

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

والبحث العلمي وزارة التعليم العالي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université MUSTAPHA Stambouli

Mascara



جامعة مصطفى اسطمبولي

معسكر

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

Département des Sciences Agronomiques

Laboratoire de Géomatique, Écologie et Environnement (LGEE)

## THESE de DOCTORAT

Es-Sciences

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Intitulée

Étude litho-biostratigraphique et sédimentologique du Cénomano-Turonien de la région de Tébessa.

*Présentée par* : Zaidi Mohamed Amine

Le : 05/03/2026

Devant le jury :

Président	Azzaz Habib	Pr.	Université de Mascara
Examineur	Benyoucef Madani	Pr.	Université de Mascara
Examineur	Adaci Mohammed	Pr.	Université de Tlemcen
Examineur	Zaoui Djamilia	MCA	Université de Tlemcen
Examineur	Mouassa Souad	MCA	Université de Mascara
Encadreur	Slami Rafika	MCA	Université de Batna 2

Année Universitaire : 2025-2026

## **Avant-propos**

Louange à **Allah**, le Tout-Puissant, qui m'a accordé la force, la patience et la persévérance pour mener à bien ce travail et franchir cette étape essentielle de mon parcours scientifique et professionnel.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude et ma reconnaissance la plus sincère à mon directeur de thèse, mon frère et ami, le **Pr. Madani Benyoucef**. Son encadrement bienveillant, ses conseils avisés, sa disponibilité constante et son soutien indéfectible ont été les piliers de ce travail. Sa confiance et ses encouragements m'ont apporté un grand réconfort et ont constitué un moteur essentiel pour mener cette recherche à son terme.

Je souhaite vivement remercier les membres de mon jury. Ma gratitude va au **Pr. Habib Azzaz**, qui a accepté de présider ce jury et de lire le manuscrit. Je remercie chaleureusement le **Pr. Mohammed Adaci**, le **Dr. Djamila Zaoui**, le **Dr. Rafika Slami** et le **Dr. Souad Mouassa** pour avoir accepté d'évaluer ce travail et d'en juger les résultats ; leurs observations et leurs critiques constructives contribueront indéniablement à son amélioration.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans le concours essentiel de plusieurs collaborateurs scientifiques que je suis heureux de remercier ici :

**Caner Kaya Özer** (Dr., Université de Bozok, Yozgat, Turquie), pour la détermination des espèces de nannofossiles calcaires, une étape cruciale pour l'établissement de la biozonation ;

**Marcin Krajewski** (Dr., AGH University of Science and Technology, Cracovie, Pologne) et **Mariusz A. Salamon** (Pr., University of Silesia, Sosnowiec, Pologne), pour la préparation des lames minces de haute qualité qui ont rendu possibles les analyses sédimentologiques et micropaléontologiques ;

**W. James Kennedy** (Pr., University of Oxford, Royaume-Uni), pour son expertise et l'identification précise des ammonites du Cénomaniens et du Turonien, fondement du cadre biostratigraphique établi.

Mes remerciements s'adressent également au directeur et aux membres du **Laboratoire de Géomatique, Écologie et Environnement** de l'Université Mustapha Stambouli de Mascara, pour la mise à disposition du matériel et de l'espace de travail nécessaires aux étapes fastidieuses de lavage, de tamisage et de tri des microfossiles.

Je n'oublie pas ceux qui ont rendu les missions de terrain possibles et enrichissantes : **M. Lasaad Guendouz** et son beau-père **Ahmed**, pour leur accueil chaleureux à Bir el-Ater ainsi que **M. Abdelmoumen Gareh**, pour son accompagnement et son soutien indispensable sur le terrain.

Enfin, mes pensées les plus émues vont à mes parents, **Ahmed** et **Rekia B.**, à ma petite famille « mon épouse, **Bousedra H. R.**, ainsi qu'à mes deux enfants, **Ahmed** et **Mouad Abderrahmene** », de même qu'à l'ensemble de ma famille et de mes amis. Leur patience infinie, leur soutien constant et leurs encouragements ont été mon ancrage et ma source de force tout au long de cette aventure scientifique et humaine.

Je remercie du fond du cœur toutes les personnes citées pour leur contribution directe et précieuse à la réalisation et à l'aboutissement de ce travail.

## الملخص

تقدّم هذه الدراسة تحليلاً متكاملًا للطبقات الرسوبية من الحقبة الزمنية الممتدة من السنوماني إلى التوروني في منطقة مرسط الواقعة في شمال تبسة (الأطلس الصحراوي الشرقي، الجزائر). تمت دراسة مقطعين جيولوجيين (جبل لقصيرة وثنية التالة) بالاعتماد على مقارنة تجمع بين الليثولوجيا، والبيوستراتيغرافيا (الأمونيات والنانوحفريات الكلسية)، والسيديمونتولوجيا (السحنات المجهرية). أبرزت النتائج شملت تمييز تشكيلتين ليثوستراتيغرافيتين جديدتين ووضع مخططات بيوزونية عالية الدقة اعتماداً على الأمونيات، ولأول مرة في هذه المنطقة، على النانوحفريات الكلسية؛ وهما تشكيل أولاد سراج، المنسوب إلى الألبان الأعلى-السينوماني الأعلى، وتشكيل شملة، العائد إلى السينوماني الأعلى-التوروني الأسفل. سمحت الدراسة البيوستراتيغرافية بتدقيق التأريخ وضبط حدود الألبان/السينوماني والسينوماني/التوروني، حيث يتميز هذا الأخير بوجود فجوة في حفظ المستحاثات. أما الدراسة الميدانية، مقرونةً بتحليل السحنات، فقد أدت إلى التعرف على عدة أنماط من السحنات الدقيقة تم تفسيرها من حيث بيئات الترسيب. وقد تحصلنا على ثمان سحنات تم دمجها في ثلاث عائلات، تعكس ديناميكية منصة كربونانية تطورت على الهامش الجنوبي للتيثيس. وتمثل هذه المجموعات على التوالي ترسيبات مارنية في منصة خارجية عميقة مع تداخلات كلسية، وسحنات مارنية لمنصة متوسطة، وسحنات مارنية-كلسية مميزة لبيئات المنصة المتوسطة إلى الداخلية ضمن نطاق بحري مفتوح. وتوفّر هذه الدراسة إطاراً ستراتيجرافياً مرجعياً جديداً، وتُسهم في تحسين فهم الترابطات الإقليمية واستجابة البيئات المنصية للأحداث العالمية في الطباشيري الأوسط.

**الكلمات المفتاحية:** السحنات المجهرية، الأمونيات، النانوحفريات الكلسية، الحد بين الألبان/السينوماني، الحد بين السينوماني/التوروني، مرسط، تبسة، الأطلس الصحراوي الشرقي.

## Résumé

Cette étude propose une analyse intégrée de la série sédimentaire du Cénomaniens-Turonien dans la région de Morsott (Tébessa, Atlas saharien oriental, Algérie). Deux coupes lithostratigraphiques, Djebel Legsaira et Téniet Tala, ont été relevées et étudiées selon une approche combinant lithologie, biostratigraphie (ammonites, nannofossiles calcaires) et sédimentologie (micro- et macrofaciès).

Les résultats majeurs incluent la définition de deux nouvelles formations lithostratigraphiques et l'établissement de biozonations de haute résolution fondées sur les ammonites et, pour la première fois dans la région, sur les nannofossiles calcaires ; il s'agit de la Formation d'Ouled Serradj, attribuée à l'Albien supérieur–Cénomaniens supérieur et la Formation de Chemla, rapportée au Cénomaniens supérieur–Turonien inférieur. L'analyse biostratigraphique a permis de préciser la chronologie et de caler les limites Albien/Cénomaniens et Cénomaniens/Turonien, cette dernière étant marquée par une lacune de préservation.

Les observations de terrain, complétées par les analyses microfaciologiques, ont conduit à la reconnaissance de huit types de microfaciès (MT1 à MT8), regroupés en trois associations de faciès (AF-1 à AF-3). Ces ensembles traduisent une dynamique de plate-forme carbonatée développée sur la marge sud-téthysienne. Ils correspondent respectivement : (i) à des dépôts marneux de plate-forme externe avec intercalations calcaires, (ii) à des faciès marneux de plate-forme médiane, et (iii) à des faciès marno-calcaires caractérisant les environnements de plate-forme médiane à interne.

Ce travail propose ainsi un nouveau cadre stratigraphique de référence et contribue à améliorer la compréhension des corrélations régionales, ainsi que de la réponse des environnements de plate-forme carbonatée aux événements globaux du Crétacé moyen.

**Mots-clés** : Microfaciès, Ammonites, Nannofossiles calcaires, Limite Albien/Cénomaniens, Limite Cénomaniens/Turonien, Morsott, Tébessa, Atlas saharien oriental.

## **Abstract**

This study presents an integrated analysis of the Cenomanian–Turonian sedimentary succession in the Morsott area (Tébessa, Eastern Saharan Atlas, Algeria). Two lithostratigraphic sections (Djebel Legsaira and Téniet Tala) were logged and investigated using a combined approach of lithology, biostratigraphy (ammonites and calcareous nannofossils), and sedimentology (micro- and macrofacies).

The main results include the definition of two new lithostratigraphic formations and the establishment of high-resolution biozonations based on ammonites and, for the first time in this region, on calcareous nannofossils; namely the Ouled Serradj Formation, assigned to the Upper Albian-Upper Cenomanian, and the Chemla Formation, attributed to the Upper Cenomanian-Lower Turonian. Biostratigraphic analysis refined the dating and constrained the Albian/Cenomanian and Cenomanian/Turonian boundaries, the latter being marked by a preservation event.

Field observations, combined with microfacies analyses, led to the recognition of several microfacies types interpreted in terms of depositional environments. Eight microfacies (MT 1 to MT 8), grouped into three facies associations (AF-1 to AF-3), reflect the dynamics of a carbonate platform developed along the southern Tethyan margin. These correspond respectively to: (i) marl-dominated deposits of a deep-water outer platform with limestone intercalations, (ii) marl-dominated facies of mid-platform, and (iii) marly-limestone facies characteristic of mid- and inner platform.

This work provides a new stratigraphic framework and enhances the understanding of regional correlations as well as the response of platform environments to mid-Cretaceous global events.

**Keywords:** Microfacies, Ammonites, Calcareous nannofossils, Albian/Cenomanian boundary, Cenomanian/Turonian boundary, Morsott, Tebessa, Eastern Saharan Atlas.

## Liste des figures

<b>Figure 1</b> : Carte structurale de la région ouest-méditerranéenne montrant les principaux systèmes orogéniques.....	6
<b>Figure 2</b> : Situation géographique de la région de Morsott.....	7
<b>Figure 3</b> : Carte géologique de la zone d'étude.....	8
<b>Figure 4</b> : Carte des principaux ensembles géologiques du domaine atlasique oriental .....	10
<b>Figure 5</b> : Colonne stratigraphique synthétique des monts de Morsott et de Mellègue.....	11
<b>Figure 6</b> : Esquisse tectonique des environs de Tébessa.....	16
<b>Figure 7</b> : Vues panoramiques illustrant les principaux reliefs et la position des coupes étudiées .....	25
<b>Figure 8</b> : Colonnes lithostratigraphiques du l'Albo-Cénomano-Turonien de la région de Morsott .....	26
<b>Figure 9</b> : Photographies de terrain de l'Unité 1 de la Formation d'Ouled Serradj .....	27
<b>Figure 10</b> : Photographies de terrain de l'Unité 2 de la Formation d'Ouled Serradj .....	28
<b>Figure 11</b> : Photographies de terrain de l'Unité 3 de la Formation d'Ouled Serradj .....	30
<b>Figure 12</b> : Vue panoramique de la Formation de Chemla montrant le contact érosif net entre les unités 2 et 3 .....	32
<b>Figure 13</b> : Photographies de terrain de l'Unité 1 de la Formation de Chemla dans les coupes de Djebel Legsaira et Téniet Tala .....	33
<b>Figure 14</b> : Photographies de terrain de l'Unité 2 de la Formation de Chemla dans les coupes de Djebel Legsaira et Téniet Tala .....	35
<b>Figure 15</b> : Photographies de terrain de l'Unité 3 de la Formation de Chemla dans la coupe de Téniet Tala.....	36

<b>Figure 16</b> : Photographies de terrain de l'unité 4 de la Formation de Chemla dans la coupe de Djebel Legsaira.....	37
<b>Figure 17</b> : Tableau de corrélation des zones à ammonites de l'Albien supérieur au Turonien inférieur dans la région de Morsott, comparées à celles des régions tunisiennes voisines, ainsi qu'aux zonations de référence du <i>Western Interior</i> (États-Unis) et du Nord-Ouest européen .....	40
<b>Figure 18</b> : Colonne lithostratigraphique de l'Albien supérieur au Turonien inférieur du Djebel Legsaira, indiquant la position des points d'échantillonnage ainsi que la répartition des ammonites, des principales espèces de nannofossiles calcaires et d'inocéramidés.....	41
<b>Figure 19</b> : Colonne lithostratigraphique du Cénomanién supérieur au Turonien inférieur à Téniet Tala, montrant la position des points échantillonnés ainsi que la répartition des ammonites, les principales espèces de nannofossiles calcaires et d'inocéramidés.....	42
<b>Figure 20</b> : Principales espèces d'ammonites du Cénomanién inférieur de la région de Morsott .....	44
<b>Figure 21</b> : Principales espèces d'ammonites du Cénomanién moyen de la région de Morsott .....	46
<b>Figure 22</b> : Principales espèces d'ammonites du Cénomanién supérieur de la région de Morsott .....	48
<b>Figure 23</b> : Principales espèces d'ammonites de la zone à <i>Choffaticeras</i> du Turonien inférieur de la région de Morsott.....	51
<b>Figure 24</b> : Principales espèces d'ammonites de la zone à <i>Mammites nodosoides</i> du Turonien inférieur de la région de Morsott.....	53
<b>Figure 25</b> : Tableau comparatif des schémas de zonation biostratigraphique des nannofossiles calcaires de l'Albien supérieur au Turonien inférieur proposés par Sissingh (1977) et Perch-Nielsen (1985), recalibrés selon Burnett (1996), et mis en parallèle avec les zonations de Roth (1978), Bralower et al. (1995), Bown et al. (1998) et Burnett (1998) .....	55
<b>Figure 26</b> : Images en lumière polarisée croisée des principaux taxons de nannofossiles calcaires identifiés dans la région de Morsott .....	56

<b>Figure 27</b> : Zonation biostratigraphique des nannofossiles calcaires et répartition des marqueurs primaires dans la coupe de Djebel Legsaira.....	58
<b>Figure 28</b> : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans la sous-zone CC9b de la coupe du Djebel Legsaira.....	60
<b>Figure 29</b> : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans la sous-zone CC9c de la coupe du Djebel Legsaira (1 <sup>ère</sup> partie).....	61
<b>Figure 30</b> : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans la sous-zone CC9c de la coupe du Djebel Legsaira (2 <sup>ème</sup> partie).....	62
<b>Figure 31</b> : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans la sous-zone CC10a dans la coupe du Djebel Legsaira.....	64
<b>Figure 32</b> : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans les sous-zones CC10b et CC11 de la coupe du Djebel Legsaira.....	66
<b>Figure 33</b> : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans la sous-zone CC11 de la coupe de Téniet Tala .....	67
<b>Figure 34</b> : Microfaciès types (MT 1-3) des formations d'Ouled Serradj et de Chemla.....	73
<b>Figure 35</b> : Microfaciès types (MT 4-6) des formations d'Ouled Serradj et de Chemla.....	76
<b>Figure 36</b> : Microfaciès types (MT 7-8) de la partie supérieure de l'Unité 4 de la Formation de Chemla.....	78
<b>Figure 37</b> : Colonne lithostratigraphique du Djebel Legsaira (Albien supérieur-Turonien inférieur) illustrant la répartition des principaux taxons de nannofossiles calcaires, d'inocéramidés et d'ammonites, ainsi que la répartition verticale des différents faciès et groupe de faciès.....	80
<b>Figure 38</b> : Colonne lithostratigraphique à Téniet Tala (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) illustrant la répartition des principaux taxons de nannofossiles calcaires, d'inocéramidés et d'ammonites, ainsi que la répartition verticale des différents faciès et groupe de faciès.....	81

## Table des Matières

Avant-propos .....	i
الملخص .....	iii
Résumé .....	iv
Abstract .....	v
Liste des figures .....	vi
Introduction générale.....	1

### Chapitre I : Contexte géologique et démarche méthodologique

I. Cadre géographique .....	6
II. Cadre géologique.....	9
II. 2. Les formations du Trias .....	9
II. 3. Les formations du Jurassique .....	9
II. 4. Les formations du Crétacé .....	10
II. 5. Les formations du Cénozoïque .....	13
II. 6. Les formations du Quaternaire .....	14
III. Cadre structural .....	14
IV. Cadre paléogéographique .....	17
V. Revue des travaux antérieurs .....	19
VI. Méthodologie .....	22

### Chapitre II : Architecture lithostratigraphique et description des séries étudiées

I. Introduction.....	24
II. Description de la série étudiée.....	24
II. 1. La Formation d'Ouled Serradj.....	24
II. 1. a. Unité 1 : épaisse série de marnes à rares lits calcaires (280 m).....	25
II. 1. b. Unité 2 : Marnes coquillières riches en ostréidés (60 m) .....	28
II. 1. c. Unité 3 : Alternance de calcaires bioclastiques et de marne (165 m).....	29
II. 2. La Formation de Chemla.....	31
II. 2. a. Unité 1 : Alternance de marnes et de calcaires laminés (équivalent de Bahloul).....	31
II. 2. b. Unité 2 : Marnes et calcaires nodulaires à fines stratifications .....	34
II. 2. c. Unité 3 : Alternance de calcaires et de marnes .....	36
II. 2. d. Unité 4 : Calcaires massifs .....	37

### Chapitre III : Biostratigraphie intégrée et limites d'étages

I. Introduction.....	39
II. Les ammonites .....	39
II. 1. Le Cénomanién .....	39
II. 1. a. Zone à <i>Mantelliceras mantelli</i> .....	43
II. 1. b. Zone à <i>Cunningtoniceras inerme</i> .....	45
II. 1. c. Zone à <i>Acanthoceras rhotomagense</i> .....	45
II. 1. d. Zone à <i>Neolobites vibrayeanus</i> .....	47
II. 1. e. Zone à <i>Metoicoceras geslinianum</i> .....	49

<b>II. 2. Le Turonien</b> .....	50
II. 2. a. Zone à <i>Choffaticeras</i> - Sous-zone inférieur à la zone de <i>Mammites nodosoides</i> .....	52
II. 2. b. Zone à <i>Mammites nodosoides</i> .....	52
<b>III. Nannofossiles calcaires</b> .....	54
<b>III. 1. Zone à <i>Eiffelithus turriseiffelii</i> (CC9)</b> .....	54
III. 1. a. Sous-zone CC9b .....	54
III. 1. b. Sous-zone CC9c .....	57
<b>III. 2. Zone à <i>Microrhabdulus decoratus</i> (CC10)</b> .....	62
III. 2. a. Sous-zone CC10a .....	63
III. 2. b. Sous-zone CC10b.....	65
<b>III. 3. Zone à <i>Quadrum gartneri</i> (CC11)</b> .....	65
<b>IV. La limite Albien-Cénomanién</b> .....	67
<b>V. La limite Cénomanién-Turonien</b> .....	68

#### Chapitre IV : Reconstitution paléoenvironnementale et évolution séquentielle

<b>1. Introduction</b> .....	72
<b>II. Description et interprétation des types de microfaciès</b> .....	72
II. 1. MT 1 : Wackestone bioclastique fin.....	72
II. 2. MT 2 : Wackestone finement laminé à calcisphères et foraminifères planctoniques. ....	74
II. 3. MT 3 : Packstone à calcisphères à granulométrie fine .....	74
II. 4. MT 4 : Wackestone/packstone/grainstone bioclastique-calcisphérique laminé .....	75
II. 5. MT 5 : Wackestone/floatstone à bivalves et gastéropodes.....	75
II. 6. MT 6 : Floatstone bivalve intraclastique .....	77
II. 7. MT7 : Floatsone/Wackestone à bivalves et algues.....	77
II. 8. MT 8 : Wackestone/Floatsone composé de débris bioclastiques et algues .....	77
<b>III. Associations de faciès et interprétations paléoenvironnementales</b> .....	79
<b>VI. Stratigraphie séquentielle</b> .....	82
VI. 1. Séquence de dépôt S1 .....	82
VI. 2. Séquence de dépôt S2 .....	82
<b>Conclusion générale</b> .....	84
<b>Références bibliographiques</b> .....	87

---

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

---

### Introduction générale

L'intervalle Albien–Turonien représente l'un des épisodes les plus remarquables du Phanérozoïque, en raison de son climat de serre intense. Cette période se caractérise par des concentrations atmosphériques en CO<sub>2</sub> pouvant atteindre jusqu'à dix fois les valeurs actuelles, ainsi que par une élévation eustatique parmi les plus importantes du Mésozoïque (Haq et al., 1987 ; Jenkyns, 2003).

Ces conditions résultaient en grande partie d'une activité magmatique intense, liée à la mise en place de *Large Igneous Provinces* (LIPs) et à une production accrue de croûte océanique (Larson, 1991 ; Handoh et al., 1999 ; Snow et al., 2005). Cette dynamique a entraîné des bouleversements majeurs du système océanique, notamment les Événements Anoxiques Océaniques (OAEs), caractérisés par l'accumulation à l'échelle mondiale de sédiments riches en matière organique et par des excursions positives prononcées du  $\delta^{13}\text{C}$ , témoignant de profondes perturbations du cycle du carbone (Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Arthur et al., 1987 ; Erba, 2004).

Parmi ces épisodes, l'OAE1d (Albien supérieur) et surtout l'OAE2 (limite Cénomaniens-Turonien) constituent des jalons stratigraphiques majeurs. Ce dernier événement, daté d'environ 94 Ma, est connu sous différentes appellations régionales : « niveau Bonarelli » en Italie, « niveau Thomel » en France, « Black Band » en Angleterre, ou encore « Black Shale » de la Formation de Bahloul en Tunisie. L'OAE2 est associé à une crise biotique d'ampleur globale ayant affecté de nombreux groupes marins (foraminifères planctoniques et benthiques, nannofossiles calcaires, ammonites, rudistes, coraux, échinoïdes). Toutefois, cette crise est interprétée davantage comme un profond renouvellement faunique (*turnover*) que comme une extinction massive au sens strict (Kauffman et Hart, 1995 ; Keller et al., 2008 ; Erba, 2004).

Les séries allant de l'Albien supérieur au Turonien inférieur, conservées dans divers bassins de la marge téthysienne, notamment le bassin Vocontien (SE de la France), le bassin de Tarfaya (Maroc), l'Atlas tunisien, l'Atlas saharien (Algérie), constituent des archives de référence pour l'étude des dynamiques paléo-océanographiques et paléoclimatiques de cette période (Gale et al., 1996 ; Kuhnt et al., 1997 ; Robaszynski et al., 2010 ; Soua, 2011 ; Takashima et al., 2011 ; Benyoucef et al., 2025). L'enregistrement sédimentaire de ces bassins révèle une alternance de phases de stratification océanique et de pics de productivité biologique,

traduits par l'accumulation de dépôts riches en matière organique et par des variations isotopiques globalement corrélables.

Dans ce contexte, l'Atlas saharien oriental (Nord-Est de l'Algérie) constitue une zone d'intérêt majeur. La région de Tébessa, occupant une position paléogéographique stratégique sur la marge sud-téthysienne, représentait une zone charnière entre plusieurs ensembles structuraux : le domaine tellien au nord, le domaine aurésien à l'ouest (dont Tébessa forme l'extrémité orientale : Herkat, 2007 ; Kazi-Tani, 1986), la plate-forme saharienne au sud et l'Atlas tunisien à l'est. La région de Morsott, au nord de Tébessa, renferme une série carbonatée continue, fossilifère et bien développée.

Les premières investigations, menées au début du XX<sup>e</sup> siècle (Pervinquière, 1903 ; Termier, 1906, 1908 ; Blayac, 1912), ont décrit les unités stratigraphiques, biostratigraphiques et tectoniques, ainsi que les gisements phosphatés du Djebel Dyr et du Kouif. Par la suite, l'accent s'est surtout porté sur le contexte structural et le potentiel minier des régions d'Ouenza, Djebel Onk et El Kouif (Bouillot, 1940 et 1944 ; Dubourdiou et Durozoy, 1950 ; Blès, 1969 ; Madre, 1969 ; Thibiéroz et Madre, 1976 ; Vila, 1980, 2001 ; Charrière et al., 1996 ; Rouvier et al., 1998 ; Kowalski et Hamimed, 2000 ; Haddouche, 2003). Dubourdiou et Sigal (1949) furent les premiers à dater le Cénomaniens et le Turonien inférieur autour d'Ouenza, avant que Blès et Fleury (1970) puis Vivière (1985) ne précisent le cadre stratigraphique Crétacé-Miocène de Morsott.

Plus récemment, plusieurs travaux ont porté sur la microfaune (ostracodes et foraminifères : Benkherouf, 1988 ; Ruault-Djerrab et al., 2012 et 2014 ; Ruault-Djerrab et Kechid-Benkherouf, 2011), ainsi que sur les ammonites cénomaniennes de Morsott (Naïli et al., 1995 ; Mendir et al., 2019) et de Boukhadra, comparées aux biozonations nord-européennes (Kennedy et Gale, 2017 ; Kennedy, 2020). Chaabane et Salmi-Laouar (2014-2018) ont introduit les premières analyses isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) et la mesure de la teneur en carbonates ( $\text{CaCO}_3$ ) afin de caractériser la transition Cénomaniens/Turonien et d'identifier l'OAE2 dans la région septentrionale de Tébessa.

La série cénomaniens-turonien atteint localement plus de 1000 m d'épaisseur (Dubourdiou, 1956). Constituée de niveaux carbonatés et marneux, elle renferme une macrofaune abondante et diversifiée, mais inégalement répartie. Cette richesse, notamment en ammonites, confère à la région un intérêt particulier pour la compréhension de l'évolution des marges sud-

téthysiennes au cours de l'intervalle Albien–Turonien. La révision biostratigraphique des ammonites du Cénomanién inférieur et moyen à Boukhadra par Kennedy et Gale (2017) a mis en évidence la valeur corrélatrice des assemblages du Nord-Est algérien avec ceux d'Europe nord-occidentale, soulignant notamment l'importance de *Cunningtoniceras inerme* pour définir la limite Cénomanién inférieur/moyen, corrélée à une excursion positive du  $\delta^{13}\text{C}$  marquant l'Événement du Milieu du Cénomanién (MCE). À l'échelle régionale, Mendir et al. (2019) ont établi un inventaire taxonomique des ammonites du Cénomanién de Tébessa-Morsott, précisant ainsi le cadre biostratigraphique local.

