fig. 21 : Cadre géologique et stratigraphique de la coupe de Hamla (Feuille d'Ain El Ksar, échelle 1/50 000 ; Vila, 1980)

C - 2. Description de la coupe

Les dépôts turoniens de la coupe sont quasi continus, bien que quelques intervalles soient localement masqués par des éboulis. L'accès aux affleurements reste néanmoins aisé. La coupe se développe dans l'une des nombreuses montagnes issues du rifting et du basculement de blocs plus anciens (Herkat et Guiraud, 2006).

Dans cette partie de la chaîne de Bellezma, l'épaisseur de la série sédimentaire augmente sensiblement. La succession cénomanienne est représentée par la Formation des Marnes de Smail, qui est directement surmontée par la Formation Marno-calcaire de Chaabet, d'âge turonien supérieur. Cette dernière, largement répandue à l'échelle régionale (Yahiaoui, 1990), se caractérise par une richesse fossile marquée à sa base (échinodermes, gastéropodes, huîtres et autres bivalves), alors que la partie sommitale est plus pauvre. Dans le paysage, elle se manifeste par une dépression marneuse coiffée d'un banc homogène à rudistes, formant une barre calcaire saillante (Fig. 22).

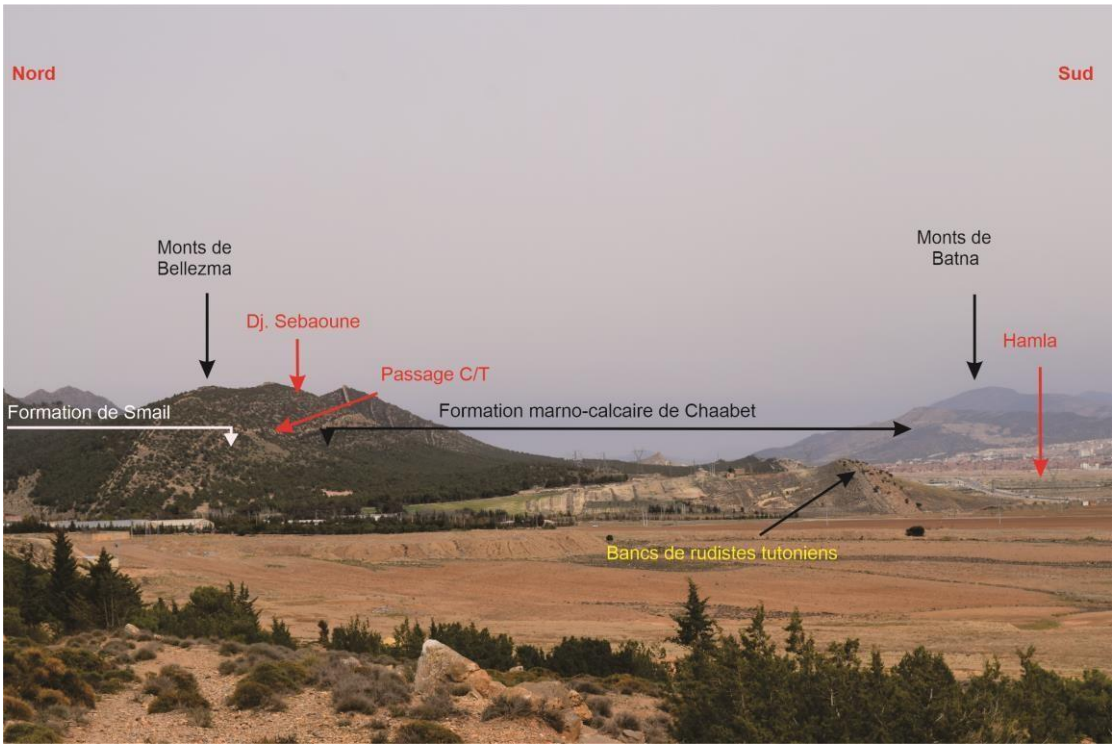


Fig. 22. Vue panoramique de la coupe de Hamla sur le versant méridional des monts de Bellezma, montrant la succession des Marnes de Smail à la base, surmontée par la Formation marno-calcaire de Chaabet.

Formation des Marnes de Smail (épaisseur : ~70 m)

La formation des Marnes de Smail, affleurant notamment au Djebel Sabaoune (Batna, Algérie), est particulièrement fossilifère. D'extension régionale, cette formation affleure sur le flanc méridional des monts Batna–Bellezma. Elle se caractérise par une dominance marneuse à sa base, évoluant progressivement vers un faciès marno-calcaire au sommet. Les marnes verdâtres et tendres sont riches en macrofaune, notamment des ammonites et des bivalves (*Exogyra* en particulier). Elles sont localement interstratifiées de lits centimétriques à décimétriques de calcaires lumachelliques. L'alternance marno-calcaire qui s'y développe renferme une faune abondante, avec notamment *Aspidiscus cristatus*. De la base vers le sommet, la Formation des Marnes de Smail montre la succession suivante :

- Marnes à rares intercalations calcaires (lits centimétriques), renfermant une macrofaune variée et des occurrences fréquentes d'*Aspidiscus cristatus* dans la partie médiane

- Marnes à *Neolobites vibrayeanus* (Fig. 23 A), riches en *Exogyra conica* et autres lamellibranches associés, ainsi que des foraminifères benthiques du genre *Textularia*.

- Alternance marno-calcaire à lamellibranches, avec des marnes masquées contenant des rudistes bien conservés, interstratifiées de plaquettes calcaires lumachelliques (Fig. 23 C).

- Calcaires à pectinidés et ostréidés, surmontant l'alternance précédente, et renfermant une macrofaune benthique diversifiée.



Fig. 23. Photos de terrain illustrant la Formation des Marnes de Smail, A : Vue panoramique du sommet de la formation des marnes de Smail et du niveau à *Neolobites vibrayeanus*, B : calcaires à rudistes (flèches noires) et C : calcaire riche en huitres.

- Calcaires massifs bioclastiques, coiffant la formation, reposant sur des marnes fossilifères essentiellement benthiques. Ces calcaires sont à rudistes, en colonies ou solitaires, relayés par des marnes riches en rudistes bien préservés ou fragmentés (épaisseur ~15 m, Fig. 23 B). Ces dépôts contiennent également des intercalations de plaquettes calcaires lumachelliques marquées par des stratifications entrecroisées de type Hummocky Cross-Stratification (HCS) et Swaley Cross-Stratification (SCS) (Fig. 24).

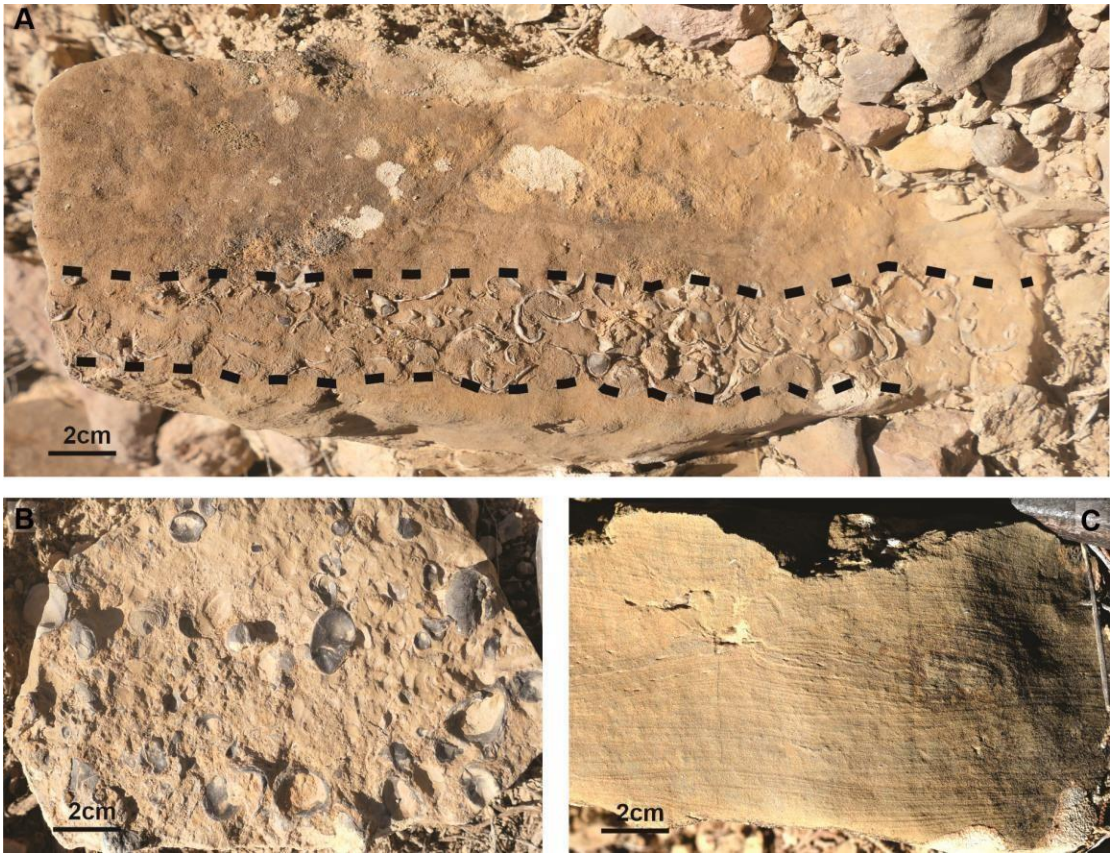


Fig. 24. Photos de terrain illustrant la Formation des Marnes de Smail : **A,** Niveaux lumachelliques à laminations horizontales ; **B**, Calcaire lumachellique riche en huitres ; **C**, Calcaires à structures HCS (Hummocky Cross-Stratification) et SCS (Swaley Cross-Stratification).

Formation Marno-calcaire de Chaabet (épaisseur : ~210 m)

Le début de cette formation est marqué par un changement de faciès, avec l'apparition de 3 m de calcaires feuilletés, débitées en plaquettes noires caractéristiques des black-shales (Fig. 25 B). À l'échelle microfaciès, ces niveaux sont très riches en foraminifères planctoniques globuleux, notamment *Whiteinella archaeocretacea*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Whiteinella* sp., *Muricohedbergella planispera*, *M. delrioensis*, *Heterohelix globulosa* et *Heterohelix* sp. Des filaments fossiles fragmentés, parfois bien conservés et abondants, sont également observés.

Au-dessus, environ 80 m de marnes blanchâtres friables se succèdent, parfois masquées par le couvert végétal et présentant des lacunes de visibilité. Ces marnes sont très riches en foraminifères planctoniques globuleux, associés à quelques foraminifères benthiques à test calcaire, tels que *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *L. subalata*, *Lenticulina* sp., et le foraminifère benthique unisérié *Nodosaria* sp. Les marnes sont ponctuellement intercalées par de petits lits calcaires ou marno-calcaires millimétriques

à centimétriques, le plus souvent lumachelliques, parfois bien stratifiés et fréquemment à base érosive. On note également la présence de nodules carbonatés au sein de ces marnes.

La coupe de Hamla s'achève par une barre calcaire massive riche en rudistes, d'une épaisseur d'environ 12 m, est composée principalement de wackestone–packstone bioclastique massif, intercalé par des niveaux décimétriques de floatstone–rudstone à rudistes (Fig. 25 C). Ces derniers conservent souvent leurs coquilles en position de vie, iso-orientées ou renversées. La matrice est un wackestone à packstone fin et contient également des coraux, de rares foraminifères lituolides, des dasycladacées, des ostracodes, des échinodermes et des crinoïdes. La coloration des bancs varie du jaune-brun clair au bleu-gris foncé. Le premier niveau de rudistes repose sur un calcaire pseudonodulaire bioturbé par un réseau de *Thalassionides* à la surface de stratification. La succession des calcaires à rudistes est ensuite suivie, en stratigraphie, d'une marne verte intercalée par de petits niveaux calcaires.

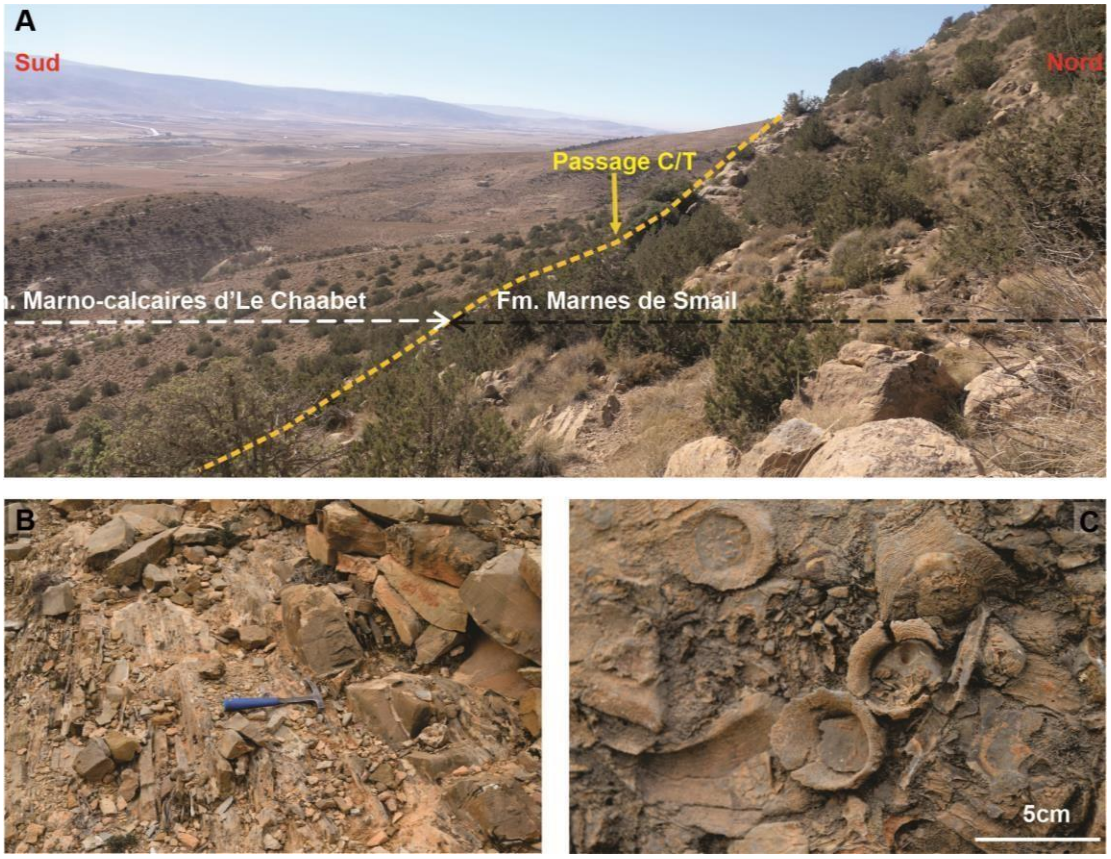


Fig. 25. Photos de terrain illustrant la Formation des Marnes de Smail et la formation marno-calcaire d'El Chaabet, A : Vue panoramique du passage C-T, B : Aspect lithologique des Black shales (en plaquettes), passage C/T de la coupe de Hamla et C : calcaires à rudistes d'El Chaabet.

La faune rudiste est constituée d'hippuritidés et de radiolitidés (Fig. 26), comprenant : *Praetorreites omanensis* Philip & Platel, 1994 ; *Vaccinites praegiganteus* Toucas, 1904 ; *Durania gaensis* (Dacqué, 1903) ; et *Distefanella (Biradiolites) lombricalis* (d'Orbigny, 1842).



Fig. 26. A. Vue de terrain du niveau le plus bas des calcaires à rudistes de la coupe de Hamla. Certains rudistes sont indiqués par des flèches blanches. Le capuchon d'objectif mesure 53 mm, B : Vue de terrain des niveaux supérieurs des calcaires à rudistes de la coupe de Hamla, composés principalement de *Distefanella (Biradiolites) lumbricalis*, montrant un bouquet et des valves droites tubulaires isolées, et C : Vue de terrain des niveaux intermédiaires des calcaires à rudistes de la coupe de Hamla, composés principalement de *Praetorreites omanensis*. Toutes les barres d'échelle représentent 10 mm.

La partie inférieure des calcaires rudistes est dominée par des bouquets et des individus isolés en position de vie de *Vaccinites praegiganteus*, *V. rousseli* et *Durania gaensis*, tandis que *Praetorreites omanensis* y sont rares. La partie médiane se compose principalement de bouquets et de petits rudistes isolés de *Praetorreites omanensis*, avec la présence occasionnelle de fragments désorientés ou renversés de cette espèce. Enfin, la partie supérieure du banc est caractérisée par l'abondance de *Distefanella (Biradiolites) lombricalis* en position de vie, accompagnée de fragments, tandis que *Praetorreites omanensis* et *Durania gaensis* restent peu représentés.

La coupe représentative de la série de Hamla, les niveaux à rudistes et les formations précédentes sont montrés dans la figure ci-dessous :

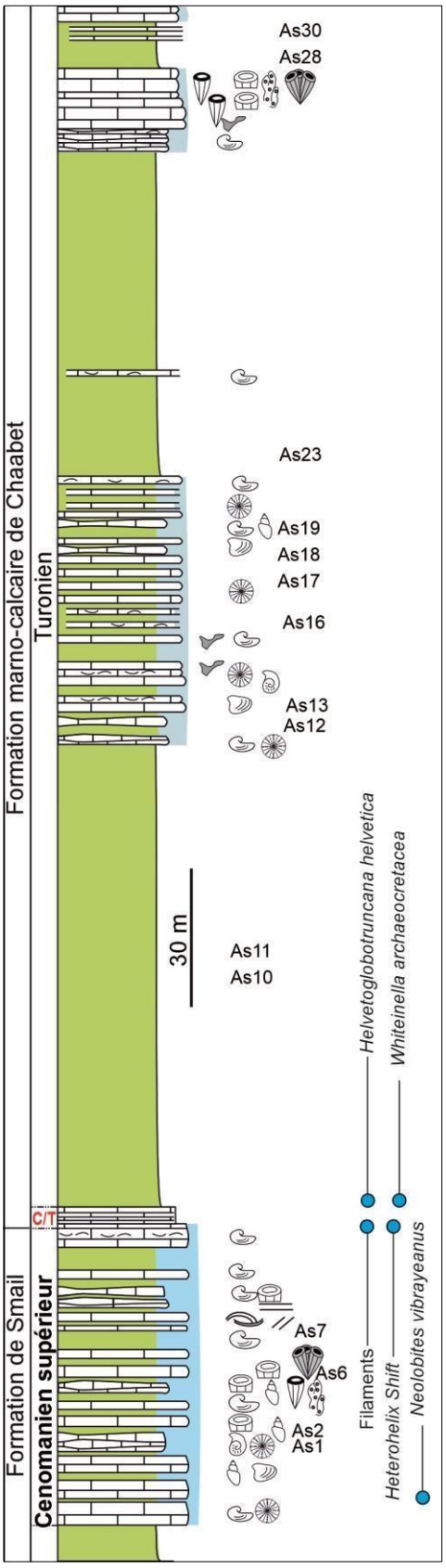


Fig. 27 : Coupe lithostratigraphgique de la série cénomano-turonienne de Hamla.

C- 3. Chronostratigraphie et attributions biostratigraphiques

Formation des Marnes de Smail

La présence d'*Aspidiscus cristatus* ainsi que d'autres faunes associées indique que la base de cette formation est d'âge cénomanien moyen. L'âge cénomanien supérieur non terminal est confirmé par la présence de l'ammonite *Neolobites vibrayeanus*.

Formation Marno-calcaire de Chaabet

L'association microfaunistique, comprenant *Whiteinella archaeocretacea*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Whiteinella* sp., *Muricohedbergella planispera*, *M. delrioensis*, *Heterohelix globulosa* et *Heterohelix* sp., ainsi que la présence des biozones à *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica*, indique le passage C/T à la base de cette formation. L'âge des calcaires à rudistes de la formation marno-calcaire de Chaabet est établi principalement sur la base de la faune rudistique composée d'hippuritidés et de radiolitidés. Cette faune confirme que les calcaires à rudistes appartiennent au Turonien supérieur.

Tableau 3. Corrélation lithostratigraphique et biostratigraphique de la coupe de Hamla.

Formation (du bas vers le haut)	**Espèces / Taxons caractéristiques**	**Biozone reconnue**	**Âge attribué**
Formation marno-calcaire d'El Chaabet	*Vaccinites praegiganteus, V. rousseli, Durania gaensis, Praetorreites omanensis, Distefanella (Biradiolites) lombricalis*	(Turonien sup)	Turonien supérieur
Formation des marnes de Smail (partie sommitale)	*Whiteinella archeocretacea, W. aprica, W. baltica, W. brittonensis, W. praehelvetica, Dicarinella hagni, D. imbricata, Marginotruncana renzi, Heterohelix moremani, H. reussi, Muricohedbergella sp. Helvetoglobotruncana helvetica*	*Zone à Helvetoglobotruncana helvetica* Zone à *Whiteinella archeocretacea*	Cénomanien sup. terminal – Turonien basal
Formation des marnes de Smail (partie médiane)	- *Neolobites vibrayeanus*	Zone à *Neolobites vibrayeanus*	Cénomanien sup. basal
Formation des marnes de Smail (partie basale)	- *Aspidiscus cristatus*	Attribution imprécise (Cénomanien moyen)	Cénomanien moyen

3 - Synthèse biostratigraphique de l'intervalle Albien supérieur-Turonien

L'étude lithostratigraphique nous a permis de distinguer plusieurs formations bien définies stratigraphiquement, on peut ressortir les formations suivantes :

La formation de Tighanimine d'âge Albien supérieur, la formation d'Arris d'âge Cénomanien inférieur et moyen et la formation d'Adahri d'âge Cénomanien supérieur-passage C-T, la formation de Yabous dans la partie nord-orientale des Aurès et les calcaires d'El Chaabet dans les Monts de Batna-Belezma, la géochronologie établie dans le présent travail appuie sur plusieurs biomarqueurs, des biozones à foraminifères planctoniques et des biozones à Ammonites ; de bas en haut on a :

1 - Albien supérieur : Les ammonites collectées sont les suivantes : La Formation de Tighanimine n'a pas fourni de fossiles index, mais elle pourrait être d'âge Albien supérieur tardif (zones *Mortoniceras perinflatum* et *Arrhaphoceras briacensis*), car la base de la Formation d'Arris qui la surmonte est datée avec précision de la zone *Mantelliceras mantelli* du Cénomanien inférieur.

2 – le Cénomanien : les biozones à Ammonites dégagées sont :

Zone à *Mantelliceras mantelli* (Cénomanien inférieur basal).

Limite :

A la base elle est définie par l'apparition de *Mantelliceras manteli*, et au sommet généralement remplacée par l'espèce à *Mantelliceras dixoni* ou *Calycoceras guerangeri*, **Corrélations :**

La biozone à *Mantelliceras manteli* est bien documentée en Afrique du Nord, notamment en Algérie : Dans les Aurès, le Hodna, la région de Constantine, le Tell, etc (Wiedmann, 1979 ; Mendir et *al*., 2019). En Tunisie (Bassoullet et al., 1973 ; Latil et *al*., 2021). Elle y est associée à des alternances de marnes et calcaires contenant des ammonites cénomaniennes tels que : *Mantelliceras manteli, Schloenbachia varians*, *Graysonites*, etc.

Au Maroc, elle est présente dans les bassins de la région de Tarfaya et au Moyen Atlas, dont la zone y est caractérisée par une biodiversité en ammonites cénomaniennes (Ettachfini & Andreu, 2004).

Contenu paléontologique : *Mantelliceras manteli*, *Schloenbachia varians*, *Graysonites africus*, *Cunningtoniceras* sp.

Age : Elle correspond à la base du Cénomanien inférieur, Elle marque une transition nette entre l'Albien terminal et le Cénomanien basal.

Zone d'*Acanthoceras rhotomagense* (Cénomanien moyen inférieur).

La biozone à *Acanthoceras rhotomagense* est une zone bien placée dans la partie moyenne du Cénomanien moyen. Elle correspond à une zone d'intervalle dont la limite inférieure est marquée par l'apparition de *A. rhotomagense*, biomarqueur à large distribution paléogéographique.

Corrélations : La biozone à *Acanthoceras rhotomagense* est présente dans plusieurs régions en Afrique du Nord.

En Algérie, elle est signalée dans les Aurès (Djebel Bouarif, Aouissi et *al*., 2020 ; Djebel Hameimat, Mendir et al., 2020). En Tunisie, la même zone est signalée dans la coupe de Kalaat Senan, où *A. rhotomagense* est accompagné de formes typiques associées du Cénomanien moyen (Philip et *al*., 2007). Au Maroc, bien que la documentation d'*A. rhotomagense* est plus rare, des équivalents biostratigraphiques sont observés au niveau de l'Atlas moyen et oriental, notamment dans les séries à *Mantelliceras* et *Acanthoceras*.

Contenu paléontologique : La biozone est riche en ammonites appartenant au genre *Acanthoceras*, notamment *A. rhotomagense*, D'autres Ammonites souvent associés dans cette biozone tels que : *Cunningtoniceras* sp.,*Mantelliceras mantelli*, *Acanthoceras jukesbrownei*, des coraux scléractiniaires comme l'*Aspidiscus cristatus* sont abondants (Aouissi et al., 2020, Garah et *al*., 2023).

Age : Chronostratigraphiquement, la biozone à *A. rhotomagense* correspond à la partie moyenne du Cénomanien moyen, selon les corrélations internationales avec plusieurs coupes de référence en Europe occidentale (Angleterre, France) et en Afrique du Nord. Cette position stratigraphique est confirmée dans plusieurs études, notamment dans les Aurès, (Aouissi et *al*., 2020) et à Kalaat Senan, (Philip et *al*., 2024) (en Tunisie).

Zone à *Neolobites vibrayeanus* (Cénomanien supérieur inférieur).

Limites : La Zone à *Neolobites vibrayeanus* forme une zone à ammonites du Cénomanien supérieur basal. Elle est définie comme une biozone d'intervalle, caractérisée par la première apparition (FO) de l'espèce *Neolobites vibrayeanus* et se termine à la base de la zone à *Metoicoceras geslinianum*. Elle est donc située au-dessus de la zone à *Acanthoceras jukesbrownei*.

Contenu paléontologique : La zone est dominée par les Engonoceratidae, notamment : *Neolobites vibrayeanus* associée à : *Calycoceras naviculare*, *Metoicoceras* sp. (formes précoces), *Vascoceras gamai*, *Fagesia peroni*, *Pseudaspidoceras* sp. et *Forbesiceras largilliertianum.* Cette zone présente une richesse en : bivalves (*Exogyra*, *Pycnodonte*), et échinodermes (*Heteraster*, *Hemiaster*).

Corrélations : La biozone à *Neolobites vibrayeanus* est bien signalée dans plusieurs coupes en Afrique du Nord : en Algérie ; à Djebel Bouarif (Salmi et Aouissi, 2020), au Sud des Aurès (Garah et *al*., 2023), à Tinhert (Benyoucef et *al*., 2012) ; en Tunisie à Kallat Senan (Amédro et *al*., 2005) et au Maroc (Latil, 2011).

Age : est le début du Cénomanien supérieur (avec la biozone de *Calycoceras naviculare* en Europe). (Amédro, 1992 ; Gale et *al*., 1993 ; Latil, 2011 ; Benyoucef et *al*., 2012).

Zone à *Rotalipora cushmani*.

Une biozone décrite par Borstti (1962) : Cénomanien moyen à supérieur, son sommet coïncide avec l'extinction de l'espèce *Rotalipora* sp. cf. *R. cushmani*, au-dessous de l'évènement anoxique océanique 2. Robaszynski et Caron (1995) ont identifié l'aire de répartition de cette zone du Cénomanien moyen supérieur au Cénomanien supérieur. Bidgood et Simmons (2022) ont réalisé une brève revue des bioévènements et de la biozonation planctonique du Cénomanien et ils ont montré que la première occurrence de *Rotalipora cushmani* a été enregistrée au Cénomanien moyen. Premoli-Silva et Verga (2004) ont divisé cette zone en deux sous-zones (*Rotalipora greenhornensis* et *Dicarinella algeriana*), différenciées par la faible occurrence (LO) de *D. algeriana*. Nous avons enregistré la LO de cette espèce à la base de la Formation d'Arris.

La partie la plus haute de la Formation d'Adahri révèle un *Pseudaspidoceras* indéterminé. L'espèce type, *Pseudaspidoceras footeanum* (Stoliczka), a été initialement décrite dans le sud de l'Inde, où elle se trouve dans le Cénomanien supérieur supérieur

(Gale et al., 2019, p. 182) à un niveau équivalent à la Zone de *Neocardioceras juddii* du Cénomanien supérieur. Robaszynski et *al*., (1993, 2008) ont identifié une Zone de *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* du Cénomanien supérieur le plus élevé en Tunisie centrale. *Pseudaspidoceras* s'étend jusqu'au Turonien inférieur, comme en Tunisie centrale, et le spécimen pourrait être soit du Cénomanien supérieur soit du Turonien basal.

Corrélations : la zone à *Rotalipora cushmani* correspond à une zone standard du domaine téthysien (Robazynski et Caron, 1995) et peut être corrélée à la quasi-totalité de la zone à *Rotalipora cushmani* établie dans les coupes méditerranéennes. Elle a été signalée en Tunisie (Robazynsky et *al*., 1993 ; Luning et *al*., 2004 ; Caron et *al*., 2006 ; Robazynsky et *al*., 2010 ; Soua, 2011 ; Rami et *al*., 2021). Au Maroc (Ettachfini et *al*., 2005 ; Keller et *al*., 2008 ; Jati et *al*., 2010 ; Lebedel et *al*., 2013) ; Egypte (Kassab et Obaidalla, 2001 ; Gertsch et *al*., 2008 ; El-Gammal et Orabi, 2019) ; En Algérie, dans les monts de Mellegue (Benkherouf, 1988 ; Naili et *al*., 1995 ; Rault-Djerrab et *al*., 2014) ; dans l'Atlas Tellien (Ouikene, 2011) ; et dans les Aurès (Bensekhria et *al*., 2019, Garah et *al*., 2023).

Age : il s'étend du Cénomanien moyen supérieur à la fin du Cénomanien (Robazynsky et Caron, 1995).

3 - Passage C-T : Zone à *Whiteinella archaeocretacea*.

Cette biozone a été initialement définie par Bolli (1966) comme une zone de répartition partielle, définie à l'échelle mondiale par l'extinction de toutes les espèces de *Rotalipora* (Caron, 1985 ; Robazynsky et Caron, 1995 ; El-Sabbagh et *al*., 2011 ; Farouk et *al*., 2017).

Présente dans les coupes d'Arris, Bou Arif et Hamla, et elle est caractérisée par l'abondance remarquable de : *Whiteinella* sp. et une modification quasi complète de l'assemblage de foraminifères qui est caractérisé par la prolifération des *Whiteinella*, *Hebergela*, *Globigerinelloides* et *Heterohelix*.

Corrélations : Selon Sigal (1977), cette biozone a été décrite comme la « zone de grosses globigérines ». Dans le domaine téthysien, il marque l'intervalle Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur,

Cette biozone semble être répandu en Afrique du Nord (Sigal, 1952; Dalbiez, 1955; Robaszynski et Caron, 1995; Ayyad et *al*., 1996 ; Nederbragt et Florentino, 1999 ; Luning et *al*., 2004 ; Ettachfini et *al*., 2005 ; Caron et *al*., 2006; Gertsch et *al*., 2008 ; Robaszynski et *al*., 2010 ; Ruault-Djerrab et *al*., 2012 ; Ouikène, 2011 ; Lebedel et *al*., 2013 ; Zaghbib-Turki, 2008 ; Zaghbib-Turki, 2008 et Soua, 2013 ; Slami et *al*., 2018 ; Bensekhria et *al*., 2019 ; El-Gammal et Orabi, 2019 ; Garah et *al*., 2023).

Âge : Cette zone a été précédemment identifiée au Turonien inférieur de la Téthys occidentale (Wonders, 1980). Selon Wonders (1980) et Caron (1985), la zone à *W. archaeocretacea* date du Turonien inférieur, mais ils suggèrent que la première occurence de *W. archaeocretacea* date également du Cénomanien supérieur. Premoli-Silva et Verga (2004) ont indiqué que la zone à *W. archaeocretacea* date du Cénomanien supérieur au Turonien inférieur.

4 – Turonien inférieur à moyen : Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Intervalle de répartition totale d'*Helvetoglobotruncana helvética*.

Occurrences : Nous avons identifié le LO de H. helvetica dans la partie médiane de la Formation Adahri (échantillon db 128) et à la base de la couche supérieure membre de cette même formation.

Elle comprend *Hevetoglobotruncana helvetica*, *Planoheterohelix globulosa*, *Planoheterohelix* sp., *Whiteinella* sp. cf. *W. praehelvetica, W. archaeocretacea*, *W. baltica, W. aprica*, *W. aumalensis, W. brittonensis*, *Dicarinella hagni*, *D. imbricata*, *Praeglobotruncana stephani* et *Praeglobotruncana* sp.