Au-delà de Tébessa, les ammonites du Cénomanién et du Turonien ont été signalées dans plusieurs domaines voisins : le Constantinois (Coquand, 1862, 1880), le Sud-Est algérien (Zaoui et al., 2018 ; Benyoucef et al., 2019), les monts de Batna-Bellezma (Aouissi et al., 2018 ; Bensekhria et al., 2019) et en Tunisie (Robaszynski et al., 1990, 1993b, 2008 ; Chancellor et al., 1994 ; Amédro et al., 2005 ; Kennedy et Gale, 2006, 2015, 2017).

Cependant, plusieurs lacunes subsistent. Certaines portions de la série cénomaniénne de Tébessa restent dépourvues d'ammonites, compliquant la datation et le découpage litho-biostratigraphique. Les ammonites du Turonien, quant à elles, n'ont fait l'objet que de mentions ponctuelles (par ex., Blès et Felury, 1970, qui ne citent que deux espèces : *Pseudaspidoceras* aff. *Armatum* pour le Turonien inférieur et *Neptychites cefaletous* pour le Turonien supérieur), sans étude systématique ni biozotation détaillée.

De plus, la limite Albien/Cénomanién, marquée par une transgression eustatique majeure et d'importants changements fauniques (Haq et al., 1987 ; Gale et al., 2020), demeure imprécisément définie dans la région de Tébessa en raison de la rareté des ammonites. Dans le domaine téthysien, cette transition se manifeste par un renouvellement rapide des ammonites, avec l'apparition de genres caractéristiques tels que *Mantelliceras* et *Sharpeiceras*, ainsi que par une évolution significative des assemblages de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires.

La limite Cénomanién/Turonien, associée à l'OAE2, n'a pas encore été étudiée de manière approfondie sous l'angle micropaléontologique. Dans ce contexte, les nannofossiles calcaires, encore inexplorés dans la région de Tébessa, constituent un outil biostratigraphique de premier ordre. Leur abondance, leur large répartition géographique et leur évolution rapide en font d'excellents marqueurs pour établir des zonations biostratigraphiques de haute résolution,

et pour tester les corrélations interbassins et analyser les perturbations paléoenvironnementales (Erba, 1994 ; Herrle et al., 2003 ; Aguado et al., 2016).

La biozonation des nannofossiles, largement utilisée à l'échelle internationale (Sissingh, 1977 ; Perch-Nielsen, 1985 ; Bown et al. 1998 ; Burnett, 1998), permet de caler avec précision les grandes limites stratigraphiques (Albien/Cénomaniens, Cénomaniens/Turonien). Leur étude systématique représente donc un champ de recherche essentiel pour affiner la stratigraphie locale, combler les intervalles dépourvus d'ammonites, et inscrire les séries sédimentaires de Tébessa dans le cadre des corrélations circum-téthysiennes.

En dépit des nombreuses recherches consacrées à la géologie régionale et au potentiel phosphaté de l'Atlas saharien oriental, les dépôts du Cénomaniens–Turonien de la région de Morsott n'ont jamais fait l'objet d'une étude intégrée associant approches lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique. Les travaux antérieurs se sont en effet principalement concentrés sur le cadre structural, l'exploitation minière ou la description ponctuelle de certaines faunes, sans qu'une véritable mise en contexte stratigraphique complète n'ait été proposée.

La présente étude vise à combler cette lacune en adoptant une approche pluridisciplinaire permettant (i) de préciser les attributions chronostratigraphiques à partir des ammonites et des nannofossiles calcaires, grâce à un inventaire taxonomique et biostratigraphique complet, et à l'introduction, pour la première fois dans la région de Tébessa, de l'étude des nannofossiles calcaires, afin de contraindre les limites clés (Albien/Cénomaniens et Cénomaniens/Turonien), (ii) de caractériser les subdivisions lithostratigraphiques et leurs variations par une description lithologique détaillée et l'identification des faciès représentatifs et (iii) d'identifier et de décrire les microfaciès en vue de reconstituer les environnements de dépôt. Une telle démarche contribue ainsi à affiner la compréhension de l'évolution sédimentaire et paléogéographique du Cénomaniens-Turonien dans l'Atlas saharien oriental, et plus particulièrement dans le secteur de Tébessa.

La méthodologie adoptée repose sur une approche intégrée comprenant :

- des levés stratigraphiques détaillés et des prélèvements systématiques d'échantillons rocheux sur le terrain;
- des analyses lithologiques et sédimentologiques ;

- un inventaire paléontologiques des ammonites et micropaléontologiques des nannofossiles calcaires;
- l'établissement de zonations biostratigraphiques locales confrontées aux référentiels internationaux ;
- des corrélations régionales et globales visant à replacer les résultats dans le contexte circum-téthysien.

Au-delà de son intérêt local, ce travail devrait permettre :

- de proposer une référence stratigraphique régionale pour le Cénomaniens–Turonien de l'Atlas Saharien oriental ;
- de combler une lacune importante dans la connaissance des nannofossiles du Crétacé moyen en Algérie ;
- de renforcer les corrélations circum-téthysiennes, grâce à une double approche macro-et nannofossile ;
- et d'identifier l'expression locale des événements paléoenvironnementaux globaux du Crétacé moyen dans la région de Tébessa, plus précisément à Morsott.

Afin d'organiser cette étude, le manuscrit est structuré en quatre chapitres.

1. Le premier chapitre présente le cadre géographique et géologique général de la région étudiée, ainsi que la méthodologie adoptée et les données utilisées.
2. Le second chapitre est consacré à la description lithologique des deux coupes étudiées.
3. Le troisième chapitre traite de l'étude biostratigraphique et de l'établissement des biozonations fondées sur les ammonites et les nannofossiles calcaires, tout en précisant les limites Albien/Cénomaniens et Cénomaniens/Turonien.
4. Le quatrième chapitre expose les résultats microfaciologiques, interprétés en termes d'environnement de dépôt.

Enfin, la conclusion générale synthétise les principaux résultats et précise le cadre sédimentaire et paléogéographique de la région de Morsott, au Nord de Tébessa.

---

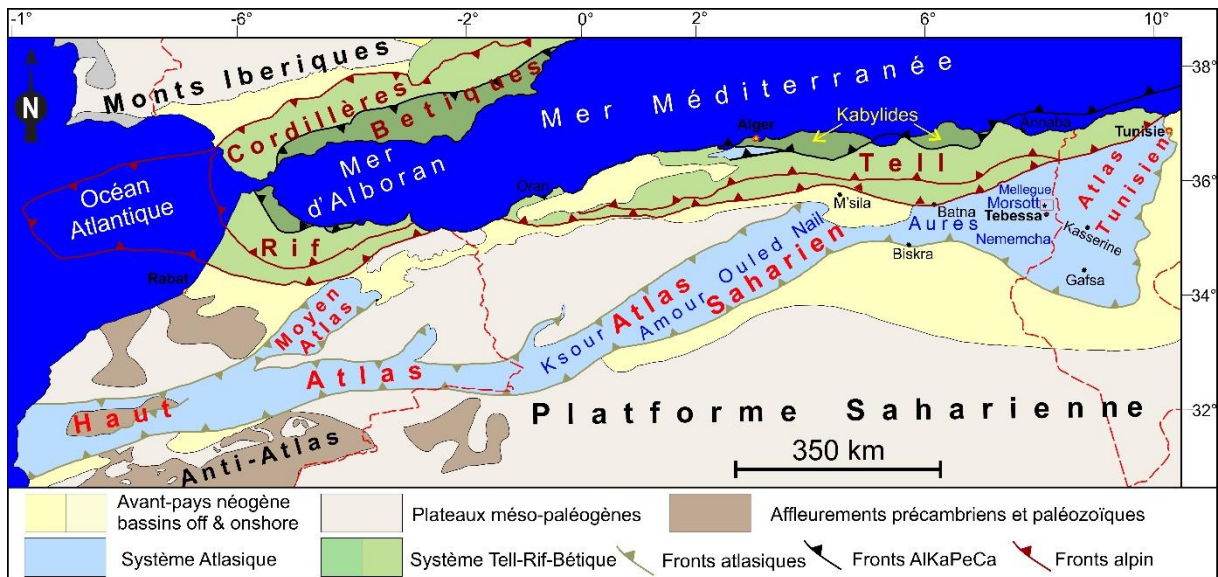
## CHAPITRE I : CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET DÉMARCHE MÉTHODOLOGIQUE

---

## I. Cadre géographique

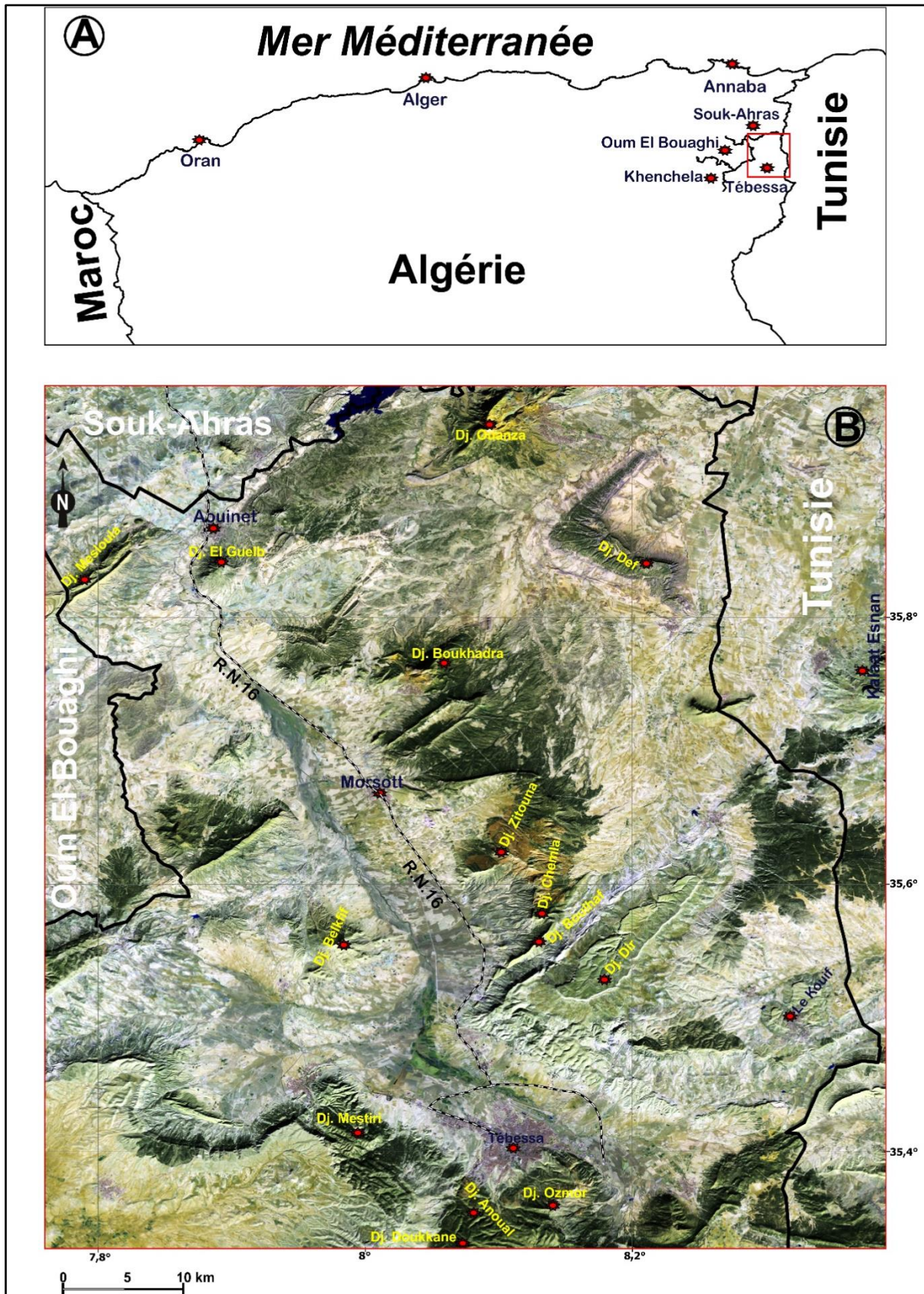
Au nord du Maghreb, une vaste chaîne orogénique s'étend sur plus de 2500 km, depuis l'océan Atlantique jusqu'à l'extrémité orientale de la Tunisie. Cet ensemble, qui englobe le Moyen et le Haut Atlas au Maroc, l'Atlas saharien au sens large en Algérie, ainsi que l'Atlas tunisien, constitue une ceinture morphostructurale majeure séparant le domaine rif-tellien (Rif au Maroc ; Tell en Algérie et en Tunisie) au Nord de la plate-forme saharienne au Sud (**fig. 1**).

En Algérie, au sud d'un domaine septentrional comprenant les Hautes Plaines (ou domaine préatlasique), le domaine tlemcénien, le domaine tello-rifain et les unités paléozoïques ou massifs cristallins, se développe un alignement de reliefs présentant un style structural distinct. Cet ensemble correspond à l'Atlas saharien au sens strict, orienté globalement SW-NE, qui s'étend sur environ 1000 km depuis le Haut Atlas marocain jusqu'à la bordure occidentale des Aurès (Ritter, 1902 ; Kazi-Tani, 1986 ; Mekahli, 1998). Il comprend, d'ouest en est, les monts des Ksour, le Djebel Amour et les monts des Ouled Nail. Cette chaîne linéaire forme, avec le massif des Aurès et l'alignement des monts de Nememcha, de Tébessa, de Morsott (incluant la zone d'étude) et de Mellègue, le domaine atlasique au sens large, correspondant à l'Atlas saharien dans son acception extensive.



**Figure 1** : Carte structurale de la région ouest-méditerranéenne montrant les principaux systèmes orogéniques (modifié d'après Michard et al., 2008).

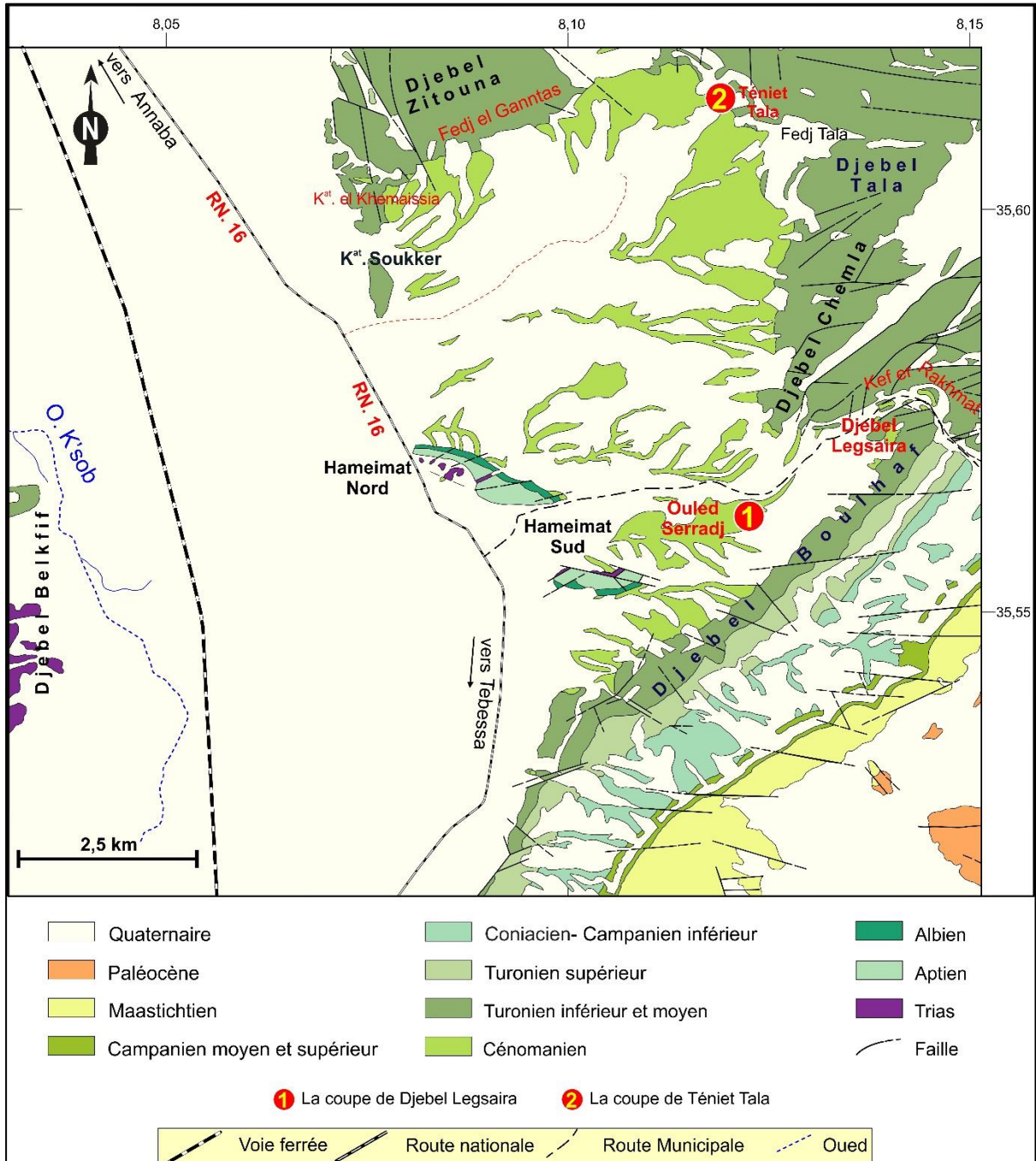
La zone d'études se situe dans la partie méridionale des monts de Morsott (**fig. 2-3**), à environ 22 km à l'ouest de la frontière algéro-tunisienne. Elle est limitée au nord par les monts de Mellègue, au sud par les monts de Tébessa, à l'est par Djebel Dyr (1450 m) et à l'ouest par Djebel Belkiff (1330 m).



**Figure 2 :** Situation géographique de la région de Morsott. **A.** Carte montrant la position de la région de Morsott (cadre rouge) par rapport au Nord du Maghreb ; **B.** Image satellitaire (Landsat 8) Montrant les principaux reliefs de la région de Morsott.

## CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET DÉMARCHE MÉTHODOLOGIQUE

Géographiquement, la zone d'étude est comprise entre 35,55° et 35,60°N de latitude et entre 8,10° et 8,15°E de longitude (**fig. 3**). Elle englobe la plaine de l'Oued K'sob, traversée par la route nationale RN 16 reliant Annaba à Tébessa. Cette plaine est bordée au nord par le Djebel Zitouna (1231 m), au centre par le Djebel Chemla (1300 m) et au sud par le Djebel Boulhaf (1250 m). Deux petits massifs rocheux, orientés globalement NE-SW et espacés d'environ 2 km, affleurent dans la plaine : les Hameimat Nord et Sud, chacun présentant une extension longitudinale de quelques centaines de mètres.



**Figure 3** : Carte géologique de la zone d'étude (extrait de la carte géologique de Morsott, n° 178, à l'échelle 1 : 50 000) montrant la position des coupes lithostratigraphiques relevées.

## II. Cadre géologique

La partie orientale du domaine atlasique algérien est constituée de formations mésozoïques à cénozoïques, recoupées dans la région de Tébessa par des fossés d'effondrement (Castany, 1951 ; David, 1956 ; Dubourdiou, 1956 ; Kazi-Tani, 1986). Ces structures s'inscrivent dans la zone diapirique (**fig. 4**), comprise entre les monts du Mellègue au nord et la flexure sud-atlasique au sud (Dubourdiou, 1956 ; Rouvier, 1977 ; Perthuisot, 1978 ; Perthuisot et Rouvier, 1992 ; Burrolet et Desforges, 1982 ; Herkat, 1999).

### II. 2. Les formations du Trias

Trois principales hypothèses ont été proposées pour expliquer la mise en place des formations triasiques :

- Un diapirisme polyphasé associé aux phases tectoniques compressives s'étendant de l'Aptien au Quaternaire (Dubourdiou, 1956 ; Rouvier et al., 1985 ; Othmanine, 1987 ; Perthuisot et al., 1988 ; Aoudjehane et al., 1992 ; Bouzenoune et al., 1995 ; Kowalski et Hamimed, 2000) ;
- Une halocinèse de type diapirique classique, en relation avec des épisodes tectoniques distensifs (Laatar, 1980 ; Hatira, 1988) ;
- Un mécanisme de mise en place comparable à celui de glaciers de sel sous-marins, dans lequel les unités triasiques forment des lentilles issues de fractures ouvertes, resédimentées puis interstratifiées au sein des séries crétacées (Vila et al., 1994, 1996, 2001).

Le Trias occupe principalement les cœurs des grands anticlinaux, avec des affleurements majeurs à Ouenza, Boukhadra, Mesloula et Boujaber. Il se manifeste également sous forme d'affleurements ponctuels au sein des formations quaternaires, en contrebas du flanc sud du massif de Hameimat Nord, ainsi que par de minces extrusions salifères le long des contacts anormaux bordant le massif de Hameimat Sud (Dubourdiou, 1956 ; Blès et Fleury, 1970). Lithologiquement, le Trias est présenté par des argiles vert clair et rouge, des gypses gris et roses renfermant des quartz bipyramidés, des dolomies saccharoïdes gris foncé, des dolomies bréchiques et des calcaires dolomitiques (Blès et Fleury, 1970).

### II. 3. Les formations du Jurassique

Aucun affleurement jurassique n'a été identifié dans la zone d'étude. Toutefois, la présence formations jurassiques en subsurface a été documentée, en dehors des secteurs diapiriques, par des données issues de forages pétroliers (Beghoul, 1974).

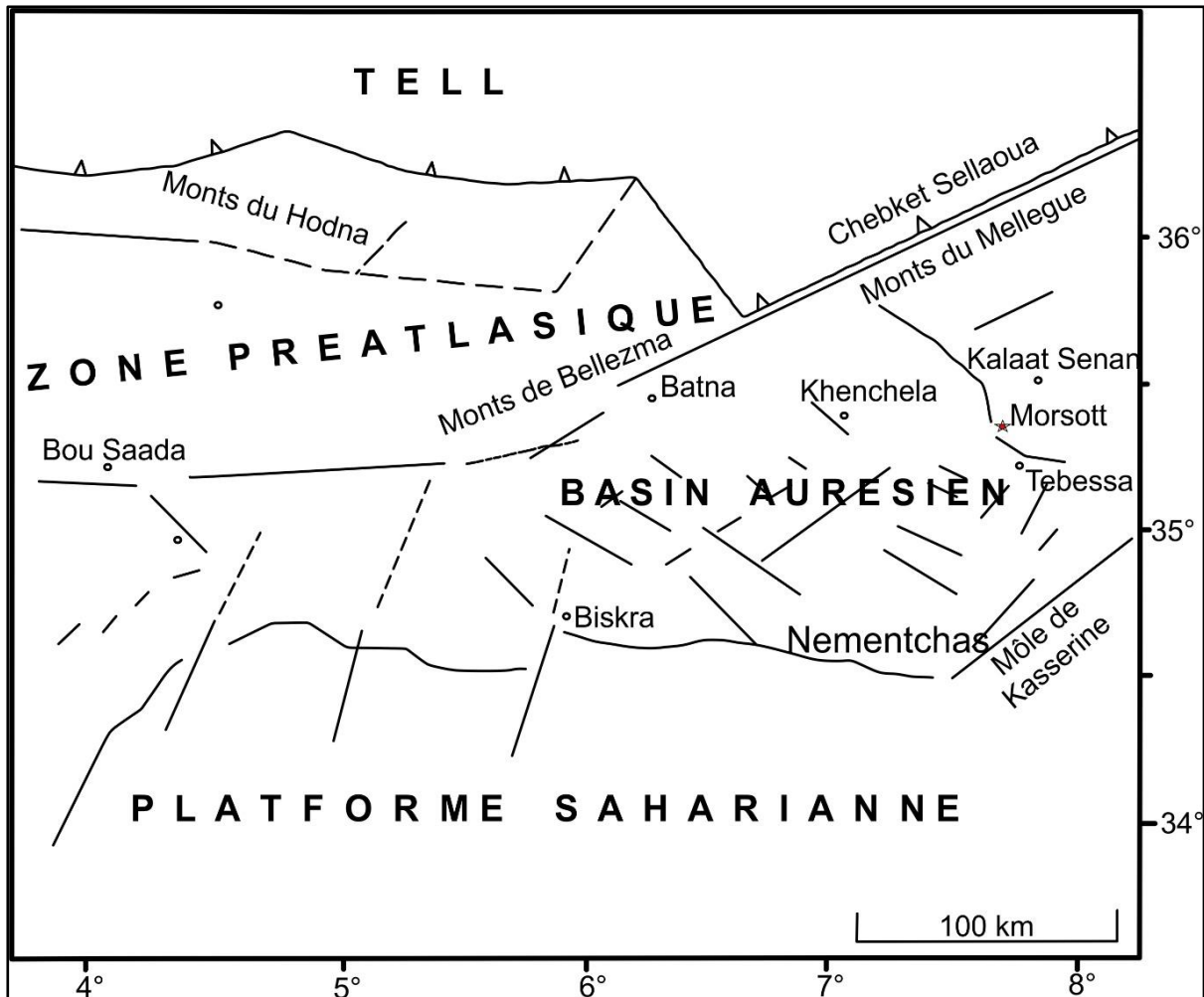


Figure 4 : Carte des principaux ensembles géologiques du domaine atlasique oriental (Herkat, 2007).

#### II. 4. Les formations du Crétacé

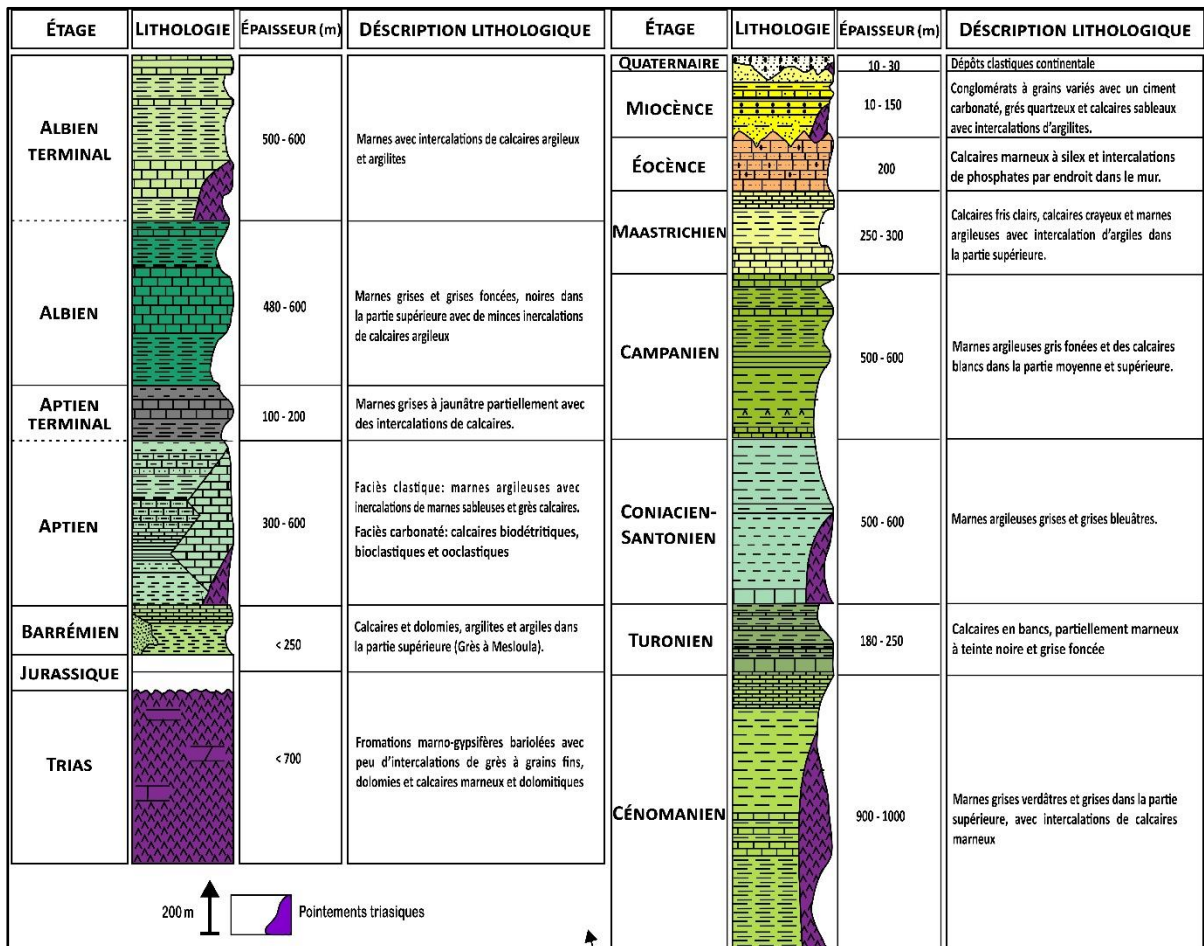
Les monts de Morsott sont formés principalement par les formations crétacées (fig. 5). Les dépôts barrémiens y sont rarement observés à l’affleurement, à l’exception du secteur nord de Tébessa, notamment aux alentours de Mesloula et d’Ouenza. Leur absence dans la zone étudiée est due à des mouvements d’effondrements et de la poussée triasique au niveau des massifs de Hameimat Nord et Sud, qui ont empêché la conservation et l’observation des sédiments antérieurs à l’Aptien (Dubourdieu, 1956). Lorsque le Barrémien affleure, il se présente sous forme de marnes grises ou jaunes renfermant des ammonites pyriteuses, à la base, et admettant vers le sommet de minces intercalations de calcaires noduleux gris clair (Dubourdieu, 1956).

L’Aptien affleure principalement dans les cœurs des structures anticlinales et à proximité immédiat des formations triasiques, comme dans le secteur de Hameimat. Il y est représenté par

## CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET DÉMARCHE MÉTHODOLOGIQUE

des niveaux gréseux intercalés de bancs de calcaires d'ordre métrique sur une épaisseur d'environ 50 m (Hamida, 2015). Dans les régions de Mesloula, Ouenza, M'Khiriga, Kef Rekhma et Boudjaber, l'épaisseur de la série atteint jusqu'à 700 m, traduisant une forte subsidence du bassin (Sami, 2011). Selon Dubourdiou (1956, 1959), la série aptienne se subdivise en trois ensembles lithostratigraphiques :

- Aptien inférieur à moyen (200 m) : faciès anté-récifal constitué de marnes jaunes à passées de grès rouille et de marno-calcaires à orbitolinidés ;
- Aptien supérieur (300 m) : faciès récifal formé d'une succession de bancs plurimétriques de calcaires dolomités riches en orbitolinidés, miliolés, rudistes et échinodermes ;
- Aptien terminal (100 à 150 m) : post-récifal à dominante argileuse, surmonté par une faible épaisseur de marnes jaunes comportant de fines intercalations calcaires.



**Figure 5 :** Colonne stratigraphique synthétique des monts de Morsott et de Mellègue (d'après Sami, 2004 ; colonne de synthèse réalisées sur la base des travaux de Dubourdiou, 1956 ; 1959 ; David, 1956 ; Fleury, 1969 ; Thibieroz et Madre, 1976 ; Otmanine 1987 ; Bouzenoune, 1993).

L'Albien est largement représenté dans la région de Morsott. Il se caractérise, à la base, par des calcaires gris bioconstruits, et ; au sommet, par des marnes bitumineuses riches en foraminifères. Son épaisseur varie généralement entre 400 et 500 m, mais peut localement dépasser 1000 m, notamment au Djebel Guelb (Beghoul, 1974). La couverture albo-aptienne est fréquemment recoupée par des intrusions triasiques, induisant un redressement des couches et une complexification structurale à l'origine de plis dysharmoniques de type évasé ou en « champignon ».

Dans la région de Morsott, l'Albien terminal correspond à une alternance de marnes sombres et de bancs calcaires minces à ammonites pyriteuse, pour une épaisseur moyenne de 50 m. À Boukhadra, cette série atteint environ 600 m d'épaisseur et se compose de marnes à passées calcaires et marno-calcaires renfermant des empreintes d'ammonites. A Mesloul, elle est formée de marnes vertes indifférenciables de celles du Cénomaniens sus-jacent (Dubourdiou, 1956). Ces niveaux coiffent la partie sommitale des massifs de Hameimat Nord et Sud.

Le Cénomaniens débute par des niveaux à fines intercalations de plaquettes de calcite fibreuse contenant des moules d'échinodermes. Au nord de Tébéssa, cet étage, épais de 600 à 900 m, se présente sous forme d'une puissante formation marneuse verdâtre à jaunâtre, renfermant localement des passées calcaires bioclastiques riches en ostréidés, gastéropodes, bivalves et échinides. Certains bancs calcaires ont livré des assemblages d'ammonites caractéristiques du Cénomaniens inférieur (*Mantelliceras mantelli*, *M. dixonii*), moyen (*Acanthoceras rhotomagnese*) et supérieur (*Eucalycoceras* cf. *newboldi*, *Néolobites* sp., *Calycoceras naviculaire*), documentés par Dubourdiou et Sigal (1949), Blès et Fleury (1970), Naïli et al. (1995), Kennedy et Gale (2017) et Mendir et al. (2019).

Le passage Cénomaniens-Turonien est marqué par une unité de 20 m d'épaisseur constituée de marno-calcaires laminés gris foncé, comparable au faciès de Bahloul décrit dans de nombreux bassins de la marge téthysienne (Burolet, 1956 ; Orgéval et al., 1986 ; Abdallah et Meister, 1996 ; Robaszynski et al., 2008 ; Naïli et al., 1995 ; Raoult-Djerab et al., 2010 ; Chaabane, 2015 ; Salmi-Laouar et al., 2018 ; Benyoucef et al., 2025). Cet ensemble est surmontés par le Turonien inférieur, constitué de corniches calcaires intercalées de marnes grises, renfermant une faune benthique diversifiée (gastéropodes, échinides, inocérames et autres bivalves) et des ammonites (*Kamerunoceras turoniense*). Le Turonien moyen à supérieur correspond à une alternance de marnes grisâtres et de bancs calcaires bioclastiques.

L'intervalle Coniacien-Santonien est formé de marnes grises à verdâtres, renfermant à la base des niveaux à lumachelles riches en échinodermes, en lamellibranches et en ammonites (Blès et Fleury, 1970). Son épaisseur varie de moins de 300 m à l'Ouenza à près de 600 m à Boukhadra (Dubourdiou, 1956). A Morsott, le Coniacien correspond aux 200 m supérieurs des marnes à lumachelles, limité à la base par un banc massif repère visible au Djebel Boulhaf (Blès et Fleury, 1970). Le Santonien sus-jacent se distingue par la rareté des intercalations calcaires au seins des marnes, pour une épaisseur d'environ 300 m.

L'intervalle Campanien-Maastrichtien affleure surtout au sud de Tébessa, avec des épaisseurs variant de 200 à 600 m. Il débute par des calcaires marneux blancs campaniens, surmontés de marnes gypsifères, puis de calcaires blancs bien lités et de marnes argileuses sombres d'âge maastrichtien (Dubourdiou, 1956). Dans la région de Morsott, le Campanien inférieur se compose de marnes grises, tandis que le Campanien supérieur présente de minces intercalations minces de calcaires argileux gris, assurant une transition ascendante vers les calcaires du Maastrichtien. Le Campanien moyen correspond à environ 80 m de calcaires crayeux blancs à gris clair, organisés en bancs massifs alternant avec de minces niveaux marneux clairs à verdâtres.

Le Maastrichtien présente une bipartition lithologique nette. Sa partie inférieure (170 m) est formée de calcaires massifs grisâtres, bioclastiques, riche en empreintes d'inocéramidés. Sa partie supérieure (150 m) est constituée de marnes grises, présentant localement quelques intercalations calcaires à la base.

### **II. 5. Les formations du Cénozoïque**

La transition Crétacé-Éocène est marquée par une puissante formation marneuse. Le Paléocène inférieur (Danien) est représenté par plus de 75 m de calcaires argileux gris clair, crayeux, organisés en bancs centimétriques alternant avec des marnes grises. Au Paléocène supérieur, ces marnes deviennent homogènes sur une puissance d'environ 200m. A leur sommet apparaissent, localement au nord du Djebel Dyr, de rares bancs de calcaires argileux gris et quelques niveaux phosphatés minces.

Le Thanétien affleure au Djebel Dyr, où il montre d'importantes variations d'épaisseur, atteignant plus de 40 m dans la partie méridionale et moins de 10 m à Djebel El Kouif. Il est constitué de calcaires argileux en petits bancs, fréquemment noduleux et à silex, comportant à leur base des intercalations phosphatées. (Blès et Fleury, 1970).

Selon Dubourdiou (1956), la partie supérieure de l'Eocène est quasiment absente dans la région (monts de Morsott et Mellègue). En revanche, les parties inférieure (Yprésien) et moyenne (Lutétien inférieur) affleurent dans les djebels Dyr et El Kouif. Blès et Fleury (1970) décrivent cette séquence comme constituée de bancs calcaires massifs, à gros silex, à ostréidés et lumachelles à nummulites, pour une épaisseur totale avoisinant 150m. Notons toutefois que les nummulites sont absentes au djebel El Kouif.

Le Miocène affleure largement au nord de l'Ouenza, au sud-ouest de Mesloula et dans la région de Boukhadra, où son épaisseur atteignant 1000 m (Dubourdiou, 1956). Le faciès marin de cette série, décrit par Salmi-Laouar (2004), est composé de calcaires roux surmontés de marnes vertes. Ces formations reposent en discordance sur l'Albien-Sénonien, voire localement sur le Trias, constituant leur couverture. Le Miocène continental, quant à lui, est formé de sables et de graviers quartzeux blancs, présentant localement des traces ferrugineuses et des stratifications entrecroisées (Flandrin, 1948). Il affleure à l'est du Djebel El Kouif et au cœur du synclinal de Djebel Dyr (Blès et Fleury, 1970).

### **II. 6. Les formations du Quaternaire**

Le Quaternaire continental, observé au pieds des reliefs, occupe principalement les plaines associées aux fossés d'effondrement. Selon Dubourdiou (1956), cette formation atteint une épaisseur variant entre 10 et 30 m. Elle est composée de croûtes calcaires, de limons, d'éboulis, de cailloutis et de brèches. Blès et Fleury (1970) précisent la présence de poudingues d'âge Plio-Villafranchien à proximité des principales fractures d'effondrement récent.

### **III. Cadre structural**

Les monts de Morsott et de Mellègue constituent la partie distale du bassin aurésien, occupant la frange occidentale du bassin algéro-tunisien. En Algérie, cette unité structurale est délimitée au nord par l'accident nord-atlasique et au sud-ouest par l'accident sud-atlasique. Sa bordure sud-orientale correspond au môle de Kasserine en Tunisie (Kazi-Tani, 1986), tandis qu'à l'ouest, elle est limitée par l'accident des monts de Bellezma et de Batna (Harket, 1999) (**fig. 04**).

La région étudiée présente une orientation générale NE-SW et se caractérise par un réseau de failles synsédimentaires à l'origine de basculements en blocs, dont l'activité s'étend du Crétacé supérieur au Quaternaire (Kazi-Tani, 1986 ; Herkat, 1999).

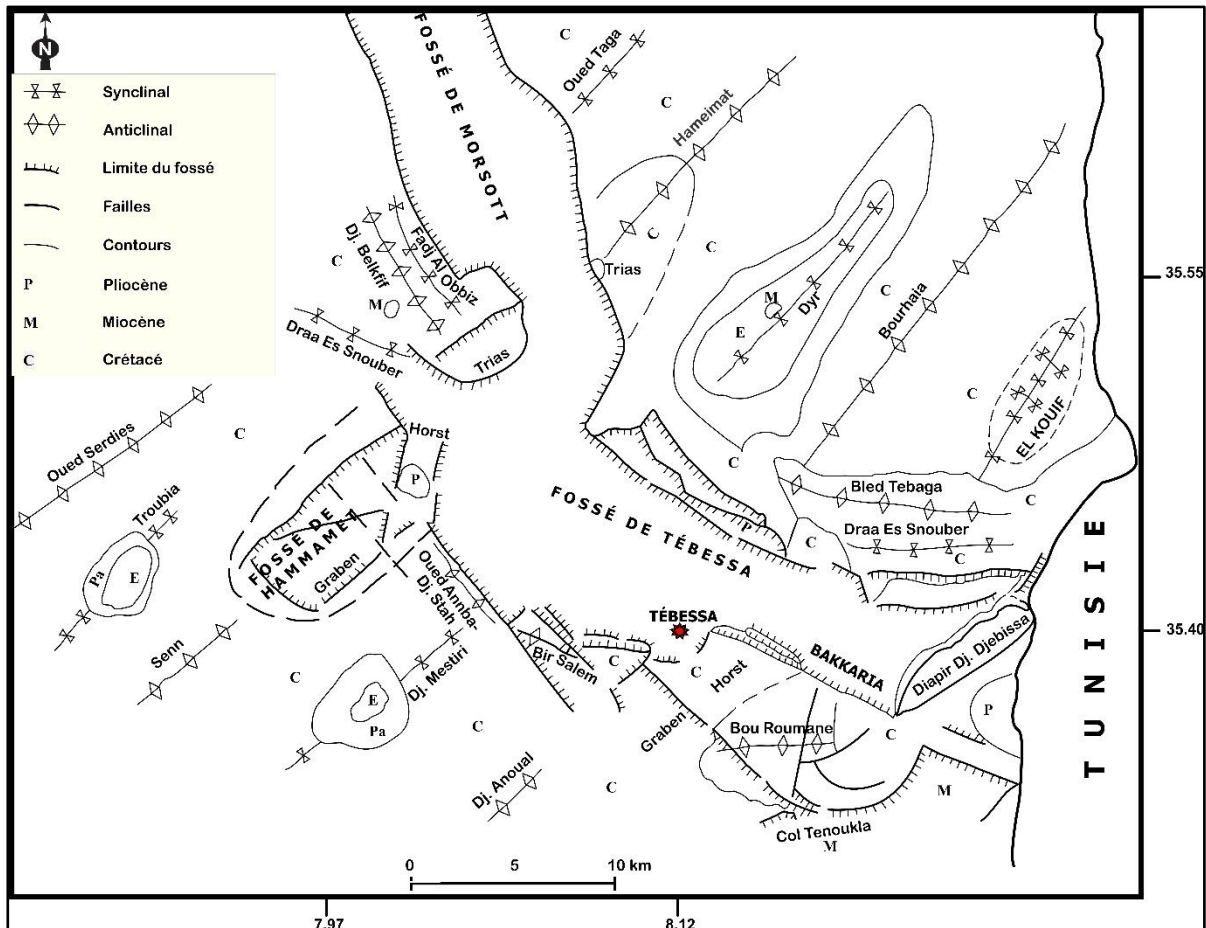
Au cours de l'Albien terminal (le Vraconien), le bassin aurésien se structure en compartiments limités par trois accidents majeurs : l'accident sud-atlasique, l'accident de Hamimat (en Tunisie) et l'accident de Tébessa (Kazi-Tani, 1986). Les blocs basculés de la partie nord (monts de Morsott et Mellègue) présentent des pendages variables, orientés alternativement vers le NE ou le SW. Le Cénomaniens et le Turonien se caractérisent par des variations latérales d'épaisseur, contrôlées par des accidents orientés NW-SE (Kazi-Tani, 1986 ; Herkat et Delfaud, 2000). Globalement, le bassin aurésien connaît des fluctuations de subsidence durant le Sénonien inférieur (Coniacien-Santonien), gouvernées par des accidents WNW-ESE et NW-SE, avant d'évoluer vers une phase compressive au Sénonien supérieur (Campanien-Maastrichtien) (Kazi-Tani, 1986).

La région étudiée présente des structures tectoniques majeures, incluant la mise en place de diapirs, des fossés d'effondrement, une subsidence marquée et des plissements orientés NE-SW, similaires à ceux de l'Atlas saharien. Ces plis résultent principalement de la phase compressive atlasique de la fin de l'Éocène (Laffite 1939 ; Vila, 1980 ; Aissaoui, 1984 et Kazi-Tani, 1986), suivie d'une réactivation post-Pliocène (Laffite, 1939 ; Vila, 1980). Les plis issus de ces épisodes sont recoupés dans la zone méridionale par des fossés d'effondrements orientés NW-SE (parfois E-W), orthogonaux aux axes de plissement. Ces fossés témoignent d'une activité tectonique distensive post-miocène inférieur (Castany, 195 ; Dubourdiou, 1956 ; David, 1956 ; Kazi-Tani, 1986).

Des plis parallèles aux fossés ont été signalés par Dubordieu et Dorozoy (1956), Morel (1957), Blès (1969) et Kowalski et al. (2002) : une direction NNW-SSE pour l'anticlinal de Belkif et le synclinal de Fadj Al Obbiz à Morsott, une direction WNW-ESE pour l'anticlinal de Bir Salem à Tébessa (**fig. 6**). Ces fossés abritent d'importants couloirs comblés par des formations quaternaires, dont la mise en place est contrôlée par des accidents transversaux encore actifs.

La subsidence régionale résulte de l'effondrement prolongé du bassin algéro-tunisien, actif du Barrémien jusqu'à la fin du Crétacé, lié à la réactivation de failles hercyniennes et panafricaines héritées (Dubourdiou, 1956). Cette dynamique est attestée par les manifestations diapiriques triasiques et l'épaisseur exceptionnelle (6000 m) de la série supra-triasique (Aliev et al., 1971). Cette configuration explique l'enfouissement profond

des formations jurassiques sous une pile sédimentaire crétacée considérable, responsable de l'absence d'affleurements post-triasique anté-barrémienne dans la région (Aoudjehane et al., 1992). La subsidence, hétérogène spatialement, a été localement interrompue dès l'Aptien par l'émergence de hauts fonds d'origine diapirique triasique (Masse et Chikhi-Aouimeur, 1982), favorisant la mise en place de dépôts carbonatés subrécifaux.



**Figure 6 :** Esquisse tectonique des environs de Tébessa (Kowalski et al., 2002).

Les diapirs régionaux présentent initialement une morphologie domale, typique d'une dynamique halocinétique polyphasée (Aoudjehane et al., 1992). Ces structures ont été déformées au cours des phases alpines du Néogène et du Quaternaire (Thibiéroz et Madre, 1976 ; Masse et Chikhi-Aouimeur, 1982 ; Rouvier et al., 1985 ; Perthuisot, 1992 ; Aoudjehane et al., 1992 ; Bouzenoune, 1993 ; Perthuisot et al., 1999).

Il se présentent sous forme de pointements argilo-gypso-carbonatés allongés NE-SW sur plus d'une vingtaine de kilomètres. Les diapirs de Mesloula-M'Khiriga, Ouenza-Lajbel, Boukhadra-Mzouzia et Bou Jaber-Slata présentent des extrémités périclinales en croissant, constituées de calcaires albo-aptiens. En revanche, ceux de Ouasta-Sakiet (le secteur nord), Hameimat-Belkif

et Bekkaria (proches de Tébessa), bien qu'ayant la même orientation, ne montrent pas cette morphologie (extrémités périclinales) (Aoudjehane et al., 1992).

L'appareil de Hameimat-Belkif, masqué par la branche NW du fossé Plio-Quaternaire de Tébessa-Morsott, révèle une architecture complexe marquée par un mouvement hélicoïdal des formations de couverture depuis l'axe central vers le flanc nord, provoquant le redressement puis le renversement des séries albo-aptiennes. Ces dernières chevauchent ainsi l'Albien terminal (Vraconien) marno-calcaire, lui-même déversé à Hameimat (Othmanine, 1987 ; Aoudjehane et al., 1992).

#### **IV. Cadre paléogéographique**

Le diapirisme triasique polyphasé affectant les monts de Morsott et Mellègue a joué un rôle déterminant dans la structuration actuelle de la région. L'enchaînement des bombements et des percements provoqués par les mouvements diapiriques anté-Aptien a entraîné la migration des dépôts évaporitiques (Beghoul, 1974) et l'édification de hauts fonds (Chikhi-Aouimeur, 1982). Ces derniers ont localement accueilli des séries néritiques réduites, tandis qu'en périphérie, s'est développée une sédimentation marneuse, traduisant une zone de transition entre les séries épaisses du bassin subsident et les hauts fonds environnants (Othmanine, 1987).

Les formations barrémiennes se sont mises en place dans un environnement de très faible profondeur, correspondant à des hauts fonds. Cette hypothèse paléobathymétrique s'appuie sur deux arguments principaux : (1) la présence de bancs à ostréidés sous-jacents aux niveaux fossilifères, indiquant une profondeur maximale d'environ 200 m, et (2) la réduction d'épaisseur de la série barrémienne, qui traduit un épisode régressif affectant la région (Dubourdiou, 1956).

Durant l'Aptien inférieur et moyen, une extension marine plus marquée que durant le Barrémien s'observe. Cette transgression est principalement attribuée à la réactivation de failles affectant le substratum anté-triasique, créant des zones favorables à l'envahissement marin. Dans ces environnements peu profonds et chauds se sont développées des formations carbonatées et des récifs installés sur des rides allongées (Dubourdiou, 1956). Au cours de l'Aptien supérieur, la région a connu l'édification de nombreuses plateformes isolées dont l'architecture est directement contrôlée par les remontées diapiriques (Dubourdiou, 1956). Cet ensemble de plateformes appartient au domaine des hauts-fonds qui, durant l'Aptien, séparait le bassin de Sellaoua (domaine profond) du bassin atlasique oriental (domaine

fortement subsident). Les faciès sédimentaires identifiés dans les dépôts aptiens témoignent d'une tendance régressive amorcée à la fin de l'Aptien (Salmi-Laouar, 2004).

L'Albien est caractérisé par une faune benthique à affinités récifales, matérialisée par des calcaires bioconstruits. Ces formations témoignent de la persistance de conditions favorables au développement des bioconstructions établies durant l'Aptien, notamment dans des environnements de hauts-fonds et d'eaux peu profondes. Selon Amouri (1986) et Chevenine et al. (1989), une sédimentation transgressive marque l'Albien moyen. Durant l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne a été affectée par des remontées diapiriques du Trias, provoquant un redressement des couches et une complexification structurales, généralement scellée par les dépôts de l'Albien terminal observé à Ouanza, M'zouzia et Boukhadra (Othmanine, 1987 ; Bouzenoune, 1993).

L'analyse des assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques réalisée par Ruault-Djerrab et al. (2014) indique un milieu de dépôt calme et relativement profond, correspondant probablement à une plate-forme externe ou au talus continental, avec une bathymétrie variable mais toujours significative durant le Cénomaniens. Parallèlement, cette période se caractérise par des décrochements témoignant d'un raccourcissement d'orientation NE-SW (Othmanine, 1987).

Dès le Turonien inférieur, un changement rapide de sédimentation se manifeste par le remplacement des marnes cénomaniennes par des couches riches en carbonates de chaux (Dubourdiou, 1956). Des conditions néritiques persistantes, caractérisées par un milieu marin chaud et peu profond, favorisant la sédimentation carbonatée tout au long du Turonien inférieur à moyen. Cette configuration évolue au Turonien supérieur vers un environnement marin plus profond, où s'accumule une série marneuse continue jusqu'au Campanien (Chevenine et al., 1989).

Des conditions de dépôt néritiques et chaudes se rétablissent durant le Campanien supérieur et le Maastrichtien, avec une prédominance de calcaires crayeux, rarement récifaux (Chevenine et al., 1989). Le passage du Maastrichtien au Paléocène supérieur n'enregistre aucune perturbation majeure des environnements sédimentaires, hormis l'apparition de niveaux calcaires marquant partiellement le Paléocène inférieur (Blès et Fleury, 1970).

La phase compressive du début de l'Éocène moyen provoque l'arrêt de la sédimentation marine (Blès et Fleury, 1970), suivie d'une phase érosive initiée au Pliocène supérieur, engendrant une lacune sédimentaire significative.

Au Miocène inférieur, une accumulation considérable du matériel détritique se met en place, traduisant une transgression marine de grande ampleur ayant submergé d'anciens domaines paléogéographiques jusqu'aux Nememchas (Dubourdiou, 1956). Les dépôts de la fin du Miocène indiquent ensuite une phase régressive. Le retrait définitif de la mer entraîne le comblement des bassins hérités par des formations détritiques continentales post-miocènes, dont l'accumulation fut influencée par les cycles climatiques quaternaires.

### **V. Revue des travaux antérieurs**

Les travaux fondateurs de Coquand (1862), consignant des descriptions lithologiques et un inventaire d'ammonites caractéristiques des étages cénomaniens et turoniens, furent initialement rapportés par Pomel (1889) dans son étude intitulée « *Description stratigraphique générale de l'Algérie* ». Les premières études spécifiques à la région de Tébessa remontent au début du XX<sup>e</sup> siècle avec Pervinquière (1903) et Termier (1906-1908), qui ont pu mettre en place les principales unités stratigraphiques, paléontologiques et structurales de la région de l'Ouenza et ses environs. Parallèlement, Blayac (1912) étudia les gisements phosphatés de Djebel Dyr et El Kouif.

Dans sa thèse soutenue en 1936 et accompagnée d'une carte au 1/200000, Laffitte a rattaché la région de Tébessa au domaine de l'Atlas saharien. Il a démontré des similitudes faciologiques entre les séries sédimentaires de l'est des Aurès et celles de l'Atlas saharien, en apportant des précisions fondamentales sur l'organisation stratigraphique et la structure tectonique régionale.