Dans cette zone, une évolution rapide se produit au sein du genre *Marginotruncana*. Il a été observé dans les échantillons Y30 et Y34 de la coupe de Yabous (Benzeroual et al., 2024), en association avec *Marginotruncana marginata* et *M. marianosi*.

Corrélations : *Helvetoglobotruncana helvetica* est observé en Algérie (Ruault-Djerrab et *al*., 2014 ; Slami, 2019 ; Bensekhria et *al*., 2019 ; Garah et *al*., 2023 ; Benzeroual et *al*., 2024) ; en Tunisie (Caron et *al*., 2006) ; au Maroc (Lézin et *al*., 1986) ; en Libye (Barr, 1972) ; en Téthys occidentale (Wonders, 1980) ; et en Téthys centrale (Sigal, 1977 ; Fleury, 1980).

Âge : Cette zone s'étend du Turonien inférieur à la partie moyenne du Turonien moyen (Robaszynski et Caron, 1995). Elle est identifiée dans le domaine téthysien, au-dessus de la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, par la première apparition du genre d'ammonite Watinoceras (Ettachfini et *al*., 2005).

4 - Conclusion :

Après l'étude lithostratigraphique de trois coupes : Arris, Bou Arif et Hamla, on peut ressortir les résultats suivants :

Les formations étudiées, allant de l'Albien supérieur au Coniacien inférieur, sont composées des formations suivantes : la Formation de Tighanimine, d'Arris, la Formation d'Adahri (membres inférieur et supérieur), la Formation de Yabous (membres inférieur et supérieur) et la Formation des calcaires d'El Chaabet. Les conditions d'affleurement et la continuité des fossiles permettent d'identifier plusieurs biozones à foraminifères et Ammonites significatives.

Les cinq zones établies pour le Cénomanien supérieur et le Turonien supérieur ont leurs équivalents dans d'autres régions de l'échelle standard téthysiennes. La figure 28 résume les travaux réalisés en corrélant nos résultats avec d'autres provinces :

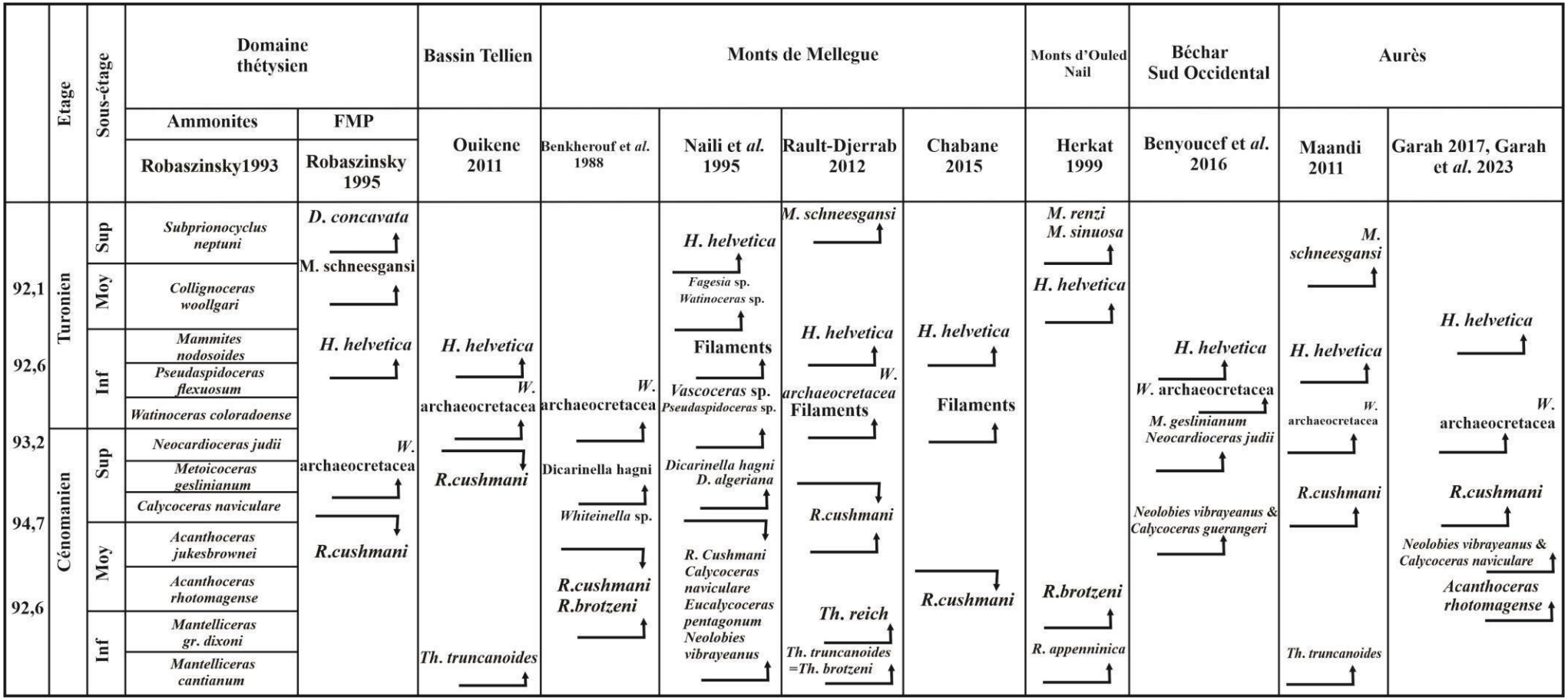


Fig. 28 : Répartition des ammonites et de foraminifères planctoniques dans plusieurs domaines paléogéographiques en Algérie, (Benkherouf et al., 1988 ; Robazinsky, 1993 ; 1995 ; Naili et al., 1995 ; Herkat, 1999 ; Ouikene 2011 ; Maandi, 2011 ; Rault-Djerrab et al., 2012 ; Chabane 2015 ; Benyoucef et al., 2016 ; Garah 2017) et complétée, de l'intervalle Cénomanien-Turonien et comparaison avec les biozones standards de foraminifères planctoniques et d'ammonites du domaine téthysien.

CHAPITRE 3 :

Analyse sédimentologique

1 - Introduction

Les études sédimentologiques, micro- et macrofaciologiques menées dans la succession du Cénomanien supérieur–Turonien inférieur des Aurès et des Monts de Bellezma apportent de nouvelles contraintes sur l'évolution du paléoenvironnement, du paléoclimat et de la paléogéographie de cette zone. L'approche adoptée repose sur l'identification et l'association des principaux microfaciès sédimentaires types, afin de préciser les environnements de dépôt et leurs caractéristiques, et de proposer une modélisation cohérente du système sédimentaire. Ces résultats contribuent à une meilleure compréhension de l'évolution des bassins sédimentaires et permettent d'esquisser une reconstitution paléogéographique de la région étudiée.

2 - Description des microfaciès types

L'analyse microfaciologique détaillée des trois coupes étudiées a permis de distinguer les principaux microfaciès caractéristiques des dépôts d'âge C/T. Plus d'une centaine d'échantillons ont été examinés en lames minces, révélant les résultats suivants :

2 - 1 – Coupe d'Arris

L'étude façiologique (lithofaciès, microfaciès et biofaciès) des échantillons de la coupe d'Arris a permis d'identifier dix microfaciès types (MT-Ar 1 à 10), regroupés en trois associations de faciès (AF 1 à 3) :

(i) des faciès de plate-forme externe et de talus (AF 1 : MT-Ar 1-5 ; cf. Flugel, 2004) (ii) des faciès subtidaux peu profonds, en contexte marin ouverte à semi-restrictif, correspondant à la plate-forme moyenne à interne (AF 2 : MT-Ar 6–9); (iii) des faciès pélagiques de bassin profond (AF 3 : MT-Ar 10).

2 - 1 – 1 - Description des microfaciès types

Voici une description détaillée des différents microfaciès identifiés (MT-Ar) :

MT-Ar 1 (Figs. 29A, B) se caractérise principalement par un packstone/wackestone à grains fins et une une matrice micritique, présentant localement une texture de type floatstone. La faune est dominée par des bivalves à coquille mince, rarement épaisse, associés à des échinodermes, des fragments de crinoïdes (principalement des roveacrinides), des foraminifères planctoniques et de nombreuses épines d'échinodermes. Des sépulides et

des intraclastes (jusqu'à 1,5 cm) sont parfois observés, ainsi que des remplissages géopétaux préservés sous les coquilles. La stratification est inclinée vers ces remplissages (Figs. 29A, B). Certaines coquilles présentent des microperforations. À l'intérieur de ce faciès, on distingue de fines intercalations (1 à 2 cm) constituées de grainstone/floatstone/rudstone à gros bioclastes de bivalves (Fig. 29C), correspondant au MT-Ar 2.

MT-Ar 2 (Figs. 29C, D) montre un assemblage désordonné de coquilles, incluant de nombreux échinodermes, gastéropodes, foraminifères benthiques et restes de crinoïdes (principalement des roveacrinides). La limite inférieure avec le MT-Ar 1 est bien marquée (Fig. 29C). Localement, des lamines ondulées et irrégulières formées par le MT-Ar 1 apparaissent au sein du MT-Ar 2 (Fig. 29D).

MT-Ar 3 (Fig. 29E) est constitué d'un mudstone à fines lamines, avec une matrice micritique renfermant des bioclastes, parmi lesquels figurent des bivalves à coquille très mince (« filaments »), des crinoïdes pélagiques (exclusivement des roveacrinides), des foraminifères planctoniques et quelques calcisphères. Ce microfaciès montre par ailleurs des traces de bioturbation indistinctes.

MT-Ar 4 (Figs. 29F, G) correspond à un wackestone microbioclastique finement lité. Les bioclastes incluent fréquemment des calcisphères, des foraminifères planctoniques, des filaments, des roveacrinides, ainsi que des fragments isolés d'échinodermes et de crinoïdes (coupes désarticulées, plaques brachiales, columnes), associés à d'autres débris indéterminés. La stratification est localement inclinée par rapport aux remplissages géopétaux sous les coquilles (Fig. 29F). Ce faciès renferme également de petits intraclastes micritiques et bioclastiques, atteignant quelques millimètres.

Dans la partie supérieure du membre inférieur de la Formation d'Arris (au-dessus d'un intervalle d'environ 375 m), un changement marqué affecte l'évolution des microfaciès carbonatés. Cette transition, matérialisée par une augmentation nette de la proportion de calcaire aux dépens des marnes (Fig. 8), traduit une modification significative des conditions sédimentaires.

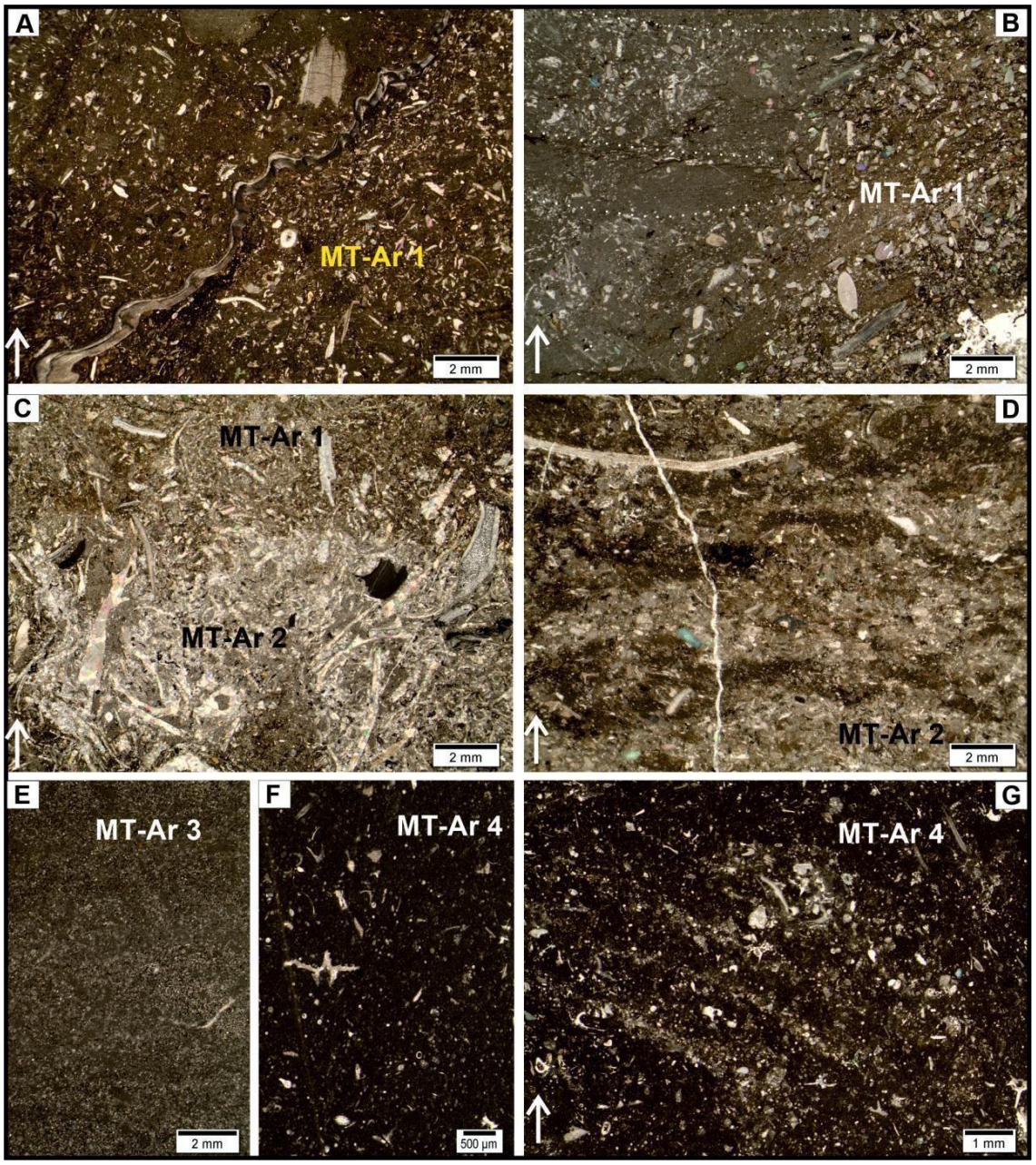


Fig. 29. Microfaciès types (MT-Ar 1-4) de la partie inférieure du membre inférieur de la Formation de Calcaire marneux d'Arris. Les flèches indiquent l'orientation des échantillons.A-B : Packstone/wackestone bioclastique (MT-Ar 1). La ligne en pointillés souligne la stratification fine des sédiments. Inclinaison visible des couches par rapport à la stratification et à l'orientation de l'échantillon (photo B). Échantillons DB17 et DB109. C-D : Grainstone/floatstone/rudstone bioclastique à bivalves (MT-Ar 2). Échantillons DB15 et DB32. E : Mudstone/wackestone pélagique perforé (MT-Ar 3). Échantillon DB21. F-G : Wackestone microbioclastique perforé (MT-Ar 4). Échantillons DB34 et DB108.

MT-Ar 5 (Fig. 30A) se caractérise par une matrice calcaire jaunâtre renfermant un grainstone/floatstone/packstone bioclastique grisâtre, dominé par des coquilles épaisses de bivalves, plus rarement minces, associées à des gastéropodes et à des huîtres. Les coquilles

sont généralement remplies de micrite grise, identique à la matrice observée dans le MT-Ar 6 (Fig. 30A). Dans certains échantillons, ce microfaciès présente des structures irrégulières, correspondant probablement à des intercalations ou à des fragments centimétriques remaniés, ainsi qu'à des clastes enchâssés dans une matrice similaire à celle des MT-Ar 1 et MT-Ar 4 (Fig. 30A). De petits intraclastes micritiques (jusqu'à 0,5 cm) sont également fréquents. Dans la partie supérieure du membre inférieur, le faciès évolue vers un packstone/floatstone lumachellique, plus rarement un grainstone riche en bioclastes (échinodermes, débris de bivalves et d'huîtres ; Figs. 30B, C). La matrice comparable à celle des MT-Ar 1 et MT-Ar 4 devient rare et peu développée. Des spongiaires et des sépulides sont parfois présents. Par ailleurs, une stratification oblique, soulignée par des coquilles minces de bivalves, est localement visible dans les accumulations coquillières (Fig. 30C).

MT-Ar 6 apparaît dans les échantillons prélevés entre ~440 et ~495 m (Fig. 8). Il correspond à un floatstone gris à bivalves et gastéropodes (Figs. 30D, E). Ce microfaciès est dominé par des coquilles de bivalves, d'huîtres et de gastéropodes, tandis que les bioclastes d'autres organismes sont sporadiques. La matrice et les remplissages coquilliers sont constitués de mudstone (micrite). Les coquilles peuvent être disposées parallèlement ou de façon désordonnée (Fig. 30D). On y observe des bivalves à coquille mince (« filaments ») et, plus rarement, des coquilles épaisses (Fig. 30E). De rares microperforations affectent certaines coquilles.

MT-Ar 7 (Figs. 30E, F) correspond à un mudstone riche en bivalves à coquille mince, accompagné de fins bioclastes, de foraminifères benthiques et de nombreuses structures de bioturbation. Le sédiment montre par ailleurs des traces d'oxydation légère.

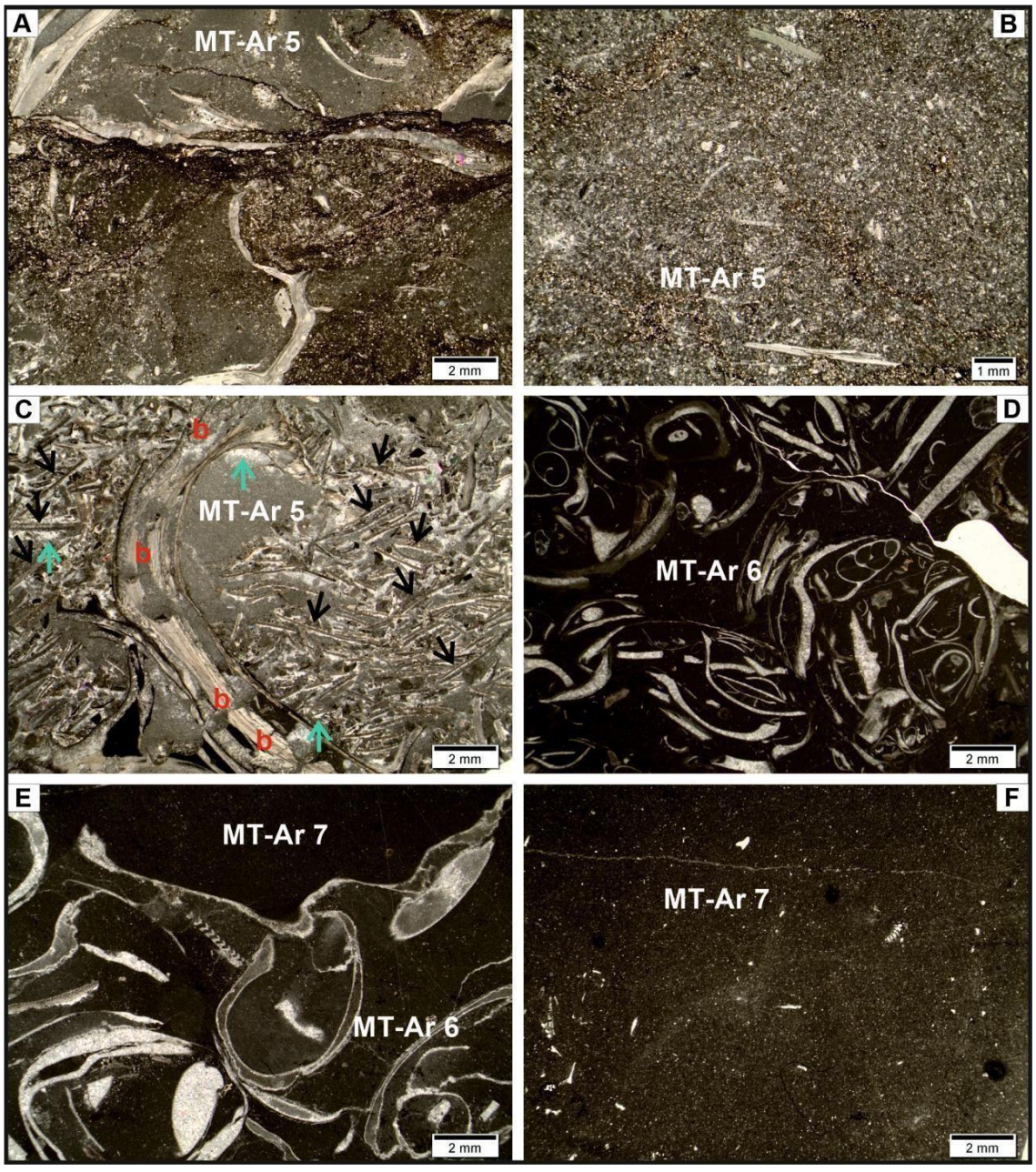


Fig. 30. Microfaciès types (MT-Ar 5–7) de la Formation d'Arris : partie supérieure du membre inférieur (A–B) et membre supérieur (C-F). A : Grainstone/floatstone/packstone bioclastique à bivalves (MT-Ar 5), montrant des clastes ou intercalations irrégulières au sein du MT-Ar 4. Échantillon DB47. B-C : Floatstone/packstone bioclastique à bivalves (MT-Ar 5). Les flèches vertes indiquent des remplissages géopétaux ; les flèches noires soulignent l'arrangement oblique des coquilles. Noter la présence de microperforations (b). Échantillons DB72 et DB92. D-E : Floatstone/wackestone bioclastique à bivalves et gastéropodes (MT-Ar 6). Échantillons DB76 et DB95. F : Mudstone à fins bioclastes et structures de bioturbation (MT-Ar 7). Échantillon DB98.

MT-Ar 8 (Figs. 31A, B) correspond à un wackestone bioclastique dominé par des foraminifères benthiques. Il renferme également des gastéropodes, des bivalves à coquille mince, des échinodermes et divers autres bioclastes accessoires.

MT-Ar 9 (Figs. 31C, D) est représenté par un packstone/grainstone à foraminifères benthiques et à éléments péloïdaux. Ce microfaciès, identifié dans le membre inférieur de la Formation d'Adahri, apparaît probablement en lien avec la prédominance des niveaux calcaires vers ~685 m (Fig. 3). Il se compose d'un packstone/grainstone gris à jaunâtre, à grains fins, caractérisé par l'abondance de foraminifères benthiques, principalement des miliolides, associés à des péloïdes de forme ovale ou irrégulière, dans une matrice micritique ou sparitique (Figs. 31C, D). Les autres bioclastes sont sporadiques et comprennent de petits fragments d'échinodermes, de bivalves et d'algues vertes (Fig. 31C).

MT-Ar 10 (Figs. 31E, F) provient d'une fine couche calcaire stratifiée de la partie supérieure de la Formation d'Adahri, au-dessus de l'intervalle de ~685 m (Fig. 8). Ce microfaciès correspond à un wackestone à foraminifères et calcisphères. Les constituants dominants sont des foraminifères planctoniques, principalement du genre Hedbergellidae, associés à de nombreuses calcisphères. Des fragments d'oursins complètent l'assemblage bioclastique.

2 - 1 - 2 - Analyse paléoenvironnementale de la coupe d'Arris

Les microfaciès types identifiés (MT-Ar 1 à 10) ont été regroupés en trois principales associations de faciès (AF 1 à 3) : deux associations de faciès calcaréo-marneux bioclastiques (AF 1 et AF 2) et une association dominée par des calcaires bioclastiques (AF 3 ; Fig. 32).

L'AF 1 est reconnu dans deux intervalles (Fig. 32). Le premier correspond à la partie supérieure de la Formation de Tighanimine (Albien supérieur, à partir d'environ ~165 m) et à la partie inférieure de la Formation d'Arris (jusqu'à ~445 m ; Cénomanien inférieur). Le second, d'épaisseur nettement plus réduite, est observé dans la partie sommitale de la Formation d'Arris (vers ~635-650 m).

L'AF 2 caractérise la partie supérieure de la Formation d'Arris (entre ~445 et ~635 m ; Cénomanien moyen à supérieur) ainsi que la base de la Formation d'Adahri (vers ~650-685 m).

L'AF 3 correspond à la partie supérieure de la Formation d'Adahri (jusqu'à ~705 m ; Cénomanien supérieur–Turonien).

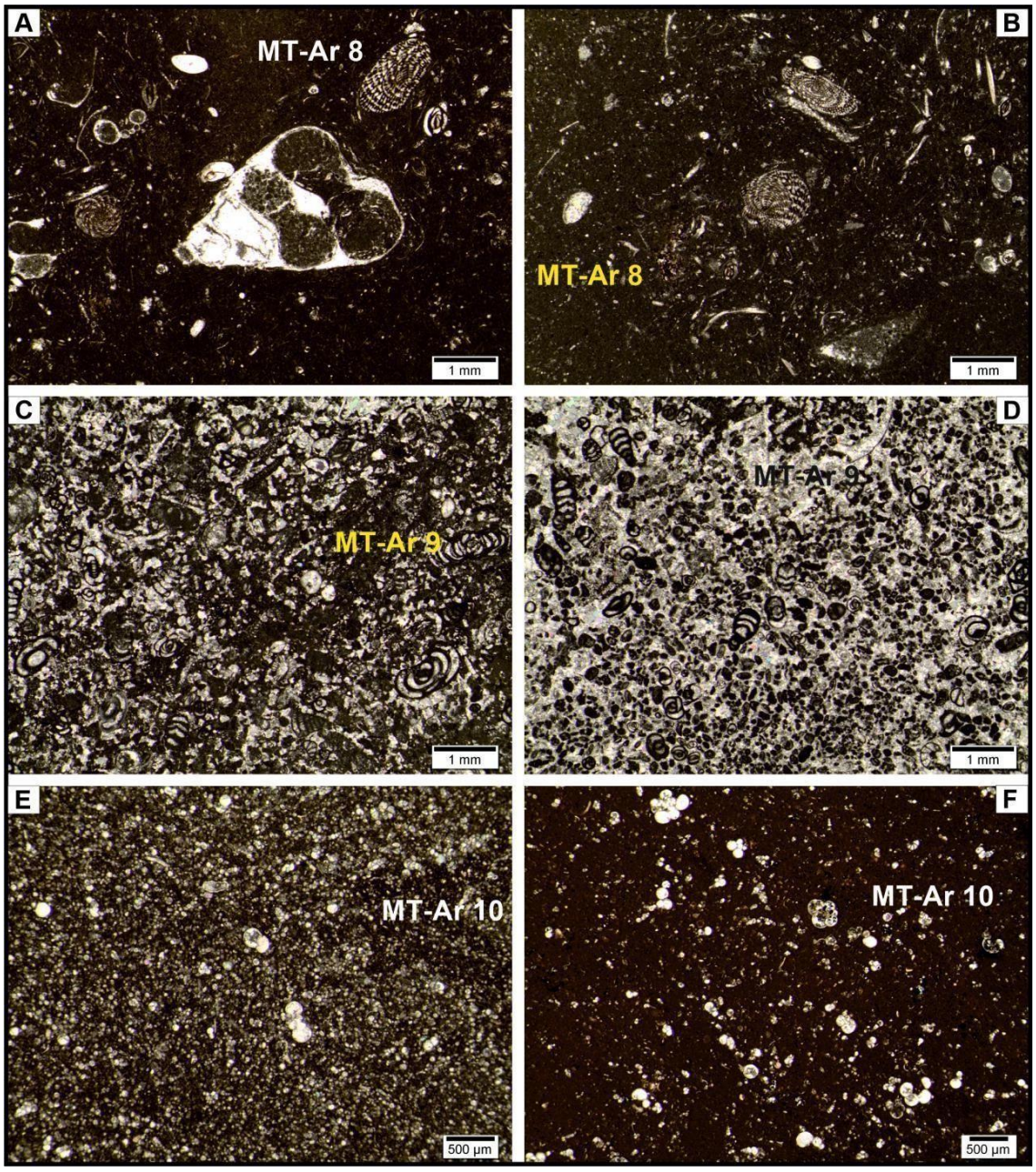


Fig. 31. Microfaciès types (MT-Ar 8–10) provenant de la partie supérieure de la Formation d'Arris (A-B) et de la Formation d'Adahri (C-F). (A-B) Wackestones bioclastiques à foraminifères benthiques (miliolides) et grands foraminifères (Sellialveolina (Pseudedomia) drorimensis). Échantillon DB 105. (C-D) Packstones/grainstones à foraminifères et péloïdes, dominés par des foraminifères benthiques calcaires, principalement des miliolides, dont *Nummoloculina* sp. (C) et *Pseudorhapydionina* sp. Échantillon DB 116. (E-F) Wackestones à foraminifères et calcisphères pélagiques, caractérisés par l'abondance de foraminifères planctoniques, principalement des Hedbergellidae (dont *Whiteinella* sp.). Échantillons DB 120 et DB 124.

La figure ci-dessous, montre l'agencement vertical des microfaciès types et les associations de faciès le long de la série analysée.

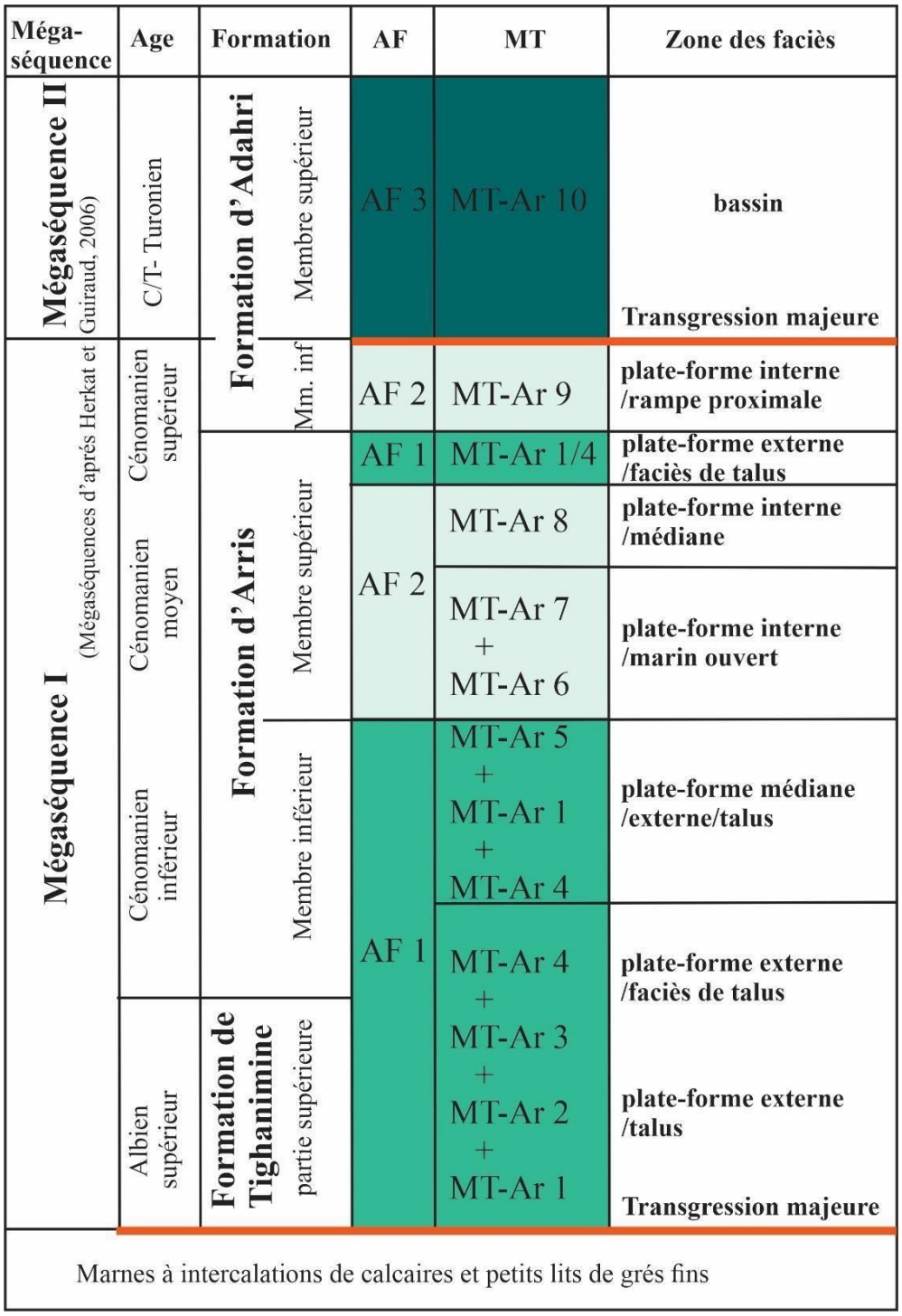


Fig. 32. Répartition verticale des associations de faciès (AF 1–3), des microfaciès types (MT-Ar 1–10) et des zones de faciès (cf. Flügel, 2004) dans la coupe d'Arris, en relation avec les formations lithostratigraphiques et les mégaséquences (I et II ; d'après Herkat et Guiraud, 2006).

La transgression de l'Albien supérieur et du Cénomanien inférieur (Herkat et Guiraud, 2006) entraîne un approfondissement généralisé des bassins et recouvre les zones jusque-là émergées. Dans la région des Aurès, les dépôts associés sont majoritairement carbonatés. Le bassin aurésien se distingue par une sédimentation complexe, caractéristique d'un bassin marin ouvert.

À Arris, un bassin marin se développe sur des blocs basculés vers le sud-ouest. Il présente au sud (Ziban) des faciès de plate-forme qui s'approfondissent progressivement vers le nord-est (Yabous), traduisant une sédimentation de type plate-forme/talus (AF 1 et AF 2).

La transgression se poursuit au Cénomanien supérieur et se marque notamment par l'événement à *Neolobites vibrayeanu*s.

Au passage C/T, une transgression plus marquée encore que celle du Cénomanien provoque l'installation de faciès à caractère pélagique et anoxique, représentés par les black shales de la Formation d'Adahri (AF 3).

2 - 2 – Coupe de Fesdis

2 - 2 – 1 - Description des microfaciès types

L'étude microscopique des dépôts cénomano-turoniens de la coupe de Fesdis a permis d'identifier neuf microfaciès types (MT-Ba 1–9), regroupés en trois associations de faciès (AF 1–3). Celles-ci traduisent :

AF 1 : faciès de plateforme externe et de talus (MT-Ba 1 et 2).

AF 2 : faciès de zone subtidale peu profonde, marine ouverte à localement restrictive, de plateforme moyenne à interne (MT-Ba 3, 4, 5, 8 et 9).

AF 3 : faciès de zone pélagique, en domaine marin profond (MT-Ba 6 et 7).

MT-Ba 1 – Packstone/wackestone bioclastique à bivalves et échinodermes. Ce microfaciès se dépose au-dessus des marnes à oursins et à huîtres. Il se caractérise par l'abondance des annélides (Fig. 33A), associés à des huîtres, des bryozoaires, des échinides (radioles d'oursins, plaques d'échinodermes ; Fig. 33B), des débris d'ostracodes, d'algues calcaires et de rares foraminifères benthiques (Lituolidés, *Pseudolituonella* sp.). La texture

dominante est le wackestone, avec 20–25 % d'éléments figurés. Les annélides constituent le groupe microfaunistique le plus abondant, en association avec les huîtres. Le ciment contient des pointements pyriteux et quelques calcisphères.

MT-Ba 2 – Floatstone/rudstone bioclastique à bivalves. Ce microfaciès, observé dans la première formation, présente une tendance plus ou moins carbonatée. De texture packstone, il contient 15–20 % d'éléments figurés. Il est marqué par la richesse en lamellibranches et en rudistes. Des algues sont également signalées. La microperforation est intense, avec désintégration partielle des bivalves. Certains débris sont dissous ou perforés et ensuite comblés par des cristaux de dolomie. Le ciment est dolomicritique, et la glauconie est présente de façon discrète.

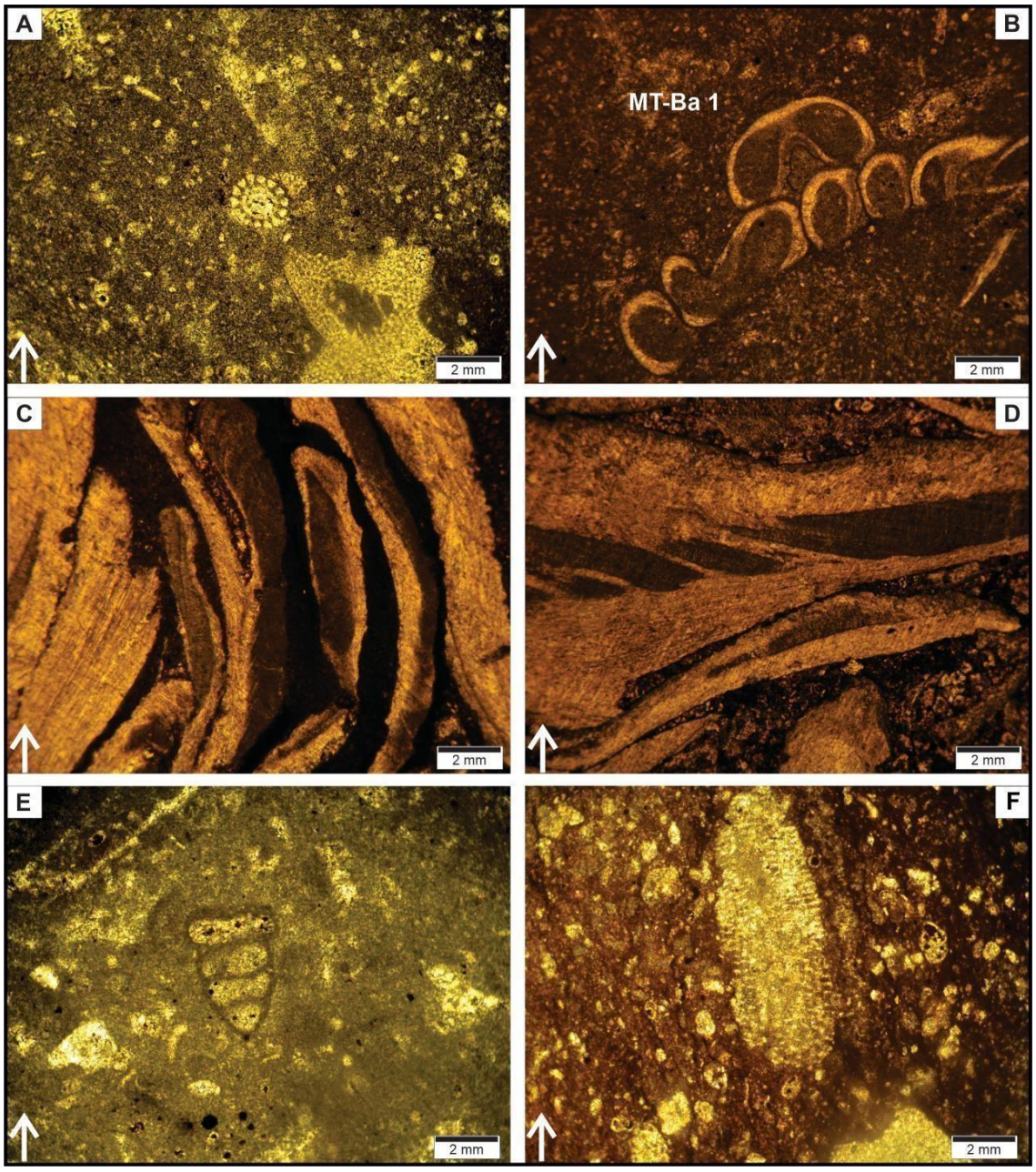


Fig. 33. Microfaciès types (MT-Ba 1-3) de la partie inférieure du membre inférieur de la Formation des Calcaires Marneux d'Arris et du membre inférieur de la Formation d'Adahri. Les flèches indiquent l'orientation des échantillons. A–B, Packstone/wackestone bioclastique (MT-Ba 1). La figure A illustre des sections d'échinodermes et de fins bioclastes ; la figure B montre une bioturbation intense due aux annélides. Échantillon 5. C-D, Grainstone/floatstone/rudstone bioclastique à bivalves (MT-Ba 2). La figure C met en évidence des micro-perforations sur des coquilles d'huîtres. Échantillons 17 et 25. E-F, Mudstone/wackestone bioclastique à foraminifères benthiques (MT-Ba 3). La figure E présente, au centre, une section de foraminifère benthique (*Pseudolutionella* sp.), tandis que la figure F montre un autre fragment du même taxon. Échantillon 20.

MT-Ba 3. Mudstone/wackestone calcaire bioclastique à foraminifères benthiques. Il s'agit d'une bio-micrite à rares pellets, riche en bioclastes et en foraminifères benthiques tels que les Lituolidés et *Pseudolutionella* sp. (Figs. 33E–F), associés à de rares ostracodes. Des calcisphères à remplissage micritique sont également présents, accompagnés de quelques grains de pyrite bien individualisés. Le faciès est légèrement bioturbé et contient localement de grands débris de lamellibranches.

MT-Ba 4. Packstone à rudistes et bryozoaires. Ce microfaciès est dominé par des rudistes, associés à des bryozoaires, des algues, des échinodermes et des bivalves (Figs. 34A–B). Une recristallisation affecte une partie de ces bioclastes. La matrice est sombre, modérément bioturbée, et renferme une abondance notable de fragments bioclastiques.

MT-Ba 5. Wackestone biomicritique à ostracodes et foraminifères benthiques. Ce microfaciès, identifié dans les niveaux sommitaux du Cénomanien supérieur, est une biomicrite à ostracodes et Lituolidés abondants, avec des bivalves, de nombreux débris de bryozoaires et d'échinodermes. Des algues sont également présentes localement. La bioturbation est intense. L'échantillon 25 présente une texture packstone, avec des Miliolidés, des ostracodes et plusieurs foraminifères benthiques, dont *Nummoloculina heimi*, *Pseudorhapydionina casertana* et *Cuneolina* sp. Le faciès est légèrement laminé et ferruginisé (Figs. 34C–D). Le bioturbat représente environ 20 % du sédiment.

MT-Ba 6. Packstone à foraminifères planctoniques. Ce microfaciès est observé dans les niveaux du passage Cénomanien supérieur–Turonien inférieur, correspondant à l'événement anoxique océanique OAE2. Il se caractérise par une abondance de foraminifères planctoniques, dont *Dicarinella* sp., *Muricohedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix globulosa*, *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella* sp., *W. baltica*, *W. praehelvetica*, *W. archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica* (Figs. 34E–F). Des foraminifères benthiques (Nodosaridés), des calcisphères et des ostracodes sont également présents. On note aussi la présence de filaments ainsi que de glauconie. Les éléments figurés représentent environ 50–55 % du volume. La ferruginisation est marquée.

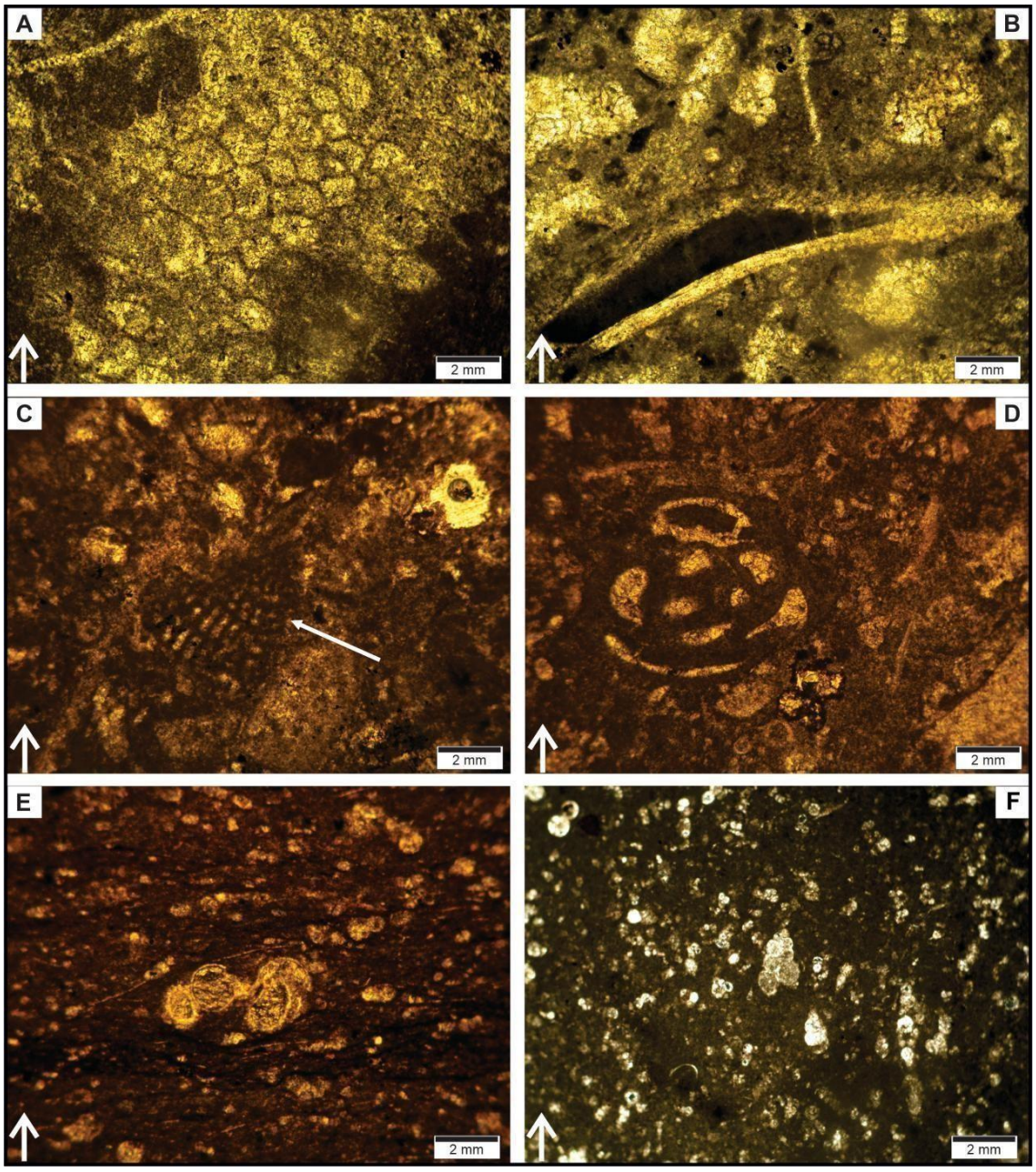


Fig. 34. Types de microfaciès (MT-Ba 4 à 6) de la partie supérieure du membre supérieur de la Formation d'Arris et de la Formation d'Adahri. A, Packstone bioclastique à rudistes et bryozoaires (MT-Ba 4). Ce microfaciès se caractérise par une abondance de bioclastes de morphologie irrégulière (B) et de bryozoaires (A). Échantillon 26. C-D, Packstone/wackstone bioclastique à foraminifères benthiques (MT-Ba 5). La flèche blanche signale la présence de *Cuneolina* sp. (C), tandis que (D) illustre un autre taxon benthique : *Miliolidae* sp. Échantillon 27. E-F, Packstone à filaments et foraminifères planctoniques (MT-Ba 6) de la partie supérieure de la Formation d'Adahri. Échantillons 29 et 30. (E) met en évidence des lamines sombres riches en matière organique oxydée, alternant avec des lamines claires dominées par des foraminifères planctoniques (notamment *Whiteinella archaeocretacea*) ; (F) illustre la présence de *Heterohelix* sp. au centre du champ.

MT-Ba 7. Microfaciès biomicritique à texture packstone, marqué par l'abondance de calcisphères (Fig. 35A) et l'association de foraminifères planctoniques (*Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp.), accompagnés de rares foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp.). Ce faciès, sombre et enrichi en matière organique, est très pauvre en filaments et en bioclastes.

Le niveau 36 est comparable à l'échantillon 33, mais se distingue par une plus forte représentation des foraminifères planctoniques, notamment des Hétérohélicidés, au détriment des calcisphères. La texture évolue vers un wackstone, dominé par *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp., et *Helvetoglobotruncana helvetica* (Fig. 35B).

MT-Ba 8. Microfaciès calcaire biomicritique de texture packstone, dominé par des foraminifères benthiques tels que *Pseudolituonella* sp., *Pseudorhapydionina* sp., et *Spirocyclina* sp. Ceux-ci sont associés à des lamellibranches, des Lituolidés abondants, des calcisphères et des ostracodes, le plus souvent fragmentés. Ce microfaciès, qui constitue le premier niveau du membre supérieur de la formation de Yabous, présente localement une ferruginisation de la matrice.

MT-Ba 9. Ce type de microfaciès est observé dans les derniers bancs de la coupe. De texture packstone à wackstone, il renferme des crinoïdes et de nombreux Miliolidés, en association avec d'autres foraminifères benthiques tels que *Pseudolituonella* sp., *Cuneolina* sp. et *Dicyclina* sp. Vers le sommet (échantillon 39-2), la microfaciologie devient plus fine, évoluant vers un mudstone dominé par des foraminifères planctoniques (Marginotruncana sp., Heterohelix sp., Whiteinella sp.), accompagnés de formes benthiques comme *Textularia* sp.

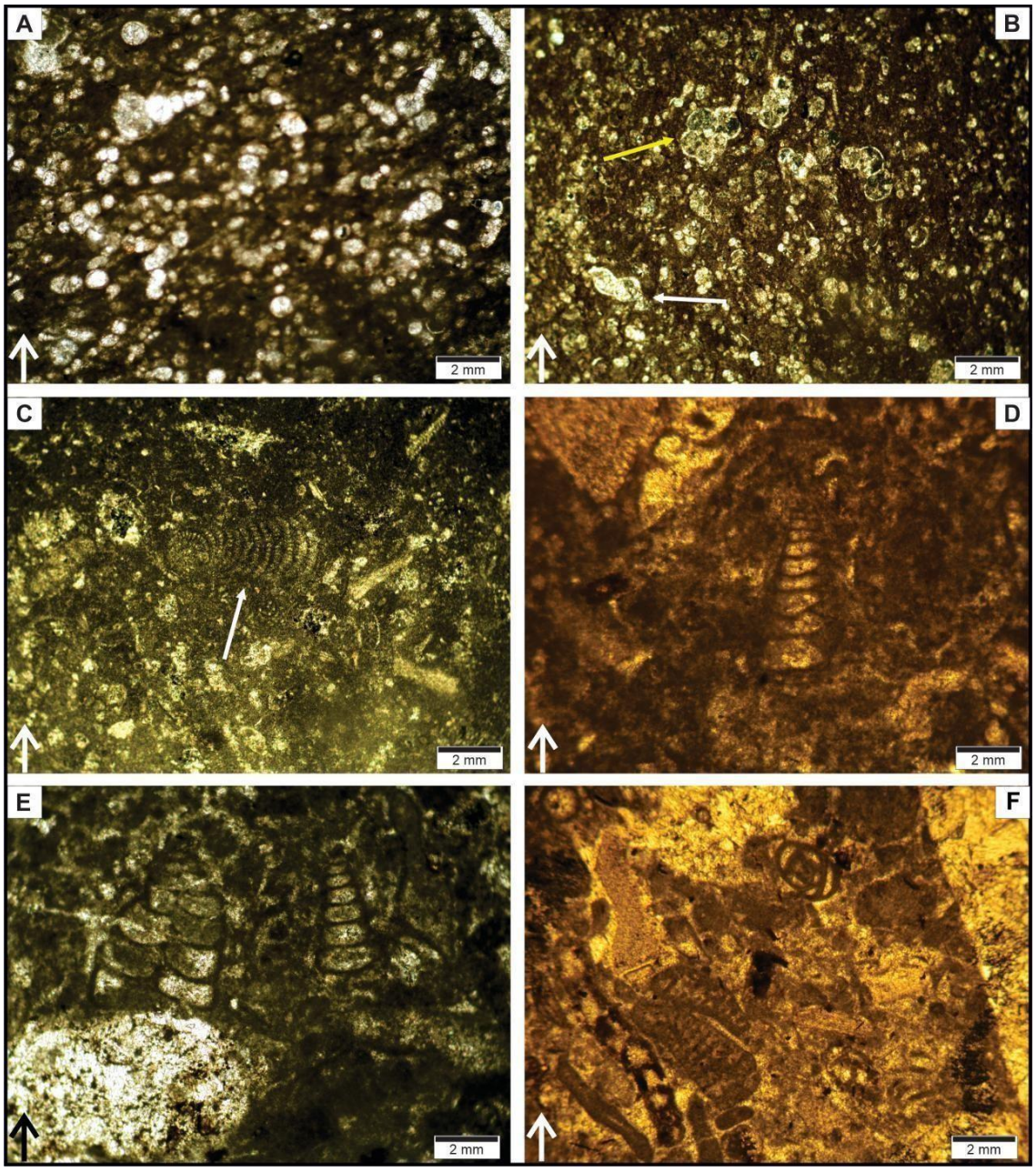


Fig. 35. Microfaciès types de la partie supérieure de la Formation d'Arris (A-B), de la Formation d'Adahri, et des calcaires de Yabous (MT-Ba 7 à 9). A-B, Packstone calcaire en plaquettes à foraminifères planctoniques et calcisphères (A, échantillons 33 et 36). (B) : la flèche jaune indique le foraminifère planctonique *Muricohedbergella planispera*, tandis que la flèche blanche signale *Helvetoglobotruncana helvetica*. C-D, Packstone à foraminifères benthiques, dominé par *Spirocyclina* sp. (C, flèche blanche) et *Textularia* sp. (D). Échantillons 37 et 38. E-F, Wackestone/packstone à foraminifères benthiques, principalement *Pseudolituonella* sp. (E) et *Miliolidae* sp. (F). Échantillon 39-2.

2 – 2 - 2 – Analyse paléoenvironnementale de la coupe de Bou Arif

Les microfaciès types identifiés (MT-Ba 1 à 9) se regroupent en trois principales associations de faciès (AF 1 à 3) : deux associations dominées par des calcaires bioclastiques (AF 1 et AF 2) et une association caractérisée par des dépôts pélagiques à hémipélagiques (AF 3 ; Figs. 16 et 36).

- **AF 1** a été reconnue dans deux intervalles (Figs. 16 et 36). Le premier correspond au membre inférieur de la Formation d'Arris (Cénomanien, ~30 m), et le second au membre inférieur de la Formation d'Adahri, jusqu'à environ 20 m de hauteur, couvrant le passage Cénomanien–Turonien.

- **AF 2** regroupe la partie supérieure de la Formation d'Arris (Cénomanien supérieur, ~20 m) ainsi que la partie inférieure de la Formation d'Adahri (environ 15 m).

- **AF 3** correspond à la partie supérieure de la Formation d'Adahri (jusqu'à ~15 m), datée du Cénomanien supérieur–Turonien.

En conclusion, l'analyse microfaciologique détaillée de la région de Batna met en évidence une diversité de faciès carbonatés et marneux. L'étude de la série de Dj. Bou Arif a permis de distinguer trois associations de faciès aux caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques spécifiques. Les AF 1 et AF 2, dominées par des formes benthiques, traduisent des environnements de plate-forme interne à externe. En revanche, l'AF 3, de nature pélagique à hémipélagique, témoigne d'une transgression majeure enregistrée au passage Cénomanien–Turonien.

Globalement, ces dépôts indiquent un milieu marin profond, relativement calme et protégé, caractérisé par des conditions de faible teneur en oxygène, oscillant entre dysaérobie et anoxie.

L'agencement vertical des microfaciès types et des associations de faciès le long de la coupe de Bou Arif sont représentés dans la figure 36.

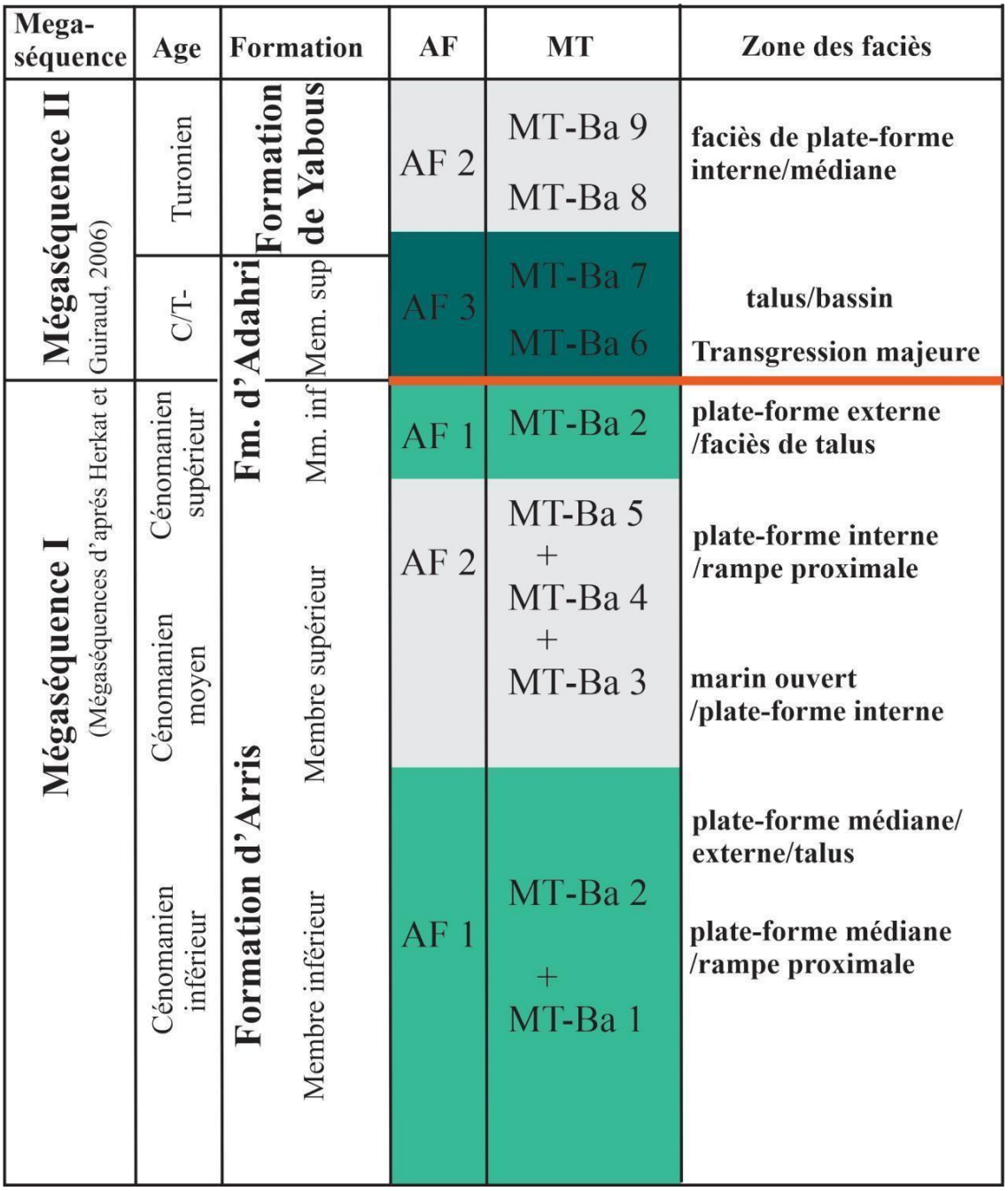


Fig. 36. Répartition des associations de faciès (AF 1, AF 2 et AF 3), des microfaciès types (MT-Ba 1 à 9) et des zones de faciès (d'après la classification de Flügel, 2004), en relation avec les formations lithostratigraphiques et les mégaséquences reconnues dans la coupe de Bou Arif (Mégaséquences I et II ; modifié d'après Herkat et Guiraud, 2006).

2 - 3 – Coupe de Hamla

L'étude faciologique (lithofaciès, microfaciès et biofaciès) réalisée à partir des lames minces analysées le long de la coupe de Hamla a permis de reconnaître 11 microfaciès types (MT 1 à 11), regroupés en quatre associations de faciès (AF 1 à 4) :

- **AF 1** : faciès de zone subtidale peu profonde, de plate-forme interne à moyenne, en contexte marin ouvert à légèrement restrictif (MT 1, 2, 3, 4, 7 et 9 ; cf. Flügel, 2004).
- **AF 2** : faciès de zone pélagique, correspondant à un bassin marin profond (MT 5).
- **AF 3** : faciès de plate-forme externe et de talus (MT 6 et 8).
- **AF 4** : faciès de barrière récifale (MT 10 et 11).

2 – 3 - 1 – Description des microfaciès types

MF-Ha 1– Grainstone à algues et rudistes. Ce microfaciès correspond à un calcaire biomicrosparitique de texture grainstone, observé dans les niveaux basaux de la coupe de Hamla. Les éléments figurés, disposés de manière désordonnée, comprennent des débris d'algues vertes, des fragments de rudistes, ainsi que des foraminifères benthiques unisériés et des Textulariidés. De rares pellets sont également présents. La micritisation est fréquente autour des grains. Plusieurs fragments de rudistes et d'huîtres présentent des perforations (bioturbation) et sont souvent recristallisés. Ce microfaciès est répété dans plusieurs bancs de la coupe.

MF-Ha 2– Floatstone/packstone à lamellibranches. Les bancs calcaires métriques montrent un microfaciès dominé par de grands lamellibranches fragmentés, associés à de rares rudistes, ostracodes et pellets. Les éléments figurés, en particulier les coquilles de bivalves, sont généralement recristallisés ; certaines coquilles de lamellibranches présentent des perforations attribuées à des spongiaires. L'ensemble des éléments est disposé de façon désordonnée. La texture est principalement de type packstone, avec un liant microsparitique. Le sédiment montre une ferruginisation modérée.

MF-Ha 3 – Biomicrite à grands fragments de bivalves et foraminifères benthiques. Ce microfaciès, sombre et micritique, présente une texture packstone à wackstone. Les éléments figurés sont essentiellement organogènes : grands tests épais de lamellibranches (notamment huîtres), foraminifères benthiques de petite taille (par ex. *Textulariella* sp.), ainsi que quelques algues calcaires, pellets et autres débris organogènes. La dissolution et la compaction sont marquées. Ce microfaciès est fréquemment fracturé et parcouru par un réseau de microfractures.

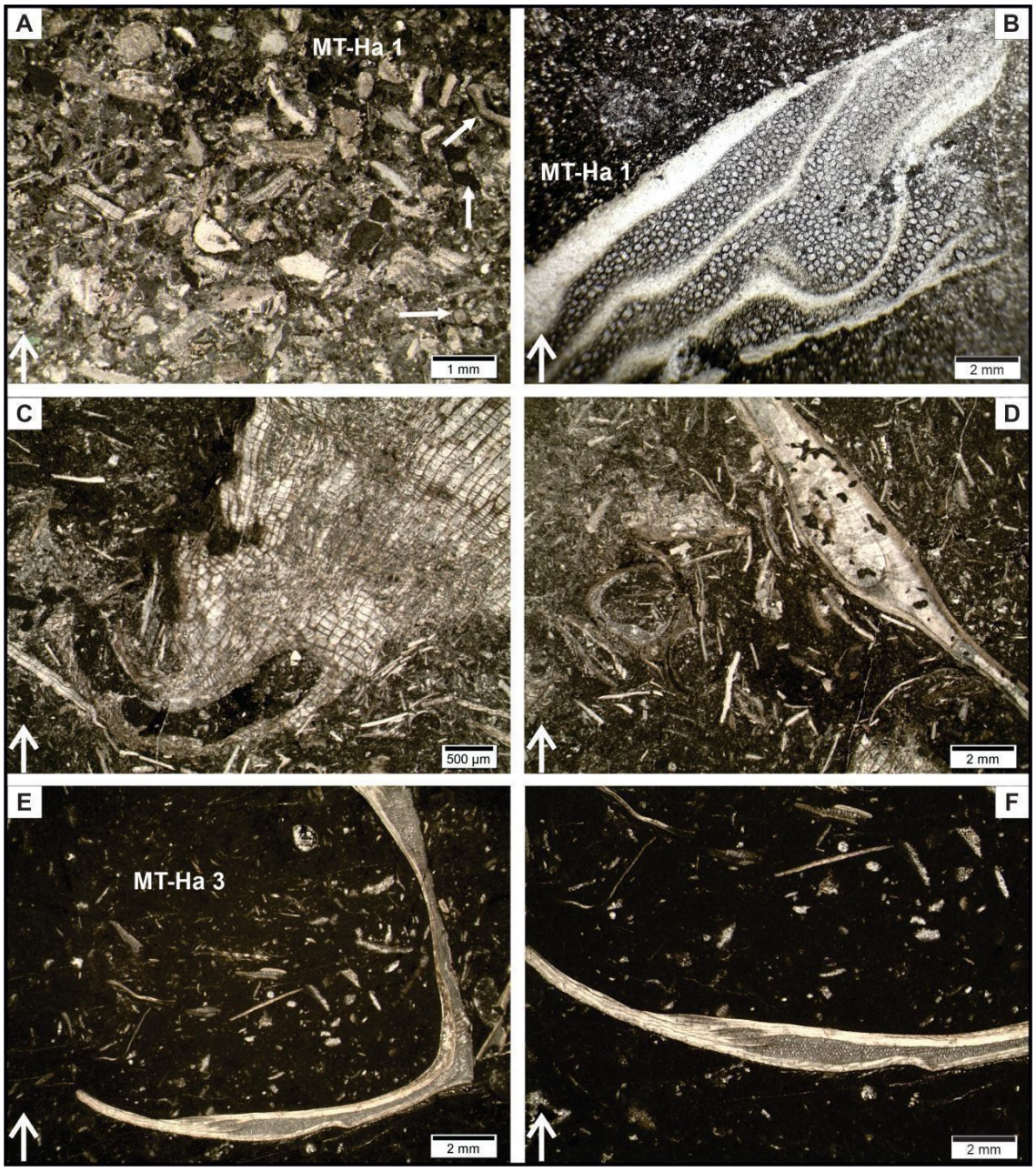


Fig. 37. Microfaciès types (MT-Ha 1 à 3) de la partie supérieure de la Formation des marnes de Smail. (A) Les flèches blanches indiquent des algues vertes. MT-Ha 1 : grainstone à algues et rudistes. (B) Un rudiste remarquable au sein du MT-Ha 1 (échantillon AS1). (C-D) Floatstone/packstone à lamellibranches (MT-Ha 2) : (C) section longitudinale d'un rudiste ; (D) fragments de coquilles de lamellibranches dispersés dans la micrite, certaines perforées ; échantillons AS2–3. (E–F) Packstone/wackstone biomicritique à grands fragments de bivalves et foraminifères benthiques (MT-Ha 3) ; échantillon AS5.