La caractérisation biostratigraphique des dépôts cénomano-turoniens de la région de Tébessa demeure insuffisamment étudiée. Les recherches existantes se concentrent principalement sur deux axes thématiques : l'évaluation des ressources minérales, notamment l'identification des potentialités phosphatées dans la région de l'Ouenza, Dyr, M'khiriga, Djebel Onk et El Kouif... (Bouillot, 1940-1944 ; Madre, 1969 ; Loutchnikov et al. 1974 ; Thibiéroz et Madre, 1976 ; Othmanine, 1987 ; Mezghache, 1991 ; Aoudjehane, 1990 ; Aoudjehane et al., 1992 ; Bouzenoune, 1993 ; Haddouche, 2003 ; Salmi-Laouar, 2004 ; Salmi-Laouar et al., 2004

; Sami et al., 2011 ; Bakelli et al., 2022 ; Kechiched et al., 2016-2024), et l'analyse structurale avec cadrage géodynamique régional (Dubourdiou et Durozoy, 1950 ; Dubourdiou, 1956 ; Blès, 1969 ; Kazi-Tani, 1986 ; Vila, 1980-2001 ; Zerdazi, 1990 ; Aoudjehane et al., 1992 ; Charrière et al., 1996 ; Rouvier et al., 1998 ; Kowalski et Hamimed, Kowalski et al., 2002). Ces travaux structuraux ont suscité un débat scientifique concernant la mise en place des terrains triasiques, opposant deux modèles interprétatifs : une dynamique halocinétique classique depuis les travaux du Dubourdiou jusqu'au Rouvier et al. Et un modèle de « glacier de sel » sous-marin (Vila 1980-2001). La controverse semble être résolue par Rouvier et al. (1998) qui, sur la base d'arguments paléomagnétiques, ont démontré que le contact entre l'Albien (interprété par Vila comme « le plancher » du glacier de sel) et le Trias a une cause d'origine tectonique, excluant une relation sédimentaire. Ces études ont néanmoins fourni des données stratigraphiques, lithologiques, géochimiques et paléogéographiques pertinentes pour le Cénomaniens-Turonien.

Précurseur en biostratigraphie, Dubourdiou (1949-1956) est le premier à initié la datation du Cénomaniens et du Turonien inférieur aux environs de l'Ouenza par l'inventaire de quelques espèces d'ammonites et de foraminifères. Ses travaux fondateurs, complétés par des analyses structurales et monographiques, ont culminé avec sa thèse « Étude géologique de la région de Ouenza (confins algéro-tunisiens) » (Dubourdiou, 1956).

Dans le cadre de son étude géologique du Djebel Belkif, Morel (1957) a publié une carte au 1/20000 attribuant les ammonites *Neoptychites cephalotus* et *Gauthiericeras* sp. à la limite Ligérien-Angoumien (ancienne subdivision du Turonien inférieur, moyen et supérieur).

Blès et Fleury (1969-1970) ont établi le cadre stratigraphique (crétacé à Miocène) et structural de la région de Morsott. Ces travaux ont abouti à la publication d'une carte géologique au 1/50000 accompagnée de sa notice explicative.

Le cadre stratigraphique et paléogéographique du Cénomaniens et du Turonien de la région de Tébessa a été précisé grâce à Vivière En 1985. Dans sa thèse consacrée aux ostracodes de l'intervalle allant de l'Albien terminal au Campagnien basal, cet auteur a établi les fondations de cette compréhension.

Trois ans ultérieures, Benkherouf a défini le cadre biostratigraphique et paléogéographique du Cénomaniens du Djebel Dyr par l'étude systématique des foraminifères.

Une décennie plus tard, les recherches de Naïli et al. (1995) ont identifié dans la région de Morsot caractéristique de la transition Cénomaniens-Turonien, présentant des analogies lithologiques avec la Formation Bahloul.

Ruault-Djerrab et al. (2011) ont établi une subdivision en quatre biozones couvrant l'Albien terminal-Turonien inférieur, fondée sur l'étude des microfaunes (foraminifères et ostracodes). Ces analyses, combinées à l'examen des teneurs en carbone organique total (COT), ont permis d'identifier l'événement anoxique océanique 2 (OAE 2) dans la région de Morsot. Par la suite, ces auteurs ont étendu leurs investigations à l'ensemble de la région de Tébessa, en se concentrant principalement sur l'étage Cénomaniens entre 2012 et 2014 et en concluant que la sédimentation de ces dépôts s'est effectuée dans un milieu de plateforme caractérisé par des faciès profonds.

Une approche méthodologique orientée vers une stratigraphie intégrée a été adoptée par Chaabane et Salmi-Laouar (2014-2018) dans les monts de Mellègue. Leur protocole combine systématiquement l'analyse lithologique, les signatures isotopiques du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) et de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ), ainsi que la quantification des carbonates ( $\text{CaCO}_3$ ), afin de caractériser la transition Cénomaniens/Turonien et d'identifier l'événement anoxique océanique 2 (OAE 2) dans le secteur septentrional de Tébessa.

Kennedy et Gale (2017) ont établi un cadre biostratigraphique précis pour le Cénomaniens inférieur et moyen de la région de Boukhadra, fondé sur une étude systématique des ammonites corrélée aux biozones d'Europe nord-occidentale. Ultérieurement, Kennedy (2020) a étendu cette approche à l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur de la Tunisie centrale et du nord-est algérien, en s'appuyant toujours sur l'ammonitofaune. Ces travaux ont démontré une prédominance d'espèces à distribution cosmopolite, accompagnée d'une minorité de taxons endémiques à la province boréale et à l'Amérique du Nord.

En 2019, Mendir et al. ont établi le cadre biostratigraphique du Cénomaniens des massifs de Hameimat à Tébessa par l'étude des ammonites, en corrélant ces assemblages aux biozones standards de la Téthys. Ces travaux initiaux ont été complétés en 2021 par une étude systématique et paléoécologique des bivalves issus des mêmes formations.

## VI. Méthodologie

La méthodologie adoptée dans cette étude repose sur une approche intégrée, combinant un travail de terrain détaillé et des analyses de laboratoire spécialisée, incluant des études biostratigraphiques (ammonites et nannofossiles calcaires), micropaléontologiques et microfaciologiques.

Le travail de terrain a consisté en la prospection et le levé détaillé de deux coupes affleurantes dans la région de Morsott, de part et d'autre de la Route Nationale n°16 reliant Tébessa à Annaba (**fig. 2, 3, 7 et 8**). Ces coupes correspondent au Djebel Legsaira (HS ; coordonnées géographiques : X = 8° 05' 59" E ; Y = 35° 33' 12" N ; X' = 8° 08' 16" E ; Y' = 35° 34' 00" N) et à Téniet Tala (HN, coordonnées géographiques : X = 8° 06' 37" E ; Y = 35° 36' 41" N ; X' = 8° 06' 58" E ; Y' = 35° 37' 09" N). Un levé banc par banc a été réalisé pour chaque coupe, incluant la mesure précise des épaisseurs, la description lithologique (nature, couleur, structures sédimentaires), l'inventaire de la macrofaune, avec attention particulière portée aux ammonites, ainsi qu'un échantillonnage systématique des roches dures (calcaires) et tendres (marnes).

Parmi les ammonites récoltées, 140 spécimens (77 à Téniet Tala et 63 à Djebel Legsaira) ont été préparés, nettoyés, identifiés, photographiés. Les spécimens significatifs ont été illustrés. Leur étude a permis d'établir un schéma biostratigraphique détaillé et de préciser les niveaux repères. En parallèle, 149 échantillons (136 de Djebel Legsaira, 13 de Téniet Tala) ont été sélectionnés pour l'étude des nannofossiles calcaires. Ces échantillons ont été transmis au Département de « *Geological Engineering* » de l'Université de « *Bozok* » (Yozgat, Turquie), où des lames minces de type « *smear-slides* » ont été préparées conformément au protocole standardisé proposé par Bown et Young (1998).

Les observations ont ensuite été réalisées en collaboration avec le Dr Caner Kaya Özer, à l'aide d'un microscope polarisant Leica DM 2500P équipé d'un objectif à immersion à l'huile (grossissement  $\times 1600$ ) en lumière polarisée. L'attribution taxonomique des spécimens repose sur les concepts de références de Perch-Nielsen (1985), Burnett (1998), Lees et Bown (2005) et Young et al. (2017). Cette démarche a permis d'identifier et de caractériser finement les assemblages de nannofossiles calcaires, conduisant à l'établissement d'une biozonation à haute résolution. Cette approche complémentaire s'est révélée essentielle pour combler les lacunes biostratigraphiques liées à la rareté ou à l'absence d'ammonites dans certains intervalles, offrant ainsi un cadre de corrélation indépendant et fiable.

Les niveaux meubles ont également été échantillonnés de manière systématique, avec un pas d'environ un mètre, ajusté selon les variations lithologiques. Les marnes ont été lavées et tamisées afin de séparer les fractions granulométriques de 500  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$  et 80  $\mu\text{m}$ . Les refus de tamis ont ensuite été triés sous loupe binoculaire, dans le Laboratoire de Géomatique, Écologie et Environnement de l'Université Mustapha Stambouli de Mascara (Algérie), pour la récupération des microfossiles.

En fin, les échantillons de roches dures ont été sciés puis expédiés à la Faculté de *Geology, Geophysics and Environmental Protection* de l'Université des Sciences et Technologies AGH de Cracovie (Pologne), en vue de la préparation de lames minces destinées à des analyses sédimentologiques et micropaléontologiques.

Soixante lames minces ont ainsi été réalisées à partir des échantillons calcaires prélevés dans les coupes étudiées. Leur observation au microscope polarisant a permis de déterminer la microtexture et d'identifier les constituants allochimiques, selon les critères de Flügel (2004). La classification des microfaciès s'appuie sur les nomenclatures de Dunham (1962) et d'Embry et Klovan (1971), tandis que l'interprétation des environnements de dépôt a suivi les modèles de Wilson (1975). Ces observations ont été complétées par une analyse macrosédimentologique (structures, surfaces de discontinuité, indices d'énergie), permettant de proposer une reconstitution paléoenvironnementale intégrée.

L'ensemble du matériel étudié, ammonites figurées, lames minces et préparations de nannofossiles, est déposé et archivé au Laboratoire de Géomatique, Écologie et Environnement de l'Université Mustapha Stambouli de Mascara (Algérie), sous le numéro de collection LGTb (Tébessa).

---

**CHAPITRE II : ARCHITECTURE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET DESCRIPTION  
DES SÉRIES ÉTUDIÉES**

---

## I. Introduction

La subdivision de la succession mésozoïque affleurant dans la région de Morsott, au nord de Tébessa, n'a jusqu'à présent fait l'objet d'aucune subdivision lithostratigraphique formalisée. Dans le cadre de la présente étude, deux coupes ont été examinées en détail : celle du Djebel Legsaira, constituant la coupe de référence et couvrant l'intervalle Albien supérieur–Turonien inférieur, et celle de Téniet Tala, couvrant le Cénomaniens supérieur–Turonien inférieur. L'analyse de ces affleurements a permis de distinguer deux formations lithostratigraphiques formelles : la Formation d'Ouled Serradj et la Formation de Chemla (**figs. 7 et 8**). Cette révision repose sur des observations de terrain précises, des analyses paléontologiques et sédimentologiques, ainsi que sur la corrélation avec les unités équivalentes reconnues dans les régions voisines, notamment la Formation de Fahdene et la Formation de Bahloul à l'est, en Tunisie, et la Formation d'Adahri dans le bassin aurésien à l'ouest de notre secteur d'étude.

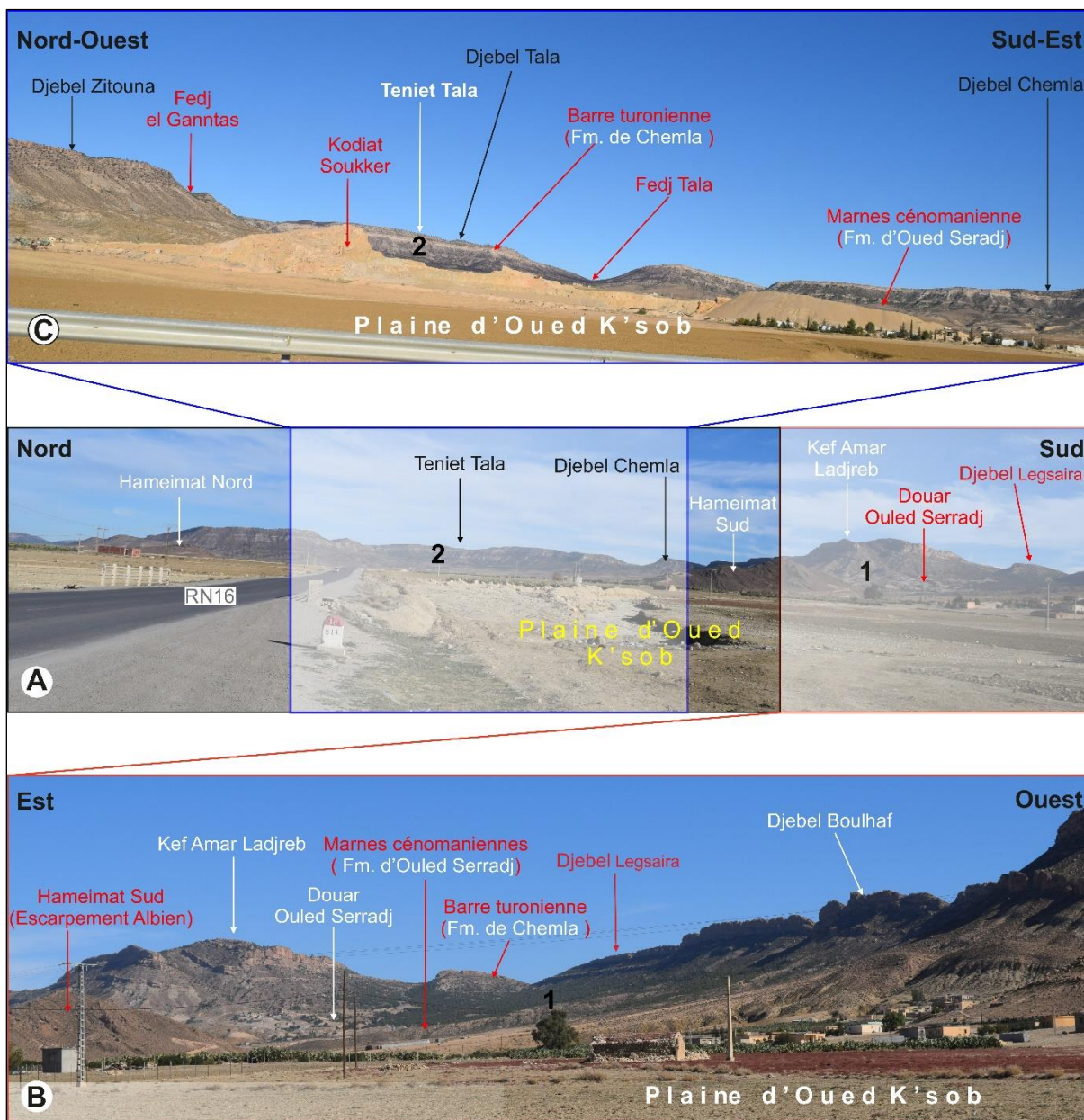
## II. Description de la série étudiée

### II. 1. La Formation d'Ouled Serradj

La région de Douar Ouled Serradj constitue la localité type de cette formation à dominante marneuse (**fig. 7A-B**). Elle correspond aux « marnes cénomaniennes » décrites par les auteurs antérieurs (ex., Blès et Fleury, 1970) et se manifeste topographiquement par un large vallon marneux d'âge Albien terminal à Cénomaniens. Cette formation s'intercale entre deux barres calcaires distinctes (**figs. 7B et 8**) :

- à l'ouest, les escarpements calcaires albiens ;
- à l'est, les crêts correspondant à la Formation de Chemla, décrite comme la « barre turonienne » par Dubourdiou (1956) et Blès et Fleury (1970).

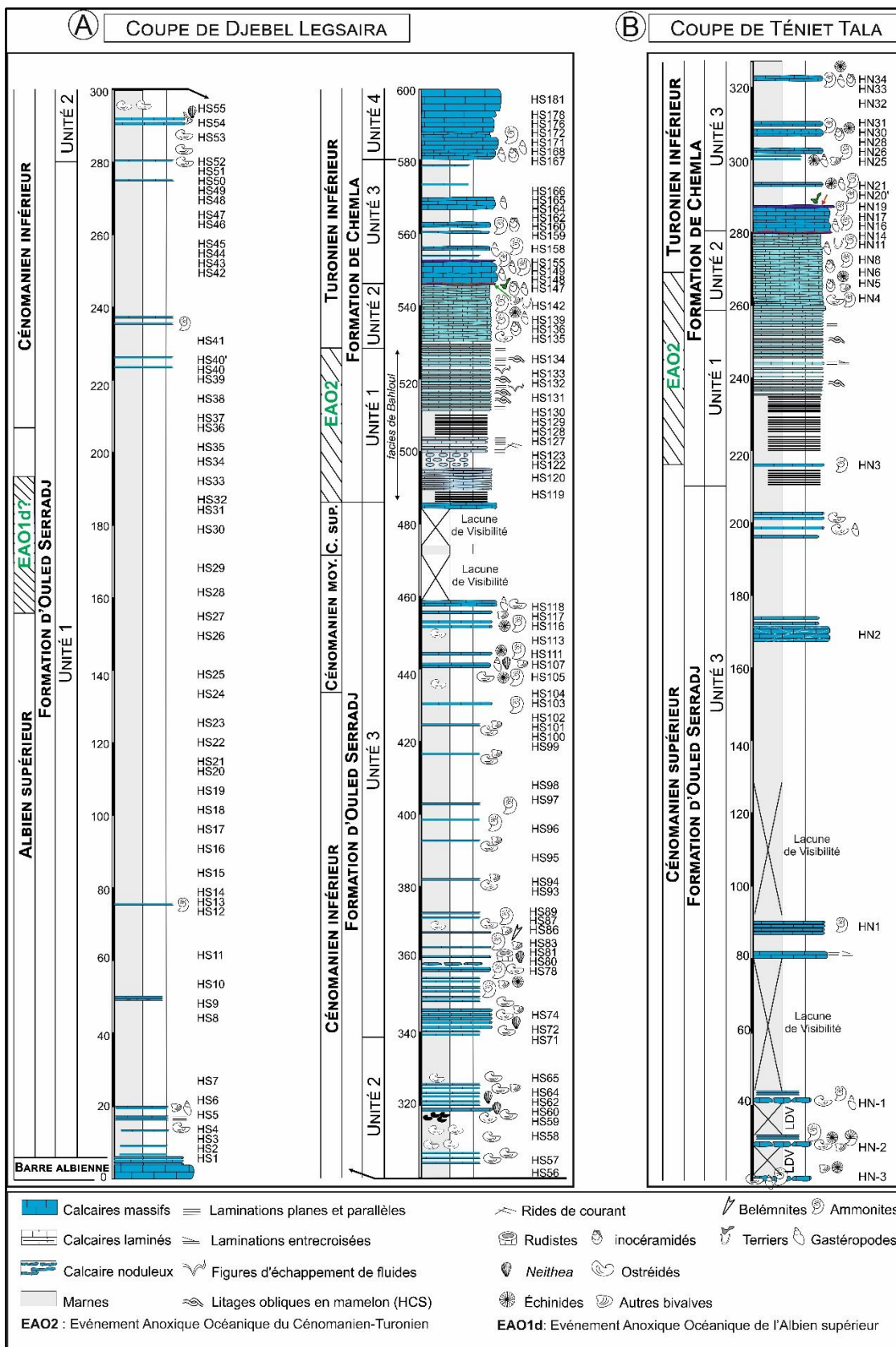
Par sa composition lithologique et sa position stratigraphique, la Formation d'Ouled Serradj présente de fortes analogies avec la Formation de Fahdene, bien développée en Tunisie centrale (Burollet et al., 1954 ; Burollet, 1956), la région de Morsott n'en étant séparée que par quelques dizaines de kilomètres vers l'ouest. Sur la base de critères faunistiques, lithologiques et sédimentologiques, cette formation peut être subdivisée en trois unités lithostratigraphiques informelles (**figs. 8-11**).



**Figure 7 :** Vues panoramiques illustrant les principaux reliefs et la position des coupes étudiées. (1) coupe du Djebel Legsaira ; (2) coupe de Téniet Tala.

**II. 1. a. Unité 1 :** épaisse série de marnes à rares lits calcaires (280 m)

Cette puissante unité marneuse repose directement sur les calcaires bleu-gris foncé des reliefs structuraux localement désignés sous les noms de Hameimat Nord et Hameimat Sud (**fig. 9A-B**), attribués à l'Albien terminal (Ruault-Djerrab et al., 2012 ; Zaidi et al., 2024). Elle est constituée de marnes feuillées grises à verdâtres, renfermant de rares intercalations calcaires laminé, d'épaisseur centimétrique à décimétrique (0,05 à 0,30 m), de teinte grisâtre à jaunâtre (**fig. 9C**). Ces niveaux calcaires contiennent occasionnellement des empreintes pyritisées d'ammonites, généralement mal préservées, rendant leur identification taxonomique délicate.



**Figure 8 :** Colonnes lithostratigraphiques du l'Albo-Cénomano-Turonien de la région de Morsott, indiquant la position des points d'échantillonnage et la répartition des principaux taxons de nannofossiles calcaires, d'inocérames et d'ammonites. **A.** Coupe de Djebel Legsaira (Albien supérieur-Turonien inférieur); **B.** Coupe de Téniet Tala (Cénomanien supérieur-Turonien inférieur).



**Figure 9** : Photographies de terrain de l'Unité 1 de la Formation d'Ouled Serradj. **A.** vue panoramique montrant l'unité marneuse (Unité 1) ; **B.** Calcaires bleuâtres à gris sombre du Hameimat Sud ; **C.** Marnes grises interstratifiées de minces lits calcaires laminés ; **D.** Banc calcaire à la base de l'Unité 1 ; **E.** Gastéropode indéterminé de la base de l'Unité 1 ; **F.** Ostréidé du genre *Exogyra*.

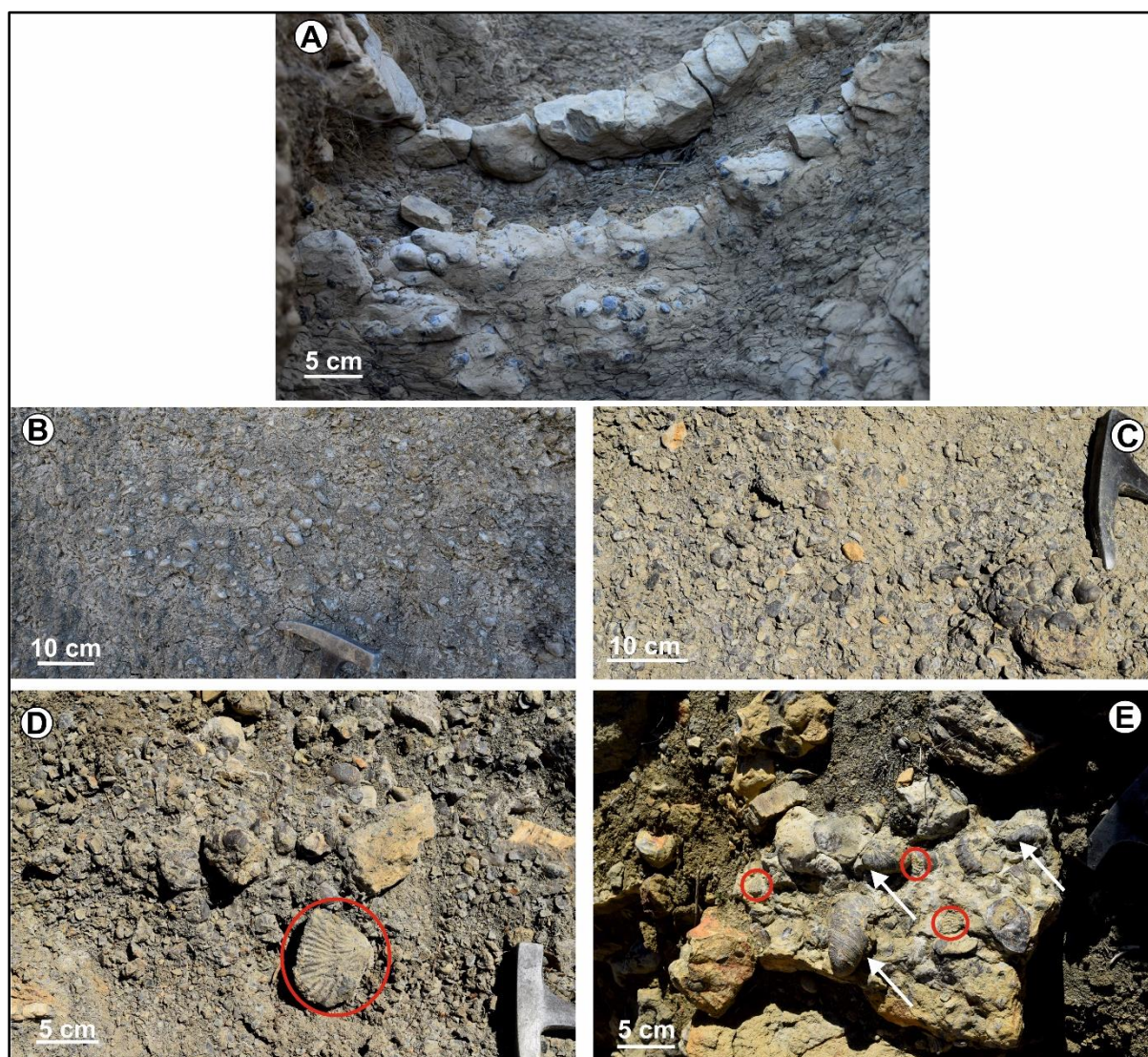
À la base de l'Unité 1, un banc calcaire fossilifère renferme des coquilles d'ostreïdés du genre *Exogyra*, ainsi que des moules indéterminés de gastéropodes et de bivalves (**fig. 9D-F**). L'unité marneuse se termine sous les premiers bancs calcaires massifs riches en ostréïdés observés dans la série (**fig. 10A**). L'analyse micropaléontologique des niveaux marneux, du point HS1 jusqu'à point HS51 (**figs. 8A et 9A**), a révélé une faune abondante de foraminifères planctoniques, dominée par des morphotypes globuleux (*Globigerinelloides*, petits *Hedbergella*, *Heterohelix*),

## ARCHITECTURE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET DESCRIPTION DE LA SÉRIE ÉTUDIÉE

associés à de rares foraminifères benthiques calcaires et agglutinés. Les ostracodes sont globalement absents, à l'exception de quelques niveaux isolés où apparaissent notamment les genres *Cytherella* et *Paracypris*.

### II. 1. b. Unité 2 : Marnes coquillières riches en ostréidés (60 m)

Cette unité est constituée de marnes fossilifères riches en ostréidés, présentant une texture variant du floatstone au wackestone. La faune est quasiment monospécifique, dominée par l'espèce *Costagyra olisiponensis* (Sharpe), accompagnés de rares spécimens de *Plicatula auressensis* (Coquand) (fig. 10E) et *Lopha syfax* (Coquand) (fig. 10D).



**Figure 10** : Photographies de terrain de l'Unité 2 de la Formation d'Ouled Serradj. **A.** Bancs calcaires pseudonoduleux à riches en ostréidés constituant la base de l'Unité 2 ; **B-C.** intervalles marneux riches en ostréidés (**B**, matrice marneuse supportant les coquilles ; **C**, coquilles jointives avec matrice marneuse) ; **D.** Concentration à ostréidés avec présence rare de l'espèce *Lopha syfax* (cercle rouge) ; **E.** niveau à *Costagyra olisiponensis* (flèches blanches) et rares *Plicatula auressensis* (cercles rouges).