MF-Ha 4– Pélbiosparite à algues et rudistes. Microfaciès caractérisé par une forte dominance de peloïdes, correspondant à un calcaire pelloïdal de texture grainstone. Les éléments figurés, généralement jointifs, sont cimentés par un sparite. Les principaux

constituants comprennent des pellets sombres abondants, des algues vertes, quelques débris de rudistes, ainsi que des foraminifères benthiques (notamment *Miliolidae* sp. et *Textularia* sp.). Une micritisation marquée est observée autour des microfossiles. Les principaux phénomènes diagénétiques incluent microperforations, dissolution et recristallisation.

MF-Ha 5 – Biomicrosparite à foraminifères planctoniques et filaments. Ce microfaciès est typique des black shales du passage C/T. Il s'agit d'un calcaire sombre, riche en matière organique oxydée, de texture packstone. Les éléments figurés sont essentiellement des foraminifères planctoniques : *Hedbergella* sp., *Whiteinella* sp., *H. planispera*, *Heterohelix* sp., *W. archaeocretacea*, associés à de nombreux filaments. Les microfossiles sont mal classés et fréquemment recristallisés.

MF-Ha 6– Biomicrosparite à gastéropodes. Observé dans la partie moyenne du Turonien (Formation marno-calcaire d'El Chaabet), ce microfaciès de texture wackstone est riche en gastéropodes de tailles variables, souvent recristallisés et préservés en sections longitudinales ou transversales. Ils sont associés à des coquilles de bivalves fragmentés et à de rares crinoïdes. Le microfaciès est fortement fracturé et ferruginisé, avec un classement désordonné des éléments. Il se répète dans plusieurs niveaux de la coupe de Hamla.

MF-Ha 7– Pél-oo-biomicrosparite à algues, gastéropodes et annélides. Microfaciès observé dans des calcaires bioclastiques et bioturbés, caractérisé par l'abondance de gastéropodes (souvent recristallisés et de grande taille), associés à de rares bivalves (présentant parfois des géopètes), ainsi qu'à des algues et des annélides. La texture est de type packstone. Le microfaciès est fortement compacté et fracturé, avec une ferruginisation marquée, particulièrement dans le ciment microsparitique.

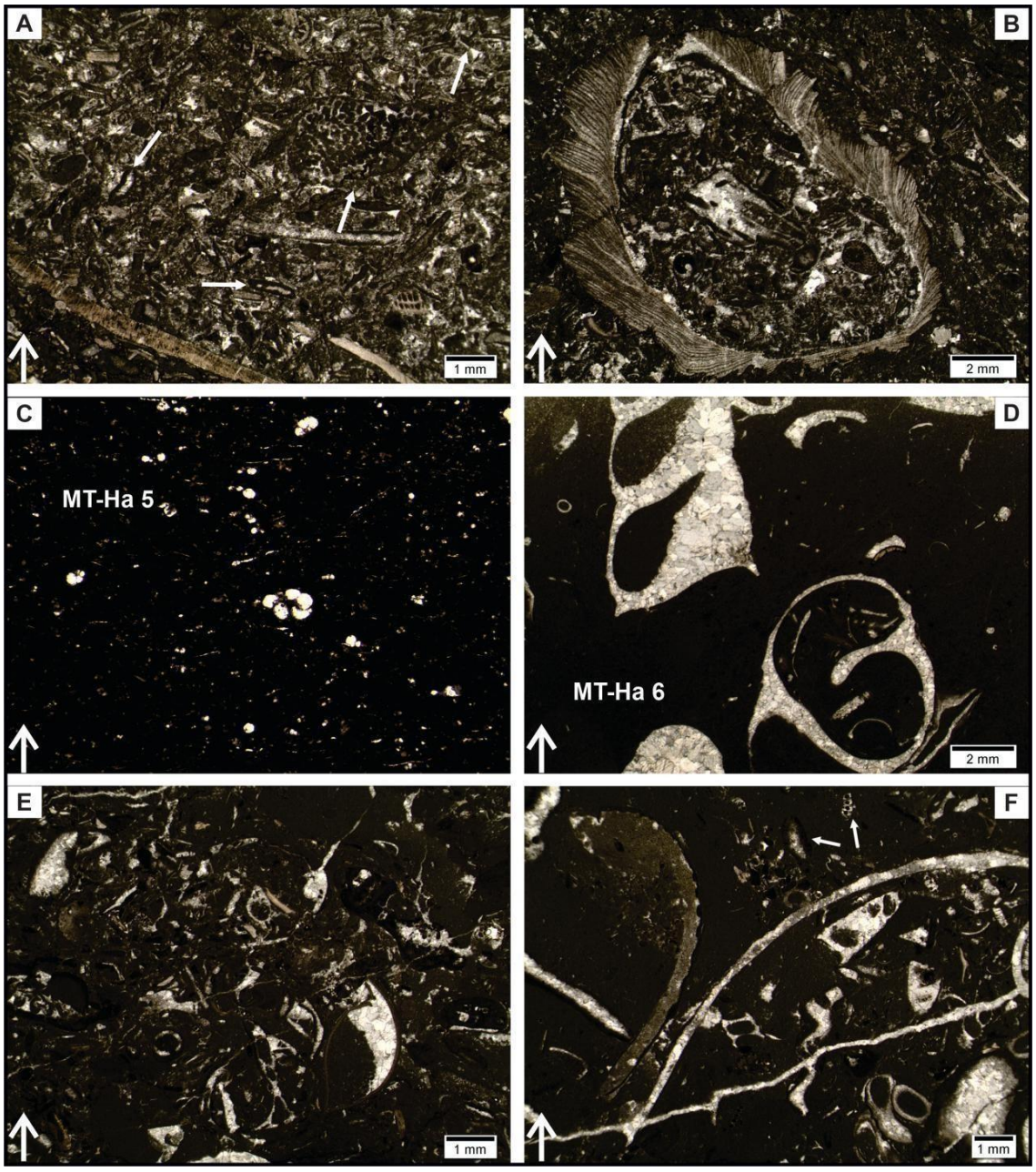


Fig. 38. Microfaciès types (MT-Ha 4 à MT-Ha 7) de la Formation des marnes de Smail et de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet. **A-B.** MT-Ha 4 : grainstone calcaire bioclastique à algues et rudistes ; les flèches blanches (A) indiquent des Dasycladacées (échantillons AS8 et AS9). **C.** MT-Ha 5 : packstone/wackstone, biomicrosparite à foraminifères planctoniques et filaments (échantillons AS10–AS11). **D.** MT-Ha 6 : wackstone calcaire bioclastique à gastéropodes (échantillons AS12–AS15). **E.** MT-Ha 7 : packstone à algues, gastéropodes et annélides ; les flèches blanches indiquent certains algues calcifiés (échantillons AS17–AS19).

MF-Ha 8– Biomicrosparite à lamellibranches et crinoïdes. Est observée dans des lits centimétriques de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet. Elle est caractérisée par des lamellibranches fragmentés et désorientés, mal classés, associés à de rares crinoïdes et

foraminifères benthiques (Miliolidae sp.). La micritisation et la ferruginisation sont intenses ; texture de type packstone, sédiment fortement oxydé.

MT-Ha 9– Biomicrite à échinodermes et foraminifères benthiques. Texture de type wackstone, avec 30–35 % d'éléments figurés représentés par des fragments d'échinodermes (épines), des foraminifères benthiques agglutinés (unisériés, bisériés, enroulés), des valves d'ostracodes et de rares algues. Les bioclastes sont disposés en lamines claires riches en éléments et lamines sombres plus pauvres.

MT-Ha 10– Biomicrite à biomicrosparite à encolithes et rudistes. Est identifiée dans les bancs sommitaux de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet. Ce microfaciès est riche en encolithes (tapis algaires) de grande taille (> 2 mm de diamètre), associés à des fragments de rudistes et de lamellibranches. Texture wackstone ; proportion d'éléments figurés : 35–45 % du volume total. Ferruginisation et bioturbation intenses.

MT-Ha 11– Rudstone à polypiers et bryozoaires. Il correspond à des calcaires bioconstruits très riches en polypiers et rudistes. Le microfaciès est fortement ferruginisé ; le ciment est partiellement oxydé avec présence d'oxydes de fer autour des bioclastes. Des phénomènes de dissolution et de dolomitisation affectent localement la lame.

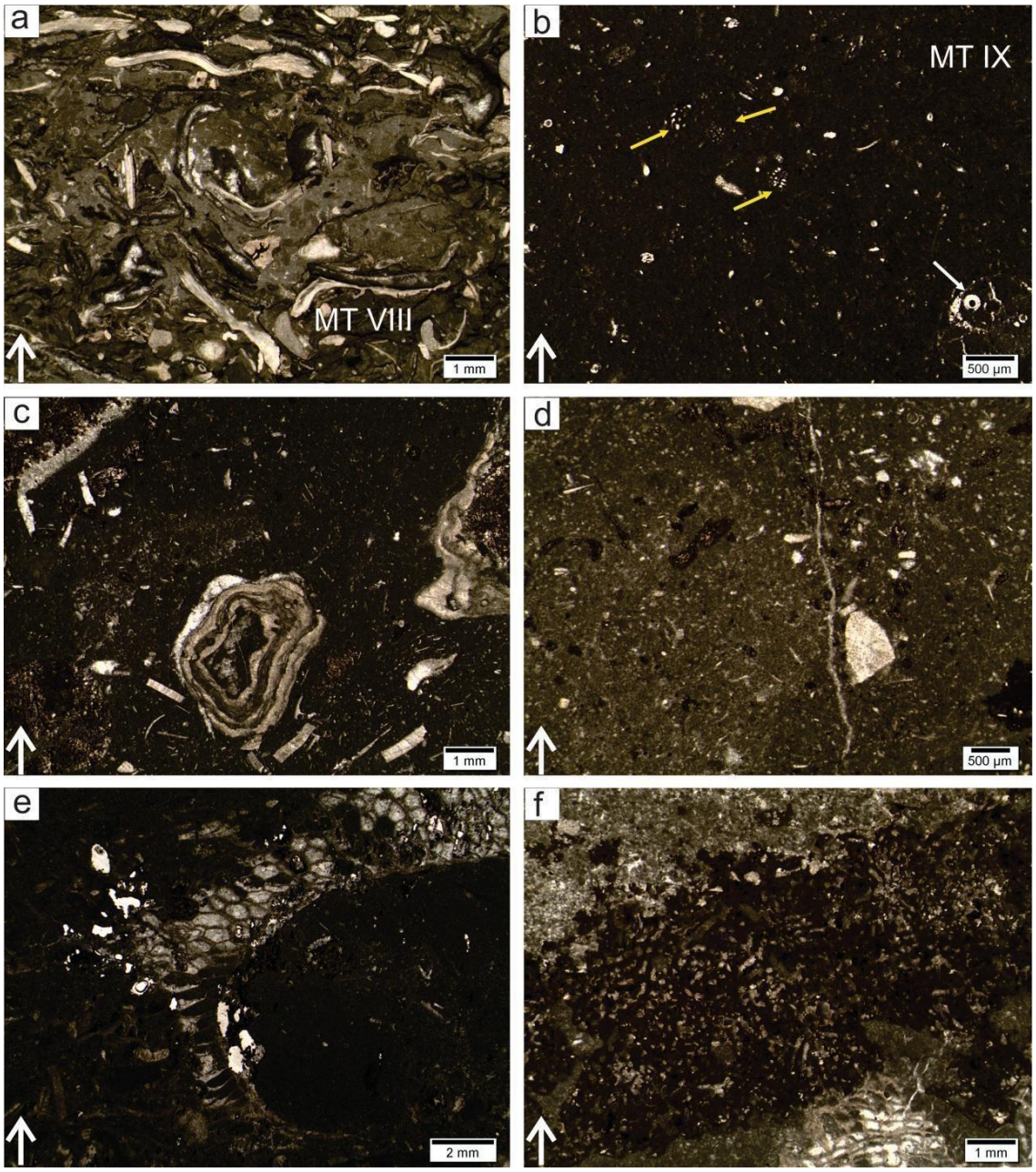


Fig. 39. Microfaciès types (MT-Ha 8 à MT-Ha 11) de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet. **A.** MT-Ha 8 : floatstone/packstone à lamellibranches et crinoïdes. La matrice contient des coquilles de bivalves, le plus souvent fragmentées, déposées en lamines (au sommet de la figure) ou désorientées. **B.** MT-Ha 9 : wackstone à échinodermes et foraminifères benthiques ; les flèches jaunes indiquent des foraminifères benthiques et la flèche blanche un fragment d'échinoderme inclus dans la micrite sombre. **C-D.** MT-Ha 10 : wackstone à encolithes et rudistes ; la figure C illustre une encolithe et des fragments de rudistes. **E-F.** MT-Ha 11 : rudstone (calcaires bioconstruits à polypiers et bryozoaires). E montre un fragment bien conservé de bryozoaire, tandis que F illustre un polypier occupant le centre de la figure ; un fragment de rudiste est également présent à la base. La dolomitisation affecte ce microfaciès, comme en témoigne la zone sommitale de la figure F.

2 – 3 – 2 - Analyse paléoenvironnementale de la coupe de Hamla

Les microfaciès types identifiés (MT-Ha 1 à 11) se regroupent en quatre principales associations de faciès (AF 1 à AF 4).

- **AF 1** est observée dans deux intervalles : (i) le membre supérieur de la Formation des marnes de Smail (Cénomanien ; ~50 m) et (ii) plusieurs niveaux de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet.

- **AF 2** apparaît à la transition C/T, à la base de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet (passage C/T ; ~15 m).

- **AF 3** se développe de manière épisodique dans la Formation marno-calcaire d'El Chaabet (Turonien ; ~30 m).

- **AF 4** correspond à la partie sommitale de la Formation marno-calcaire d'El Chaabet et représente la dernière barre à rudistes (Turonien supérieur ; ~15 m).

En synthèse, les faciès reconnus dans la série cénomanienne–turonienne inférieure, ainsi que leurs environnements et leurs épaisseurs, témoignent de l'existence d'une plateforme orientée sud-ouest/nord-est. Celle-ci est marquée par un haut-fond d'origine diapirique, recouvert exclusivement de marno-carbonates déposés en environnement interne (AF 1).

L'évolution sédimentaire montre une succession caractéristique : des marnes à huîtres, des carbonates incluant des barres à rudistes, puis des marnes et des marno-calcaires.

Au Cénomanien supérieur–Turonien inférieur, la sédimentation carbonatée s'étend depuis les régions méridionales et sud-occidentales de l'Aurès et les Monts de Bellezma-Batna, jusqu'à la vaste plateforme saharienne située au sud. Parallèlement, le reste du massif de l'Aurès est recouvert par d'épaisses formations argileuses. L'EAO2 a exercé une influence notable sur la marge méridionale de Bellezma, matérialisée par la mise en place des *Black shales* postérieurs à la transgression majeure (AF 2 et AF 3). Ces dépôts carbonatés correspondent au maximum de la transgression marine enregistrée à cette époque.

L'ensemble des données, ainsi que la diversité microfaciologique observée dans la coupe de Hamla, montrent que les faciès biosédimentaires de type barrière (AF 4) indiquent une plateforme carbonatée à rudistes.

La figure 40 illustre l'agencement vertical des microfaciès types et des associations de faciès le long de la coupe de Hamla.

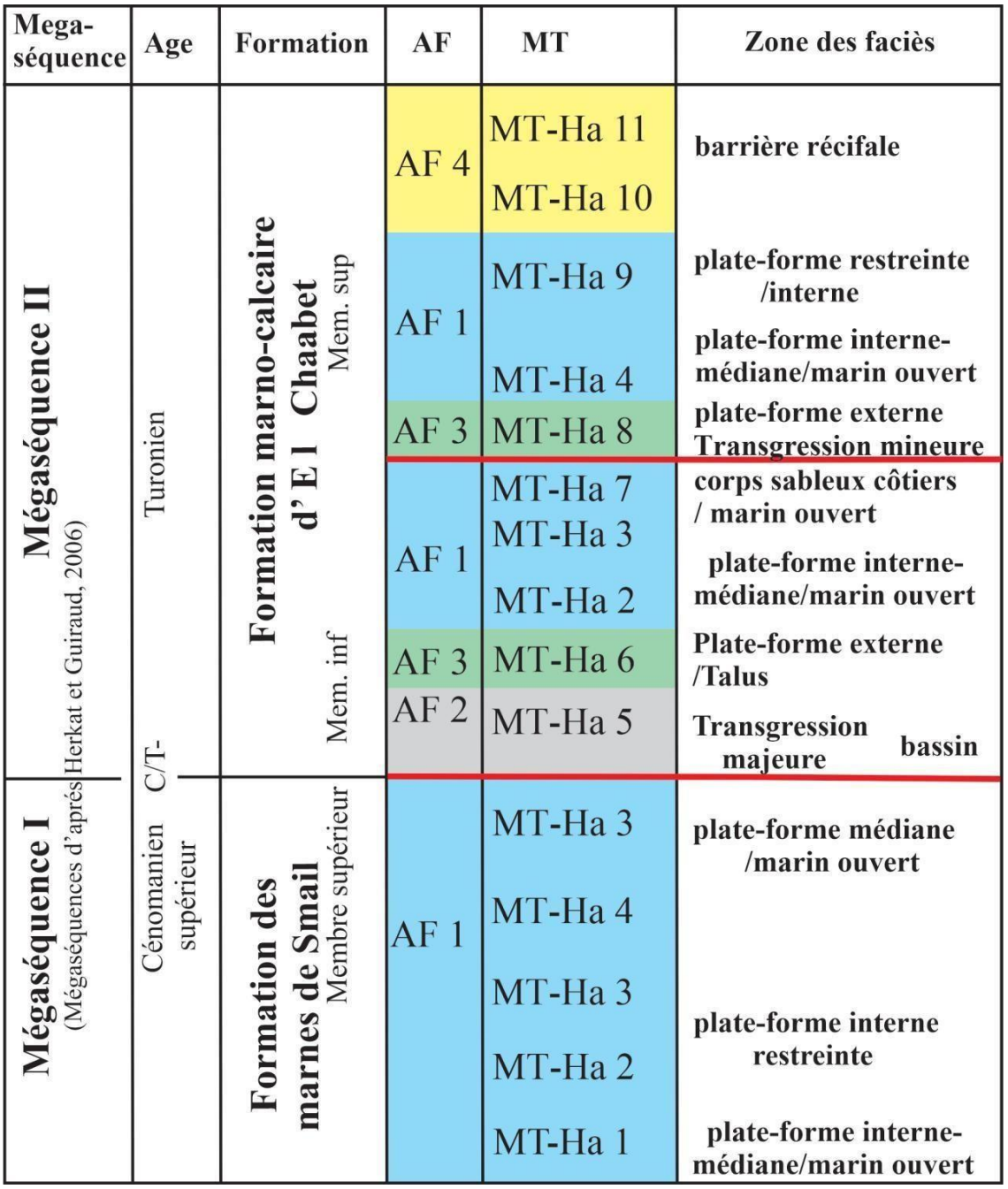


Fig. 40. Répartition des associations de faciès (AF 1 à AF 4), des microfaciès types (MT-Ha 1 à 11) et des zones de faciès (d'après Flügel, 2004), en relation avec les formations lithostratigraphiques et les mégaséquences identifiées dans la coupe de Hamla (Mégaséquences I et II ; modifié d'après Herkat et Guiraud, 2006).

3 – Influence des tempêtes au Cénomanien-Turonien

L'analyse de sections polies réalisées sur les lits centimétriques de calcaires lumachelliques, avec ou sans stratifications en mamelons (*hummocky cross-stratifications,* HCS), met en évidence des structures de bioérosion ainsi qu'une accumulation de bivalves. Ces observations, faites dans plusieurs niveaux des coupes étudiées, traduisent l'action récurrente de tempêtes. La présence de stratifications en mamelons (HCS) constitue un critère diagnostic typique des tempestites, confirmant ainsi l'influence hydrodynamique épisodique de haute énergie durant le Cénomanien–Turonien.

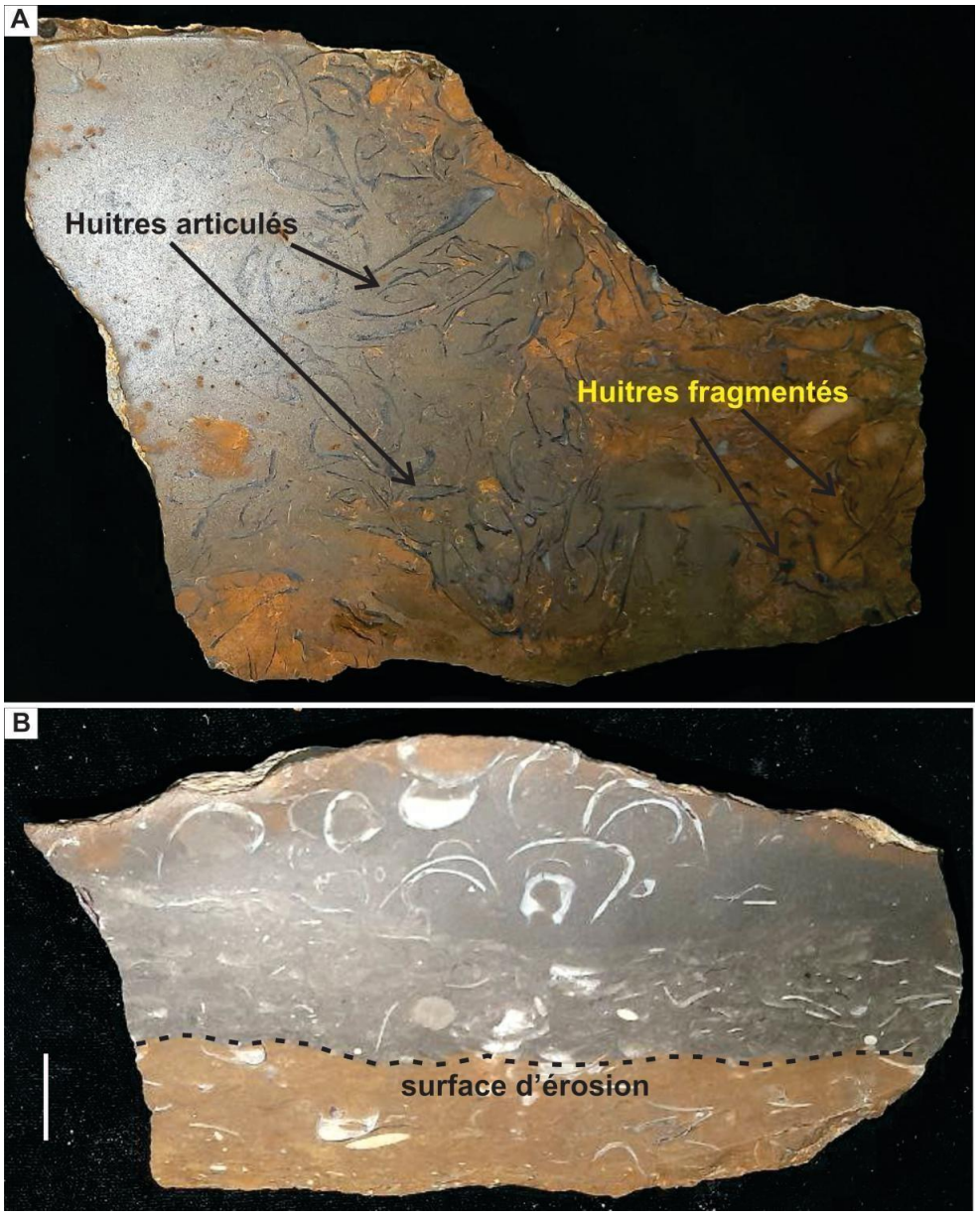


Fig. 41. A : section polie dans un niveau lumachellique à huîtres ; B : surface d'érosion (ligne discontinue en noir) surmontée du premier terme coquillier de la séquence de tempête, l'échelle est de l'ordre de 2 cm.

Les fragments d'huîtres (Fig. 41A), associés aux surfaces d'érosion observées sur sections polies (Fig. 41B) ainsi qu'à l'échelle microscopique, traduisent une forte agitation hydrodynamique. Ces caractéristiques confirment l'intervention des vagues de tempête dans la mise en place et l'accumulation des dépôts coquilliers.

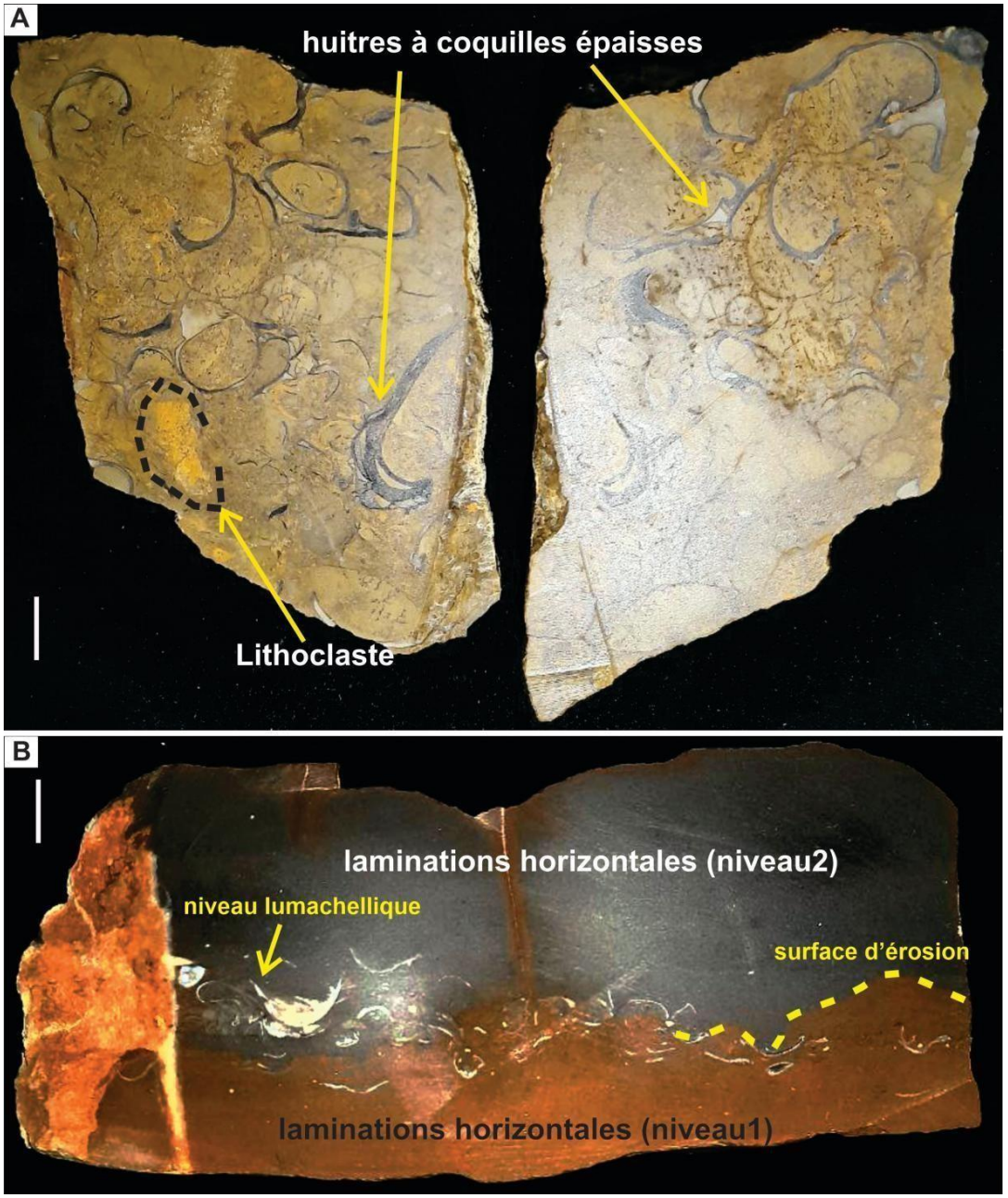


Fig. 42. A : Section polie d'un calcaire lumachellique montrant des lithoclastes jaunâtres, signalés par un cercle discontinu noir. B : une section polie montre la surface d'érosion séparant deux séquences de tempête lumachelliques, surmontée de laminations horizontales, l'échelle est de l'ordre de 2 cm.

Les intercalations lumachelliques et bioclastiques, de puissance centimétrique à décimétrique, reposant sur une base érosive et présentant des structures de type HCS, sont interprétées comme des tempestites déposées sur la rampe moyenne au cours du Cénomanien–Turonien.

Les calcaires lumachelliques (coquinas à rudistes et huîtres), ou calci-tempestites, marquent des épisodes de ravinement ou des hiatus placés sous contrôle eustatique, en accord avec l'architecture sédimentaire régionale du Cénomanien et la dynamique des plates-formes à rudistes et huîtres avant et après l'OAE2 (Özer et Benyoucef, 2021 ; Philip et al., 2024 ; Wagner et al., 2008 ; Soltani et al., 2022).

4 – Conclusion

L'analyse microfaciologique des dépôts cénomanien et turonien, réalisée sur trois coupes de référence dans la région de Batna, a permis d'identifier des caractères microfaciologiques essentiels, contribuant à la reconstitution des paléoenvironnements.

L'étude détaillée des faciès met en évidence une relative homogénéité lithologique et une similitude marquée entre les trois secteurs étudiés — Dj. Bou Arif, Hamla et Arris, les différences tenant principalement à l'épaisseur des formations, qui décroît d'est en ouest.

Le membre supérieur de la Formation d'Adahri est désormais interprété comme étant associé à l'événement anoxique global OAE2.

La présence de récifs à rudistes, notamment dans le secteur de Hamla où s'est installée une barrière récifale au Turonien, témoigne d'un milieu de sédimentation peu profond, contrastant avec les environnements plus orientaux.

CHAPITRE 4 :

Analyse des biocénoses de foraminifères et géochimie

1 - Introduction

L'analyse quantitative des associations microfossiles constitue une approche essentielle pour la reconstitution de la dynamique paléoenvironnementale et la compréhension des conditions ayant contrôlé la sédimentation. Au-delà de la simple identification micropaléontologique, l'étude des proportions relatives des différents taxons, de leur abondance et de leur répartition verticale permet de dégager des informations écologiques significatives.

Dans ce cadre, la prise en compte des paramètres quantitatifs (foraminifères et ostracodes) et biocénotiques (renouvellement et succession des taxons) représente un outil fondamental pour l'interprétation paléoécologique. Ces indices offrent une vision objective de la répartition des micro-associations et permettent de mettre en évidence les variations temporelles liées aux perturbations environnementales, dans la perspective de rechercher l'empreinte de l'EAO2.

L'étude présentée dans ce chapitre repose sur l'analyse de trois coupes stratigraphiques : Arris, Bou Arif et Hamla. L'objectif est de comparer la composition des assemblages microfaunistiques et de proposer une reconstitution cohérente des conditions paléoenvironnementales durant le Cénomanien–Turonien.

En complément de l'approche quantitative et biocénotique, des analyses géochimiques ont été réalisées sur la coupe de Bou Arif. Celles-ci portent à la fois sur la matière organique et sur les isotopes stables du carbone et de l'oxygène, marqueurs robustes des conditions anoxiques. Leur intégration vise non seulement à conforter et affiner les interprétations micropaléontologiques, mais aussi à fournir des contraintes complémentaires sur l'évolution sédimentaire régionale.

2 - Analyse quantitative et morphologique des foraminifères

L'analyse des assemblages microfaunistiques a pour objectif d'approfondir les observations relatives aux causes écologiques associées au dépôt des black shales du Cénomanien–Turonien. Les trois coupes étudiées — Arris, Bou Arif et Hamla — ont été retenues en raison de leur richesse en microfossiles. Les paramètres quantitatifs retenus sont présentés ci-après.