Les coquilles d'ostreïdés observées dans cette unité sont fortement altérées, désarticulées et réorientées (**fig. 10B-C**), traduisant des conditions hydrodynamiques modérées à relativement élevées. La proportion des valves gauches et droites est souvent déséquilibrée, ce qui suggère un remaniement partiel du matériel bioclastique.

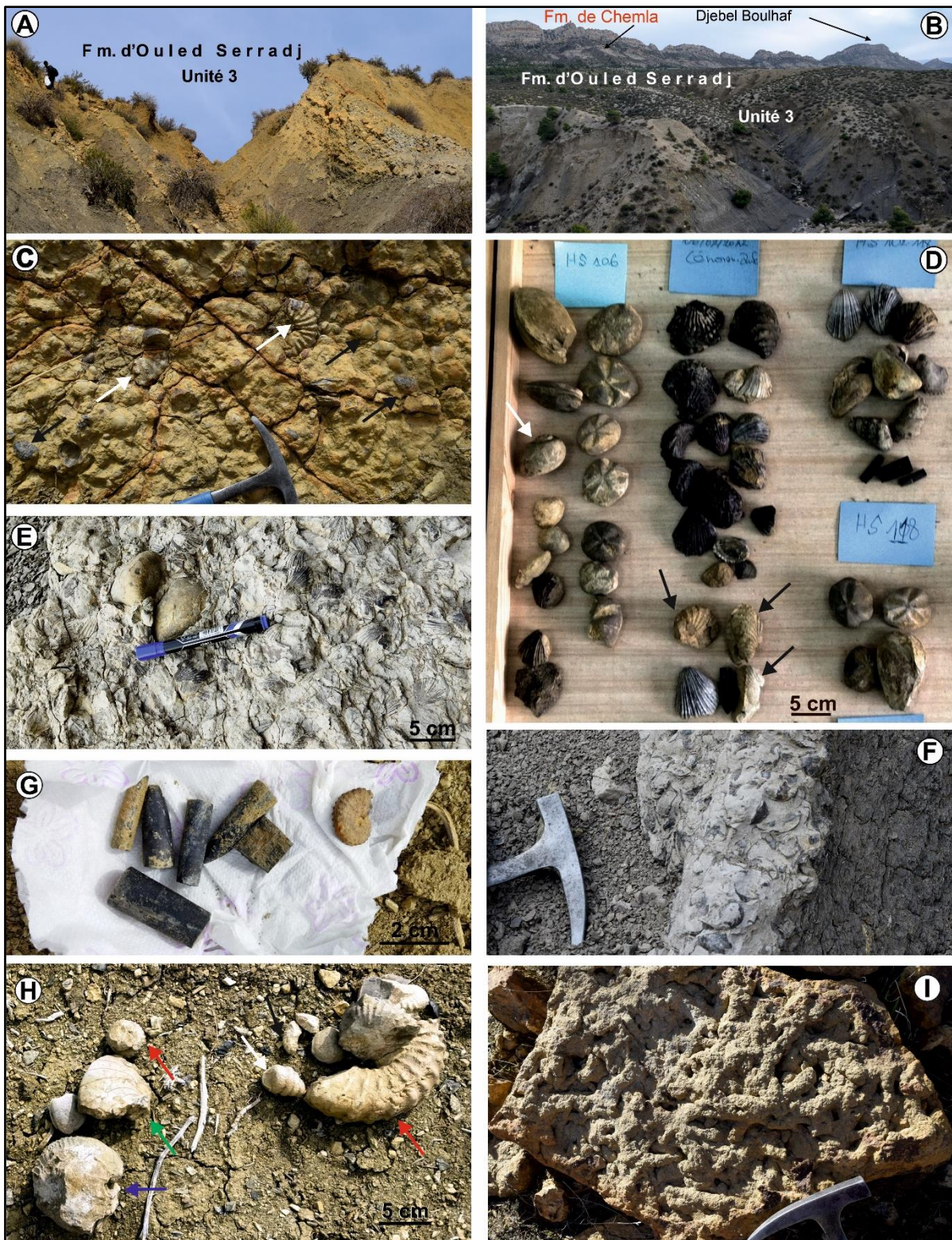
Les accumulations coquillières, d'épaisseur décimétrique (0,20 à 0,40 m), se présentent soit :

- sous forme de niveaux marneux à support matriciel, dans lesquels les coquilles sont dispersées dans la matrice fine,
- soit en bancs bioclastiques consolidés à support coquillier (rudstone).

Ces horizons fossilifères sont séparés par des intervalles pauvres en macrofaune, formés de marnes grises.

### **II. 1. c. Unité 3 : Alternance de calcaires bioclastiques et de marne (165 m)**

Cette unité est caractérisée par une alternance rythmique de marnes gris foncé à bleuâtres, d'épaisseur variant de 0,40 à 10 m, et de bancs calcaires bioclastiques beiges à crème, épais de 0,10 à 0,40 m (**fig. 11A-B**). Les bancs calcaires, généralement massifs et dépourvus de structures sédimentaires primaires, présentent une extension latérale hectométrique et des surfaces planes à légèrement ondulées. Le contenu fossilifère de ces bancs est relativement diversifié, comprenant des bivalves (notamment des ostreïdés), des gastéropodes et des échinides, ces derniers représentés par des empreintes, attribuées au genre *Hemiaster*, observées notamment à Téniet Tala sur des plaques de calcite fibreuse. Les céphalopodes sont également bien représentés, avec la présence de nautiloïdes, de rostrés de bélemnites (**fig. 11H**) et d'ammonites modérément préservées, appartenant aux genres et espèces suivants : *Turrilites* sp., *Cunningtoniceras* sp. juv., *Calycoceras* (*Proeucalycoceras*), *Calycoceras* (*Newboldiceras*) sp., *Forbesiceras* sp., *Pseudocalycoceras* sp., *Sharpeiceras schlueteri* et *Mantelliceras saxbii* (**fig. 11C, H**). Certains niveaux calcaires bioclastiques minces présentent des accumulations coquillières quasi monogénériques de type floatstone, dominées par les genres *Neithea*, *Lopha*, ou *Trigonia* (**fig. 11E-F**). Des structures biogéniques telles que des réseaux de terriers de *Thalassinoides* sont visibles à la base de plusieurs bancs calcaires (**fig. 11I**), témoignant d'une activité benthique intense.



**Figure 11** : Photographies de terrain de l'Unité 3 de la Formation d'Ouled Serradj. **A-B**. Marnes grises avec intercalations de bancs calcaires ; **C**. Calcaire bioclastique pseudonoduleux riche en ammonites du Cénomanien moyen (flèches) et de bivalves ; **D**. Quelques espèces de faunes collectés dans l'Unité 3 ; **E-F**. Niveaux calcaires bioclastiques à concentration coquillères monogénériques : **E**. dominé par *Neithea* ; **F**. dominé par *Lopha* ; **G**. *Bélemnites* associées à une espèce d'ammonite du Cénomanien inférieur (cercle rouge) ; **H**. Association de faunes caractéristique de la base de l'Unité 3 (flèches : rouges = ammonites ; bleu = rudiste ; vert = nautilite ; blanc = gastéropode ; noir = *Trigonia*) ; **I**. *Thalassinoides* ramifiées, en forme de Y sur la surface inférieure d'un banc de calcaire bioclastique.

Les intervalles marneux interstratifiés entre les bancs calcaires renferment une microfaune riche et variée, comprenant : des foraminifères planctoniques (*Rotalipora*, *Muricohedbergella*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix*), des foraminifères benthiques, calcaires et agglutinés (*Ammomarginulina*, *Hemicyclammina*, *Gaudryina*, *Gavelinella* de petite taille, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Textularia* et *Trochamminoides*), ainsi que des ostracodes à carapace lisse appartenant principalement aux genres *Amphicytherura*, *Cytherella* et *Paracypris*. Ces niveaux livrent également des restes d'échinides, de rovéacrinidés (*Crinoidea*) et d'ophiures, ainsi que des tubes courbes de serpulidés, attribuables au genre *Pyrgopolon*.

### **II. 2. La Formation de Chemla**

La Formation de Chemla repose sur les derniers bancs bioclastiques de la Formation sous-jacente d'Ouled Serradj. Elle a été subdivisée en quatre unités lithologiques distinctes (**figs. 8A-B, 12-15**), présentant des caractéristiques lithologiques et paléontologiques étroitement comparables à celles de la Formation Bahloul décrite en Tunisie (Burolet, 1956 ; Robaszynski et Caron, 1995).

#### **II. 2. a. Unité 1 : Alternance de marnes et de calcaires laminés (équivalent de Bahloul)**

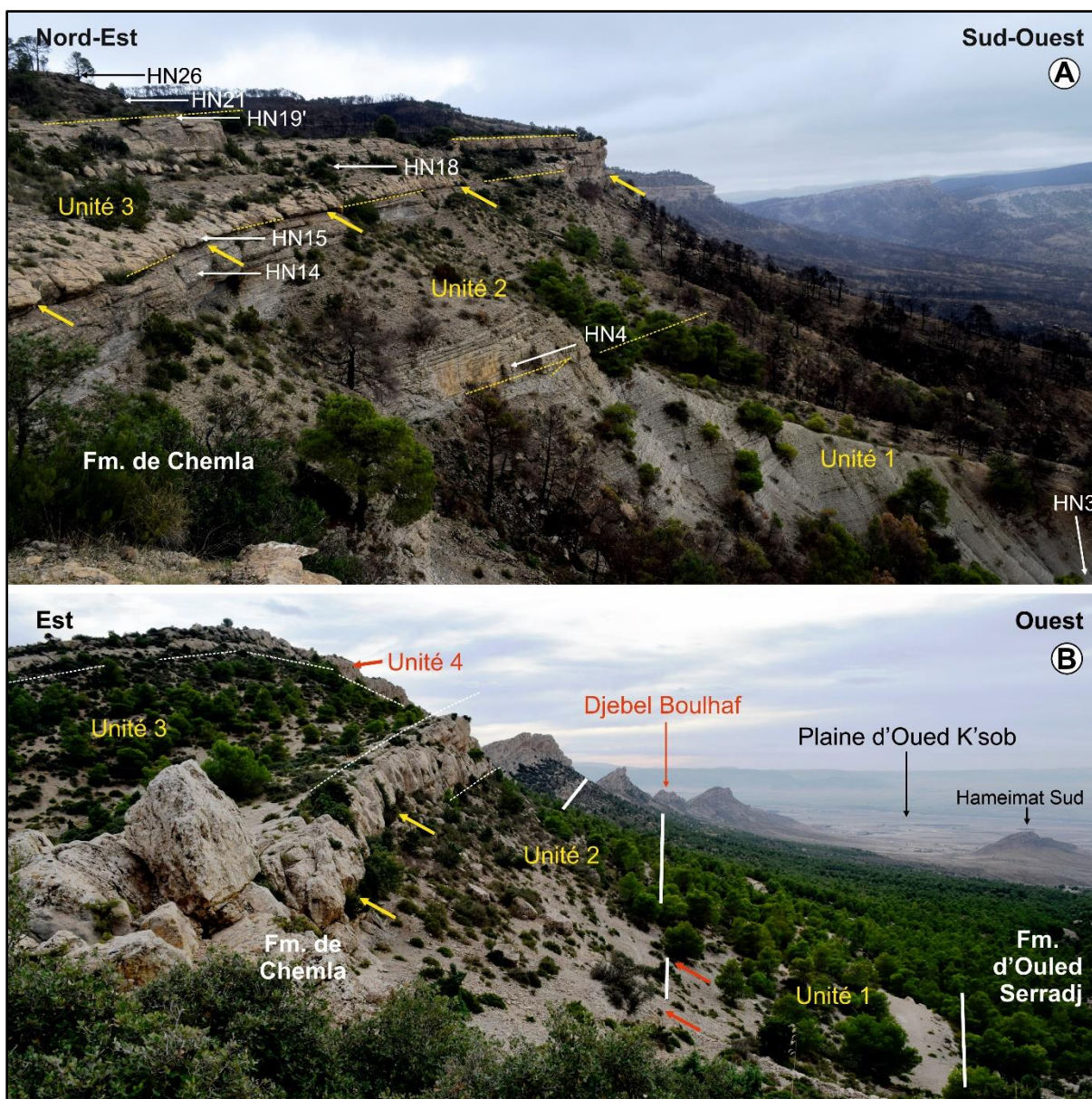
Bien que cette unité apparaisse localement, légèrement proéminente dans la topographie, elle se présente le plus souvent sous forme de terrains meubles. Elle constitue la base de la Formation de Chemla et correspond au faciès laminé typique du Bahloul sensu stricto, reconnu par la présence des premières laminations noires caractéristiques des coupes de référence de la Formation de Bahloul en Tunisie centrale (Burolet, 1956 ; Burolet et Robaszynski, 1991 ; Robaszynski et al., 1990, 1993a, b, 2010 ; Amédro et al., 2005 ; Caron et al., 1999, 2006 ; Accarie et al., 2000 ; Zagrarni et al., 2008).

À la base, l'unité est formée de calcaires marneux fins, de couleur gris foncé, alternant avec des calcaires noirs laminés, à laminations parallèles submillimétriques (**fig. 13A-B**). La transition vers les marnes plus argileuses se traduit par une diminution progressive de la teneur en carbonates (Caron et al., 2006). Vers le sommet, la série évolue en une alternance de marnes grises plus claires, d'épaisseurs décimétriques à métriques, et de bancs calcaires fins, plus durs, à laminations plus grossières. L'aspect grisâtre général de cette alternance est accentué par l'altération superficielle à l'affleurement.

Dans la partie méridionale de la zone d'étude, au Kef Amar Ladjreb (coupe de Legsaira), la partie supérieure de cette unité montre des marnes grises interstratifiées de lits de calcaire

## ARCHITECTURE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET DESCRIPTION DE LA SÉRIE ÉTUDIÉE

beige à base nette, généralement inférieurs à 20 cm d'épaisseur (**fig. 13C**). Ces lits présentent une stratification entrecroisée en mamelons (*Hummocky Cross-Stratification*, HCS), tandis que leurs surfaces sommitales portent des rides asymétriques (**fig. 13D-F**). Les laminations y sont quasi planes à légèrement ondulées, parfois pincées ou interrompues, traduisant des phénomènes de traction au fond. Des structures de charge et structures de déshydratation (figures d'échappement de fluides) y sont également observées, témoignant d'une instabilité post-dépositionnelle du sédiment meuble (Allen, 1982 ; Boggs, 2014).



**Figure 12** : Vue panoramique la Formation de Chemla montrant le contact érosif net (flèches jaunes) entre les unités 2 et 3. **A**. Coupe de Téniet Tala ; **B**. Coupe de Djbel Legsaira.

Ce niveau est dépourvu de macrofaune, mais l'observation en lames minces révèle une alternance de textures mudstone sombres riches en matière organique, et de passages

packestone renfermant des calcisphères et des tests globulaires de foraminifères planctoniques (*Heterohelicidae*, *Hedbergella*, *Whiteinella*).



**Figure 13** : Photographies de terrain de l'Unité 1 de la Formation de Chemla dans les coupes de Djebel Legsaira et Téniet Tala. **A-B**. Alternances de bancs calcaires minces et plats, interstratifiés avec des marnes calcaires finement laminées (Téniet Tala) ; **C**. Marne grise renfermant des bancs calcaires minces de mudstone à packstone finement laminés (Unité 1 de la Formation de Chemla, Kef Amar Ladjreb) ; **D**. Calcaire finement laminé de type mudstone à packstone présentant une structure de déformation hydroplastique (flèche) ; **E-F**. Calcaires fins de type Mudstone à packstone finement laminé, présentant une stratification entrecroisée en mamelons (**E**) et une stratification convolutive (**F**).

Des bancs similaires, présentant des caractéristiques comparables de type HCS, ont été décrits dans l'unité pré-Bahloul et la base de la Formation Bahloul des coupes de Wadi el Kharoub (piémont de la plate-forme de Kasserine) et de Kalaat Esnan en Tunisie centrale (Negra et al.,

2011 ; Bachari et al., 2019). Un lit laminé de même nature recouvre également la Formation de Bireno (Bachari et al., 2019), interprété comme un dépôt de tempestite (Robaszynski et al., 1994), typique d'un environnement soumis à des événements de haute énergie (tempêtes).

Selon Ruault-Djerrab et Kechid-Benkherouf (2011), les dépôts de cette première unité se distinguent par une teneur notable en matière organique (COT jusqu'à 2 %), nettement supérieure à celle des unités sus-jacentes (COT < 0,4 %), traduisant des conditions de sédimentation anoxiques à dysoxiques favorables à la préservation de la matière organique.

### **II. 2. b. Unité 2 : Marnes et calcaires nodulaires à fines stratifications**

Cette unité est bien développée à Téniet Tala (**figs. 3 et 12A**). Elle repose directement sur les alternances marno-calcaires grises de l'Unité 1 et s'achève à la base de la surface d'érosion surmontée par le premier banc de calcaire massif de l'Unité 3 (**fig. 12A-B**). Son épaisseur atteint 20 m à la coupe de Téniet Tala, et son aspect grisâtre résulte de l'altération à l'affleurement.

L'Unité 2 est formée de couples rythmiquement constitués de lits calcaires bioclastiques minces, de couleur gris foncé (5-30 cm), alternant avec des interlits marneux de 3 à 8 cm. Les lits calcaires, continus latéralement sur plusieurs centaines de mètres, présentent un faciès homogène à aspect pseudo-nodulaire (**figs. 12B et 14A**) et des surfaces de stratification irrégulières. Les faces supérieures montrant fréquemment des marques d'ondulation bien développées.

Leur contenu paléontologique comprend des gastéropodes, des bivalves pectinidés, des ostréidés, des inocérames (*Mytiloides goppelnensis*), des échinides, ainsi que des ammonites telles que *Neoptychites cephalotus* (Courty), *Neoptychites* sp., *Fagesia* sp., *Fagesia* sp. nov. cf. *thevestensis* (Peron) et *Choffaticeras (Leoniceras) luciae* (Pervinquière).

L'Unité 2 se termine par une mince bande de calcaire gris intensément bioturbé, traversée par des terriers d'*Arenicolites*, de *Chondrites* (tâches elliptico-circulaires), de *Palaeophycus tubularis*, de *Planolites*, de *Skolithos* et de *Thalassinoides* (**fig. 14C-F**). Au-dessus de ce niveau, la lithologie passe brutalement à des bancs calcaires épais et massifs, caractéristiques du Membre Annaba (Turonien inférieur) de Tunisie.

Les foraminifères planctoniques (*Hedbergella*, *Heterohelix*, *Whiteinella*) sont abondants dans l'Unité 2, tant dans les marnes (résidus de lavage) que dans les calcaires (lames minces),

comme dans les unités sous-jacentes et sus-jacentes. Les premières ammonites du Turonien inférieur apparaissent à sa base, en association avec de rares inocéramidés (*Mytiloides goppelnensis*) (fig. 14B).



**Figure 14** : Photographies de terrain de l'Unité 2 de la Formation de Chemla dans les coupes de Djebel Legsaira et Téniet Tala. **A.** Calcaires bioclastiques pseudonoduleux en bancs centimétriques ; **B.** Inocéramidés (*Mytiloides goppelnensis*), coupe de Djebel Legsaira ; **C-F.** traces fossiles l'Unité 2 de la Formation de Chemla. **C.** *Palaeophycus tubularis* ; **D.** *Arenicolites isp.* ; **E.** *Thalassinoides isp.* (flèches rouges) et *Chondrites isp.* (cercles jaunes) ; **F.** *Palaeophycus isp.* (flèches verts) et *Thalassinoides isp.* (flèches rouges).

Les calcaires gris foncé bien laminés des unités 1 et 2 de la Formation de Chemla reposent directement sur la Formation d'Ouled Serradj, à dominante marneuse (équivalent de la Formation de Fahdene en Tunisie centrale), sans hiatus visibles. Ils correspondent aux équivalents latéraux de la Formation de Bahloul (passage Cénomano-Turonien),

largement représentée dans le centre et le nord de la Tunisie (ex. Burrollet, 1956 ; Layeb, 1990 ; Robaszynski et al. 1994 ; Soua, 2011 ; Bachari et al., 2019 ; Jaballah et al., 2020) ainsi que dans le bassin de Gafsa (ex. Razgallah et al. 1994 ; Abdallah et Meister, 1996 ; Grosheny et al., 2013 ; Hanini et al., 2017).

Vers l'ouest, sa partie inférieure est corrélée avec le membre supérieur de la Formation d'Adahri (Aurès ; Garah et al., 2023 ; Benzerouel et al., 2024), avec l'Unité 2b des monts des Ouled Nail (Grosheny et al., 2008) et avec les unités 2-3 de la Formation de Rhoundjaïa (Djebel Amour et monts de Ksour ; Benyoucef et al., 2025).

### **II. 2. c. Unité 3 : Alternance de calcaires et de marnes**

Bien développée dans la majeure partie du nord de Tébessa, cette unité débute par un banc calcaire massif, dur et à grain fin, riche en gastéropodes. Elle repose sur les calcaires à lits minces de la partie supérieure de l'Unité 2, établissant sur ce dernier un contact érosif net (**fig. 15A**). Ce banc à gastéropodes est relayé vers le sommet par des bancs massifs de calcaire bioclastique blanc à grain fin, riche en ammonites bien préservées (échantillon HN19 ; **fig. 15B**).

La partie supérieure de l'Unité 3 se compose d'une alternance de bancs calcaires bioclastiques pseudonoduleux, de couleur marron à jaunâtre, d'épaisseur variant entre 0,40 et 1,20 m (**fig. 15D**), et de lits marneux fossilifères tendres, gris clair à beige, épais de 0,80 à 2,80 m. Ces séquences rythmiques (**fig. 15C**) renferment une faune benthique et pélagique diversifiée, comprenant des ammonites (*Kamerunoceras turoense* (d'Orbigny), *Mammites nodosoides* (Schlüter), *Mammites* sp., *Vascoceras* sp., *Fagesia* cf. *thevestensis* (Péron), *Fagesia* sp., *Neoptychites cephalotus* (Courty), *Thomasites rollandi* (Thomas et Péron), *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) *pavillieri* (Pervinquière), *Choffaticeras* (*Leoniceras*) sp., *Hoplitoides* sp.), des gastéropodes (*Tylostoma* ; **fig. 15E**), des échinides, des moules internes de pectinidés, ainsi que de rares inocéramidés (**fig. 15B**).



**Figure 15** : Photographies de terrain de l'Unité 3 de la Formation de Chemla dans la coupe de Téniet Tala. **A**. Calcaires bioclastiques altérés, riches en gastéropodes ; les flèches indiquent des paléocourants multidirectionnels (partie inférieure de l'Unité 3) ; **B**. Calcaire riche en ammonites (HN 19) à la base de l'Unité 3 (flèches : rouges = *Kamerunoceras turoniense* ; jaune = *Vascoceras* sp. ; verte = inoceramides ; blanche = échinidé) ; **C**. Vue panoramique depuis Téniet Tala montrant la Formation de Chemla ; **D**. Marnes grises avec intercalations de calcaires noduleux (flèche blanche) et pseudonoduleux (flèche jaune) ; **E**. Calcaires noduleux renfermant des gastéropodes (*Tylostoma globosum* Sharpe , flèches). Pour l'échelle, la tête du marteau mesure 15 cm de long.

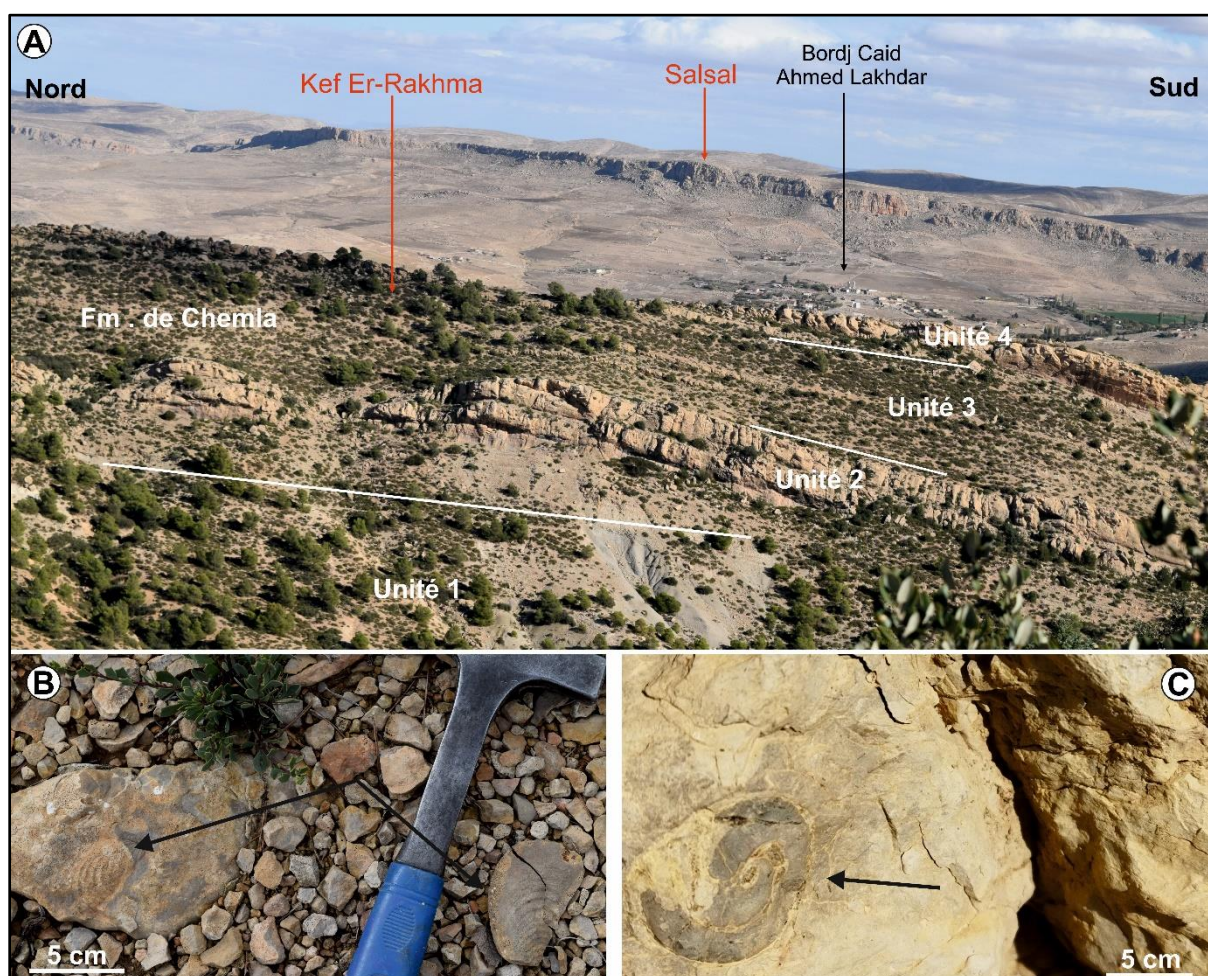
#### II. 2. d. Unité 4 : Calcaires massifs

D'une épaisseur moyenne d'environ 20 m, cette unité correspond à la « barre turonienne » décrite par les auteurs antérieurs. Elle est bien exposée au Djebel Legsaira, mais partiellement érodée à Téniet Tala. L'ensemble est constitué exclusivement de bancs de calcaires massifs, durs, de couleur grise à beige, pouvant atteindre jusqu'à 4 m d'épaisseur. Ces bancs montrant

## ARCHITECTURE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET DESCRIPTION DE LA SÉRIE ÉTUDIÉE

un aspect très homogène, des surfaces de stratification irrégulières à leur base, ainsi que des variations verticales du contenu faunistique, du microfaciès et de caractéristiques stratonomiques (figs. 8, 12B et 16A). Le contenu fossilifère est dominé par des gastéropodes du genre *Tylostoma*, particulièrement abondants à la base, accompagnés de rares moules d'inocéramidés (fig. 16) et d'ammonites (*Hoplitoides* sp.).

Les unités 3 et 4 de la Formation de Chemla correspondent à la « corniche turonienne » mentionnée précédemment par Blés et Fleury (1970). Elles peuvent être corrélées au membre d'Annaba du Turonien inférieur, largement reconnu en Tunisie (Negra et al., 2011 ; Tourir et al., 2017).



**Figure 16** : Photographies de terrain de l'Unité 4 de la Formation de Chemla dans la coupe de Djebel Legsaira. **A**. Vue panoramique depuis Kef Er-Rakhma montrant la Formation de Chemla ; **B**. Inocéramidé indéterminé ; **C**. Gastéropode du genre *Tylostoma*.

---

## CHAPITRE III : BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE ET LIMITES D'ÉTAGES

---

## I. Introduction

Les nannofossiles calcaires constituent d'excellents marqueurs chronostratigraphiques pour les séries marines du Mésozoïque (Jurassique-Crétacé), qu'ils soient utilisés indépendamment ou en association avec les ammonites et les foraminifères planctoniques. Leur potentiel, illustré par des assemblages à la fois riches et diversifiés, souvent corrélés à une macrofaune ammonitique bien développée, justifie l'étude détaillée des affleurements du Crétacé moyen de la région de Morsott. Cette recherche vise à combler le déficit régional en analyses biostratigraphiques fondées sur les ammonites, tout en permettant une évaluation comparative des limites Albien/Cénomaniens et Cénomaniens/Turonien à partir des nannofossiles calcaires. Les données combinées issues des ammonites et des nannofossiles permettent d'attribuer la Formation d'Ouled Serradj à l'Albien supérieur-Cénomaniens, et la Formation de Chemla au Cénomaniens terminal-Turonien inférieur.

## II. Les ammonites

L'analyse biostratigraphique des ammonites a permis de subdiviser les coupes de Djebel Legsaira et Téniet Tala (secteur de Morsott) du Cénomaniens inférieur-moyen jusqu'au Turonien inférieur-moyen. Sept biozones y ont été reconnues, chacune étant définie par la première apparition de son espèce index correspondante.

Ces biozones ont été corrélées à la zonation standard et aux stratotypes de référence mondiale, notamment ceux de Pueblo (*Western Interior*, Colorado, États-Unis) et de Mont Risou (France), ainsi qu'aux zonations alternatives proposées pour la marge méridionale de la Téthys (fig. 17 ; Robaszynski et al. 1990, 1993b, 2008 ; Chancellor et al. 1994 ; Amédéo et al. 2005 ; Kennedy et Gale 2006, 2015 et 2017), ainsi qu'aux travaux récents de Nagm et al. 2010 et 2019 en Egypte et au Moyen Orient.

### II. 1. Le Cénomaniens

Les ammonites cénomaniennes présentent un endémisme relativement faible (Wright et Kennedy, 2017), et la plupart des zones standard du Cénomaniens inférieur et moyen sont reconnaissables à l'échelle mondiale, à l'exception notable du Bassin du *Western Interior* (Gale et al., 2020). En revanche, les faunes d'ammonites du Cénomaniens supérieur sont largement répandues, couvrant le Bassin du *Western Interior*, l'ensemble de la Téthys, le domaine Pacifique, ainsi que l'Afrique du Sud et l'Inde (Wright et Kennedy, 2017).

## BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE ET LIMITES D'ÉTAGES

FORMATIONS	ÉTAGES	Zonation standard (Western interior) (1) Kennedy et Cobban, 1991 Kennedy et al. 2005		Tunisie (Kalaat Senan, Gafsa-Chott, Kasserine) Robaszynski et al., 1990, 1993, 2008 (1) Chancellor et al., 1994 (2) Meister et Abdallah, 2005 (3) Abdallah et al., 2006 (4) Meister et Abdallah, 2012 (5)	Morsott (NE-Algérie) Naili et al., 1995 (1) Mendir et al., 2019 (2) Présent travail (3)			
		ZONES	SOUS-ZONES		ZONES	SOUS-ZONES		
CHEMLA	TURONIEN INFÉRIEUR	<i>Mammites nodosoides</i> (1)		<i>Mammites nodosoides</i> (1, 2, 3, 4)	<i>Mammites nodosoides</i> (3)			
		<i>Watinoceras coloradoense</i> (1)	<i>Vascoceras birchbyi</i>		<i>Choffaticeras</i> spp. (1, 3) <i>Thomasites rollandi</i> (1, 2, 3, 5)	<i>Watinoceras coloradoense</i> (3)	<i>Choffaticeras</i> (3)	
			<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>		<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i> (1, 2, 3, 4)			
			<i>Watinoceras devonense</i> (1,2)		<i>Watinoceras</i> sp. (1, 5) <i>Vascoceras durandi</i> (3, 4)			
	CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR	<i>Neocardioceras juddii</i> (1)		<i>Pseudaspidoceras pseudonodosoides</i> (1, 2, 3, 4)	<i>Pseudaspidoceras pseudonodosoides</i> (1)			
		<i>Metoicoceras geslinianum</i> (1,2)		<i>Metoicoceras geslinianum</i> (1, 2, 3)	<i>Metoicoceras geslinianum</i> (2, 3)			
		<i>Calycoceras guerangeri</i> (1,2)		<i>Eucalycoceras pentagonum</i> (2)	<i>N. vibrayeanus</i> (3) <i>Calycoceras naviculare</i> (2)			
	OULED SERRADJ	CÉNOMANIEN MOYEN	<i>Acanthoceras jukesbrownei</i> (2)		<i>Acanthoceras amphibolum</i> (1)	<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>		
			<i>Acanthoceras rhotomagense</i> (2)	<i>Turrilites acutus</i>		<i>Paraconliniceras cf. barcusi</i> (1)	<i>Acanthoceras rhotomagense</i> (3, 4)	<i>T. acutus</i> (3,4)
				<i>Turrilites costatus</i>		<i>Acanthoceras cf. rhotomagense</i> (1)		<i>T. costatus</i> (4) ?
<i>Cunningtoniceras inerme</i> (2)		<i>Cunningtoniceras inerme</i> (1)	<i>Cunningtoniceras inerme</i> (3,4)					
CÉNOMANIEN INFÉRIEUR		<i>Mantelliceras dixonii</i> (2)		<i>Mantelliceras dixonii</i> (1)	<i>Mantelliceras dixonii</i> (4)			
	<i>Mantelliceras mantelli</i> (2)	<i>Mantelliceras saxbii</i>		<i>Mantelliceras cf. mantelli</i> (1)	<i>Mantelliceras mantelli</i> (2, 3)	<i>M. saxbii</i> (2, 3)		
		<i>Sharpeiceras schlueteri</i>		<i>Graysonites cobbani</i> (1)		<i>S. schlueteri</i> (2, 3)		
		<i>Neostlingoceras carcitanense</i>		<i>Graysonites azregensis</i> (1)				
ALBIEN SUPÉRIEUR	<i>Pleurohoplites briacensis</i> (2)		<i>Stoliczkaia(Shumarinaia) africana</i> (1)					

Absence de taxons identifiables dans le secteur d'étude

Zone non identifiée (Lacune dans l'enregistrement des ammonites) dans le secteur d'étude

**Figure 17** : Tableau de corrélation des zones à ammonites de l'Albien supérieur au Turonien inférieur dans la région de Morsott, comparées à celles des régions tunisiennes voisines, ainsi qu'aux zonations de référence du *Western Interior* (États-Unis) et du Nord-Ouest européen.

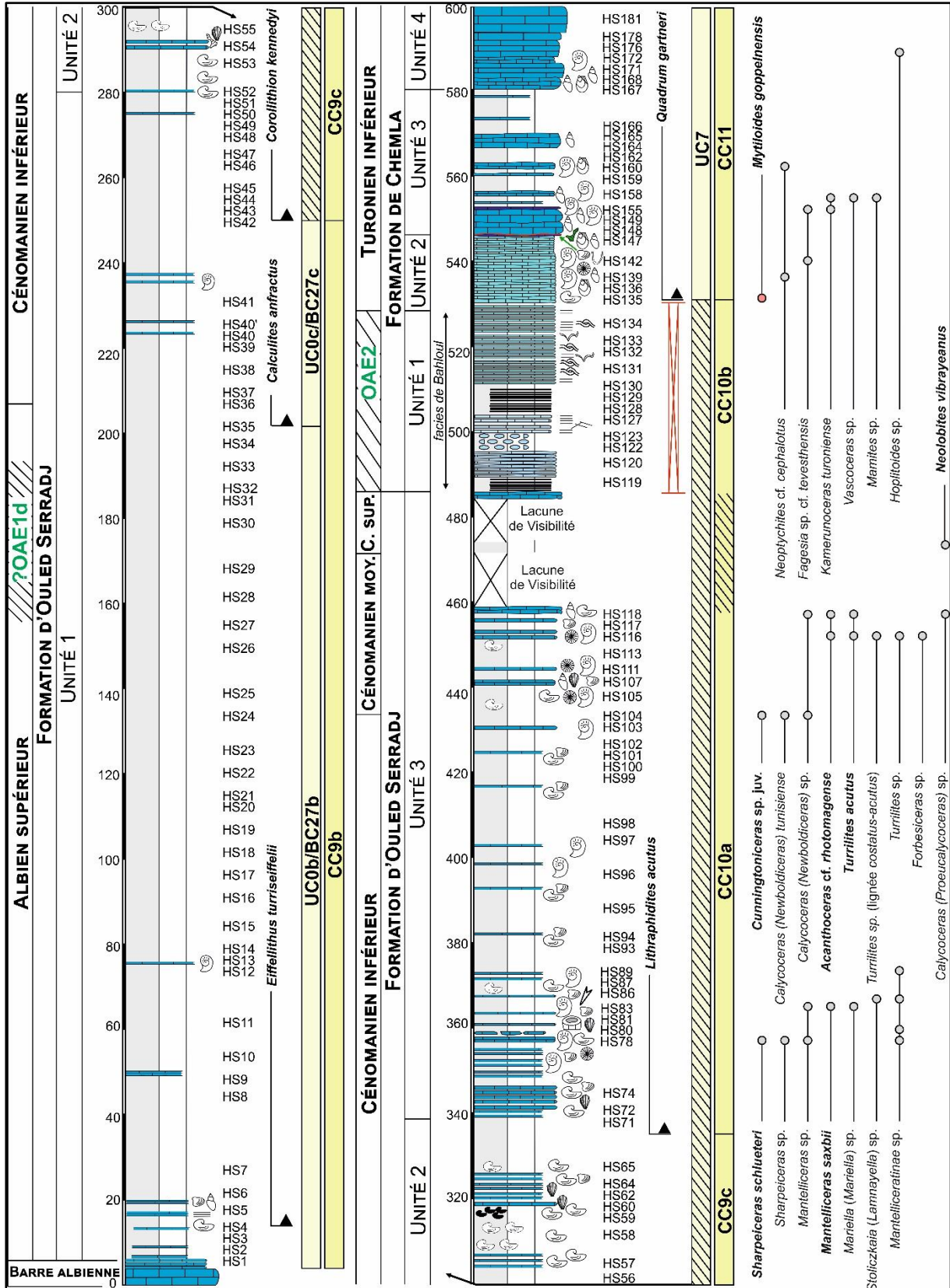


Figure 18 : Colonne lithostratigraphique de l'Albien supérieur au Turonien inférieur du Djebel Legsaira, indiquant la position des points d'échantillonnage ainsi que la répartition des ammonites, des principales espèces de nannofossiles calcaires et d'inoceramidés.

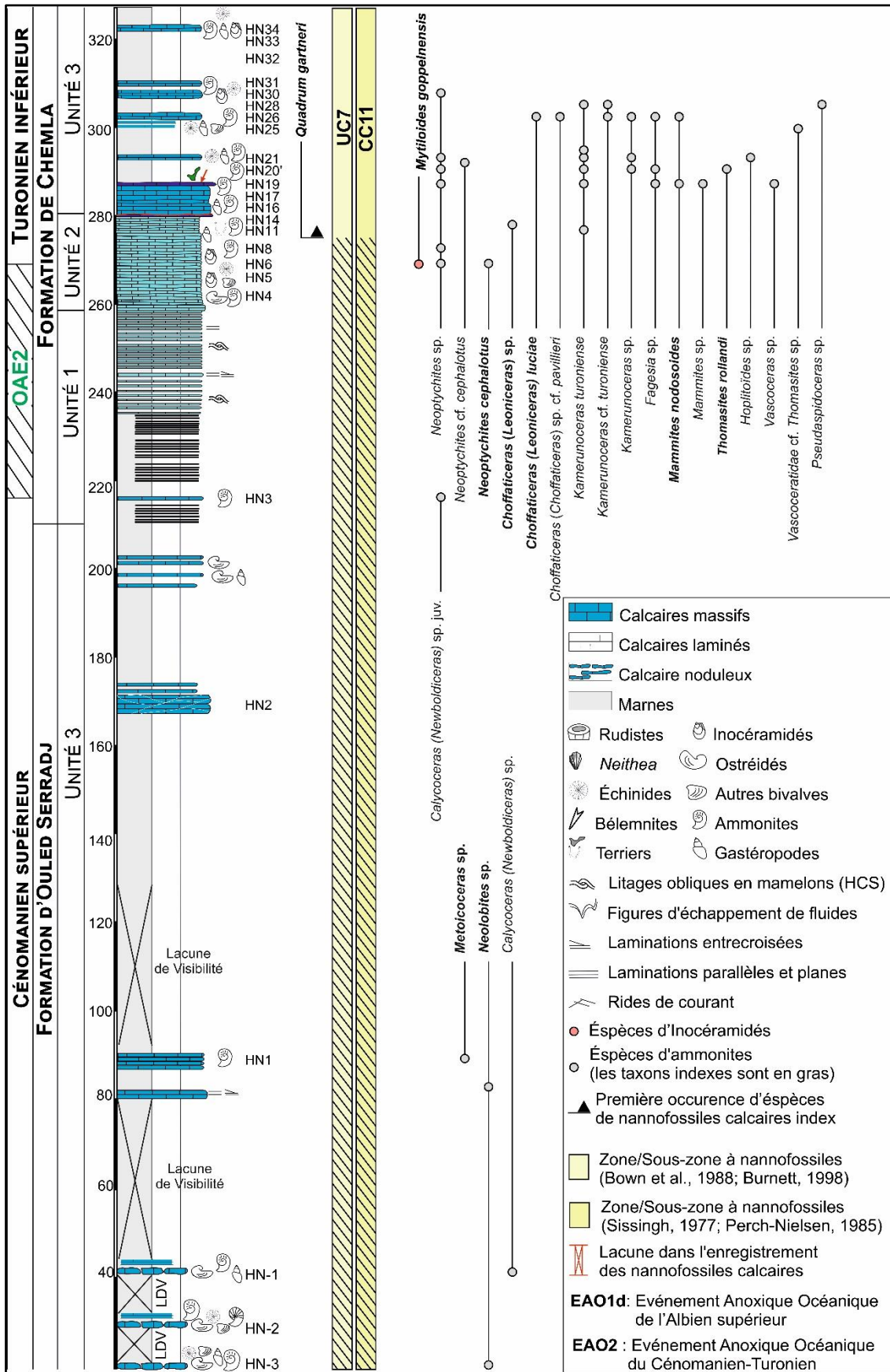


Figure 19 : Colonne lithostratigraphique du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur à Téniet Tala, montrant la position des points échantillonnés ainsi que la répartition des ammonites, les principales espèces de nanfossiles calcaires et d'inocéramidés.

### II. 1. a. Zone à *Mantelliceras mantelli*

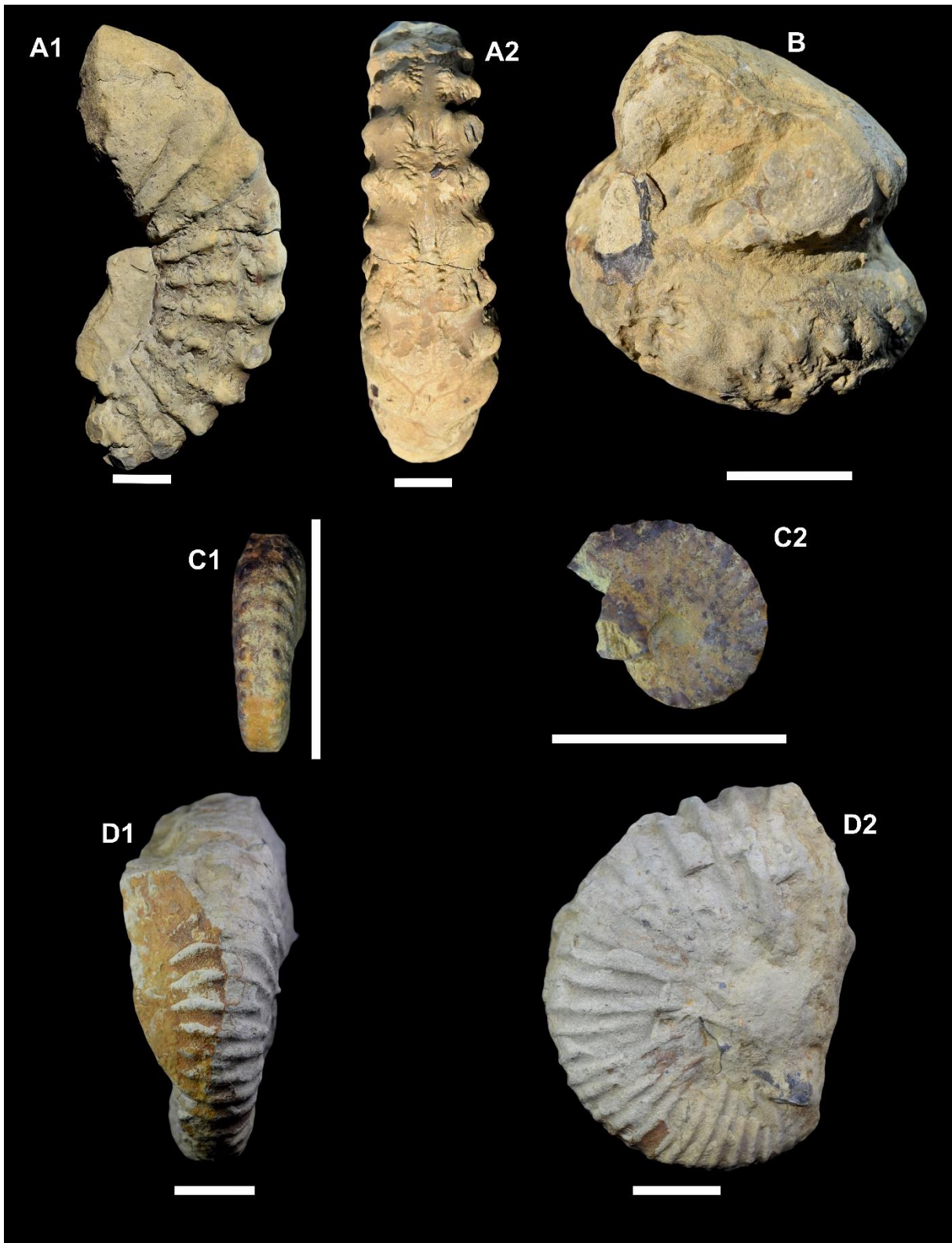
Cette zone est définie par la présence concomitante de *Sharpeiceras schlueteri* (Hyatt) et *Mantelliceras saxbii* (Sharpe) à la base de l'Unité 3 de la Formation d'Ouled Seradj (**fig. 18**). Elle indique clairement un âge cénomanien inférieur et se corrèle avec les références établies pour le centre de la Tunisie, l'Europe occidentale, l'Amérique latine (Pérou, Venezuela), l'Angola, le Mozambique, et Madagascar (Kennedy et Gale, 2015).

Il convient de noter que cette zone, ainsi que les zones sous-jacentes (notamment celle à *Graysonites azregensis*), n'ont pas été signalées dans la partie nord des séries étudiées (Naïli et al., 1995 ; Kennedy et Gale, 2017) (**fig. 17**), à l'exception des observations de Dubourdiou (1953) dans les monts de Mellègue. Ce dernier y a rapporté la présence de *Neostlingoceras oberlini*, équivalent de la sous-zone à *Neostlingoceras carcitanense*, qui marque la base du Cénomanien inférieur en Europe occidentale (Gale et al., 1996 ; Kennedy et al., 2004) (**fig. 17**).

Ces éléments suggèrent que la base de la série étudiée au Djebel Legsaira se situe légèrement au-dessus de la base de l'étage cénomanien. L'absence de cette sous-zone, ainsi que celle du sommet du Cénomanien inférieur (zone à *Mantelliceras dixoni*), dans la région de Morsott, peut s'expliquer par la rareté des taxons identifiables au sein de la série étudiée.

La zone à *Mantelliceras mantelli* peut être subdivisée localement, à Morsott, en deux sous-zones distinctes.

La sous-zone médiane à *schlueteri* occupe la partie basale de l'Unité 3 de la Formation d'Ouled Serradj. Elle est caractérisée par la présence de l'espèce index *Sharpeiceras schlueteri* (Hyatt), associé à *Sharpeiceras* sp., *Mantelliceras* sp. et *Mantelliceratinae* sp. (**fig. 20**). Cette sous-zone trouve ses équivalents dans la zone à *Graysonites cobbani* de la Tunisie centrale (**fig. 17**). Elle est relayée vers le haut par la sous-zone à *saxbii*, qui lui succède dans la zone à *mantelli*, et se caractérise par l'apparition de l'espèce index *M. saxbii* (Sharpe), observée quelques mètres au-dessous de la sous-zone à *schlueteri*. Ces niveaux livrent également d'autres taxons tels que *Mariella (Mariella)* sp., cf. *Stoliczkaia (Lamnayella)* sp. juv. (**fig. 20**), d'autres espèces du genre *Mantelliceras*, ainsi que trois morphotypes de *Mantelliceratinae*.



**Figure 20** : Principales espèces d'ammonites du Cénomaniens inférieur de la région de Morsott. **A.** *Sharpeiceras schlueteri* (Hyatt) (**A1** ; vue latérale, **A2** ; vue ventrale) ; **B.** *Mariella* (*Mariella*) sp. ; **C.** cf. *Stoliczkaia* (*Lamnayella*) sp. juv. (**C1** ; vue ventrale, **C2** ; vue latérale) ; **D.** *Mantelliceras saxbii* (Sharpe) (**D1** ; vue ventrale, **D2** ; vue latérale). La barre d'échelle correspond à 2 cm.

Ces associations correspondent à la zone d'intervalle à *Mantelliceras* cf. *mantelli* reconnue en Tunisie centrale (Robaszynski et al., 2008). À l'échelle régionale, la zone à *mantelli* se corrèle avec la zone à *Sharpeiceras laticlavium* dans les monts de Batna-Bellezma (Aouissi et al., 2018) et avec *Mantelliceras* cf. *mantelli* décrite dans la région de Nouader (Bensakhria et al., 2019), situées plus à l'ouest dans le bassin aurésien.

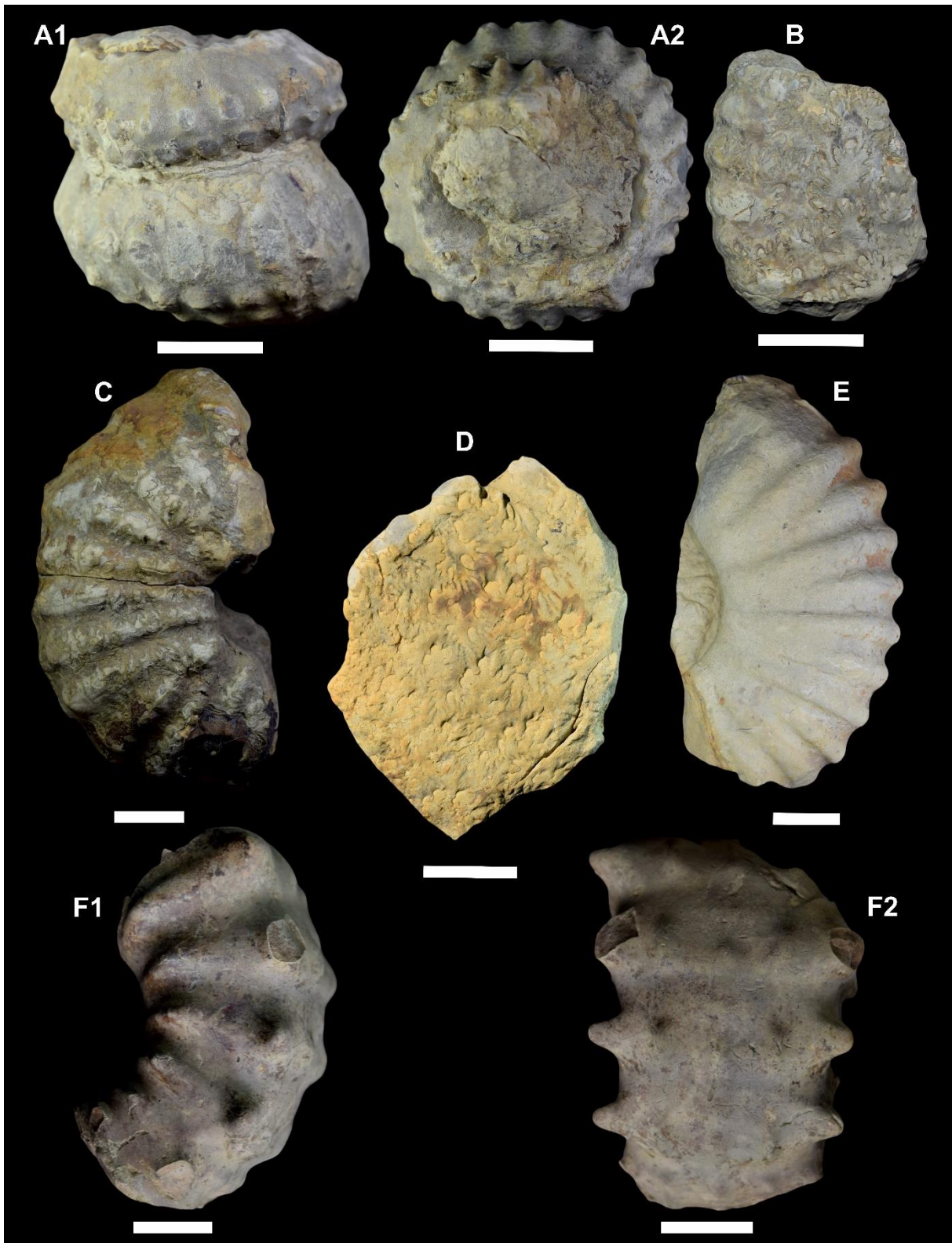
### II. 1. b. Zone à *Cunningtoniceras inerme*

La base du Cénomaniens moyen, correspondant à l'apparition de la zone à *Cunningtoniceras inerme*, est définie par la première occurrence des ammonites du genre *Cunningtoniceras* (*C. inerme*, *C. cunningtoni*, *C. sp.*), reconnue en Europe, à Madagascar, en Tunisie et en Algérie (Boukhadra et de Nouader), conformément aux travaux de Tröger et Kennedy (1996), Robaszynski et al. (1994), Gale (1995), Kennedy et Gale (2015, 2017), Wright et Kennedy (2017) et Bensakhria et al. (2019).