2 - A- Paramètres quantitatifs

I – Rapport (FB/F) : foraminifères benthiques / nombre total des foraminifères

Ce rapport exprime la proportion des foraminifères benthiques le long des coupes étudiées. Durant le Cénomanien, il varie entre 50 % et 100 %, mais diminue brusquement à la transition C/T, où il atteint environ 10 % du total. Cette chute est attribuée à l'EAO2, événement au cours duquel la majorité des foraminifères benthiques disparaissent, tandis que les formes planctoniques augmentent, en particulier au sein de la zone caractérisée par *Whiteinella archaecretacea*. Au-dessus de ce passage, le rapport FB/F croît progressivement jusqu'à 100 %, traduisant le rétablissement de la vie benthique au Turonien moyen, consécutif à la dissipation des conditions anoxiques.

II – Rapport (FP/F) : foraminifères planctoniques / nombre total des foraminifères

Ce rapport, inversement proportionnel au précédent, révèle une augmentation nette des formes planctoniques à la transition Cénomanien–Turonien. Ce pic est directement lié aux conditions anoxiques qui ont provoqué l'effondrement de la faune benthique.

III - Indice d'ouverture/fermeture des populations de foraminifères

Durant le Cénomanien, la courbe eustatique met en évidence deux événements majeurs : un épisode régressif suivi d'une remontée du niveau marin au passage Cénomanien–Turonien. Cette transition se caractérise par un confinement lié à l'installation d'une zone anoxique et par une augmentation marquée des foraminifères planctoniques.

Au Cénomanien moyen, la microfaune est dominée par des foraminifères benthiques associés à des ostracodes ornés, influencés par un apport sédimentaire important, indiquant un environnement de plate-forme peu profonde à tendance régressive. Au Cénomanien supérieur et lors du passage C–T, les assemblages deviennent majoritairement planctoniques. On observe alors une diminution du quartz et des formes benthiques, traduisant un régime transgressif accompagné d'un confinement caractéristique de cette période.

Au Turonien inférieur, le régime transgressif se maintient et le milieu demeure confiné, comme l'atteste la rareté des foraminifères benthiques et des ostracodes. En revanche, au Turonien moyen, un renouvellement marqué de la vie benthique apparaît, avec une augmentation des ostracodes et une faune majoritairement benthique. La présence réduite de microfaune planctonique suggère une tendance régressive au sommet de la coupe, indiquant une ouverture progressive du bassin.

2 - B- Indices biocénotiques

Les variations des paramètres physico-chimiques et trophiques du fond marin influencent directement les caractéristiques qualitatives et quantitatives des biocénoses. La taille, le développement et le renouvellement des individus constituent ainsi des indicateurs pertinents de la réponse des associations de foraminifères aux conditions de leur biotope.

Méthodes de calcul

a- Renouvellement. Le taux de renouvellement des taxons entre deux niveaux stratigraphiques a été calculé selon la formule de Järvinen (1979), citée par Sebane (2007).

$$Tr = \frac{N.app.ij + N.disp.ij}{Ni + Nj}$$

N.app.ij : Nombre de nouvelles apparitions entre les niveaux successifs i et j.

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

Ni : Nombre de taxons présents dans le niveau i.

Nj : Nombre de taxons présents dans le niveau j.

b- Indice de déroulement (ID)

Cet indice est calculé à l'aide de la formule suivante :

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

c- Indice d'enroulement (IE)

L'indice d'enroulement est calculé selon la formule suivante :

$$ID = \frac{\text{Formes enroulées}}{\text{Nombre Total des foraminifères}}$$

3 - Analyses quantitatives et biocénoses des foraminifères

Dans cette partie, nous présentons les résultats détaillés de l'analyse quantitative et des paramètres biocénotiques obtenus dans les coupes d'Arris, Bou Arif et Hamla. Chaque coupe est décrite séparément afin de mettre en évidence ses particularités micropaléontologiques, avant une comparaison synthétique des trois secteurs.

3 – 1 - Coupe d'Arris

Au Cénomanien inférieur et moyen, la coupe d'Arris révèle une richesse notable en foraminifères benthiques, dominés principalement par les genres *Dorothia* et *Flabellammina*, associés à une abondance significative d'ostracodes, particulièrement développés dans le membre supérieur de la Formation d'Arris. Les foraminifères planctoniques y sont rares, représentés seulement par quelques spécimens tels que *Hedbergella delrioensis*.

Au Cénomanien supérieur, au sein du membre supérieur de la Formation d'Arris et du membre inférieur de la Formation d'Adahri, on observe une augmentation marquée de la diversité et de l'abondance des ostracodes, notamment les genres *Cytherella* et *Cytheris*. Cette évolution traduit un environnement de dépôt ouvert et profond (à hydrodynamisme faible) favorable à leur développement.

Au passage C/T, la coupe enregistre une régression brutale de la microfaune benthique (Fig. 43), caractérisée par la disparition des foraminifères benthiques et de la majorité des ostracodes. Cette extinction locale coïncide avec l'apparition de foraminifères planctoniques globuleux, témoignant d'un changement paléoenvironnemental majeur lié à l'installation de conditions anoxiques.

La figure suivante illustre la répartition verticale des associations de foraminifères et d'ostracodes dans la coupe d'Arris :

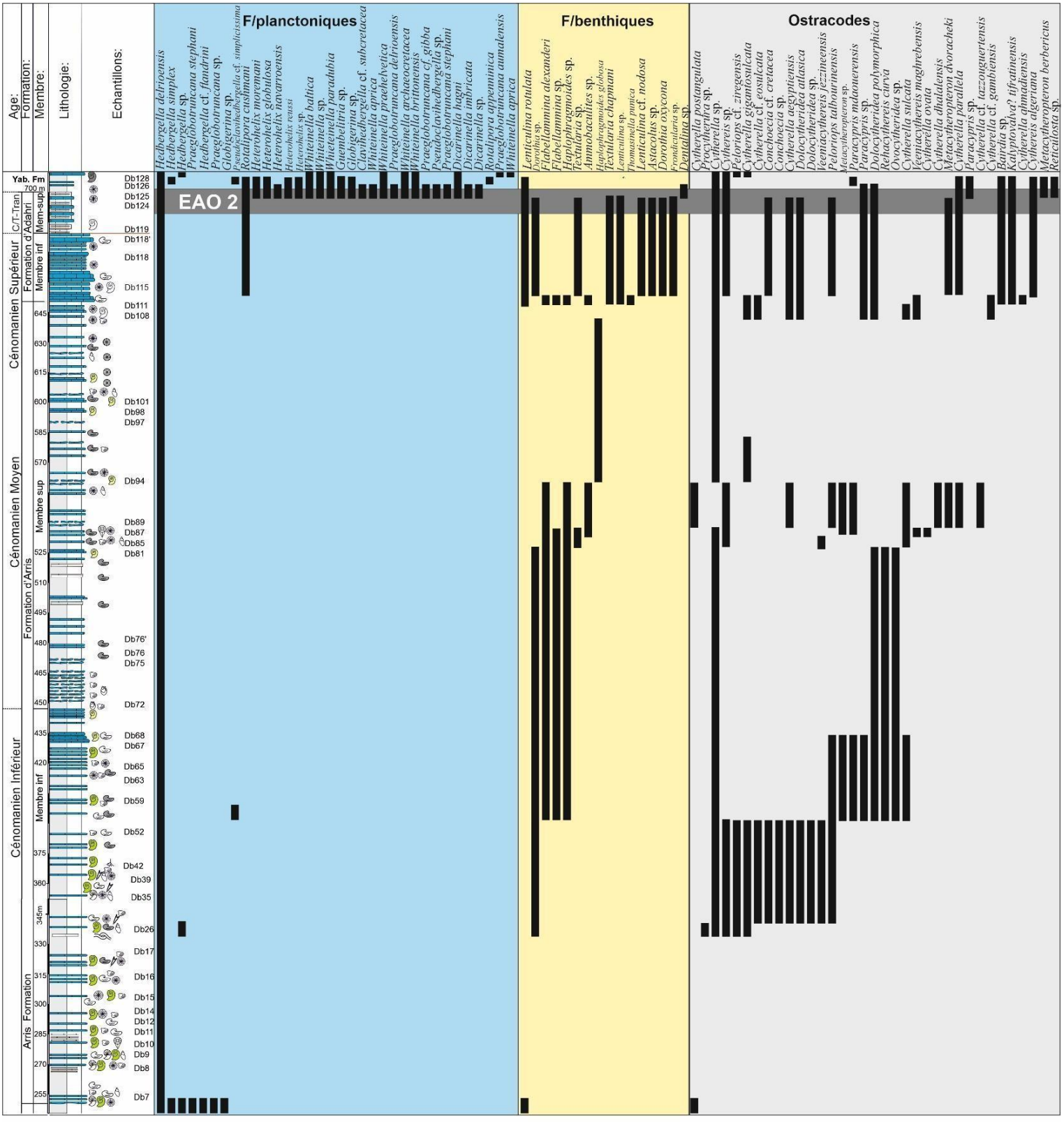


Fig. 43. Répartition verticale des foraminifères planctoniques, benthiques et des ostracodes dans la coupe d'Arris.

L’analyse des paramètres quantitatifs et biocénotiques met en évidence, au Cénomanien inférieur et moyen, une prédominance marquée des foraminifères benthiques, associée à une richesse notable en ostracodes lisses et à de faibles taux de renouvellement des taxons (Fig. 44). Ces résultats traduisent des conditions relativement stables, peu profondes et bien oxygénées, favorables au développement de la microfaune benthique. La faible variabilité et la stabilité des associations microfaunistiques suggèrent une productivité modérée.

Au Cénomanien supérieur, l’augmentation progressive des foraminifères planctoniques, concomitante avec la persistance des foraminifères benthiques et des ostracodes ornés, reflète une ouverture accrue du bassin vers le domaine marin ouvert. Cette évolution traduit un approfondissement relatif et progressif accompagné d’une augmentation de la productivité. La persistance des formes benthiques témoigne néanmoins du maintien de conditions encore favorables au benthos.

Le pic de renouvellement observé au Cénomanien supérieur, associé à une diminution des formes enroulées (Fig. 44), indique des conditions de stress écologique liées à des fluctuations de l’oxygénation. L’empreinte de l’Événement Anoxique Océanique 2 (EAO2) est ici manifeste.

Au passage C/T, la prédominance des foraminifères planctoniques et la disparition des taxons benthiques confirment l’installation d’un milieu anoxique associé à la transgression majeure. Cette prédominance traduit à la fois une forte productivité en surface et un confinement marqué du bassin.

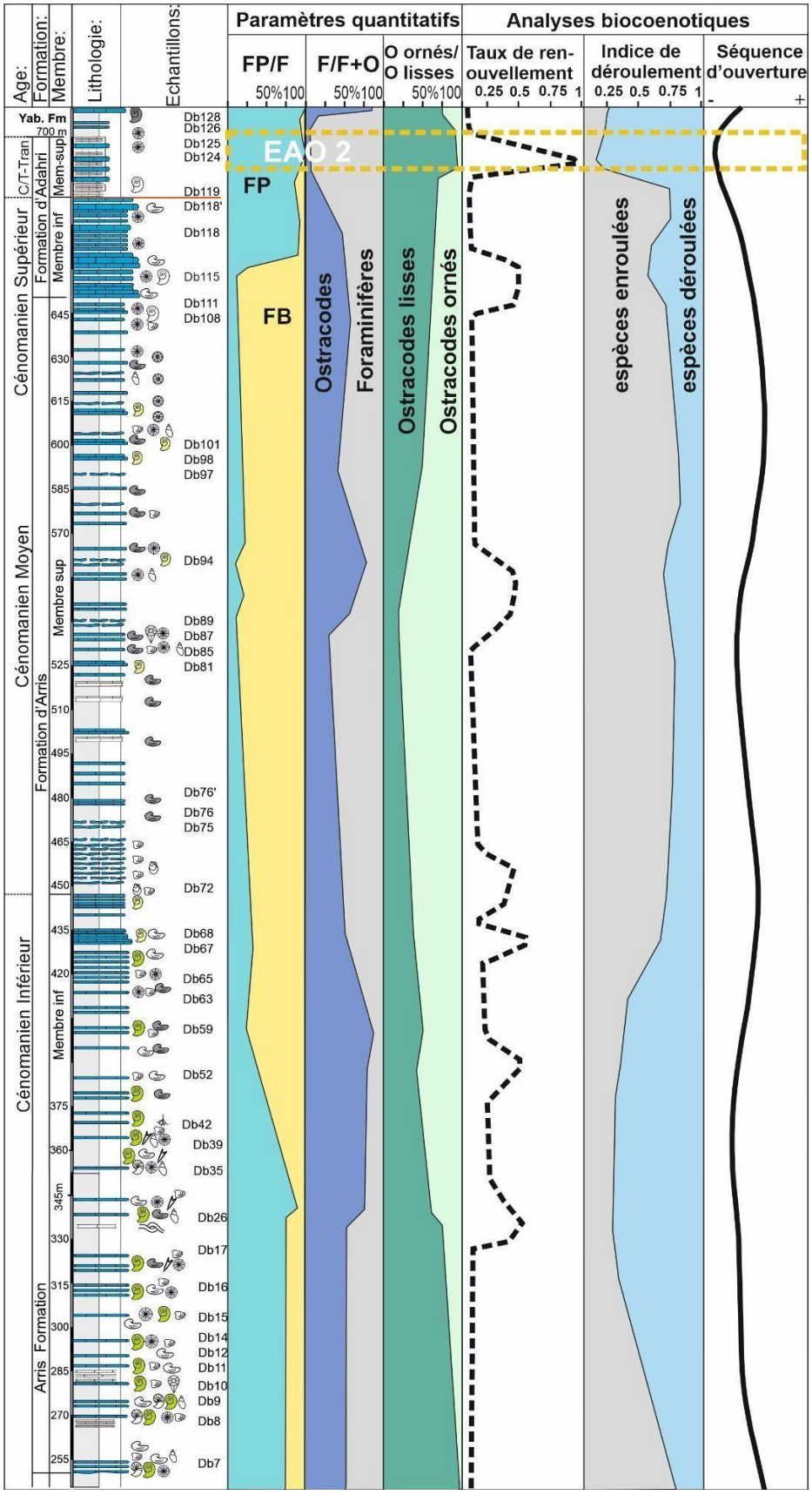


Fig. 44. Changement des paramètres quantitatifs et indices biocénotiques de la coupe d'Arris.

3 – 2 - Coupe de Bou Arif

La coupe de Bou Arif révèle, au Cénomanien moyen et supérieur (formation d'Arris et membre inférieur de la formation d'Adahri), des assemblages dominés par les foraminifères benthiques, représentés notamment par *Dorothia oxycona* et des espèces du genre *Ammobaculites*. Ces derniers sont associés à de rares foraminifères planctoniques (*Muricohedbergella delrioensis* et *Muricohedbergella planispera*) ainsi qu'à une abondance remarquable d'ostracodes.

Au Cénomanien supérieur, les assemblages demeurent caractérisés par la prédominance des foraminifères benthiques, tandis que les formes planctoniques restent faiblement représentées.

Le passage C/T se distingue par une rupture majeure, marquée par la disparition des foraminifères benthiques et l'essor des foraminifères planctoniques, traduisant un bouleversement environnemental significatif en lien avec l'EAO2 (Fig. 45) .

Enfin, au Turonien, la coupe de Bou Arif enregistre un retour progressif des associations benthiques, accompagnées de quelques formes planctoniques et d'ostracodes, ce qui témoigne d'une réouverture écologique et d'une amélioration des conditions benthiques après l'événement anoxique.

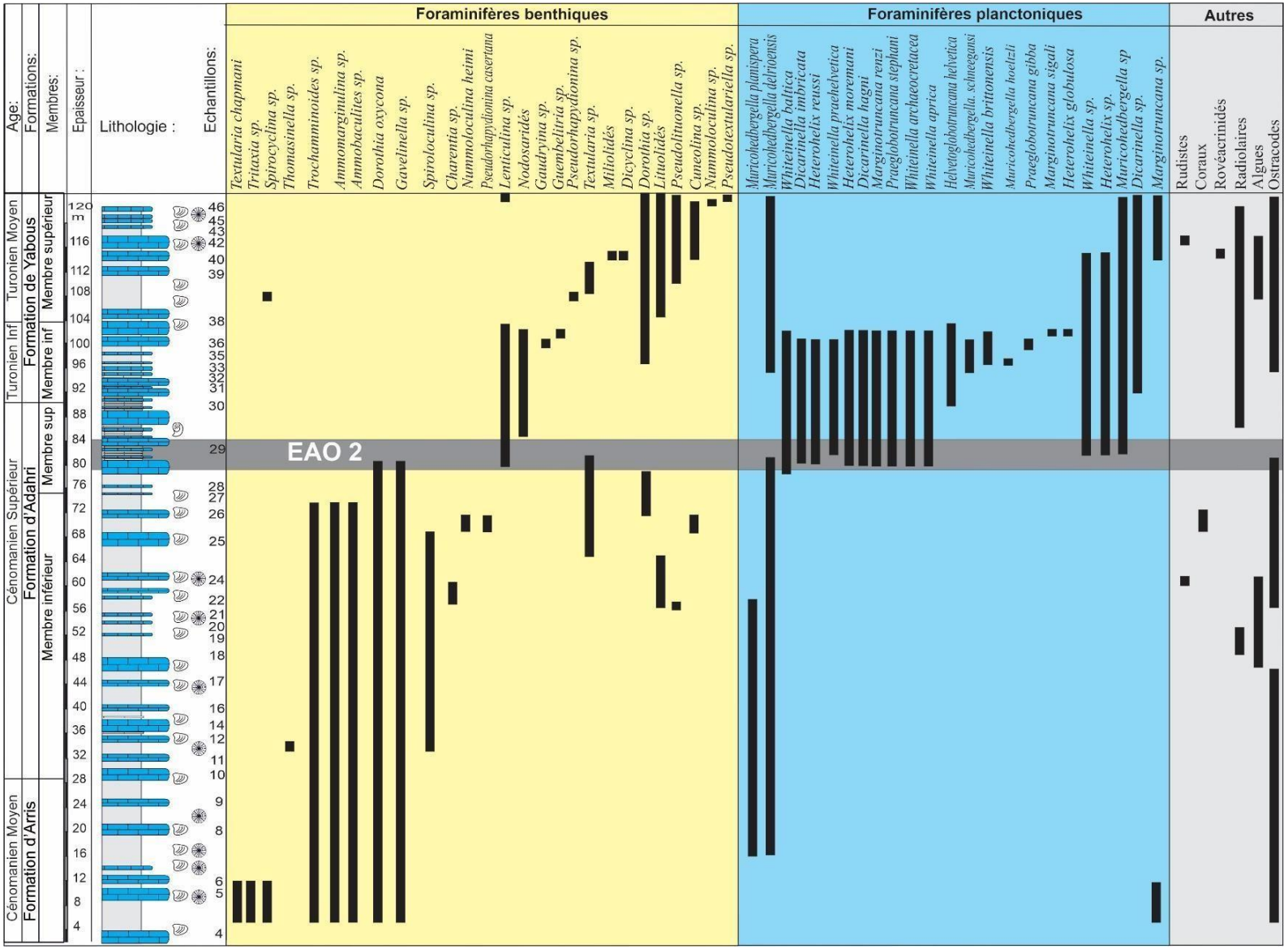


Fig. 45. Répartition des foraminifères planctoniques, benthiques et autres dans la coupe de Bou Arif.

Les analyses quantitatives et biocénotiques réalisées le long de la coupe de Bou Arif montrent des variations significatives des indices de renouvellement, de déroulement et d'enroulement, en lien avec les phases d'instabilité enregistrées dans le bassin. La représentation graphique (Fig. 46) met en évidence plusieurs étapes évolutives, résumées de la base vers le sommet comme suit :

- **Cénomanien moyen–Cénomanien supérieur**

Cette phase se caractérise par un taux de renouvellement faible, avec des valeurs comprises entre 0,1 et 0,25. L'indice de déroulement varie entre 0,1 et 0,2, des valeurs inférieures à celles de l'indice d'enroulement. La prédominance des formes enroulées est interprétée comme le reflet d'une séquence d'ouverture du bassin.

- **Passage Cénomanien–Turonien**

Le taux de renouvellement augmente fortement par rapport à la phase précédente, atteignant 0,5 à 0,85 (Fig. 46, pic 1). Ce pic correspond à l'intervalle transgressif, marqué par l'apparition de microfaunes typiquement turoniennes, et fait suite à une période d'instabilité microfaunistique. L'indice de déroulement croît de manière significative (au-delà de 0,3), tandis que l'indice d'enroulement diminue nettement. L'élévation de l'indice de déroulement traduit l'évolution transgressive du bassin, alors que le recul des formes enroulées reflète l'instabilité du milieu, liée à l'effondrement de la plate-forme et à l'installation d'un environnement plus ouvert.

- **Turonien inférieur**

Au-dessus des bancs de la transition Cénomanien–Turonien, les indices de renouvellement et de déroulement diminuent sensiblement par rapport aux valeurs enregistrées durant la transition. Cette baisse est interprétée comme l'indice d'une stabilisation relative du milieu au cours du Turonien inférieur.

- **Sommet de la coupe**

Cette phase est marquée par un nouveau pic du taux de renouvellement, atteignant 0,85 (Fig. 46, pic 2). Ce renouvellement progressif est accompagné d'une augmentation de l'indice de déroulement, culminant à 0,6 avant de décroître graduellement vers le sommet. Ce schéma reflète un changement paléoécologique majeur, marqué par une transgression marine suivie d'une régression brutale liée à une chute significative du niveau marin.

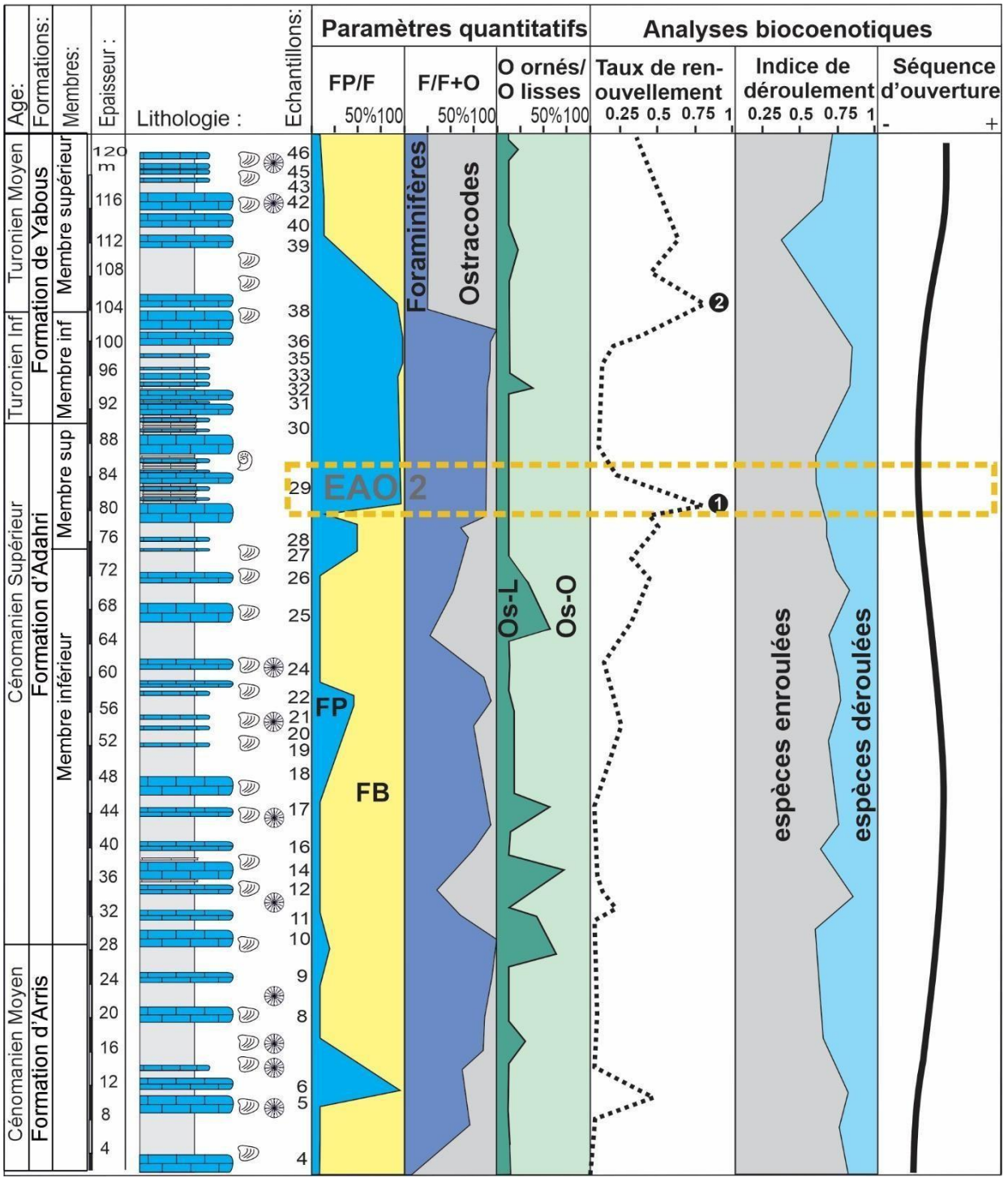


Fig. 46. Changement des paramètres quantitatifs et indices biocénotiques dans la coupe de Bou Arif.

3 – 4 - Coupe de Hamla

La coupe de Hamla se distingue, au Cénomanien supérieur, par une abondance remarquable de foraminifères benthiques planispiralés et bisériés, appartenant notamment aux genres *Miliolidae*, *Textularia* et à d'autres formes associées, ainsi que par une forte représentation des ostracodes. Ces assemblages sont accompagnés de quelques foraminifères planctoniques, parmi lesquels *Hedbergella planispera* et *Hedbergella delrioensis*.

Au passage C/T, l'assemblage microfaunistique subit une modification brutale, caractérisée par la prédominance exclusive de foraminifères planctoniques globuleux et d'Hétérohelicidés, traduisant un changement profond des conditions paléoenvironnementales.

Au Turonien, on observe une disparition progressive des formes planctoniques, remplacées par une faune essentiellement benthique, diversifiée et abondamment représentée par les ostracodes. Cette évolution suggère une réorganisation écologique du benthos, liée à un retour vers des conditions plus stables après la crise du passage C/T.

La figure ci-dessous illustre l'agencement vertical et la distribution des associations microfaunistiques le long de la coupe de Hamla.

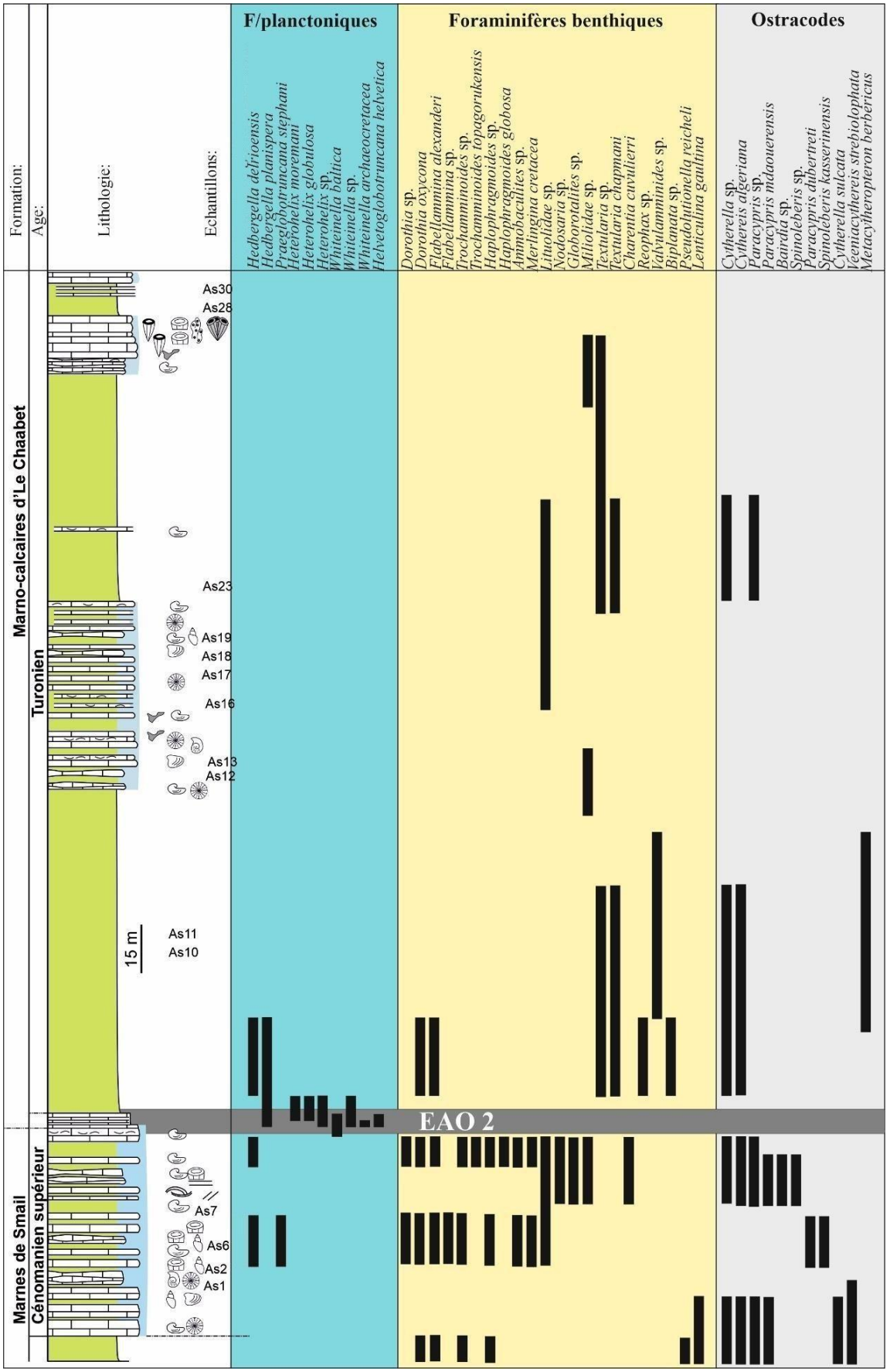


Fig. 47. Répartition des foraminifères planctoniques, benthiques et ostracodes dans la coupe de Hamla.

Au Cénomanien supérieur, dans la formation des marnes de Smail, la prédominance du benthos et la richesse en ostracodes traduisent un environnement peu profond à sublittoral, bien oxygéné et écologiquement stable. Les taux de renouvellement modérés et la dominance des espèces enroulées suggèrent des associations microfauniques stables, soumises à de faibles perturbations et à un stress écologique limité.

Au passage C/T, le premier pic de renouvellement (Fig. 48), associé à une augmentation du pourcentage de foraminifères planctoniques et à la prédominance des formes déroulées, reflète une perturbation écologique majeure liée à l'Événement Anoxique Océanique 2 (EAO2) et à l'ouverture accrue du bassin. Ces changements, accompagnés de modifications notables des conditions de l'habitat benthique, sont corrélables aux épisodes transgressifs à la fois globaux et régionaux (notamment observés à Arris et à Bou Arif).

Au Turonien, un deuxième pic de renouvellement (Fig. 48), suivi du retour progressif de la vie benthique, témoigne d'une réorganisation paléoécologique post-crise et de la réinstallation des niches benthiques. La disparition progressive des foraminifères planctoniques, associée à la présence de pics de renouvellement encadrant la transition, confirme l'empreinte d'une régression consécutive à l'EAO2.

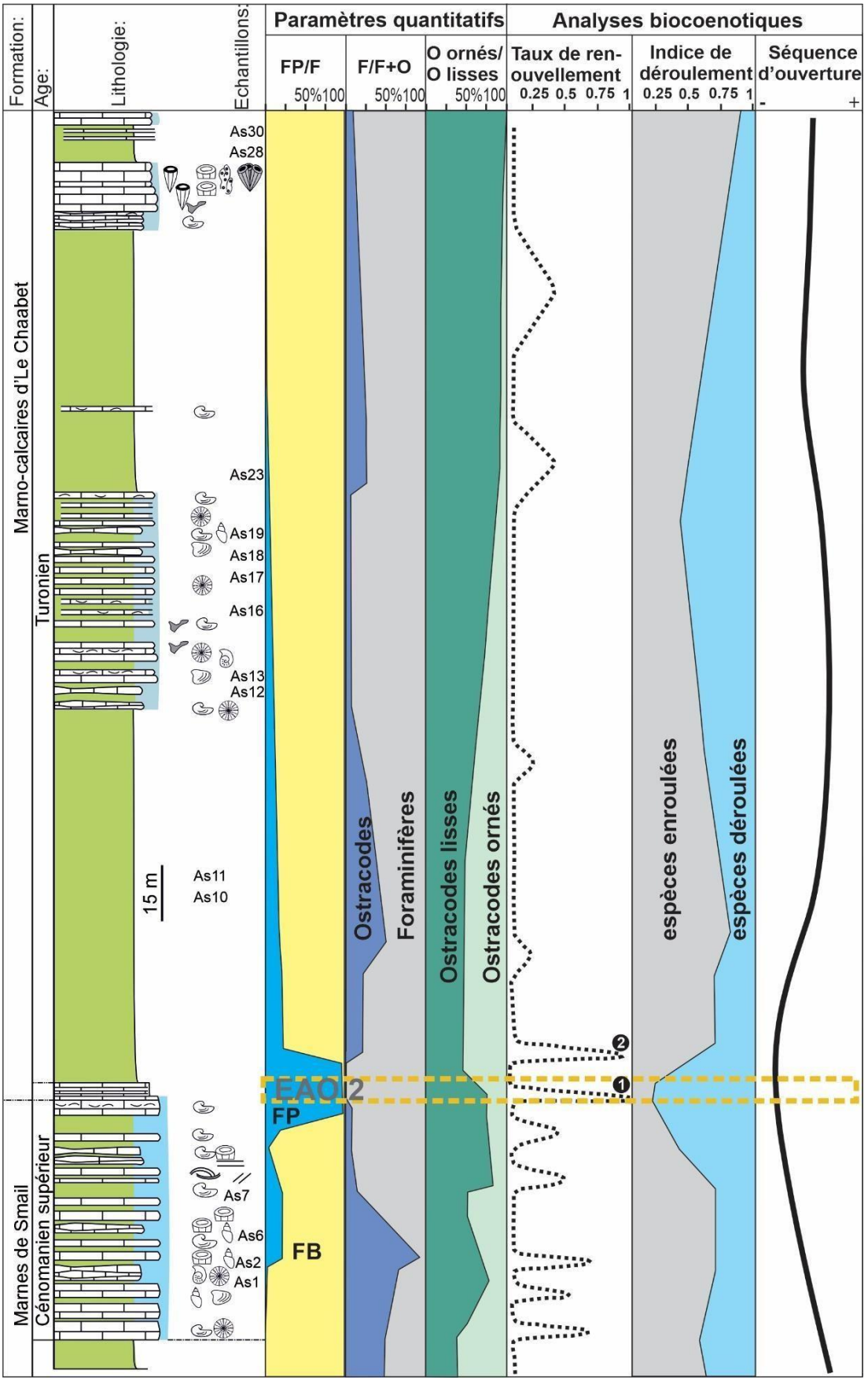


Fig. 48. Changement des paramètres quantitatifs et indices biocénotiques de la coupe de Hamla.

4 - Distribution des foraminifères

Le Tableau 4, accompagné des paragraphes et des listes de foraminifères qui suivent, présente la biodiversité microfaunistique identifiée dans les coupes étudiées dans ce travail (Arris et Fesdis), comparée à celles des Monts de Batna–Bellezma (Slami, 2019) et des Monts de Hamimet–Tébessa (Rault-Djerrab, 2012).

Ce tableau met en évidence la distribution paléogéographique des espèces de foraminifères étudiées dans les Aurès, les Monts de Batna–Bellezma ainsi que dans les Monts de Mellegue.

Tab. 4. Distribution paléogéographique des espèces de foraminifères d'age Cénomanien-Turonien dans les Monts de Bellezma, les Aurès et les Monts de Mellegue.

Espèce :	**Arris (Aurès septentrional)**	**Bou Arif (Aurès méridional)**	**Monts de Bellzma-Batna (Slami, 2019)**	**Monts de Bellezma-Batna (Hamla)**	**Hamimet (Tebessa-Monts de Mellegue) (Rault-Djerrab, 2012)**
Foraminifères planctoniques :					
Archaeoglobigerina blowi					•
Archaeoglobigerina cretacea					•
Biticinella breggiensis					•
Clavihedbergella subcretacea	•				•
Claviticinella digitalis					•
Claviticinella madecassiana					•
Dicarinella algeriana					•
Dicarinella asymetrica					•
Dicarinella canaliculata					•
Dicarinella concavata					•
Dicarinella sp.	•	•	•	•	•
Dicarinella hagni	•	•	•	•	•
Dicarinella imbricata	•	•	•	•	•
Favusella washitensis					•
Flabellammina sp.	•			•	
Flabellammina alexanderi	•			•	
Globigerina sp.	•			•	
Globigerinelloides sp.		•	•		•
Globotruncana arca					•
Globotruncana linneiana					•
Guembelitria cenomana					•
Haplophragmoides sp.	•			•	
Hedbergella sp.	•	•	•	•	•
Hedbergella flandrini	•				

Hedbergella hoelzli		•			
Hedbergella delrioensis	•	•	•	•	•
Hedbergella planispira	•	•		•	•
Hedbergella simplex	•		•	•	
Helvetoglobotruncana helvetica	•	•	•	•	•
Heterohelix globulosa		•	•	•	•
Heterohelix moremani	•	•	•	•	•
Heterohelix navarroensis	•				
Heterohelix reussi	•				
Heterohelix sp.	•	•	•	•	•
Lunatriella sp.			•	•	
Marginotruncana sp.		•			
Marginotruncana marginata					•
Marginotruncana pseudolinneiana					•
Marginotruncana renzi		•			•
Marginotruncana schneegansi		•			•
Marginotruncana sigali		•			•
Marginotruncana sinuosa					•
Pessagnoina simplex					•
Pessagnoina moremani					•
Planoheterohelix paraglobulosa.	•				
Planomalina buxtorfi					•
Praeglobotruncana sp.	•	•	•	•	
Praeglobotruncana algeriana	•				
Praeglobotruncana aumalensis	•		•	•	
Praeglobotruncana delrioensis	•	•			•
Praeglobotruncana gibba	•	•			•
Praeglobotruncana stephani	•	•	•	•	•
Pseudoclavihedbergella sp.	•				
Pseudoclavihedbergella amabilis					•
Pseudoclavihedbergella simplicissima	•				•
Pseudoplanoglobulina sp.					•
Pseudothalmanninella subticinensis					•
Pseudothalmanninella ticinensis					•
Rotalipora sp.	•				
Rotalipora appenninica	•				
Rotalipora cushmani	•				•
Rotalipora montsalvensis					•
Rotalipora planoconvexa					•
Rotalipora praemontsalvensis					•
Schackoina cenomana					•
Thalmanninella appenninica					•
Thalmanninella balernaensis					•
Thalmanninella gandolfii					•
Thalmanninella globotruncanoides					•
Thalmanninella greenhornensis					•
Thalmanninella multiloculata					•
Thalmanninella reicheli					•

Ticinella praeticinensis						•
Ticinella primula						•
Whieteinella sp.	•	•	•	•	•	
Whiteinella aprica	•	•	•	•		
Whiteinella archaeocretacea	•	•	•	•	•	
Whiteinella aumalensis			•	•		
Whiteinella baltica	•	•	•	•	•	
Whiteinella brittonensis	•	•	•	•	•	
Whiteinella cf. *praehelvetica*	•	•	•	•	•	
Whiteinella paradubia	•				•	
Foraminifères benthiques :						
Ammobaculites sp.	•	•	•	•	•	
Ammobaculites advenus			•	•		
Ammodiscus cretaceus					•	
Ammomarginulina sp.		•			•	
Astacolus sp.	•		•	•	•	
Biplanata sp.			•	•		
Charentia sp.		•				
Chrysalidina gradata			•	•		
Cuneolina sp.		•	•	•		
Cuneolina Laurenti			•	•		
Cuneolina pavonia			•			
Cyclolina sp.			•	•		
Dentalina sp.	•		•	•	•	
Dicyclina sp.		•				
Dentalina cf. *lorneiana*					•	
Dorothia sp.	•	•	•	•	•	
Dorothia oxycona	•	•	•	•		
Dorothia cf. *trochus*			•	•		
Eggerellina ? sp.					•	
Ellipsonodosaria sp.					•	
Flabellammina sp.	•		•	•		
Flabellammina alexanderi	•		•	•		
Frondicularia sp.	•		•		•	
Frondicularia cf. *glabrans*					•	
Frondicularia cf. *inversa*					•	
Fursenkoina sp.					•	
Gaudryina sp.		•			•	
Gaudryinoides sp.					•	
Gavelinella cf. *intermedia*					•	
Gavelinella sp.		•	•	•	•	
Globulina ? cf. *prisca*					•	
Globorotalites sp.	•					
Gubkinella ? sp.					•	
Guembelitria sp.	•	•				
Gyroidinoides cf. *nitidus*					•	
Gyroidinoides cf. *praestans*					•	
Haplophragmoides sp.	•		•	•		

Haplophragmoides globosa	•		•	•	
Lagena cf. *amphora*					•
Lagena cf. *apiculata*					•
Lenticulina sp.	•	•	•	•	•
Lenticulina rotulata	•	•	•	•	•
Lenticulina cf. *navicula*					•
Lenticulina cf. *nodosa*	•				•
Lituolidae sp.		•			
Marginulina ? sp.					•
Miliolidae sp.		•			
Nodosarella sp.					•
Nodosaria sp.		•	•	•	•
Nummoloculina sp.		•			
Nummoloculina heimi		•			
Nummoloculina regularis			•	•	
Orostella cf. *aumalensis*					•
Palmula ? sp.					•
Praebulimina sp.					•
Praesorites sp.			•	•	
Pseudolituonella sp.		•			
Pseudolituonella reicheli			•	•	
Pseudorhipydionina sp.		•	•	•	
Pseudorhipidionina casertana		•	•	•	
Pseudoglandulina ? sp.					•
Quinqueloculina sp.					•
Reophax sp.			•	•	
Saracenaria cf. *triangularis*					•
Spirillina sp.					•
Spirocyclina sp.		•			
Spiroloculina sp.		•	•	•	•
Textularia sp.	•	•	•	•	•
Textularia chapmani	•	•	•	•	•
Textulariella sp.		•	•	•	
Thomasinella sp.	•	•		•	
Thomasinella punica	•		•	•	•
Triloculina ? sp.					•
Tristix excavata					•
Tritaxia sp.		•			
Trochamminoides sp.		•	•	•	•
Trochamminoides topagorukensis			•	•	
Trocholina sp.					•
Valvulammina sp.			•	•	
Vaginulina cf. *recta*					•
Vaginulina sp.					•
Valvulineria cf. *berthelini*					•
Valvulineria cf. *lenticula*					•
Virgulina sp.					•

5- Discussion :

5 – a . Les foraminifères planctoniques :

Les foraminifères planctoniques constituent un composant biologique majeur des microfaciès identifiés au Cénomanien et au Turonien. Leur interprétation paléoenvironnementale repose en grande partie sur leurs analogues actuels, représentés notamment par les Whiteinelles.

Les Heterohelix, foraminifères planctoniques globuleux, sont considérés comme des espèces « opportunistes ». Leur prolifération est souvent associée à des épisodes de stress écologique, comme c'est le cas lors de l'événement anoxique océanique 2 (EAO2). Leur occurrence, dans l'ensemble des coupes étudiées, se limite aux strates du passage Cénomanien–Turonien et du Turonien inférieur.

À Dj. Bou Arif, les formes planctoniques sont présentes dès le Cénomanien et persistent au Turonien, bien que leur représentation reste très faible au Cénomanien (0–3 %). En revanche, elles deviennent abondantes au passage Cénomanien–Turonien et dans le Turonien inférieur.

L'étude a permis de distinguer deux principaux types morphologiques de tests :

- formes globuleuses, comprenant notamment *Whiteinella archaeocretacea, Whiteinella baltica, Hedbergella delrioensis, Hedbergella simplex* et *Heterohelix globulosa* ;
- formes carénées, qui incluent *Dicarinella hagni, Dicarinella imbricata, Praeglobotruncana stephani* et *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Les formes carénées, comme les Rotalipores, sont absentes des coupes de Dj. Bou Arif et des Monts de Bellezma. Leur absence pourrait être attribuée à leur spécialisation écologique (stratégie K) et à leur préférence pour les milieux plus profonds (Caron, 1983). Ces formes, plus sensibles, disparaissent sous l'effet des conditions extrêmes instaurées par l'EAO2. Toutefois, elles sont identifiées dans les coupes méridionales des Aurès (Arris) ainsi que dans la coupe de Hamimet (Tébessa).

La figure 49 illustre quelques exemples de microfossiles dégagés dans la coupe d'Arris.

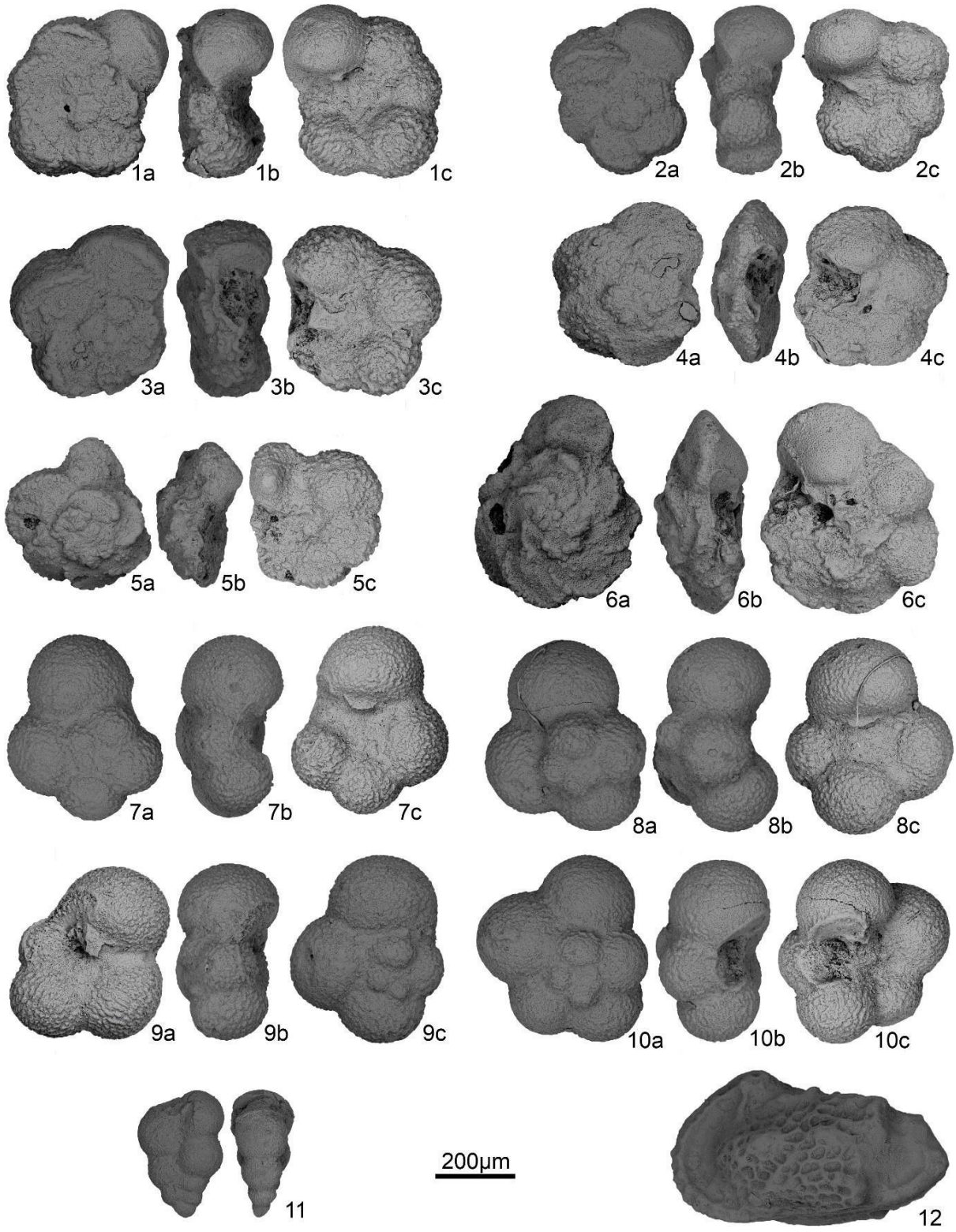


Fig. 49. Foraminifères et ostracodes de la coupe d'Arris, 1-3, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli 1945) ; Fig. 4, *Praeglobotruncana algeriana* (Caron, 1966) ; Fig. 5, *Praeglobotruncana stephani* ; Fig. 6, *Praeglobotruncana* sp. ; Fig. 7-10, *Whiteinella baltica* (Douglas et Rankin 1969) ; Fig. 11, *Planoheterohelix paraglobulosa* (Georgescu & Huber 2009) ; Fig. 12, Ostracode orné. Fig. 1-10, 12, échantillon GH11 ; Fig. 11, échantillon GH22. Toutes les coquilles sont à la même échelle (voir barre d'échelle).

5 – b . Les foraminifères benthiques :

Les foraminifères benthiques représentent un groupe de microfossiles particulièrement important, tant par leur diversité spécifique que par leur abondance. Ils jouent un rôle fondamental dans la caractérisation des conditions paléoécologiques et la reconstitution des environnements sédimentaires.

Dans les coupes étudiées, les foraminifères benthiques présentent une conservation moyenne et se composent principalement de formes enroulées, linéaires (uni- et bisériées) et pelotonnées. Leur répartition est cependant inégale :

- au passage C/T, leur pourcentage est très faible,
- ils sont abondants au Cénomanien inférieur et moyen, ainsi qu'au Turonien moyen,
- la coupe la plus riche en foraminifères benthiques est celle de Hamimet.

À Dj. Bou Arif, les formations étudiées montrent une abondance significative de foraminifères benthiques, mais leur nombre chute brutalement dans les black shales, en lien avec les conditions anoxiques locales.

6 – Analyses géochimiques de la coupe de Bou Arif

L'approche géochimique appliquée à la coupe de Bou Arif constitue un outil fondamental pour la reconstitution paléoenvironnementale. L'analyse des isotopes stables ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$), combinée aux mesures du carbone organique total (COT), aux taux de $CaCO_3$ et aux données minéralogiques, permet de mieux contraindre les variations du cycle du carbone, les changements climatiques et les conditions de dépôt, en mettant en évidence l'EAO2.

6 - A . Isotopes stables

La corrélation des signaux isotopiques du carbone et de l'oxygène, complétée par les données minéralogiques et calcimétriques (Fig. 50), révèle plusieurs tendances majeures :

Les valeurs moyennes enregistrées sont de +0,69 ‰ pour $\delta^{13}C$ et –4,34 ‰ pour $\delta^{18}O$.

- La courbe du $\delta^{13}C$ montre une excursion positive au passage Cénomanien–Turonien, atteignant +2,3 ‰ au niveau du banc 32'. Cette phase coïncide avec la zone à *Whiteinella archaeocretacea* et l'« événement à filaments » observé vers le banc 29'.
- Le $\delta^{18}O$ atteint un maximum relatif (–2,33 ‰) au niveau du banc 21', suivi d'une chute importante, avec une valeur minimale de –5,91 ‰ à la transition C–T. Cette diminution est synchrone de la crise EAO2 et corrélable avec l'*Heterohelix* Shift.
- L'appauvrissement du $\delta^{13}C$ (–0,68 ‰) traduit probablement une oxydation accrue de matière organique, tandis que les valeurs très négatives en $\delta^{18}O$ reflètent des conditions anoxiques et stratifiées du bassin.
- Un pic positif de $\delta^{13}C$ (+2,03 ‰, banc 32') dans la zone à Helvetoglobotruncana helvetica traduit une productivité biologique élevée et un enfouissement efficace de matière organique, malgré la persistance de valeurs négatives en $\delta^{18}O$.
- Au-dessus de cette biozone, les deux isotopes diminuent à nouveau, atteignant respectivement –0,92 ‰ ($\delta^{13}C$) et –4,76 ‰ ($\delta^{18}O$).

Ces variations s'inscrivent dans un contexte climatique global de type « greenhouse », marqué par des températures élevées, un taux de CO_2 atmosphérique important, un gradient thermique réduit et une forte humidité intertropicale (Laugié et al., 2020).

6 - B- Taux de $CaCO_3$

L'analyse de 29 échantillons marneux, du Cénomanien moyen au Turonien moyen, montre :

- des valeurs modérées et variables (25–60 %) au Cénomanien moyen,
- une forte augmentation au passage Cénomanien–Turonien, avec un pic de 90 % au banc 28',
- une diminution progressive à partir du banc 38'.

Cette évolution coïncide avec les données sédimentologiques et micropaléontologiques, confirmant une forte productivité carbonatée suivie d'un appauvrissement progressif.

6 - C . Mesure du Carbone Organique Total (COT)

Les valeurs obtenues varient entre 1,29 % et 3,68 %.

- Les pics de COT correspondent généralement aux diminutions du $CaCO_3$, traduisant une relation inverse entre préservation organique et précipitation carbonatée.
- Un pic majeur (2,8 %) est observé au passage C–T, coïncidant avec la valeur minimale en $\delta^{18}O$ et l'augmentation du $\delta^{13}C$.
- Un deuxième pic (3,04 %) est enregistré au banc 38', corrélable avec le second pic de renouvellement de la microfaune benthique.

Ces données mettent en évidence des phases anoxiques et euxiniques récurrentes au cours de l'intervalle étudié, confirmant la forte empreinte de l'EAO2.

6 - D . Analyses minéralogiques

Les sédiments présentent :

- des teneurs élevées en quartz et argiles (10–50 %) durant le Cénomanien, témoignant de l'apport détritique terrigène sur une plateforme carbonatée,
- une chute brutale de ces valeurs au passage C–T (banc 28'), signe du confinement du milieu,
- une augmentation progressive au-dessus du passage, confirmant une reprise des apports détritiques.

La dolomite est peu représentée, avec une dolomitisation quasi absente, ce qui reflète l'approfondissement du milieu et la diminution de la production primaire de la dolomite.

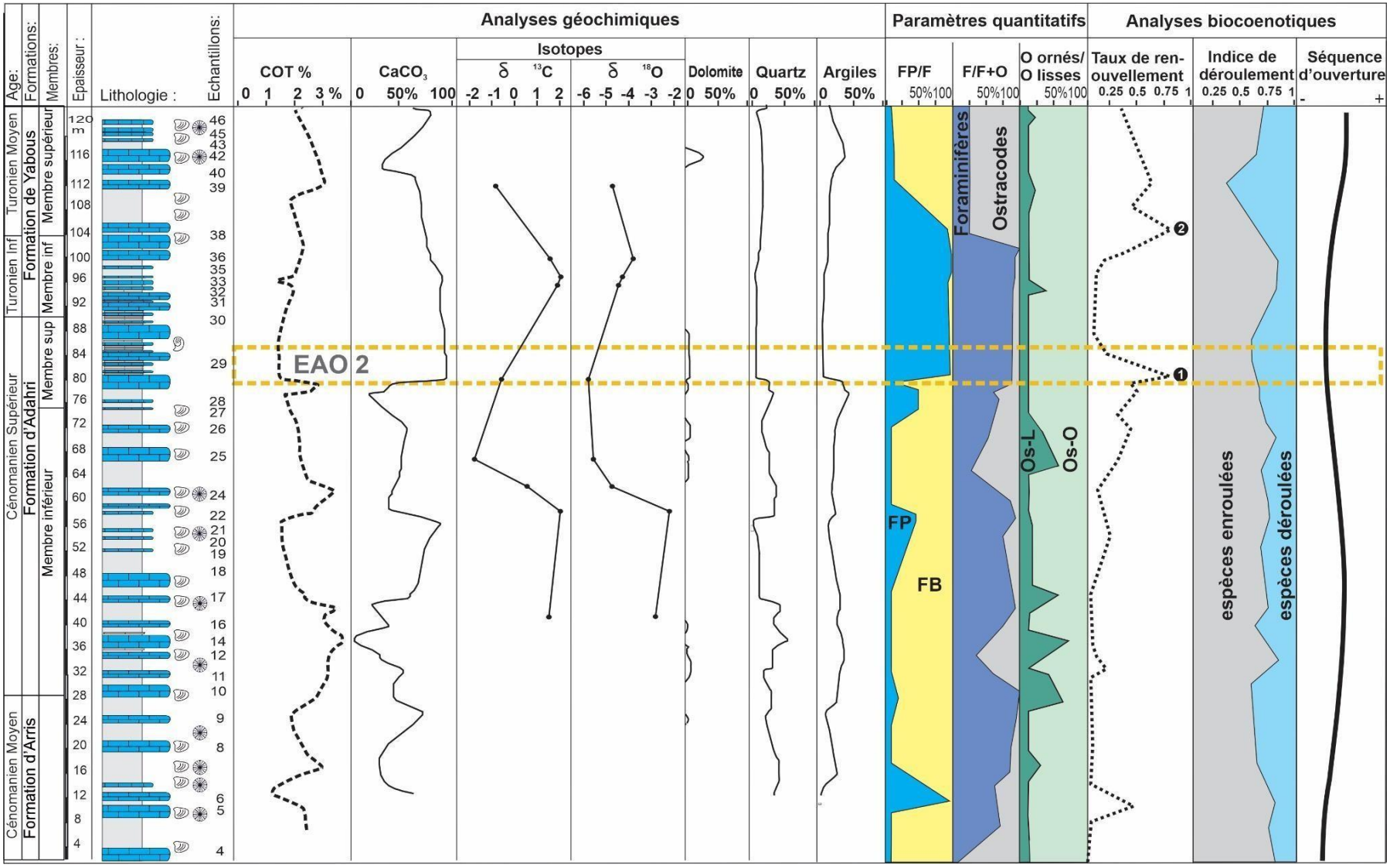


Fig. 50. Variation des résultats géochimiques, minéralogiques et biocoenotiques dans la coupe Bou Arif (Garah, 2017).

7 – Rapport entre foraminifères et géochimie

La comparaison entre les données issues des analyses géochimiques et celles relatives aux morphologies et aux distributions des foraminifères a permis d'identifier plusieurs bioévénements distincts le long de la coupe de Bou Arif. La limite C/T semble correspondre à la disparition de la majorité des foraminifères benthiques et ostracodes, concomitante à l'apparition des premiers foraminifères planctoniques turoniens. Cette limite est précisément corrélée à la valeur la plus basse en $\delta^{18}O$ (-5,91 ‰).

Dans ce contexte anoxique, un renouvellement quasi complet des foraminifères est enregistré, suivi d'une phase de relative stabilité paléoenvironnementale. Après la disparition des foraminifères benthiques, la courbe $\delta^{13}C$ atteint un maximum de +2,03 ‰, interprété comme le résultat d'une libération accrue de matière organique enfouie durant la crise. Lithologiquement, ce renouvellement se traduit par un changement de faciès dans le membre inférieur de la Formation de Yabous, marqué par l'installation des *Black shales*.

Par la suite, les valeurs de $\delta^{18}O$ augmentent progressivement jusqu'à -3,92 ‰, traduisant un environnement plus oxygéné. Cette évolution est associée à un nouveau pic de renouvellement au sommet du membre inférieur de la Formation de Yabous. La recolonisation progressive du fond marin par des formes benthiques, combinée à la raréfaction des foraminifères planctoniques, illustre ce retour à des conditions plus favorables, confirmant le signal isotopique. Des observations similaires ont été rapportées dans les Monts de Batna–Bellezma par Slami (2018).

8 - Conclusion

Cette étude pluridisciplinaire a permis de documenter une succession d'événements sédimentaires, biologiques et tectono-eustatiques, qui peuvent être résumés comme suit :

- Un changement lithologique, amorcé dès le Cénomanien supérieur, traduit la transition d'une sédimentation néritique vers une sédimentation plus pélagique.
- Les conditions anoxiques s'installent dès la biozone à *Whiteinella archaeocretacea*, comme en témoignent la forte réduction des populations de foraminifères et l'évolution des signaux géochimiques ($CaCO_3$, COT, $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$).

- L’analyse des paramètres géochimiques au Cénomanien supérieur–Turonien inférieur révèle une phase anoxique marquée, qui débute dans la zone à *W. archaeocretacea* et s’intensifie à la base de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.
- La crise biologique devient manifeste à partir du banc 28’, corroborée par les résultats micropaléontologiques et géochimiques.
- Les valeurs moyennes de $\delta^{18}O$ indiquent un climat chaud au passage C-T, compatible avec un contexte global de type « greenhouse ».
- L’approfondissement progressif de la plate-forme carbonatée s’accompagne d’une réduction progressive des apports détritiques terrigènes, marquant un environnement plus confiné, souvent anoxique, et favorable au dépôt de matière organique.
- Les compositions isotopiques du carbone et de l’oxygène sont comparables à celles relevées dans d’autres coupes C-T à travers le monde (Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Jenkyns et al., 1994 ; Wan et al., 2003 ; Amédro et al., 2005 ; Caron et al., 2006 ; Jarvis et al., 2006 ; Voigt et al., 2007 ; Jati et al., 2010 ; Bozcu et al., 2011).

Dans les monts des Aurès–Nementcha, le signal isotopique montre une bonne corrélation (Fig. 51) avec les coupes de Djebel Chir (Grosheny et al., 2008) et de Djebel Essouabaa (Chabane, 2015). Ces corrélations mettent en évidence deux phases majeures :

- **Phase I :** augmentation marquée des valeurs de $\delta^{13}C$, observée à l’échelle téthysienne (Chabane, 2014). Dans notre zone d’étude, cette élévation varie de +0,9 à +2,6 ‰, atteignant +2,03 ‰ (+1,7 ‰ par rapport aux valeurs antérieures). Elle correspond à la base de la biozone à *W. archaeocretacea* et coïncide avec l’extinction des formes index du Cénomanien supérieur.
- **Phase II :** chute brutale des valeurs jusqu’à +0,7 ‰ (-0,92 ‰ dans notre coupe). Cette anomalie correspond à la première apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica* et s’accompagne d’une prolifération des Heterohelicidés (événement à *Heterohelix*).

Ces résultats mettent en évidence l’existence d’événements isotopiques synchrones et comparables à l’échelle régionale et globale. Après l’apparition de *H. helvetica*, les valeurs isotopiques retrouvent des niveaux normaux, marquant la fin de la crise anoxique globale.

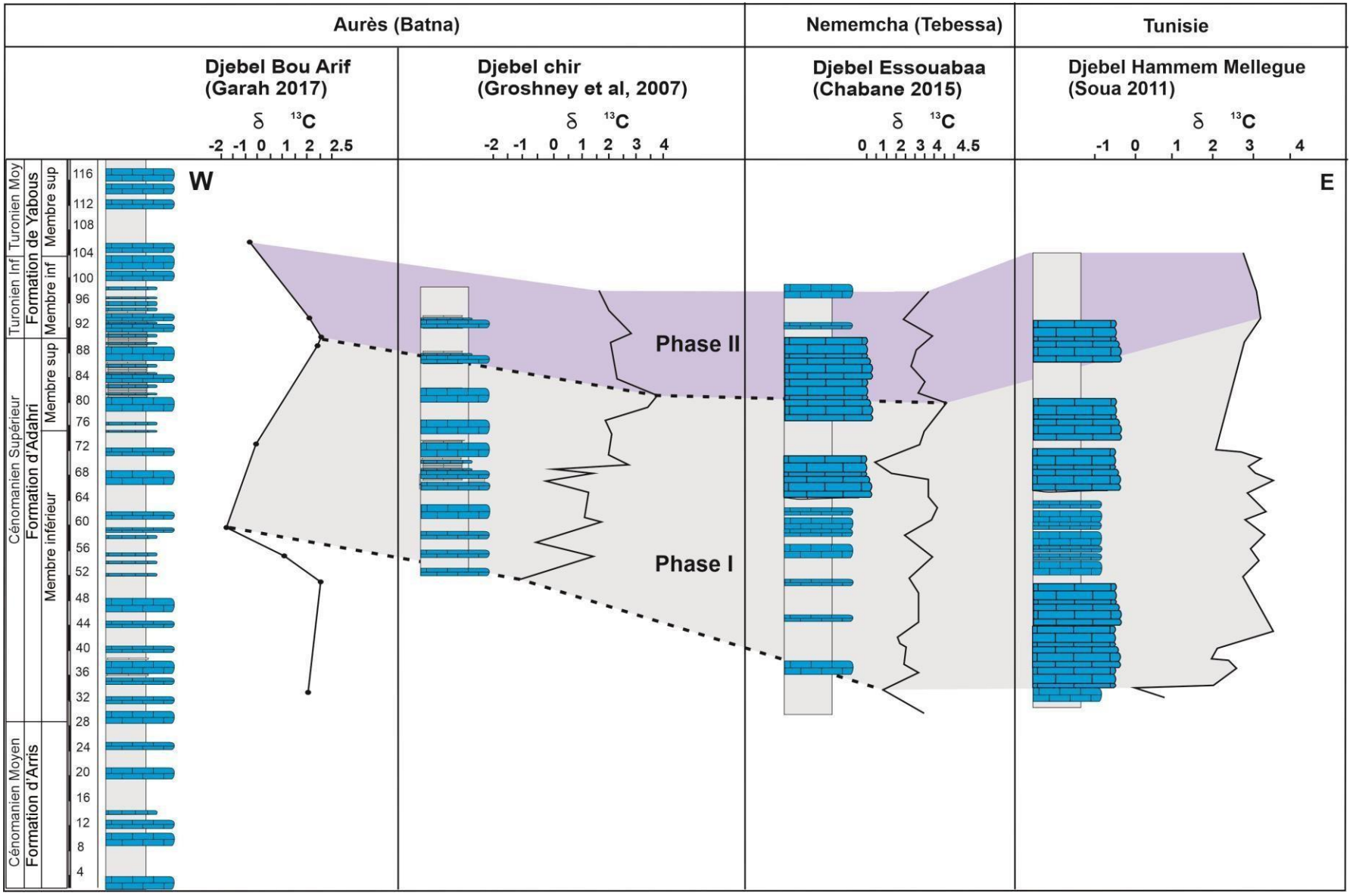


Fig. 51. Corrélation du signal isotopique $\delta^{13}C$ dans les Aurès et le bassin de Mellegue (Garah, 2017).