Au Djebel Legsaira, l'espèce *Cunningtoniceras* sp. juv. (**figs. 17 et 18**), caractéristique de la zone à *inerme*, apparaît après un intervalle dépourvu de toute ammonite, situé environ soixante mètres au-dessus de la dernière occurrence des formes caractéristiques de la sous-zone à *saxbii* (la partie moyenne du Cénomaniens inférieur). Cette première apparition est enregistrée dans la partie médiane de l'Unité 3, où *Cunningtoniceras* sp. juv. est associé à *Calycoceras* (*Newboldiceras*) sp. et à *Calycoceras* (*Newboldiceras*) *tunisiense* (Kennedy) (**figs. 18 et 21**). Ce dernier taxon est attribué par Kennedy et Gale (2017) à la partie sommitale du Cénomaniens moyen. L'absence de *Turrilites costatus* indique que la zone à *inerme* s'étend localement jusqu'à la sous-zone à *Turrilites costatus* de la zone à *Acanthoceras rhotomagense*, comme observé dans les coupes d'Algérie et de Tunisie (Kennedy et Gale, 2017), ainsi que dans le Kopet Dag en Iran (Mosavina et Wilmsen, 2011).

### II. 1. c. Zone à *Acanthoceras rhotomagense*

La co-occurrence de *Acanthoceras* cf. *rhotomagense* (Brongniart) et de *Turrilites acutus* (Passy), observée quelques mètres au-dessus de la zone à *inerme* dans l'Unité 3 (**fig. 18**), caractérise la sous-zone supérieure à *acutus* de la zone à *rhotomagense*, attribuée à la partie terminale du Cénomaniens moyen (Kennedy et Gale, 2017). Outre ces deux espèces indexes, les assemblages comprennent *Calycoceras* (*Newboldiceras*) sp., *Turrilites* sp., deux espèces du genre *Turrilites* (lignée *costatus-acutus*), deux autres du genre *Forbesiceras* et *Pseudocalycoeras* sp. (**figs. 18 et 21**).



**Figure 21** : Principales espèces d'ammonites du Cénomaniens moyen de la région de Morsott. **A.** *Turrilites acutus* (Passy) (**A1** ; vue latérale, **A2** ; vue apicale) ; **B.** *Acanthoceras* cf. *rhotomagense* (Brongniart) ; **C.** *Calyoceras* (*Proeucalycoceras*) sp. ; **D.** *Forbesiceras* sp. ; **E.** *Calyoceras* (*Newboldiceras*) *tunisiense* (Kennedy) ; **F.** *Cunningtoniceras* sp. juv. (**F1** ; vue latérale, **F2** ; vue ventrale). La barre d'échelle correspond à 2 cm.

À Boukhadra, Kennedy et Gale (2017) ont documenté la zone à *rhotomagense* avec ses deux sous-zones caractéristiques, respectivement à *T. costatus* et à *T. acutus*. En revanche, à Hameimat, Mendir et al. (2019) reconnaissent cette même zone sans subdivisions fondées sur les *Turrilites*, et sans limites stratigraphiques précises, en raison de l'absence des marqueurs des zones sous-jacente (*inermis*) et sus-jacente (*jukesbrownei*) (**fig. 17**).

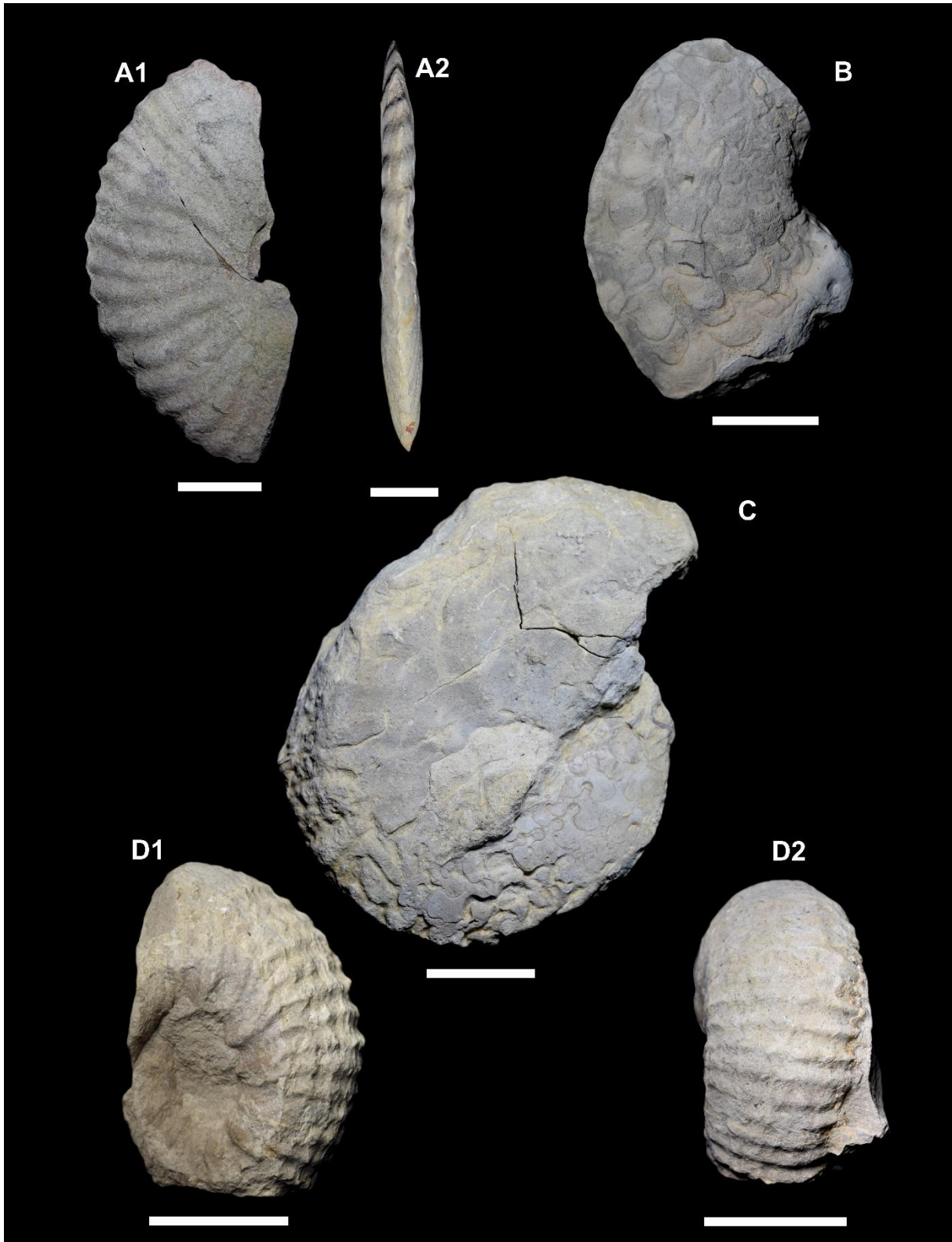
Malgré l'absence des espèces index identifiées dans les équivalents tunisiens au sein de la coupe de Djebel Legsaira, l'assemblage d'ammonites présente des affinités stratigraphiques, à la fois avec la zone d'intervalle à *Paraconlinoceras* cf. *barcusi* et avec la partie inférieure de la zone à *Acanthoceras Amphibolum* décrites en Tunisie centrale par Robaszynki et al. (1993b, 1994, 2008) (**fig. 17** ; Kennedy et Gale, 2015).

Une configuration comparable est observée au Nouveau-Mexique et au Texas (États-Unis), où la zone à *A. amphibolum* est attribuée au Cénomaniens moyen sur la base de la présence de *Turrilites acutus* (Kennedy et al., 1988 ; Kennedy et Cobban, 1990). Aucune donnée ne permet toutefois d'attester la présence, dans la région étudiée, de la zone sus-jacente à *A. jukesbrownei* reconnue dans la séquence d'Europe occidentale, ni du sommet de la zone à *A. amphibolum* telle qu'elle est définie dans la région de Kalaat Senan en Tunisie et dans les monts de Morsott et Mellègue (Naïli et al., 1995 ; Kennedy et Gale, 2017 ; Kennedy 2020 ; Mendir et al., 2019).

### II. 1. d. Zone à *Neolobites vibrayeanus*

La partie supérieure de la Formation d'Ouled Serradj est caractérisée par la présence de l'espèce index *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny), marqueur du Cénomaniens supérieur basal. Cette espèce est associée au sous-genre *Calycoceras* (*Newboldiceras*) (Thomel) observé à Téniet Tala.

*N. vibrayeanus* présente une répartition stratigraphique couvrant la partie inférieure à moyenne du Cénomaniens supérieur et une large distribution géographique, englobant l'Europe, l'Asie, l'Afrique, l'Antarctique, les Amériques et le Moyen-Orient (Chancellor et al., 1994 ; Kennedy et Juignet, 1994 ; Charriere et al., 1998 ; Monnet et Bucher, 2007 ; Aly et al., 2008 ; Nagm et al., 2019 ; Benyoucef et al., 2019, 2023, 2025). La zone à *N. vibrayeanus* est reconnue dans les deux coupes étudiées, à Djebel Legsaira, par *N. vibrayeanus* et à Téniet Tala par les occurrences de deux espèces du genre *Neolobites* et de *Calycoceras* (*Newboldiceras*) sp. (**figs. 18, 19 et 22**).



**Figure 22** : Principales espèces d'ammonites du Cénomaniens supérieur de la région de Morsott. **A.** *Metioceras* sp. (**A1** ; vue latérale, **A2** ; vue ventrale) ; **B.** *Neolobites* sp. ; **C.** *Neolobites vibrayanus* (d'Orbigny) ; **D.** *Calycoceras* (*Newboldiceras*) sp. juv. (**D1** ; vue latérale, **D2** ; vue ventrale). La barre d'échelle correspond à 2 cm.

Cette zone est équivalente à la zone d'intervalle à *Eucalycoceras pentagonum* définie en Tunisie centrale (Robaszynski et al., 1990) et à la zone européenne et nord-américaine à *Calycoceras guerangeri* (**fig. 17** ; Meister et Piuz, 2013), sur la base des co-occurrences de *N. vibrayeanus* en France (Kennedy et Juignet, 1981).

Une association similaire de ces taxons est également signalée au même niveau stratigraphique dans le centre-ouest du Portugal (Callapez et al., 2018). En outre, la zone à *N. vibrayeanus* est équivalente à la zone à *Calycoceras naviculare* de la zonation standard des ammonites (Gradstein et al., 2004).

### II. 1. e. Zone à *Metoicoceras geslinianum*

La zone à *Metoicoceras geslinianum* se distingue par une faible représentation des ammonites sur l'ensemble de la marge méridionale de la Téthys (Nagm et al., 2019). À Morsott, une importante lacune biostratigraphique, affectant la partie supérieure de l'Unité 3 de la Formation d'Ouled Serradj (**fig. 18**), correspond à une série de discontinuités de visibilité et de préservation pendant la partie moyenne et la partie terminale du Cénomanién supérieur. Cette lacune se traduisant par l'absence quasi-totale de la zone à *M. geslinianum*, de la zone à *Neocardioceras juddi* reconnue dans les successions d'Europe occidentale, ainsi que de leurs équivalents tunisiens documentées par Robaszynski et al. (1990) et Chancellor et al. (1994) (**fig. 17**), notamment *Euomphaloceras septemseriatum* et *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*.

La zone à *M. geslinianum* n'est que partiellement reconnue dans la coupe de Téniet Tala, attestée par la présence d'un unique spécimen de *Metoicoceras* sp., immédiatement au-dessus de la zone à *N. vibrayeanus*, et surmontée, environ 80 m plus haut, par un exemplaire juvénile de *Calycoceras (Newboldiceras)* sp. juv. au sein de l'Unité 1 de la Formation de Chemla.

Cette zone a été localement signalée dans la même région par Mendir et al. (2019) (**fig. 17**) et correspond à la zone homonyme définie par Benyoucef et al. (2025) dans la région d'El Bayadh (interface Atlas saharien central-occidental), ainsi qu'à celle identifiée par Zaoui et al. (2018) sur le plateau du Tinerhert (Sud-Est algérien), sur la base de l'occurrence de *Nigericeras gadeni* (ex. : Niger ; Meister et al., 1992).

À l'échelle téthysienne, la zone à *M. geslinianum* montre des équivalences avec la zone du même nom reconnue en Tunisie (Chancellor et al. 1994 ; Amédéo et al., 2005), en Egypte (Kassab, 1991 et 1996 ; Aly et Abdel-Gawad, 2001 ; Nagm et al., 2010) et dans de nombreuses

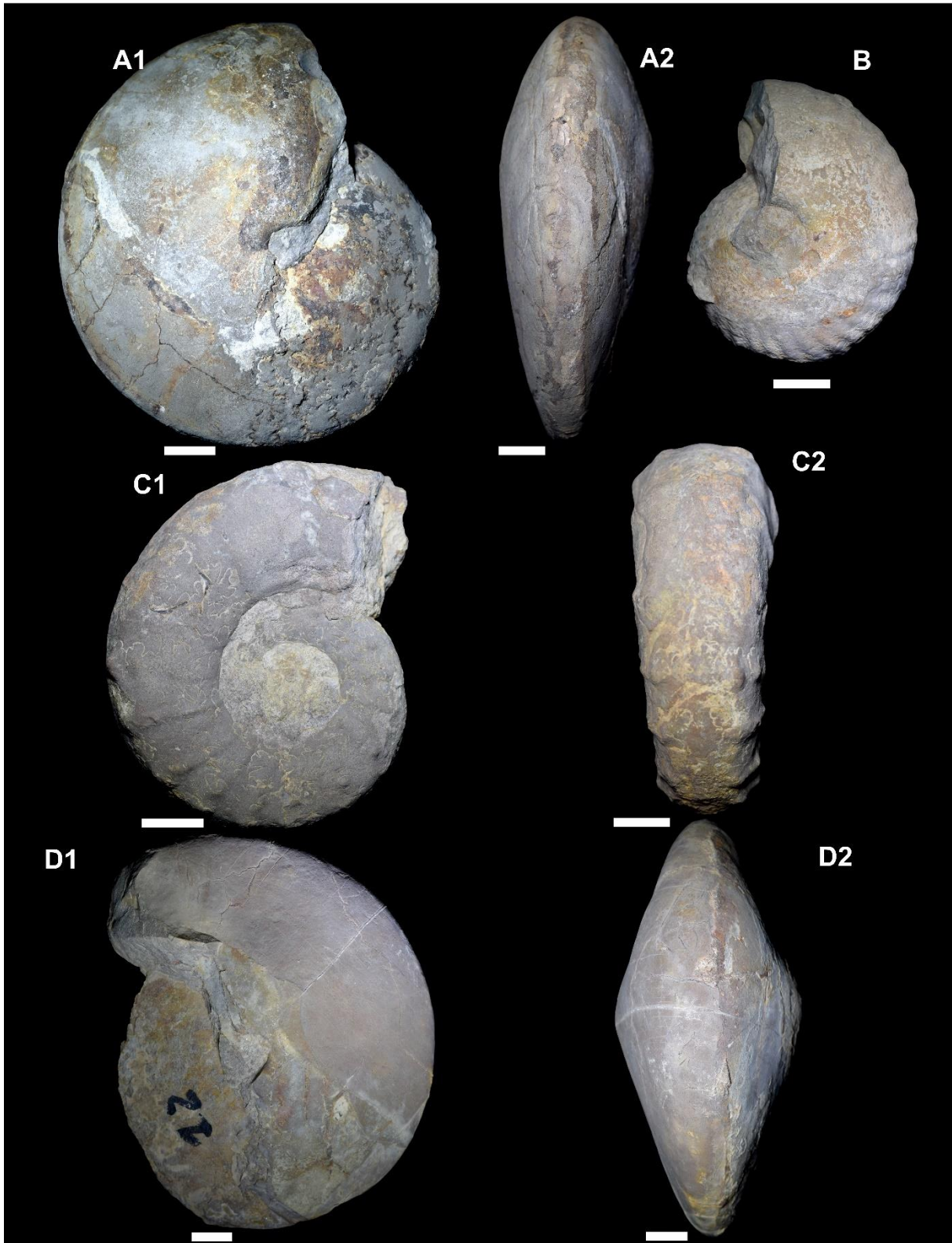
régions d'Europe occidentale où elle a été confirmée par plusieurs études (Amédro et al., 2005 ; Barroso-Barcenilla et Goy, 2007 ; Wilmsen et Nagm, 2013 ; Wright et Kennedy, 2017). Sa distribution transatlantique est bien établie par les synthèses de Kennedy et Cobban (1991) et Wright et Kennedy (2017), qui la corrélient à la zone à *Sciponoceras gracile* définie par Cobban et al. (1989).

Par ailleurs, la zone à *M. geslinianum* constitue l'une des zones de référence du Cénomanién supérieur dans la zonation standard des ammonites (Gradstein et al., 2004). Elle est surmontée par la zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* reconnue dans la séquence tunisienne (Robaszynski et al., 1993b, 1994, 2008 ; Chancellor et al., 1994 ; Meister et Abdallah, 1996, 2005, 2012 ; Abdallah et al., 2000, 2006 ; Caron et al., 2006) et par son équivalent nord-américain à *Neocardioceras juddii* (Kennedy et Cobban, 1991). Ce dernier a seulement été observé au nord de la région d'étude par Naïli et al. (1995) (**fig. 17**), où la première occurrence de l'espèce index apparaît anormalement plus bas, dans la zone équivalente à *M. geslinianum*.

### II. 2. Le Turonien

Sur environ 50 m d'épaisseur, les unités 2 et 3 de la Formation de Chemla ont livré des assemblages d'ammonites du Turonien inférieur présentant certaines complexités d'interprétation biostratigraphique. Des espèces index équivalentes à la zone à *Watinoceras Coloradoense* (Kennedy et Cobban, 1991 ; Kennedy et al., 2000, 2005), caractéristiques de la marge méridionale de la Téthys, apparaissent à des horizons corrélables à la zone à *Mammites nodosoides* (**fig. 17**).

Ces associations incluent également la zone à *Thomasites rollandi*, reconnue en Tunisie centrale et en Égypte (Chancellor et al., 1994 ; Abdallah et al., 2000 ; Meister et Abdallah, 2005, 2012 ; Nagm et al., 2010), ainsi que la zone à *Chofaticeras (leoniceras) luciae*, identifiée dans le secteur Gafsa-Chott (Tunisie), au Sinai (Égypte) et au Moyen Orient, immédiatement sous la zone à *M. nodosoides* (Meister et Abdallah 1996, 2005 ; Abdallah et al., 2000, 2006 ; Aly et Abdel-Gawab, 2001). Sur la marge sud de la Téthys, *M. nodosoides*, espèce index de sa propre zone (Kennedy, 1986 ; Hancock, 1991), pourrait apparaître précocement dans la sous-zone à *T. rollandi* (Meister et Piuz, 2013).



**Figure 23** : Principales espèces d'ammonites de la zone à *Choffaticeras* du Turonien inférieur de la région de Morsott. **A.** *Neoptychites cephalotus* (Courtiller) (**A1** ; vue latérale, **A2** ; vue ventrale) ; **B.** *Fagesia* sp. ; **C.** *Kamerunoceras turoniense* (d'Orbigny) (**C1** ; vue latérale, **C2** ; vue ventrale) ; **D.** *Choffaticeras* (*Leonicerus*) sp. (**D1** ; vue latérale, **D2** ; vue ventrale). La barre d'échelle correspond à 2 cm.

## II. 2. a. Zone à *Choffaticeras* - Sous-zone inférieur à la zone de *Mammites nodosoides*

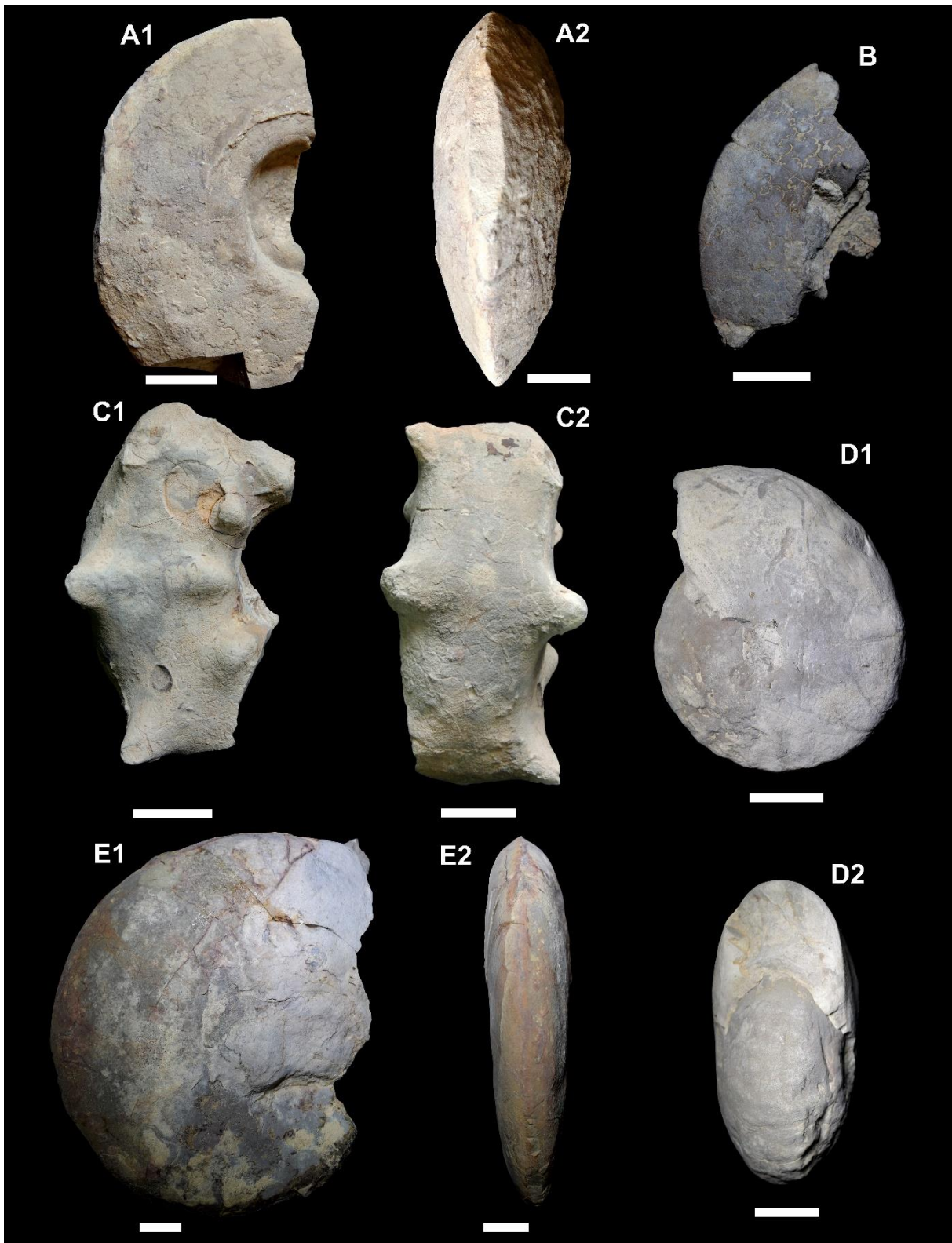
La première occurrence de *Neoptychites* cf. *cephalotus* à Djebel Legsaira et de *Neoptychites cephalotus* à Téniet Tala, toutes deux observées à la base de l'Unité 2 de la Formation de Chemla (**figs. 18-19**), indique un âge Turonien inférieur.

Quelques mètres plus haut, l'apparition de *Fagesia* sp. nov. cf. *thevestensis* et de *Choffaticeras (Leoniceras)* sp., ainsi que la présence de *Mytiloides goppelnensis*, permettent d'attribuer cette unité au tiers supérieur de la zone à *Watinoceras coloradoense* (Kennedy et Cobban, 1991 ; Kennedy et al. 2000). *Fagesia* sp. nov. cf. *tevestensis* correspond à la zone à *Fagesia catinus* du bassin anglo-parisien, tandis que *Choffaticeras (Leoniceras)* sp. représente l'espèce index de la zone d'intervalle à *Choffaticeras* de Kalaat Senan. Ces deux biozones se situent dans l'unité biostratigraphique immédiatement inférieure à la zone *M. nodosoides* (Robaszynski et al. 1990 ; Meister et Abdallah, 1996) (**fig. 17**). Au Moyen-Orient, *Choffaticeras luciae trisellatum* définit une zone du Turonien inférieur (Nagm et al., 2010), tandis que dans la fosse ibérique, *Choffaticeras (Leoniceras) luciae* caractérise une sous-zone de la zone à *Spathites (Ingridella) malladae* (Barroso-Barcenilla et Goy, 2007).

Bien développée à Téniet Tala, l'Unité 2 de la Formation Chemla livre des assemblages incluant *Choffaticeras (Leoniceras)* sp., *Neoptychites cephalotus* sp.1, *Neoptychites* sp. 1, *Neoptychites* sp. 2 et *Kamerunoceras turoniense* sp.1 (**fig. 23**). À Djebel Legsaira, seules les deux espèces de *Fagesia* sp. nov. cf. *thevestensis* et *Neoptychites* cf. *cephalotus* sp.1 sont représentées.

## II. 2. b. Zone à *Mammites nodosoides*

*Mammites nodosoides* possède une large distribution géographique et constitue un excellent marqueur de la partie supérieure du Turonien inférieur. À Morsott, *M. nodosoides* apparaît en association avec *Choffaticeras L. Luciae* et *Thomasites. rollandi* dans les parties basales et médianes de l'Unité 3 de la Formation de Chemla (**fig. 19**). Ces deux dernières espèces, index de sous-zones inférieures à celle de *M. nodosoides*, sont bien connues sur la marge méridionale de la Téthys (Tunisie, Égypte, Palestine, Liban et Syrie : Aly et Abdel-Gawab, 2001 ; Kassab et Obaidalla, 2001 ; Meister et Puiz 2013). Abdallah et al. (2006) ont défini une zone d'intervalle à *M. nodosoides* dans la région de Gafsa-Chott (Tunisie), caractérisée par la coexistence de ces trois espèces index au même horizon.