CHAPITRE 5 :

Paléogéographie et corrélations

1 - Introduction

L'étude des séries sédimentaires du passage C/T revêt un intérêt particulier dans la marge sud-téthysienne, car cette période correspond à une phase de profonds bouleversements paléoenvironnementaux et paléogéographiques à l'échelle globale (Amédro et al., 2005). Dans les Aurès, la reconstitution stratigraphique permet non seulement de préciser la dynamique locale de dépôt, mais aussi d'établir des corrélations avec les coupes du bassin atlasique algéro-tunisien.

Ces corrélations offrent un cadre de comparaison précieux pour identifier les événements majeurs, tels que les variations eustatiques, les changements de faciès et d'épaisseurs, ainsi que les biomarqueurs associés à l'EAO2 (Jenkyns et al., 1994). De telles comparaisons mettent en évidence à la fois des similarités régionales et des contrastes locaux, liés aux particularités paléogéographiques de chaque bassin. Elles permettent ainsi de retracer l'évolution des dynamiques sédimentaires et de proposer des modèles de dépôt pour le Cénomanien et le Turonien.

Sur le plan paléogéographique, le Cénomanien–Turonien se caractérise par l'expansion des bassins épicontinentaux, favorisée par une élévation maximale du niveau marin (*maximum flooding*) (Grosheny et al., 2008). L'Afrique du Nord occupait alors une position charnière entre l'Atlantique en ouverture et la Téthys méridionale, conférant aux strates étudiées une importance particulière pour la reconstitution des dynamiques sédimentaires et des échanges biotiques. L'analyse conjointe des données stratigraphiques, paléontologiques et sédimentologiques permet de mieux cerner cette évolution paléogéographique et de replacer les secteurs étudiés dans le cadre régional téthysien.

2 – Corrélations et paléogéographie

2 - A - Corrélation régionale au cours du passage C/T

Les principaux bioévénements identifiés au passage C/T dans la région de Bou Arif présentent une forte similitude avec ceux rapportés dans les travaux antérieurs de Grosheny (1980), Chabane (2014) et Slami et al., (2018).

La corrélation des niveaux C-T à l'échelle du bassin des Aurès met en évidence d'importantes variations latérales d'épaisseurs et de faciès, directement liées à la paléostructuration du bassin aurésien en blocs basculés (Fig. 52).

Il est à noter que l'épaisseur des *Black shales* diminue progressivement vers le sud des Aurès. À Biskra, la plate-forme carbonatée du Ziban représente l'élément dominant au passage Cénomanien–Turonien. De même, vers le nord, notamment à Hamla, l'épaisseur des *Black shales* tend également à diminuer, tandis que des faciès de faible profondeur sont observés.

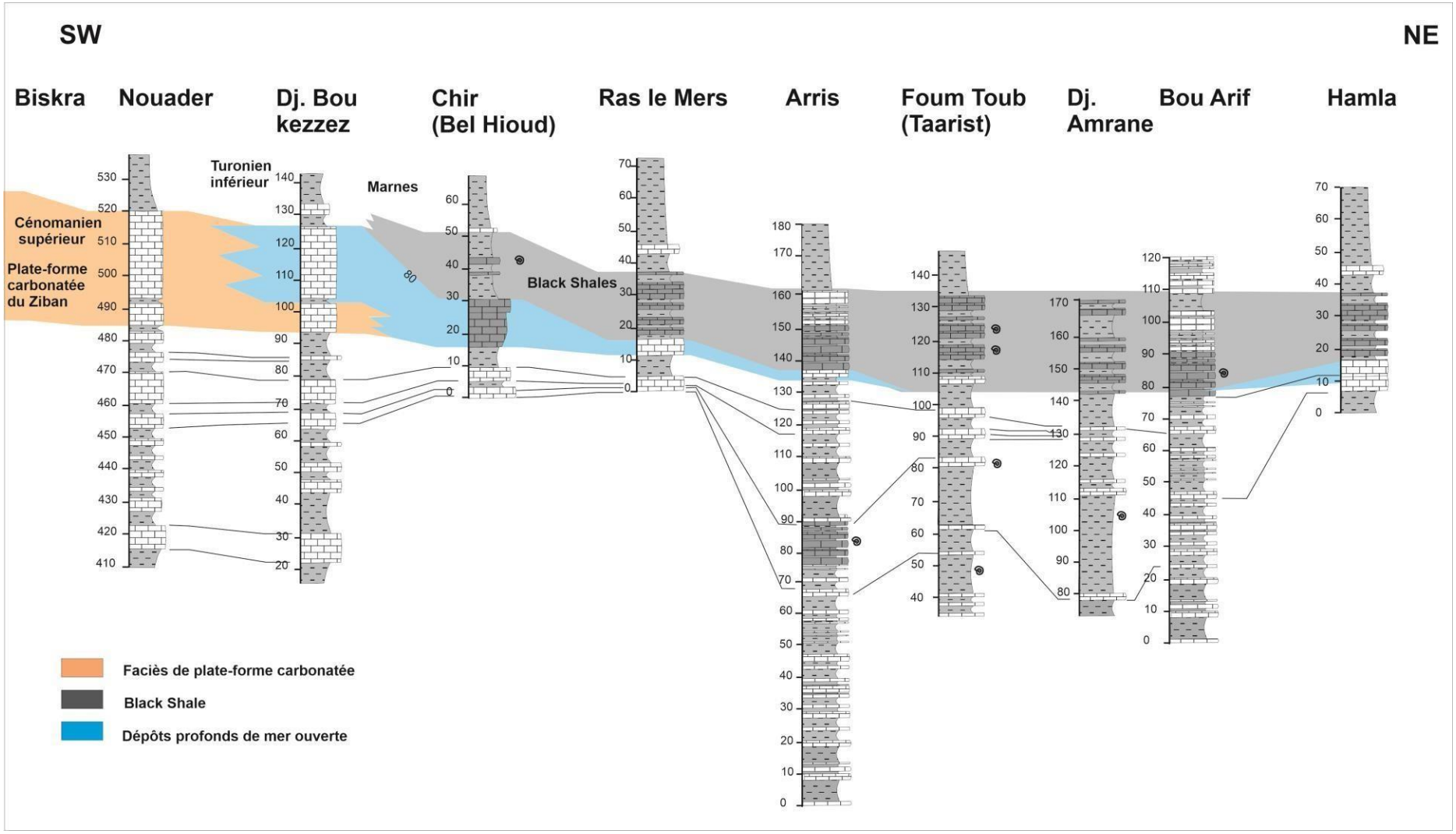


Fig.52. Corrélation des principales coupes du massif des Aurès (d'après Grosheny et al., 2007), complétée par les données issues des coupes d'Arris, de Bou Arif et de Hamla.

2 - B - Paléogéographique du domaine atlasique oriental au cours de passage C/T

Dans le domaine atlasique oriental, deux principaux modèles paléogéographiques ont été proposés dans la littérature.

Le premier modèle met en évidence l'influence des accidents tectoniques d'orientation NW-SE à WNW-ESE. Il implique un dispositif en blocs basculés vers le sud-ouest, qui caractérise une grande partie du bassin des Aurès (Herkat, 2000). Plusieurs auteurs suggèrent par ailleurs l'existence d'une rampe faiblement inclinée, dont la profondeur augmente progressivement d'ouest en est (Herkat, 1999, 2003 ; Herkat et Benkherouf, 2006). Cette rampe est subdivisée en différents domaines : proximal, médian, distal, de transition, puis le bassin proprement dit (in Slami, 2014).

Le second modèle, proposé par Grosheny et al. (2007) pour le passage Cénomano-Turonien, restitue une paléogéographie organisée en quatre grands environnements biosédimentaires : (1) une plate-forme carbonatée à rudistes, (2) un domaine de transition à huîtres, (3) des corridors, et (4) le bassin.

L'intégration des coupes étudiées dans ce cadre met en évidence leur positionnement respectif dans le schéma paléogéographique présenté ci-dessous.

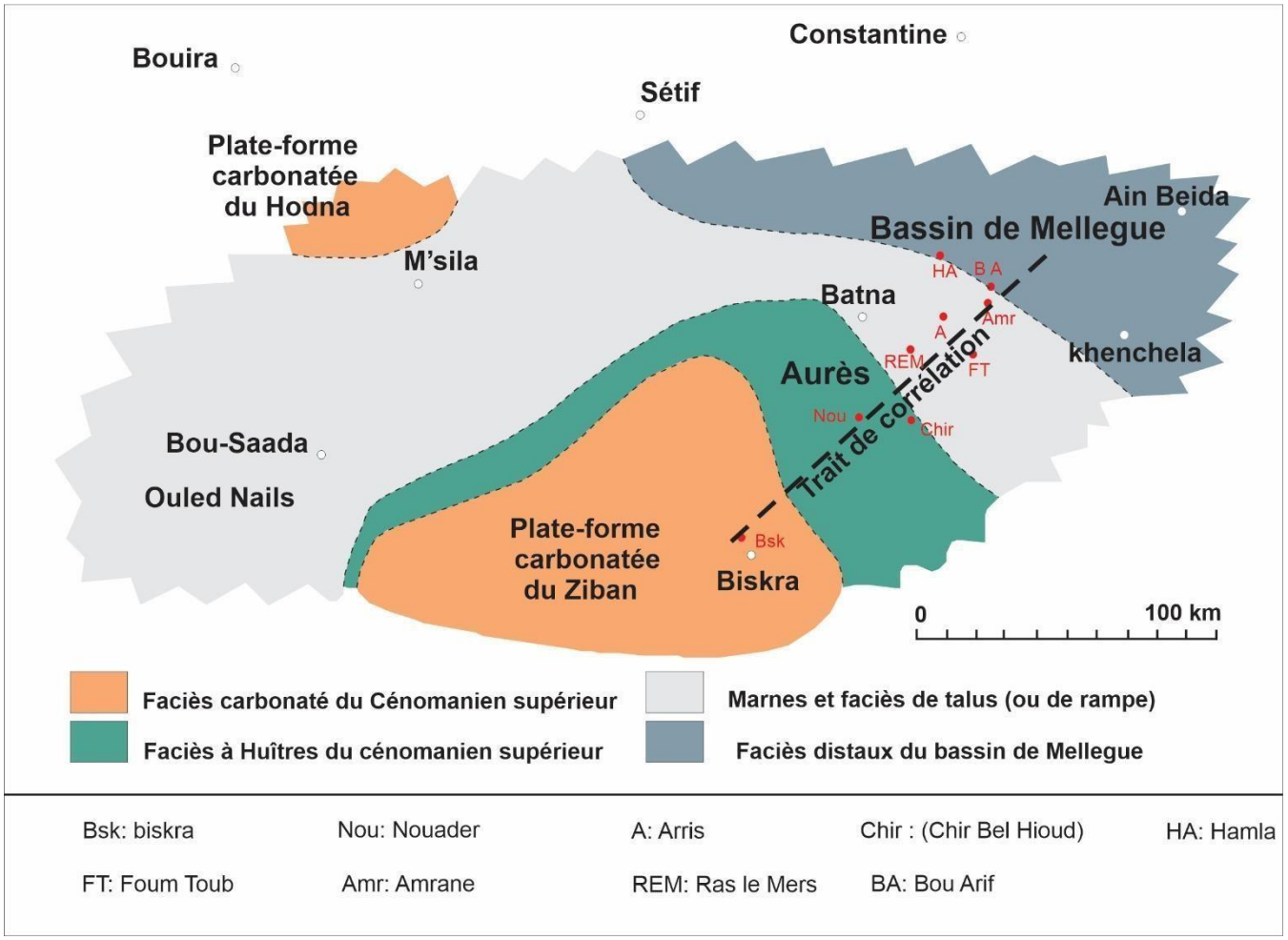


Fig. 53. Paléogéographie de la partie orientale de l'Atlas saharien durant le Cénomanien terminal–Turonien basal (d'après Grosheny et al., 2007), complétée et adaptée à partir des coupes étudiées (BA : Bou Arif, HA : Hamla et A : Arris).

3 - Caractéristiques du Bassin Atlasique Algéro-tunisien

Le secteur d'étude appartient aux monts de Batna-Aurès, intégrés dans la vaste province paléogéographique du bassin atlasique Algéro-tunisien, qui s'étend de part et d'autre de la frontière Algéro-tunisienne. Ce bassin, l'un des principaux domaines atlasiques du Maghreb oriental, s'étire du Nord-Est au Sud-Ouest le long de la bordure nord-orientale de l'Afrique du Nord. Il présente une largeur relativement importante dans sa partie sud-occidentale (correspondant aux Aurès) et se rétrécit progressivement vers le nord-est tunisien, formant un trapèze dont la hauteur correspond à l'allongement du bassin et la base est relativement étroite. Ce type de configuration est comparable aux bassins dits « triangulaires » (Delfaud, 1986).

Le bassin est limité par trois grandes zones de failles (Herkat, 1999) :

- **À l'ouest :** la faille des monts de Bellezma et de Batna, orientée N70°E, qui se prolonge en Tunisie par les monts de la Medjerda.
- **Au sud :** la faille sud-atlasique, comprenant des segments orientés EW à 120°E, s'étendant de la faille sud-aurésienne jusqu'aux Chotts de Tunisie.
- **À l'est :** deux failles encadrent le Môle de Kasserine :
  - La faille de Kairouan (Boccaletti, 1982), orientée N70°E, séparant la zone des « fossés » tunisiens au nord du Môle de Kasserine au sud.
  - L'axe Nord-Sud, élément structurant majeur de la Tunisie, séparant l'Atlas tunisien et le Môle de Kasserine de la plate-forme orientale.

La marge nord reste mal connue, en raison des recouvrements par l'allochtone alpin et des effondrements associés à l'ouverture de la Méditerranée.

Le bassin atlasique Algéro-tunisien se subdivise en trois domaines paléogéographiques distincts, du Sud-Ouest vers le Nord-Est :

1. **Domaine occidental des Aurès et Nementchas :** caractérisé par une faible subsidence et des phases de distension au Vracono-Cénomanien, entraînant la fragmentation en blocs basculés selon des accidents NW/SE et WNW/ESE (Herkat, 1999).
2. **Domaine nord des Aurès et Hamimat :** marqué par une forte subsidence et la persistance d'une tectonique en blocs basculés NW/SE, constituant une zone de transition entre la plateforme et le bassin distal.
3. **Domaine distal (Monts du Mellègue et de Morsott vers l'Atlas tunisien et le sillon tunisien) :** caractérisé par une tectonique en blocs basculés selon des failles NW/SE, renforcée par leur rejeu au Plio-Villafranchien, générant des fossés d'effondrement fréquents en Tunisie (Herkat, 1999). Ce domaine est bordé à l'est par la zone haute de l'Axe Nord-Sud, où les accidents NE/SW (N60°E) et NW/SE influencent la sédimentation, formant des blocs basculés en « losange » (J. Ouali, 1985). Cette tectonique est active depuis l'Aptien et, à partir du Vracono-Cénomanien, s'accompagne de failles subméridiennes listriques de part et d'autre de l'Axe Nord-Sud (Herkat, 1999).

3 - A - Diapirisme, et rôle dans la paléostructuration

L'affleurement du Trias dans le bassin atlasique Algéro-Tunisien se distingue par ses dômes évaporitiques, souvent dépourvus de sel affleurant, ainsi que par ses vastes formations argilo-gypso-dolomitiques. Cette zone est caractérisée par un diapirisme

polyphasé, s'étant manifesté à plusieurs étapes au cours de l'évolution tectono-sédimentaire (Dubourdieu, 1956; Thibiéroz et Madre, 1976; Masse et Chikhi-Aouimeur, 1982; Rouvier et al., 1985; Perthuisot, 1992; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000).

Les formations triasiques affleurent à la surface en raison de phases de distension Albien-Aptien et Tertiaire-Quaternaire, interrompues par une phase compressive à l'Éocène terminal (fin Lutétien). L'initiation des phénomènes halocinétiques est liée à la distension en blocs basculés caractéristique de l'Atlas saharien oriental au Crétacé, après la fracturation du substratum anté-salifère (Vila, 1980). La mobilisation du matériau salifère a été facilitée par son fluage et par la présence de zones fragiles dans la couverture post-salifère, conduisant à son ascension et à sa migration vers le haut (Salmi-Laouar, 2004).

Ces intrusions plastiques ont eu un double effet : elles ont contrôlé la subsidence différentielle et la répartition spatiale des faciès, tout en influençant les circulations de fluides et la dynamique de l'espace d'accommodation. Par ailleurs, cette activité halocinétique a accentué les contrastes bathymétriques locaux, favorisant la formation de paléo-hauts et de zones subsidentes.

3 - B - Caractéristiques paléo-environnementales

Pendant le Cénomanien-Turonien, le bassin atlasique présentait un paysage paléogéographique complexe, marqué par des zones de subsidence, des secteurs relativement stables et des plateaux soumis à des remontées diapiriques. Les dépôts sédimentaires sont variés, allant des calcaires et marnes aux black shales, témoignant de conditions paléoenvironnementales fluctuantes, incluant des épisodes d'anoxie et de dysaérobie.

Les dépôts sombres, feuilletés et laminés, associés à une microfaune planctonique abondante, indiquent un milieu profond et relativement calme. L'accumulation de matière organique dans des conditions de faible oxygénation reflète une forte productivité en surface et un enfouissement efficace au fond marin, confirmant le caractère anoxique du bassin. De plus, les variations environnementales, telles que les remontées d'eaux riches en nutriments ou la stratification des masses d'eau liées aux évaporites triasiques, ont influencé la distribution et la concentration de la matière organique.

L’événement anoxique océanique 2 (EAO2), marquant la transition C/T, se distingue par des conditions environnementales spécifiques, une diversité notable de la faune planctonique, une accumulation significative de matière organique marine et une ampleur géographique importante le long de la marge sud-téthysienne. Les changements observés dans la composition de la microfaune traduisent les fluctuations environnementales et les réponses adaptatives des microorganismes face à ces conditions paléoenvironnementales variables.

3 - C - Corrélation avec le faciès de Bahloul

Le bassin des Aurès est considéré, d’un point de vue paléogéographique, comme un prolongement occidental de la plate-forme carbonatée de Tunisie centro-occidentale, où la formation Bahloul, à caractère anoxique, est reconnue comme une roche-mère d’hydrocarbures à vaste extension (Chabane, 2014). Ce faciès est également signalé en Algérie, au nord de l’accident sud-atlasique, dans plusieurs localités (Busson et al., 1999), formant probablement une ceinture continue le long de la plate-forme nord-africaine au cours du Crétacé moyen, allant de la Tunisie jusqu’au Pré-Rif marocain (Soua et al., 2007).

Dans notre étude, le membre supérieur de la formation d’Adahri serait équivalent à la formation anoxique de Bahloul. Ce faciès a vraisemblablement constitué une bande continue en bordure de la plate-forme nord-africaine au Crétacé moyen, de la Tunisie vers l’ouest. Il existe ainsi une corrélation évidente entre ces niveaux anoxiques et la transgression majeure du passage Cénomanien-Turonien à l’échelle régionale. Les niveaux riches en matière organique sont particulièrement développés dans le bassin Algéro-Tunisien.

Dans les Aurès, l’épaisseur de cette formation peut atteindre 60 m, alors que dans notre secteur, situé dans la partie septentrionale du bassin aurésien, elle n’atteint qu’environ 10 m. La figure suivante (Fig. 54) illustre une carte isopaque des confins algéro-tunisiens, montrant que la formation de Bahloul est équivalente aux « calcaires de Bou Arif ».

Les dépôts riches en matière organique de Djebel Bou Arif, d’Arris et de Hamla témoignent de la continuité des sédiments entre le bassin de Mellegue et le bassin Algéro-Tunisien, bien que leurs épaisseurs varient en raison de la tectonique régionale et des mouvements halocinétiques.

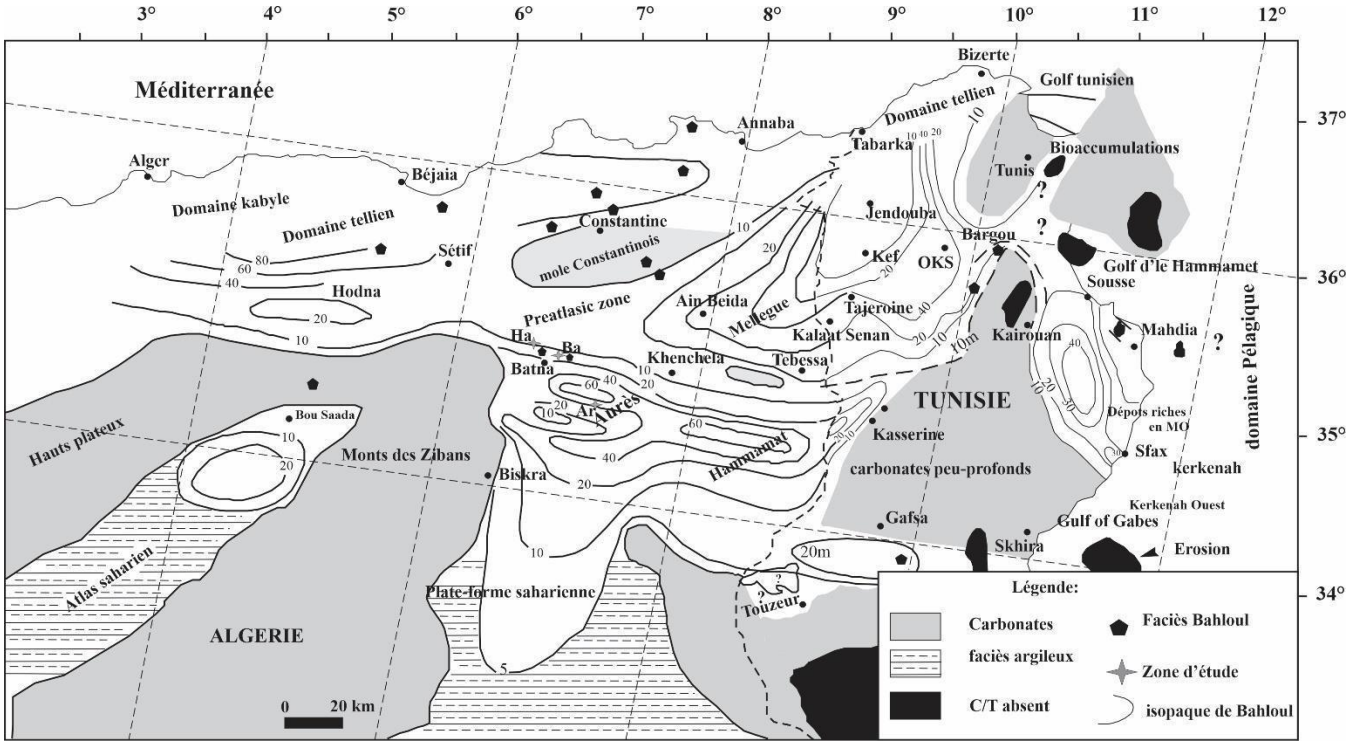


Fig. 54. Carte isopaque de la formation riche en matière organique de Bahloul durant le passage Cénomanien-Turonien (Soua et *al*., 2009).

3 - D – Modèle de sédimentation des black shales durant le passage C/T

L'ensemble des informations obtenues dans la littérature concernant l'étude paléoenvironnementale des secteurs avoisinants de notre secteur d'étude, nous permet d'adapter ce modèle de sédimentation paléo-environnementale au niveau des Aurès pendant le passage C-T (Fig. 55).

Ce modèle explique le confinement dû au cours de cette période, la répartition des facies riches en matière organique est contrôlée par des paléohauts-fonds développés autour des extrusions triasiques d'une direction NE-SW (Chabane, 2014).

La distribution de la nature organique des faciès riches en matière organique ont été clairement contrôlés par l'emplacement des fossés d'effondrement, durant la transition C/T. En revanche, pour quelques secteurs tels que : Hamla et Djebel Ich Ali, les données privilégient des mouvements verticaux pour expliquer les mouvements ascensionnels synsédimentaires halocinétiques triasiques. La structuration de ces petits bassins ou fossés, liés au rifting atlasique, est généralement lié à l'ouverture de la Néotéthys vers le nord-est (Guiraud et Maurin, 1991) et à l'ouverture de l'Atlantique central au sud-ouest.

Cette période de rifting n'a pas commencé avant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Le maximum de la mise en place en matière organique des dépôts C/T est le plus souvent atteint dans la périphérie des dômes salifères triasiques.

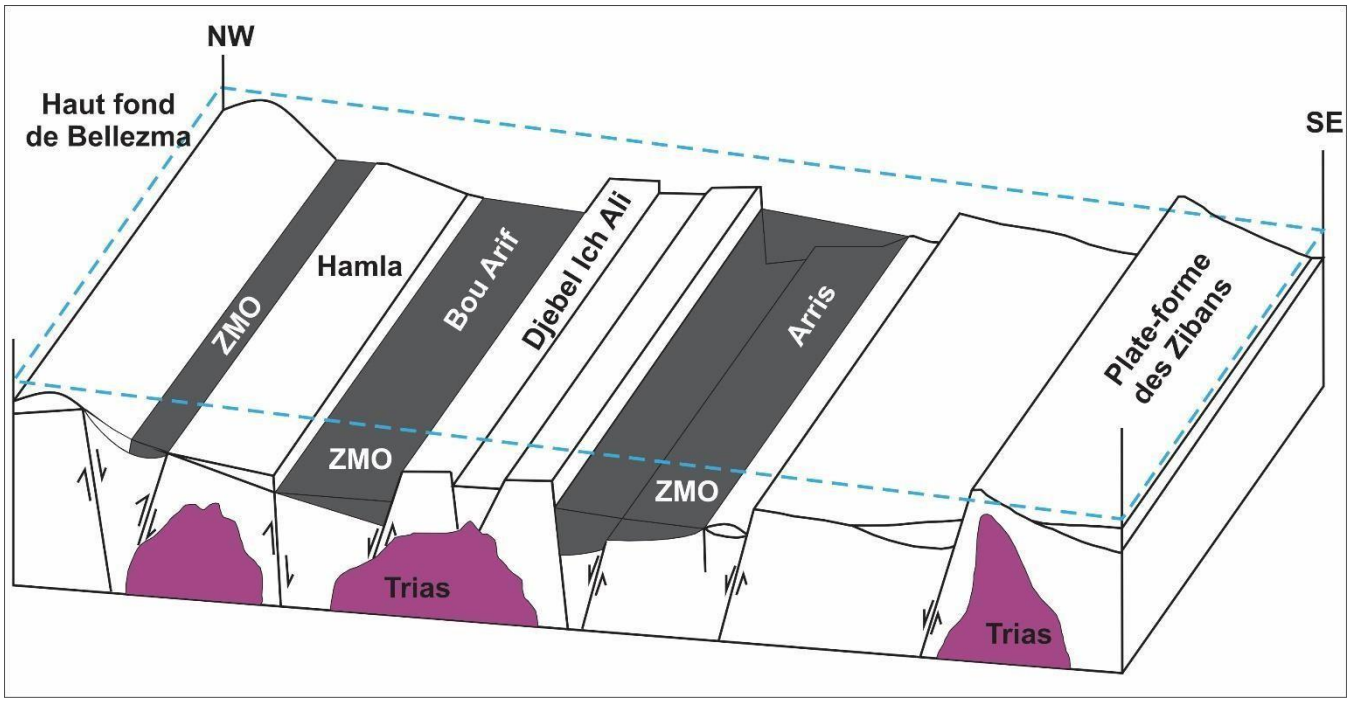


Fig. 55. Paléogéographie pendant la sédimentation des black shales, contrôlés par les mouvements tectoniques synsédimentaires dans les Aurès. ZMO : zone à minimum en oxygène.

4 - Modèles de dépôt de la zone étudiée durant le Cénomanien-Turonien

La reconstitution paléoenvironnementale des strates étudiées, issue des différentes observations et interprétations des trois coupes étudiées, met en évidence des fortes variations d'épaisseur et de faciès durant le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur. Pendant le Crétacé supérieur : une plate-forme isolée, peu profonde, riche en rudistes et coraux, s'est développée dans la marge mméridionale des monts de Bellezma, notamment à Hamla. Cette plate-forme était entièrement entourée par des environnements profonds (plate-forme externe et bassin) et ne recevait aucun apport détritique terrigène (Fig. 56 A). de même une Plate-forme carbonatée à rudistes a été décrite dans les monts des Aurès (Yahiaoui, 1990). Une autre plate-forme à rudistes, détachée au littoral a également été décrite dans les monts d'Ouled Nail (Grosheny et al., 2008, Benyoucef et al., 2025).

Ces différences paléogéographiques pourraient être liées aux variations eustatiques et/ou à des mouvements tectoniques extensifs synsédimentaires, qui contrôlent la création et le comblement de l'espace d'accommodation durant le dépôt de la plate-forme du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur. Les données issues de la région nord-africaine suggèrent que les

changements morphologiques du fond marins autour de la limite cénomano-turonienne auraient pu être amplifiés par la tectonique (e.g., Herkat et Guiraud, 2006 ; Garah et al., 2023). L'hypothèse d'une légère déformation tectonique a été également appuyée par des résultats obtenus sur la marge atlantique marocaine (Jati et al., 2010).

Durant le passage C/T, la plate-forme à rudistes de Bellezma a été submergée, et des dépôts riches en matière organique sont mis en place après la transgression majeure, l'empreinte de l'EAO2 a été enregistrée dans les trois secteurs étudiés (Fig. 56 B).

Pendant le Turonien, une sédimentation profonde a été signalée dans les régions d'Arris et à Bou Arif (Fig. 56 C) ; en revanche, à Bellezma une reprise d'une sédimentation turonienne en milieu de plate-forme peu profonde à rudistes a été bien étudiée, comparable à celle observée dans les faciès du Cénomanien supérieur antérieurs à l'EAO2.

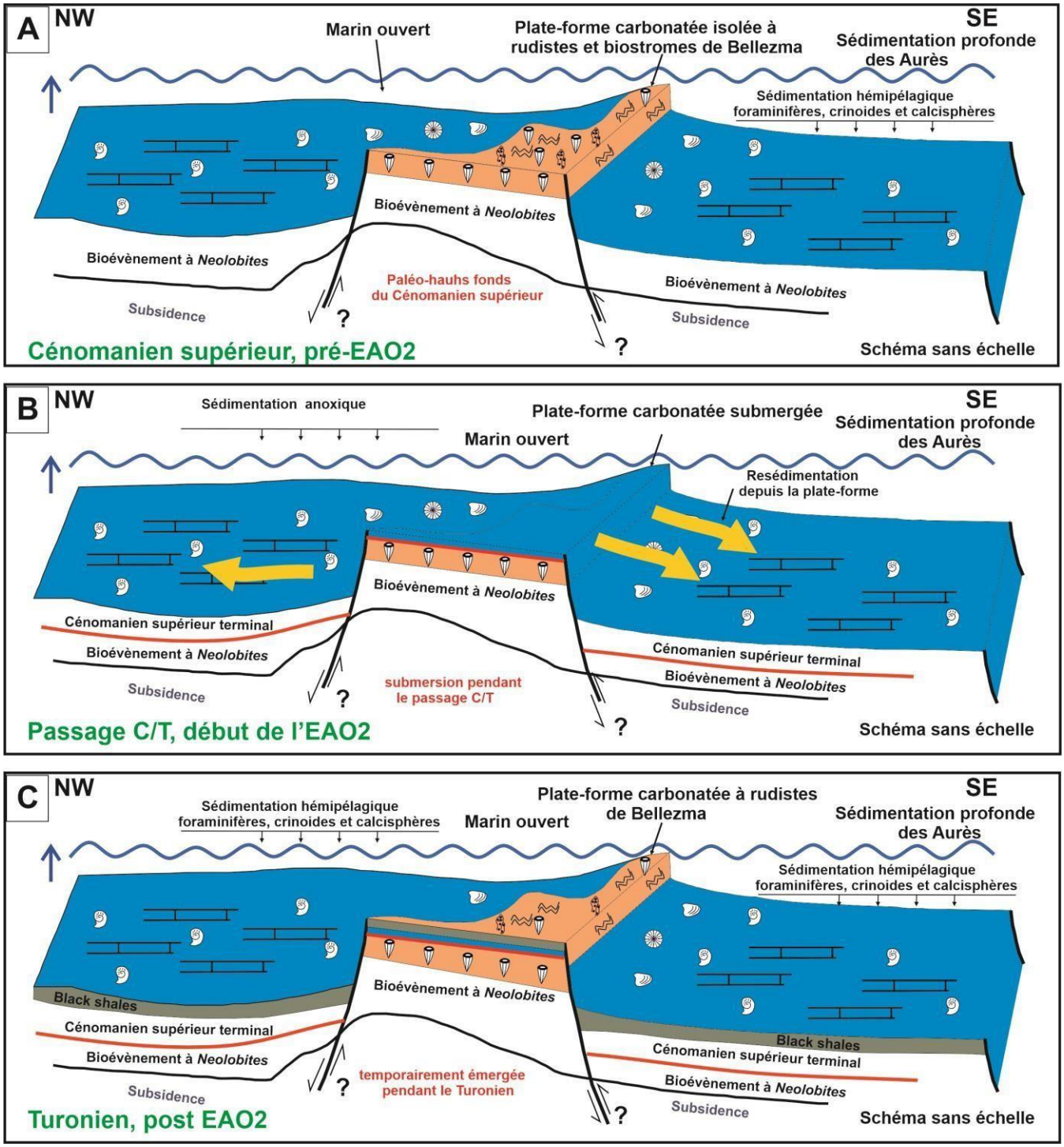


Fig. 56. Modèles de dépôt de la zone étudiée durant le Cénomanien-Turonien. A : environnement sédimentaire de dépôt au Cénomanien terminal, B : environnement de dépôt durant le passage Cénomanien-Turonien, C : environnement sédimentaire de dépôt pendant le Turonien (Benyoucef et al., 2025 ; modifié).

5 – Conclusion

Cette étude pluridisciplinaire nous a permis de ressortir les observations suivantes :

L'étude paléogéographique et paléoenvironnementale des strates cénomano-turoniennes des Aurès met en évidence une évolution géodynamique et sédimentaire complexes, marquée par d'importantes variations latérales et verticales de faciès et d'épaisseurs. Ces variations reflètent non seulement la paléostructuration en blocs basculés, mais également le rôle principal des mouvements halocinétiques et de la tectonique synsédimentaire, qui ont contrôlé la subsidence différentielle et la mise en place des environnements sédimentaires dans un contexte distensif.

Par ailleurs, l'influence remarquable de l'EAO2 se traduit par des perturbations majeures dans la nature des faciès, la productivité de matière organique et la mise en place des black shales.

L'intégration des données stratigraphiques, sédimentologiques et paléontologiques permet aussi d'établir des corrélations fiables avec les séries voisines, tout en offrant une meilleure reconstitution dynamique dans ce segment de la marge sud-téthysienne pendant le Cénomanien-Turonien.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'étude pluridisciplinaire des séries sédimentaires d'âge Cénomanien-Turonien dans les Aurès a permis de dégager les résultats suivants :

L'analyse stratigraphique et paléoenvironnementale des séries cénomano-turoniennes de l'Atlas saharien oriental révèle une archive sédimentaire riche, marquée par une biodiversité macro- et microfaunistique notable, et caractérisée par une superposition d'influences locales et globales.

Le présent travail s'appuie sur l'étude lithostratigraphique de plusieurs coupes représentatives : la coupe d'Arris (Cénomanien), la coupe de Bou Arif (passage Cénomanien-Turonien) et la coupe de Hamla (Cénomanien supérieur-Turonien). Plusieurs formations ont été identifiées et caractérisées pour la première fois : Tighanimine, Arris, Adahri et Yabous dans les Aurès ; ainsi que, au niveau de Bellezma, les marnes de Smail et les marno-calcaires d'El Chaabet.

L'étude biostratigraphique des coupes a permis de mettre en évidence plusieurs biozones bien définies, établies à partir des ammonites et des foraminifères planctoniques. Leur succession a permis d'identifier des zones caractéristiques de l'intervalle : Albien supérieur –Turonien supérieur, confirmant ainsi la position chronostratigraphique des différentes séries étudiées. Les deux biozones du passage C/T ont été signalées dans les trois coupes, les biozones à : *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica*, parallèlement l'analyse de ces biozones a permis de préciser les limites biozonales et d'apporter des corrélations supplémentaires au niveau des Aurès et des Monts de Bellezma-Batna. La combinaison de ces deux groupes de fossiles offre un cadre biostratigraphique robuste, permettant non seulement une datation à haute résolution des strates étudiées, mais aussi une meilleure compréhension des conditions paléoenvironnementales et des perturbations liées à l'EAO2.

L'analyse des coupes d'Arris, Bou Arif et Hamla relève une biodiversité remarquable, illustrée par l'abondance et de la diversité des ammonites, foraminifères, ostracodes, rudistes, échinodermes, lamellibranches, crinoides et quelques polypiers. Cette richesse faunistiquetraduit non seulement un écosystème marin favorable, mais constitue également un outil stratigraphique et paléoenvironnemental de premier ordre. Ainsi, les séries étudiées se présentent comme un enregistrement précieux pour la

reconstitution de la biodiversité et des conditions paléoenvironnementales dans le domaine de l'Atlas saharien.

L'étude paléoenvironnementale s'est essentiellement appuyée sur l'analyse microfaciologique. Une trentaine de microfaciès-types ont été décrits le long des trois coupes, permettant de définir des associations caractéristiques des dépôts marins de plate-forme, de talus et de bassin. L'analyse quantitative et biocénotique des microfaunes a confirmé ces observations, révélant les perturbations paléoenvironnementales liées à l'EAO2. Ces résultats ont été renforcés par l'étude géochimique, fournissant des corrélations régionales et des isochrones alignés avec les biomarqueurs du passage Cénomanien-Turonien.

La répartition des faciès et les variations d'épaisseur traduisent une forte hétérogénéité spatiale, résultant de l'interaction entre mouvements halocinétiques, tectonique synsédimentaire et fluctuations eustatiques. Ces paramètres ont structuré le bassin en zones subsidentes alternant avec des hauts-reliefs, générant un schéma de dépôts allant de la plate-forme interne aux domaines plus profonds.

Le rôle des mouvements diapiritiques apparaît déterminant dans la paléostructuration en blocs basculés. En contrôlant la topographie marine et les conditions de dépôt, ces dynamiques ont favorisé des accumulations différentielles et induit des variations latérales significatives.

Sur le plan paléoenvironnemental, l'EAO2 constitue un événement majeur, se traduisant par une baisse de l'oxygénation des bassins, une accumulation de matière organique et des perturbations du cycle du carbone. Cette crise globale est suivie d'une réorganisation de la vie benthique, marquée par le retour de conditions plus oxygénées et le rétablissement de dépôts carbonatés de plate-forme au Turonien.

Les comparaisons paléogéographiques avec des secteurs tunisiens montrent une forte similarité régionale, positionnant l'Atlas saharien comme une zone de transition entre les environnements marins profonds liés à la Téthys et les marges plus proximales du craton saharien, telles que la plate-forme carbonatée des Zibans. Cette position charnière explique la diversité façiologique observée et la sensibilité de la région aux variations globales du niveau marin et aux dynamiques locales de subsidence et de tectonique synsédimentaire.

En définitive, l’étude des strates Cénomanien-Turonien des Aurès illustre l’interaction complexe entre événements globaux (fluctuations eustatiques, mouvements halocinétiques, épisodes anoxiques) et dynamiques locales, conférant à la région une valeur scientifique particulière. Elle constitue une archive stratigraphique clé pour comprendre l’impact des changements environnementaux planétaires et régionaux sur l’évolution des bassins crétacés dans la marge sud-téthysienne.

Références bibliographiques

AMEDRO, F. ; BUSSON, G. & CORNEE, A. (1996) – Révision des ammonites du Cénomanien supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert (Sahara Algérien) : Implications biostratigraphiques. Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 4th Sér., 18, Secion C 2- 3 : 179-232.

AMEDRO. F., ACCARIE. H. et ROBASZYNSKI. F., (2005) – Position de la limite Cénomanien-Turonien dans la formation Bahloul de Tunisie centrale : apport intégrés des ammonites et des isotopes du Carbone ($\delta^{13}C$). *Eclogae. Geol. Helv. 98. 151-167.*

AOUDJEHANE, M. (1992) – Halocinèse et dispositifs d'extrusion du Trias dans l'Atlas saharien oriental (NE algérien). Thèse de Doctorat, Université de Constantine, 213 p.

AOUISSI R., SALMI-LAOUAR S., EL QOT G.M., FERRE B., (2020) – Cenomanian cephalopods of Bellezma-Aures Mountains, NE Algeria : Taxonomy and biostratigraphy. Annales de paléontologie, 106(3).

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

AYYAD, S.N., ABED, M.M., ABU ZIED, R.H., (1996) – Biostratigraphy and correlation of Cretaceous rocks in Gebel Arif El-Naga, northeastern Sinai, Egypt, based on planktonic foraminifera. Cretaceous Research 17, 263–291.

BARR, F.T., (1972) – Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya. Micropaleontology 18, 1–46.

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

BENKHEROUF, F., (1988) – Les foraminifères cénomaniens des Alpes-Maritimes (SE de la France) et du Dj. Dyr (NE Algérie): biostratigraphie et paléoenvironnement. Université de Nice (Thèse de Doctorat, 173pp.).

BENMANSOUR S., KHERCHOUCHE R., BOUTERAA A., GARAH A., (2023) – Quantitative analysis and paleoenvironmental reconstitution of the middle Cenomanian deposits from southern Bellezma-Batna Mountains (northeastern Algeria). Revista Brasileira de Paleontologia, 26 (3), 183-196.

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.

BENYOUCEF, M., ZAOUI, D., ADACI, M., FERRE, B., MEISTER, C., PIUZ, A., EL QOT, G. M., MENNAD, A., TCHENAR, S., & BENSALAH, M. (2019) – Stratigraphic and sedimentological framework of the Tinrhert Plateau (Cenomanian-

Turonian, SE Algeria). *Cretaceous Research*, 98, 95–121.

BENYOUCEF M., MEISTER C., BENSALAH M., MALTI F.Z., (2012) – la plateforme préafricaine (Cénomanien supérieur-Turonien inférieur) dans la region de Béchar (Algérie): Stratigraphie, paléoenvironnement et signification paléobiogéographique. Revue de Paléobiologie, 31 (1), 205-218.

BENYOUCEF M., KRAJEWSKI M., GUENDOUZ M., ADACI M., GUMSLEY A., PIUZ A., ZAOUI D., BOUCHEMLA I., MARIUSZ S., (2025) **– Southern** tethyan shelf evolution around the Cenomanian-Turonian OAE2: the Saharan Atlas (Algeria) – depositional model. Journal of Palaeogeography.

BENZEROUEL Z., KRAJEWSKI M., SLAMI R., SALAMON M., BOUCHEMLA I., ZAIDI M., HOLCOVÁ K., BENYOUCEF M., (2024) – Stratigraphy and sedimentology of the upper Cenomanian–lower Coniacian in the Northern Aures Range (Algeria), Proceedings of the Geologists' Association 135 (2024) 613–630.

BIDGOOD, M.D., SIMMONS, M.D., (2022) – Cenomanian planktonic foraminifera, bioevents and biozonation—a brief review. Newsletters on Stratigraphy 56 (2), 125–156.

BOCCALETTI, M., CONEDERA, C., DAINELLI, P., & GOCEV, P. (1982) – The Recent (Miocene–Quaternary) evolution of the Western Mediterranean Region: A comparison between the ridges-and-basins systems and the Neogene basins. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52(1-4), 187–214.

BOLLI, H.M., (1966) – The planktonic foraminifera in well Bodjonegoro-1 of Java. Eclogae Geologicae Helvetiae 59 (1), 449–465.

BORSTTI, A.M., (1962) – Foraminiferi plantonici di una serie cretacea dei dintomi di Piobbico. Giornale di Geologia 29, 19–75.

BOUZENOUNE, A. (1993) – Minéralisations péridiapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 206 p.

BOUZENOUNE, A., ROUVIER, H., & THIBIEROZ, J. (1995) – Trias de l'Ouenza : contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, **6**(1), 3–24.

BOZCU, M., HAKYEMEZ, A., & ERTEKIN, K. (2011) – Source rock potential and depositional environment of the Lower–Middle Miocene mudstones in the Çardak-Dazkırı Basin (SW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(3), 329–355.

BRONGNIART A. (1828) – Les classes de coquilles, comprenant les mollusques et leurs coquilles. In Cuvier, G., Dictionnaire des sciences naturelles, vol. 24. F.G. Levrault, Paris et Strasbourg, p. 1-392.

BRONGNIART A. (1828) – Histoire des végétaux fossils, ou recherches botaniques

et géologiques sur les végétaux renfermés dans les diverses couches du globe (t 1). Paris: Dufour et ED. d'Ocagne.

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

BUSSON, G., DHONDT, A., AMEDRO, F., CORNEE, J. J., DENIS, A., & CLAUER, N. (1999) – La grande transgression du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur sur les marges septentrionale et méridionale du craton africain (Brésil, Niger, Algérie, Tunisie, Proche-Orient) : sédimentologie, paléontologie, géochimie. Éditons du Muséum national d'Histoire naturelle (Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, Tome 182). Paris.

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

CARON, M., DALL'AGNOLO, S., ACCARIE, H., BARRERA, E., KAUFFMAN, E.G., AMEDRO, F., ROBASZYNSKI, F., (2006) – High-resolution stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia): stable isotopes and bioevents correlation. Géobios 39, 171–200.

CHABANE K. (2014) – Le Cenomanien-Turonien du nord de Tebessa (Nord-Est Algerien). Thèse de Doctorat d'état, Université d'Annaba.

COQUAND H. (1862) – Géologie et paléontologie de la région Sud de la province de Constantine. *Mém. Soc. Emul.* Province, II, 341p.

COQUAND H. (1862) – Monographie de la faune de Cénomanien de l'Algérie Memoires de la Société d'Emulation de la Provence, 2 (1861-1862) : 1-348, pl. 1-17.

DALBIEZ, F., (1955) – The genus Globotruncana in Tunisia. Micropaleontology 161–171.

DELFAUD J., (1986) – Organisation scalaire des évènements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. B.C.R.D.Pau. 10, 2,509- 535.

DJEFFAL R. (2014) – Etude lithostratigraaphique et sédimentologique de la série turono-coniacienne de Djebel Ich-Ali (Aurès) et de Djebel Tuggurt (Monts de Batna-Bellezma), Mémoire de magister, Univ. Batna2.

DJEFFAL R., CHADI M., ELHADJ YB., (2023) – Structural lineament mapping using remote sensing in the Aures Massif (NE Algeria). Global Journal of Geological Sciences, 21 (1), 2023, 129-142 P.

DOMZIG A. (2006) – Déformation active et récente, et structuration

tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse de doctorat, univ. Bretagne occidentale (France)

D'ORBIGNY A. (1841) – Paléontologie française. Terrains Crétacées. Tome I : Céphalopodes. Masson, Paris, 662 p., 148 pls.

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

DUNHAM R.J. (1954) – Classification of carbonate rocks according to depositional structure. Classification of carbonate rocks. *AAPG; Mem.* 1, p. 108-121.

DUNHAM, R. J. (1962) – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Ed.), Classification of Carbonate Rocks—A Symposium (Memoir 1, pp. 108–121). American Association of Petroleum Geologists (AAPG).

ETTACHFINI, EL M., & ANDREU, B. (2004) – Le Cénomanien et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, 25(2), 277–302.

ETTACHFINI, E.M., SOUHEL, A., ANDREU, B., CARON, M., (2005) – La limite Cénomanien-Turonien dans le haut Atlas central, Maroc. Geobios 38, 57–68.

EL-GAMMAL, M.H., ORABI, H., (2019) – Coniacian-late Campanian planktonic events in the Duwi Formation, Red Sea Region, Egypt. Journal of Geology and Geophysics 8, 1–16.

EL-SABBAGH, A., TANTAWY, A.A., KELLER, G., KHOZYEM, H., SPANGENBERG, J., ADATTE, T., (2011) – Stratigraphy of the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event OAE2 in shallow shelf sequences of NE Egypt. Cretaceous Research 32, 705–722.

EMBRY, A. F., & KLOVAN, J. E. (1971) – A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19(4), 730-781.

FAROUK, S., AHMAD, F., POWELL, J.H., (2017) – Cenomanian–Turonian stable isotope signatures and depositional sequences in northeast Egypt and central Jordan. Journal of Asian Earth Sciences 134, 207–230.

FOLK, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks—A Symposium* (Memoir 1, pp. 62–84). American Association of Petroleum Geologists (AAPG).

FICHEUR E. (1898) – Sur les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le Sud du Constantinois. C. R. Acad. Sci. Paris, 20 juin 1898, t. 126, p. 1826-1828.

FLEURY, J.J., (1980) – Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans le cadre alpin. Société Géologique du Nord 4 (648 pp.)

FLÜGEL, E., (2004) – Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin (976 pp.).

FOURNEL H. (1849) – Richesse minérale de l'Algérie. Paris : Imprimerie Nationale. Notice : Etude stratigraphique des Aurès.

GALE, A. S., KENNEDY, W. J., & WALASZCZYK, I. (2019) – Upper Albian, Cenomanian and Lower Turonian stratigraphy, ammonite and inoceramid bivalve faunas from the Cauvery Basin, Tamil Nadu, South India. *Acta Geologica Polonica*, 69(2), 161–338.

GALE A.S., JENKYNS H.C., KENNEDY W.J. & CORFIELD R.M., (1993) – Chemostratigraphy versus biostratigraphy : data from around the Cenomanian-Turonian boundary. - *Journal of the Geological Society, London,* 150, 29-32.

GARAH A., (2017) – Apport de la géochimie à l'EAO2 à Djebel Bou Arif (AURES) ALGERIE ORIENTALE, Mémoire de magister de l'université d'Oran 2.

GARAH A., KRAJEWSKI M., SALAMON M., SEBBANE A., FERRE 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 Africain Earth Sciences, 202 : 104930.

GERTSCH, B., KELLER, G., ADATTE, T., BERNER, Z., KASSAB, A.S., TANTAWY, A.A.A., EL- SABBAGH, A.M., STUEBEN, D., (2008) – Cenomanian Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. International Journal of Earth Sciences 99, 165–182.

GOLDFUSS G.A. (1831) – Petrefacta Germaniae Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Lander, under Mitwirkung des Hern Grafen Georg zu Munster. Arnz und Co., Dusseldorf, 1(2) : 1-252.

GILL G.A. et LAFUSTE J.G. (1987) – Structure, répartition et signification paléogéographique d'*Aspidiscus*, hexacorallien Cénomanien de la Thétys. Bulletin de la Société Géologique de la France, III (5), 921-934 p.

GLANGEAUD L. (1951) – Comptes rendus de la société géologique de France dans le Jura franco-suisse, 18-26/1951.

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

GUENDOUZ, M. L., ZAOUI, D., BENYOUCEF, M., El QOT, G. M., MEISTER, C., & PIUZ, A. (2022) – Late Cenomanian–early Turonian ammonites from the western Saharan Atlas (Algeria). *Historical Biology*, 34(11), 2156–2172.

GUIRAUD R. (1973) – Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine

en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sciences, Univ. Nice, 50.

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

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

HERKAT M. et DELFAUD J. (2000) – Evolution des séquences et géométrie des dépôts du Crétacé supérieur du domaine atlasique oriental. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol.10, n°1, pp.83- 94, 5fig.

HERKAT M. and GUIRAUD R. (2006) – The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic domaine (Algeria). *Journal of African earth Sciences 46, 350-360.*

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

HILBRECHT H., & HOEFS J., (1986) – Geochemical and palaeontological studies of the C^{13} anomaly in Boreal and North-Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas. Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology, 53(2-4), 169-189.

JARVINEN O. (1979) – Geographical gradients of stability in bird communities. Oecologia, 41, 285-293.

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

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

JENKYNS, H. C., GALE, A. S., & CORFIELD, R. M. (1994) – Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131(1), 1-34.

JENKYNS, H. C. (2010) – Geochemistry of oceanic anoxic events. AN AGU JOURNAL

KASSAB A.S., et OBAIDALLA N.A., (2001) – Integrated biostratigraphy and inter-regional correlation of the Cenomanian-Turonian deposits of Wadi Feiran, Sinai, Egypt. Cretaceous Research, 22(1), 1-11.

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

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

KENNEDY, W. J., AMEDRO, F., ROBASZYNSKI, F., & JAGT, J. W. M. (2011) – Ammonite faunas from condensed Cenomanian-Turonian sections ('Tourtias') in southern Belgium and northern France. *Netherlands Journal of Geosciences*, 90(2/3), 209–238.

KENNEDY, W. J. (2020) – Upper Albian, Cenomanian and Upper Turonian ammonite faunas from the Fahdène Formation of Central Tunisia and correlatives in northern Algeria. *Acta Geologica Polonica*, 70(2), 147–272.

KLINGER, H. C., & KENNEDY, W. J. (1997) – Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite family Baculitidae Gill, 1871. *Annals of the South African Museum*, 105(1), 1-206.

KOWALSKI, W. M. & HAMIMED, M. (2000) – Diapirisme polyphasé ou glacier de sel Albien ? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, 11(1), 29–60 .

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

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

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

LATIL, J.-L. (2011) – Early Albian ammonites from Central Tunisia and adjacent areas of Algeria. *Revue de Paléobiologie*, 30(1), 321–429.

LATIL J.L., JAILLARD E., BARDET N., RAISOSSADAT N., VINCENT P., (2021) – The AlbianCenomanian transition in a shelf-basin transect : Biostratigraphy, sedimentology and paleontology of jebel Mghila, Central Tunisia. Cretaceous Research, 124, 104809.

LAMARCK .J.B. (1801) – Système des animaux sans vertèbres, ou tableau général des classes, des ordres et des genres de ces animaux. Deterville, Paris, 432 p.

LAMARCK .J.B. (1804) – Mémoire sur les fossiles des environs de Paris. Annales du Muséum d'Histoire Naturelle, Paris,5 : 179-188.

LAUGIE, M., BOURILLOT, R., PELLENARD, P., VENNIN, E., & REYNAUD, J. Y. (2020) – Controls on the architectural evolution of an isolated carbonate platform: The Lower Permian of northeastern Banks Island (NWT, Canada). *Sedimentary Geology*, 398, 105587.

LEBEDEL. V, LEZIN. C, ANDREU. B., WALLEZ. M. J., EL ETTACHIFINI. M., L. RIQUIER (2013) – Geochemical and palaeoecological record of the Cenomanian-Turonian Anoxic Event in the carbonate plat form of the preafrican Trough, MOROCCO, P. *Journal: Palaeogeography, palaeclimatology, Palaeoecology*, p. 88, 91.

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

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

LUNING S., KOLONIC S., BEKHADJ E.M., BELHADJ Z., COTA L., BARIC G., WAGNER T., (2004) – Integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. Earth Science Reviews, 64(1-2), 51-117.

MANTELL G. (1822) – The fossils of the south downs ; or illustrations of the geology of Sussex. Lupton Relfe, London, 327 p., 42 pls.

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

MARMI R. et GUIRAUD R. (2006) – End Cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the Mole Constantinois and foreland (NE Algeria°. Journal of Africain Earth Sciences, 45(1), 123-136.

MARMI R. et ABDELLAOUI A. (2010) – Analyse morpho-structurale à partir de l'image satellite : cas de la feuille « les Tamarins » (Atlas saharien d'Algérie orientale). Revista de Geomorfologie, 12.

MASSE, J.-P. & CHIKHI-AOUIMEUR, F. (1982) – La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud-Constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. Géologie Méditerranéenne, **9**(3), 259–267.

MAURIN, J. C., & GUIRAUD, R. (1991) – Relations entre tectonique intraplaque et ouvertures océaniques : l'exemple des rifts crétacés d'Afrique centrale et occidentale. Bulletin de la Société Géologique de France, 162(5), 118.

MENDIR S., SALMI-LAOUAR S., FERRE B., BELHAI D., AOUISSI R., DEGHAICHIA A., (2019) – Les ammonites du Cénomanien des massifs de Hameimat

(Tébessa, Atlas saharien oriental, Algérie) : systématique et biostratigraphie. Revue de Paléobiologie, 38 (1), 229-254.

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

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

OUALI J. (1985) – Structure et évolution géodynamique du Chainon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). Bulletin des centres de recherche d'exploration-Elf Aquitaine, 9, 155-182.

OUIKENE K. (2011) – Etude biostratigraphique et sédimentologique du Cénomano-Turonien du Tell central et oriental. Mémoire de majister, Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene, Alger, 145 p.

ÖZER S., et BENYOUCEF M., (2021) – Late Cenomanian rudists from southern Algeria : description, biostratigraphy, paleoecology and paleobiogeography. Cretaceous Research, Volume 118, Article : 104639.

PREMOLI-SILVA I., et VERGA D., (2004) – Pratical manual of Cretaceous plankonic foraminifera. Cretaceous Universités de Pergua et Milan, Tipografa Pontefelcino, Perugia, 283 p.

PERON A. (1883) – Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française. *Ann. Soc. Géol.*, t, -14, 202p., Paris.

PHILIPPE C. (2007) – Echanges et colonisations fauniques (Ammonitina) entre Téthys et Atlantique sud au Crétacé supérieur : Voies atlantiques ou saharienne. In L. G. Bulot, S. Ferry et D. Grosgeny (Eds), relations entre les marges septentrionales et méridionales de la Téthys au Crétacé. Carnet de Géologie, Mémoire 2007/02, Brest, P. 11-19.

PHILIP J. NRGRA H., BACHARI M., (2024) – Upper Cenomanian caprinulid-radiolitid rudists (Bivalvia) from the Gattar Member of Jebel el Kebar (central Tunisia) : stratigraphical implications and paleobiogeographical relatioships with coeval rudist-assemblages from carbonate platforms of the southern tethyan margin. Cretaceous research, 162, 105713.

PULTENEY R. (1799) – Catalogue of the birds, Shells , and some of the more rare plants of Dorestshire. J. Nicols, London, 92 p.

RAMI, A., SAADI, M., ELAMRI, Z., ZAHOUR, R., (2021) – Biostratigraphie et micropaleontologie des foraminifères planctoniques (le genre Thalmanninella et le genre Rotalipora) du Cénomanien de la Tunisie Centro-orientale. American Journal of Innovative Research and Applied Sciences 34, 467–477.

RAOULT J.F., (1969-1970) – Les flyschs de la petite kabylie (col . D'El Kantour).

RAOULT M., FERRE B., BENKHEROUF F., (2012) – Micropaleontological study of Cenomanian-Turonian in Tebessa area (NE Algeria) : Paleoenvironmental implications and evidence of the OAE 2 onset. Revue de paléobiologie, 31(2), 127-144.

RUAULT-DJERRAB, M. (2012) – Biostratigraphie et paléoenvironnements du Crétacé supérieur du SE constantinois (monts des Hamimats, Tébessa et Mellègue), à partir de l'étude de la faune et de la microfaune [Thèse de Doctorat en Sciences, spécialité Sciences de la Terre]. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), Alger, Algérie.

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

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

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

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

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

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

ROBASZYNSKI (1994) –Sequence stratigraphy in a distal environement: the Cénomanian of the Kalaat Senan region (Central Tunisia). B.C.R.D.Pau. *In* Banmansour. S: Etude tectonosédimentaire du crétacé terminal de l'atlas saharien oriental, p.98.

ROBASZYNSKI F. et CARON M., (1995) – Foraminifères planctoniques du Crétacé, commentaire de la zonation Europe-Méditérannée. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 166, n°6, pp. 681-692.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., GONZALEZ-DONOSO. J.M., et LINARES D., (2007) – Les bio- événements de la limite Albien (Vraconnien)-Cénomanien aux marges nord et sud de la Téthys (SE. de la France et Tunisie centrale). *Carnets de géologie-Mémoire 2007/02, Résumé 01 (CG2007_M02/01).*

ROBASZYNSKI F., ZAGRARNI M.F., CARON. M., et AMEDRO F., (2010) – The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul formation of Boughanem (central Tunisia). *Cretaceous. Research31, 1-15.*

ROUVIER, H., PERTHUISOT, V., & MANSOURI, A. (1985) – Pb-Zn deposits and salt-bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. Economic Geology**,** 80(3), 666–687.

SALMI-LAOUAR, S. (2004) – Contribution à l'étude géologique et géochimique des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn, Pb, F, Ba, Fe, Hg) de la "zone des diapirs" du nord de Tébessa (NE algérien). Thèse de Doctorat, Université Badji Mokhtar-Annaba, 190 p.

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

SEBANE A. (2007) – Les foraminifères du Jurassique des Monts des Ksour. Etude biostratigraphique et paléoécologique. Thèse de doctorat d'état, Université d'Oran.

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

SIGAL, J., (1952) – Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. XIXème Congrès géologique international, Alger, vol. 26, pp. 1–47.

SIGAL, J., (1977) – Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des Foraminifères planctoniques. Géologie Méditerranéenne 2, 99–108

SLAMI R. (2014) – Biostratigraphie et Paléoenvironnement de la limite Cénomano-Turonienne de la région de Batna, à partir de l'étude de la faune et de la microfaune, Mémoire de magister, Université Hadj Lakhdar de Batna, Batna, Algérie, 229p.

SLAMI R., SALMI-LAOUAR S., FERRE B., AOUISSI R., BENKHEROUF F., (2018) – Biostratigraphie, géochimie et réponse des composantes microfaunistiques aux variations environnementales au passage Cénomanien-Turonien à Théniet El Manchar (Monts de Bellezma-Batna, NE Algérie). Estudios Geologicos, 74 (1), e077.

SOLTANI, A. NEGRA M.H., KHEIRI F., BACHARI M., (2022) – Instabilities, erosion and sea-level changes in the Upper Cenomanian–Early Turonian carbonate platform (Gattar, Tunisie). Journal of africain earth sciences, 194, 104468.

SOUA, M. (2006) – High-resolution biotic records of the Bahloul Formation (OAE-2, Latest Cenomanian–early Turonian) from Jerissa and Bargou areas, northwestern and north-central Tunisia. Proceedings of the Exploration and Production Conference, New

Orleans, Vol. 10, 177–185.

SOUA, M., (2011) – Le passage Cénomanien–Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. Université El-Manar Tunis (Thèse de Doctorat, 354 pp.)

SOWERBY J. (1813) – The mineral Conchlogy of Great Britain ; or Coloured Figures and Descriptions of Those Remains of Testacea that have been Preserved at Various Times ans Depths in the earth. Vol. I. Meredith London, 234p.

THIBIEROZ, J. & MADRE, M. (1976) – Le gisement de sidérite du Djebel El Ouenza (Algérie) et son contrôle structural par un golf de la mer aptienne. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord, **67**(3-4), 126–150 .

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

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

VOIGT S., AURAG A., LEIS F., KAPLAN U., (2007) – Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy : new data from the Munsterland Cretaceous Basin, Germany. Earth and planetary science letters. 253(1-2), 196-210.

WAN., XIAOQIAO., WIGNALL., PAUL B., ZHAO., WENJIN., (2003) – The Cenomanian-Turonian extinction and oceanic anoxic event : Evidence from southern Tibet. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 199(3), 283-298.

WIEDMANN, J. (Ed.). (1979) – *Aspekte der Kreide Europas: Beiträge zum 1. Symposium Deutsche Kreide – Bindeglied zwischen Boreal und Tethys, Münster, April 1978* (IUGS Series A, Number 6). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

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

WONDERS, A.A.H., (1980) – Middle and Late Cretaceous planktonic Foraminifera of the Western Mediterranean area. Utrecht Micropaleontological Bulletin 24 (136 pp.).

WRIGHT, C. W., & KENNEDY, W. J. (1984) – The Ammonoidea of the Lower Chalk. Part 1. *Monographs of the Palaeontographical Society*, 137(567), 1-126.

YAHIAOUI A. (1990) – La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanien sup-Coniacien inf) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale)

: Stratigraphie, sédimentologie et paléogéographie. Thèse de doctorat, Nancy I.

ZAGHBIB-TURKI D. (2008) – Comment les foraminifères planctoniques et benthiques sont-ils considérés comme des indicateurs de paléoenvironnement?. *Conferencias "Ciencias de la Tierra" 2007-08.*

ZAGHBIB-TURKI, D., SOUA, M., (2013) – High-resolution biostratigraphy of the Cenomanian– Turonian interval (OAE2) based on planktonic foraminiferal bioevents in NorthCentral Tunisia. Journal of African Earth Sciences 78, 97–108.

ZAOUI, D., MEISTER, C., BENYOUCEF, M., BENSALAH, M., PIUZ, A., TCHENAR, S., FERRE, B., & ADACI, M. (2018) – Cenomanian–Turonian ammonite successions in the Tinrhert Basin (Southeastern Algeria) : Revision and new data. *Cretaceous Research*, 88, 337–374.