**Figure 24** : Principales espèces d'ammonites de la zone à *Mammites nodosoides* du Turonien inférieur de la région de Morsott. **A.** *Choffaticeras* (*Leonicerias*) *luciae* (Pervinquière) (**A1** ; vue latérale, **A2** ; vue ventrale) ; **B.** *Choffaticeras* (*Choffaticeras*) sp. cf. *pavillieri* ; **C.** *Mammites nodosoides* (Schlüter) (**C1** ; vue latérale, **C2** ; vue ventrale) ; **D.** *Thomasites rollandi* (Thomas et Peron) (**D1** ; vue latérale, **D2** ; vue aperturale) ; **E.** *Hoplitoides* sp. (**E1** ; vue latérale, **E2** ; vue ventrale) ; La barre d'échelle correspond à 2 cm.

L'Unité 3 de la Formation de Chemla et ses équivalents, comprenant *M. nodosoides*, *C. luciae* et *T. Rollandi*, pourraient correspondre à la partie inférieure de l'assemblage faunistique à *M. nodosoides* (sous-zone inférieure), hypothèse étayée par la dernière occurrence conjointe de *M. nodosoides* et *C. (Leoniceras) luciae* au niveau du même horizon (HN26).

La partie supérieure de cet assemblage (sous-zone supérieure de *M. nodosoides*) semble se prolonger dans les calcaires massifs de l'Unité 4 sus-jacente, attestée par la présence de *Hoplitoides* sp. (**fig. 18**), bien que ces calcaires soient pauvres en ammonites à Djebel Legsaira, où ils sont bien épais qu'à Téniet Tala. L'assemblage à *M. nodosoides* dans la série étudiée est diversifié (**figs. 19 et 24**), incluant *M. nodosoides*, *C. luciae*, *T. rollandi*, *Fagesia* sp. juv., *Vascoceras* sp., *K. turoniense* sp., *Neoptychites* sp., *Fagesia* sp., *N. cephalotus* sp., cf. *Fagesia* sp., *K. cf. turoniense*, *Fagesia cf. thevestensis* sp., *Kamerunoceras* sp., *N. cf. cephalotus* sp.2, *Mammites* sp. *Hoplitoides* sp., *Vascoceratidae* cf. *Thomasites* sp., *Choffaticeras* sp., *M. nodosoides*, *C. (Choffaticeras) sp. cf. pavillieri.* et *Pseudaspidoceras* sp..

### III. Nannofossiles calcaires

Les zonations nannofossilifères de l'Albien (Crétacé inférieur) établies par Bown et al. (1998) et celles de Sissingh (1977), modifiées par Perch-Nielsen (1985) avec recalibration des biozones selon Burnett (1996) (**fig. 25**), sont applicables à la série étudiée, à l'exception de l'événement lié à l'espèce *Quadrum gartneri*, dont l'apparition intervient généralement après celle de l'ammonite *Watinoceras devonense*. En revanche, les zones du Crétacé supérieur de Burnett (1998) ne sont que partiellement applicables, en raison de difficultés liés à certains marqueurs primaires et secondaires.

Les premières occurrences (PO) des espèces de nannofossiles calcaires définissent les biozones et les sous-zones reconnues. À partir de 136 échantillons prélevés au Djebel Legsaira et de 13 à Téniet Tala, ayant livré 33 genres et 73 espèces de nannofossiles, trois biozones et cinq sous-zones ont été reconnues (**figs. 18, 19 et 27**), couvrant l'intervalle allant de l'Albien terminal à la partie moyenne du Turonien inférieur, Les espèces index étant illustrées à la figure 26.

#### III. 1. Zone à *Eiffellithus turriseiffelii* (CC9)

##### III. 1. a. Sous-zone CC9b

Cette sous-zone est définie par la PO d'*Eiffellithus turriseiffelii*. Sa reconnaissance au Djebel Legsaira demeure partielle, *E. turriseiffelii* étant déjà présent dès l'échantillon basal (**figs. 18**

BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE ET LIMITES D'ÉTAGES

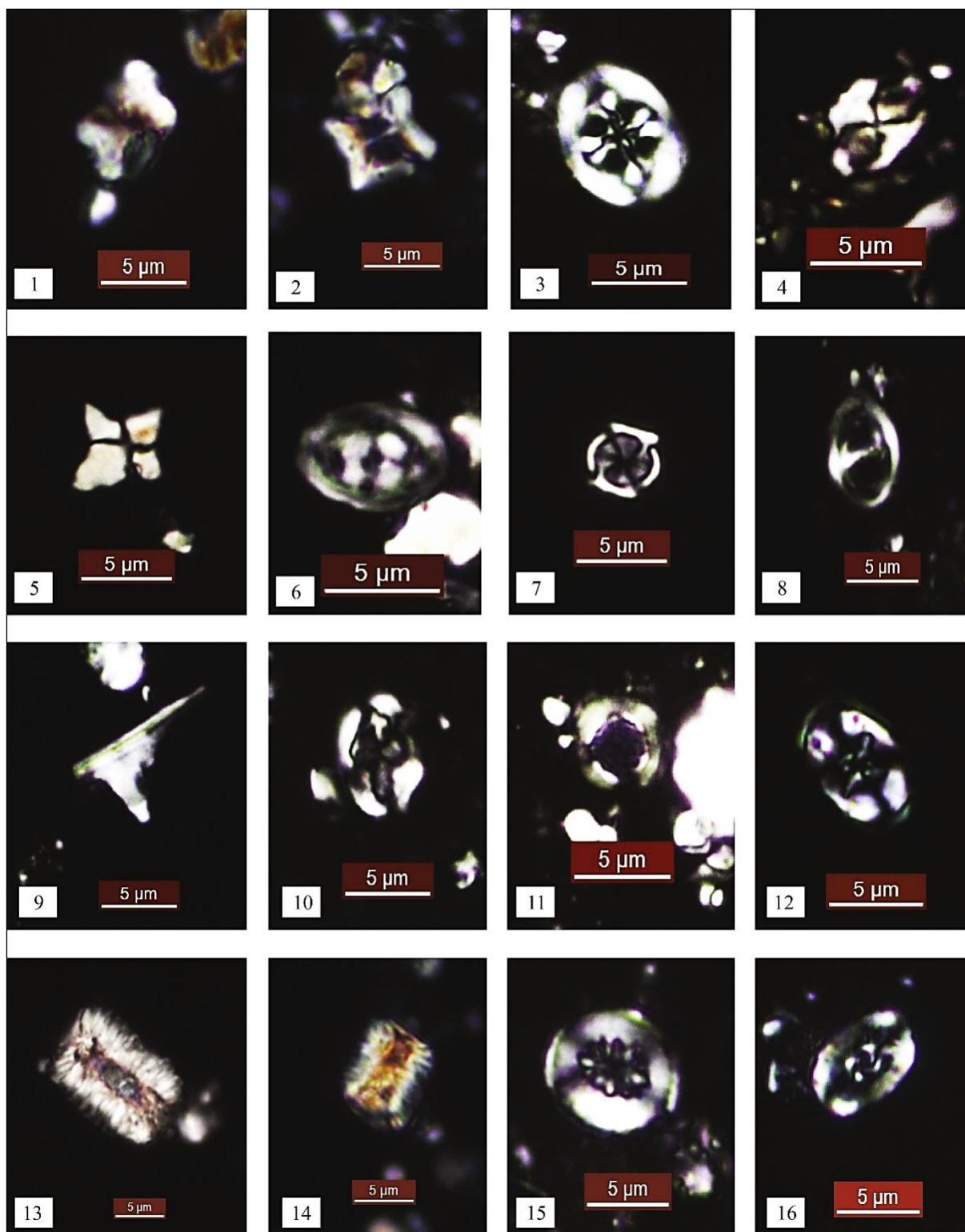
et 27). L'absence systématique de *Hayesites albiensis* exclut la reconnaissance de la sous-zone CC9a/BC27a/UC0a. Par conséquent, la base de la sous-zone CC9b n'a pu être déterminée.

En revanche, le sommet de la sous-zone BC27b/UC0b est attestée par la PO de *Calculites anfractus* (intervalle [HS04–HS34]), indiquant un âge Albien terminal. On notera que la PO de *Gartnerago Chiasta* [HS45], événement secondaire de l'Albien supérieur, censée apparaître en dessous de l'événement à *C. anfractus* (fig. 25), se situe légèrement au-dessus de la base du CC9c (fig. 29).

ÉTAGE	ROTH, 1978 BRALOWER et al., 1995		BOWN et al., 1988 BURNETT, 1998		SISSINGH, 1977 PERCH-NIELSEN, 1985		LIMITES D'ÉTAGES D'APRÈS BURNETT, 1996		
	ZONES	ÉVÉNEMENTS	ZONES	ÉVÉNEMENTS	ZONES	ÉVÉNEMENTS	ZONES/ ÉTAGES	ÉVÉNEMENTS	
TURONIEN	NC13		UC8	<i>Eiffellithus eximius</i> ▲	CC12	<i>Eiffellithus eximius</i> ▲	TURONIEN MOYEN CC12	<i>Eiffellithus eximius</i> ▲	
			UC7	<i>Quadrum gartneri</i> ▲	CC11	<i>Quadrum gartneri</i> ▲		T. INF. CC11	▲ <i>A. octoradiata</i> <i>W. devonense</i> ▲ <i>Quadrum gartneri</i> ▲
	NC12	b	<i>Rhagodiscus asper</i> ▼	UC6	▲ <i>E. moratus</i> <i>Helena chiastia</i> ▼	b	<i>Helena chiastia</i> ▼	CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR CC10b	<i>H. chiastia</i> ▼ <i>C. striatus</i> ▼ <i>A. albianus</i>
		a	<i>M. chiastius</i>	UC5	▲ <i>E. octopetalus</i> ▼ <i>A. albianus</i>				▲ <i>T. minimus</i>
CÉNOMANIEN	NC11		UC4	▼ <i>Lithraphidites acutus</i> ▼ <i>C. striatus</i> ▲ <i>Cylindralithus biarcus</i>	CC10 a		CÉNOMANIEN MOYEN CC10a	▲ <i>T. minimus</i>	
			UC3	e ▼ <i>C. kennedyi</i> d ▼ <i>G. nanum</i> c ▼ <i>S. gausorhethium</i> b ▼ <i>G. theta</i>				▼ <i>C. kennedyi</i> / <i>G. nanum</i> ▲ <i>C. biarcus</i> <i>C. biarcus</i>	
			UC2	a ▲ <i>Lithraphidites acutus</i> c ▲ <i>C. sculptus</i> b ▲ <i>Z. xenotus</i> a ▲ <i>Gartnerago segmentatum</i>				▲ <i>C. inerne</i> ▲ <i>Lithraphidites acutus</i> ▲	
	NC10		UC1	d ▲ <i>H. anceps</i> c ▲ <i>G. chiastia</i> b ▼ <i>W. britannica</i> a ▼ <i>Corollithion kennedyi</i>	CC9	c	<i>Lithraphidites acutus</i> ▲/ <i>Microhabdulus decoratus</i> <i>G. chiastia</i>	CÉNOMANIEN INFÉRIEUR CC9c	▲ <i>H. trabeculatus</i> ▼ <i>W. britannica</i> ▲ <i>Corollithion kennedyi</i> ▲
		b	▲ <i>Corollithion kennedyi</i>			▲ <i>P. cretacea</i> ▲ <i>R. planus</i> ▲ <i>G. theta</i> ▲ <i>T. globotruncanoides</i>			
		a	▼ <i>C. anfractus</i> ▼ <i>H. albiensis</i>	b		▼ <i>H. albiensis</i>	▲ <i>C. anfractus</i> ▼ <i>H. albiensis</i>		
ALBIEN SUP.		UC0	▲ <i>Eiffellithus turriseiffelii</i>	a	▲ <i>Eiffellithus turriseiffelii</i>	CC9a	<i>Eiffellithus turriseiffelii</i> ▲		

▲ Marqueurs primaires      ▲ Marqueurs secondaires  
 ▲ Première occurrence      ▼ Dernière occurrence

Figure 25 : Tableau comparatif des schémas de zonation biostratigraphique des nannofossiles calcaires de l'Albien supérieur au Turonien inférieur proposés par Sissingh (1977) et Perch-Nielsen (1985), recalibrés selon Burnett (1996), et mis en parallèle avec les zonations de Roth (1978), Bralower et al. (1995), Bown et al. (1998) et Burnett (1998).



**Figure 26** : Images en lumière polarisée croisée des principaux taxons de nannofossiles calcaires identifiés dans la région de Morsott. 1-2. *Eprolithus floralis* (HN22, HN25) ; 3. *Axopodorhabdus albianus* (HS59) ; 4. *Calculites anfractus* (HS66) ; 5. *Quadrum gartneri* (HS155) ; 6. *Tranolithus orionatus* (HS59) ; 7. *Corollithion kennedyi* (HS42) ; 8. *Gartnerago theta* (HS31) ; 9. *Lithraphidites acutus* (HS68) ; 10. *Gartnerago segmentatum* (HS50) ; 11. *Cylindralithus biarcus* (HS75) ; 12. *Eiffelithus turriseiffelii* (HS66) ; 13. *Nannoconus elongatus* (HN25) ; 14. *Nannoconus truitii* (HS70) ; 15. *Retecapsa crenulata* (HS82) ; 16. *Rhagodiscus achlyostaurion* (HS78).

La sous-zone BC27c/UC0c correspond à l'intervalle compris entre la PO de *C. anfractus* [HS35] et celle de *Corollithion kennedyi* [HS42], cette dernière marquant la limite CC9b-CC9c (UC0-UC1). Cette sous-zone, représentant la partie supérieure de la sous-zone CC9b, couvre l'intervalle allant de la fin de l'Albien supérieur au Cénomaniens inférieur.

Les PO de *Gartnerago theta* et *Prediscosphaera cretacea* (ce dernier événement relevant de UC1 dans le Sud de l'Angleterre ; Burnett, 1998), événements secondaires de la zonation BC27c/UC0c de Bown et al. (1998) et Burnett (1998), marquent respectivement la base du Cénomaniens inférieur et la limite Albien-Cénomaniens (**fig. 25**). Dans la série étudiée, *G. theta* apparaît légèrement en amont de la PO de *C. anfractus* (HS31 ; sous-zone CC9b), tandis que *P. cretacea* survient en aval de *C. kennedyi* (HS45 ; sous-zone CC9c).

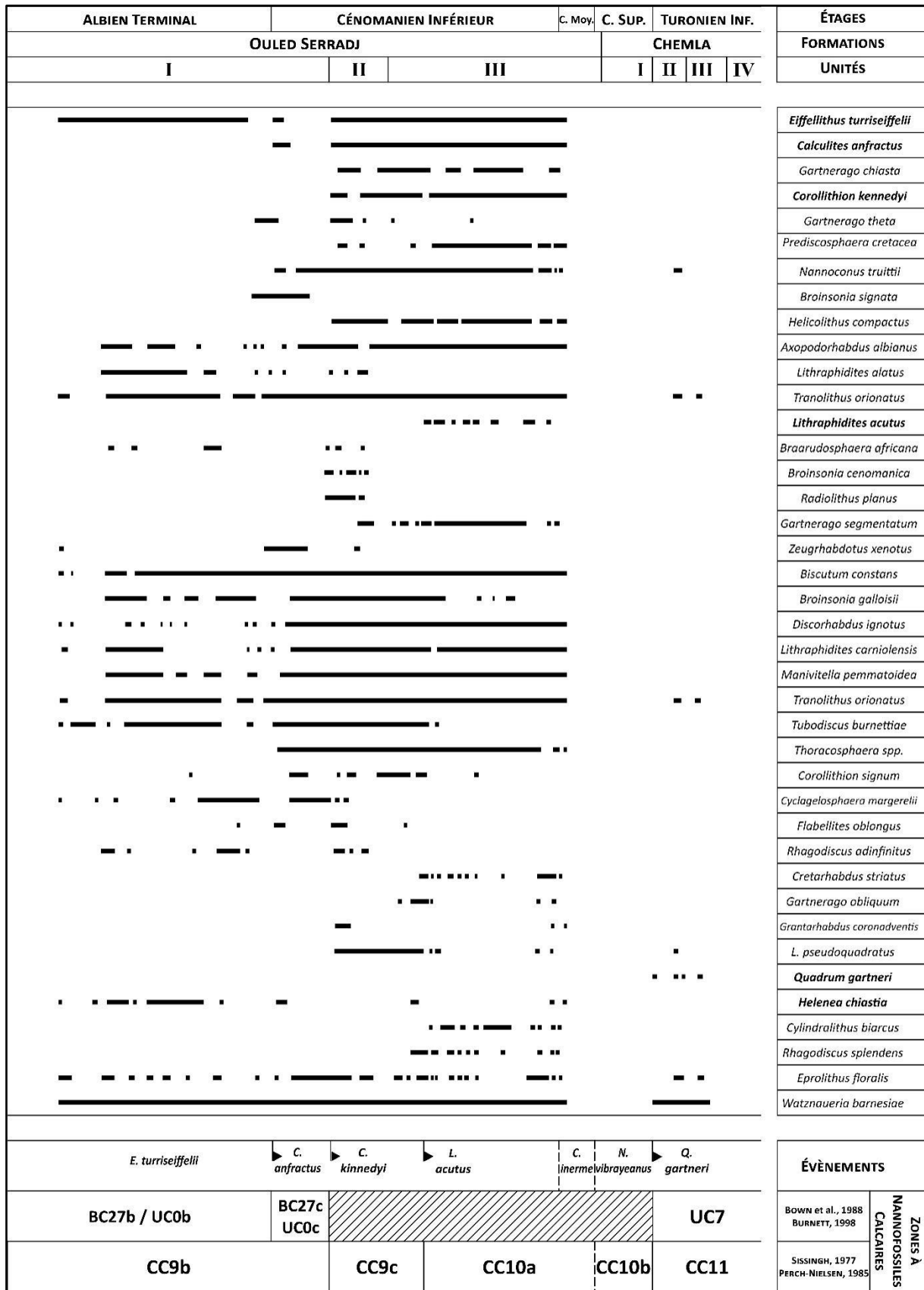
La sous-zone à *E. turriseiffelii* (CC9b) se caractérise également par les PO de *Nannoconus truitti*, *Broinsonia signata* et d'*Helicolithus leckiei*, ces deux dernières espèces s'éteignant [HS41] immédiatement avant la PO de *C. kennedyi*.

L'assemblage dominant comprend *Tranolithus orionatus*, *Lithraphidites alatus*, *Axopodorhabdus albianus*, ainsi que diverses espèces appartenant aux genres *Gartnerago*, *Retecapsa*, *Braarudosphaera*, *Rhagodiscus*, *Nannoconus*, *Watznaueria* et *Zeugrhabdotus* (**fig. 28**). Cette sous-zone est corrélée à la zone NC10A (Bralower et al. 1995) et est attribuée à l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur (**fig. 25**).

### III. 1. b. Sous-zone CC9c

Selon Sisingh (1977) et Perch-Nielsen (1985), la sous-zone CC9c représente la partie la plus haute de la zone CC9, dont la coupe de référence est située à Dyr el Kef (ouest de la Tunisie). Sa limite supérieure est traditionnellement définie par la première occurrence (PO) de *Microrhabdulus decoratus*. Toutefois, Sisingh (1977) avait déjà signalé l'absence de cet événement dans plusieurs coupes cénomaniennes de référence en France, suggérant une forte diachronie de ce marqueur. Au Djebel Legsaira, la sous-zone CC9c correspond à l'intervalle compris entre la PO de *Corollithion kennedyi* et celle de *Lithraphidites acutus* [HS68], s'étendant de la partie supérieure de l'Unité 1 jusqu'à la base de l'Unité 3 de la Formation de l'Ouled Serradj (**fig. 27**). L'événement repère à *M. decoratus* est souvent remplacé par celui de *L. acutus*, comme proposé par Manivit et al. (1977) et adopté par Burnett (1996). Ainsi, la PO de *L. acutus* est désormais largement utilisée comme limite zonale majeure entre UC2–UC3, CC9–CC10 et NC10–NC11 (**fig. 25**).

## BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE ET LIMITES D'ÉTAGES



**Figure 27 :** Zonation biostratigraphique des nannofossiles calcaires et répartition des marqueurs primaires dans la coupe du Djebel Legsaira.

Perch-Nielsen (1979, 1983, 1985) a également positionna la PO de *C. kennedyi* au même niveau que la dernière occurrence (DO) de *Braarudosphaera africana*. Cet événement [HS51] se situe environ 25 mètres au-dessus de la PO de *C. kennedyi*, observation également rapportée par Burnett (1998) dans la coupe du Mont Risou (GSSP Cénomaniens, Sous-zone UC1a). Au Djebel Legsaira, l'événement associé à *C. Kennedyi* coïncide avec la PO de *Broisonia cenomanica* et *Radiolithus planus* [HS42], deux événements attribués à l'Albien par Burnett (1998) et Stover (1966) (**figs. 29 et 30**).

La sous-zone CC9c peut être corrélé partiellement à l'intervalle indifférencié UC1-UC2, en raison de la proximité stratigraphique des événements délimitant la zone UC1 : notamment la PO de *Gartnerago segmentatum* [HS50] et celle de *C. kennedyi* [HS42]. Certains événements définissant les sous-zones UC1a-d et UC2a-c, tels que la DO régulière de *Gartnerago chiasta* (HS99 ; limite UC1a/UC1b) ou la DO de *Zeugrhabdotus xenotus* (HS41 ; limite UC2a/UC2b) (**figs. 25, 29 et 30**), montrent des positions stratigraphiques différentes à celles proposées par Burnett (1998). Leur localisation s'avère décalée plus haut, ou plus bas, par rapport à la PO de *G. segmentatum*. Par ailleurs, plusieurs événements secondaires caractéristiques de la partie supérieure de cette sous-zone, tels que l'apparition de *Heiicoiithus anceps*, *Watznaueria britannica* et *Cylindralithus sculptus* sont absents dans la succession du Djebel Legsaira (**figs. 29 et 30**).

L'âge attribué à la sous-zone CC9c est interprété comme correspondant à la partie moyenne du Cénomaniens inférieur (Burnett, 1996). Cette sous-zone se caractérise par une biodiversité élevée et une abondance notable en nannofossiles calcaires, avec 56 taxons identifiés. Parmi eux, 25 espèces sont régulièrement observées dans l'ensemble des échantillons de l'intervalle étudié (**figs. 29 et 30**), notamment *A. albianus*, *Biscutum constans*, *Broinsonia galloisii*, *C. anfractus*, *Discorhabdus ignotus*, *E. turriseiffelii*, *L. carniolensis*, *Manivitella pemmatoidea*, *T. orionatus*, *Tubodiscus burnettiae* et *Thoracosphaera* spp. S'y ajoutent plusieurs genres représentés par des espèces caractéristiques de *Retecapsa* (*R. crenulata*, *R. octofenestrata*) *Rhagodiscus* (*R. achlyostaurion*, *R. asper*), *Nannoconus* (*N. spp.*, *N. truittii*), *Watznaueria* (*W. barnesiae*, *W. bayackii*, *ovata*) et *Zeugrhabdotus* (*Z. birescenticus*, *Z. clarus*, *Z. embergeri*, *Z. howei*, *Z. noeliae*).

# BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE ET LIMITES D'ÉTAGES

OULED SERRADI																				FORMATION																		
I																				UNITÉS																		
HS004	HS005	HS006	HS007	HS008	HS009	HS010	HS011	HS012	HS013	HS014	HS015	HS016	HS017	HS018	HS019	HS020	HS021	HS022	HS023	HS024	HS025	HS026	HS027	HS028	HS029	HS030	HS031	HS032	HS033	HS034	HS035	HS036	HS037	HS038	HS039	HS040	HS041	ÉCHANTILLONS
																																						<i>Axopodorhabdus albianus</i>
																																						<i>Biscutum constans</i>
																																						<i>Braarudosphaera africana</i>
																																						<i>Braarudosphaera hockwaldensis</i>
																																						<i>Broinsonia galloisii</i>
																																						<i>Broinsonia signata</i>
																																						<i>Calculites anfractus</i>
																																						<i>Chiastozygus litterarius</i>
																																						<i>Chiastozygus platyrhethus</i>
																																						<i>Corallithion signum</i>
																																						<i>Cretarhabdus conicus</i>
																																						<i>Cribrosphaerella ehrenbergii</i>
																																						<i>Cylindralithus nudus</i>
																																						<i>Cyclagelosphaera margerelii</i>
																																						<i>Discorhabdus ignotus</i>
																																						<i>Eiffelithus turrisseiffelii</i>
																																						<i>Eprolithus floralis</i>
																																						<i>Flabellites oblongus</i>
																																						<i>Gartnerago theta</i>
																																						<i>Helenea chiasta</i>
																																						<i>Helicolithus compactus</i>
																																						<i>Helicolithus leckiei</i>
																																						<i>Lithraphidites alatus</i>
																																						<i>Lithraphidites carniolensis</i>
																																						<i>Manivitella pemmatoidea</i>
																																						<i>Tetrapodorhabdus decorus</i>
																																						<i>Prediscosphaera columnnata</i>
																																						<i>Prediscosphaera cretacea</i>
																																						<i>Rhagodiscus achlyostaurion</i>
																																						<i>Rhagodiscus adinfinitus</i>
																																						<i>Rhagodiscus angustus</i>
																																						<i>Rhagodiscus asper</i>
																																						<i>Rhagodiscus robustus</i>
																																						<i>Retecapsa crenulata</i>
																																						<i>Retecapsa octofenestrata</i>
																																						<i>Retecapsa surrella</i>
																																						<i>Tranolithus gabalus</i>
																																						<i>Tranolithus orionatus</i>
																																						<i>Tubodiscus burnettiae</i>
																																						<i>Zeugrhabdodus bicrescenticus</i>
																																						<i>Zeugrhabdodus clarus</i>
																																						<i>Zeugrhabdodus diplogrammus</i>
																																						<i>Zeugrhabdodus embergeri</i>
																																						<i>Zeugrhabdodus howei</i>
																																						<i>Zeugrhabdodus noeliae</i>
																																						<i>Zeugrhabdodus xenotus</i>
																																						<i>Watznaueria barnesiae</i>
																																						<i>Watznaueria bayackii</i>
																																						<i>Watznaueria ovata</i>
																																						<i>Nannoconus minutus</i>
																																						<i>Nannoconus spp.</i>
																																						<i>Nannoconus truittii</i>
																																						<i>Thoracosphaera spp.</i>
BC27b/UC0b															BC27c/UC0c										BOWN et al., 1988 BURNETT, 1998		ZONE A NANNOFOSSILES CALCAIRES											
CC9b																									SISSINGH, 1977 PERCH-NIELSEN, 1985													
ALBIEN SUPÉRIEUR															CÉNOMANIEN INFÉRIEUR										ÉTAGE													

**Figure 28** : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans la sous-zone CC9b de la coupe du Djebel Legsaira.





### III. 2. a. Sous-zone CC10a

La PO de *L. acutus* marque la limite entre les sous-zones CC9c et CC10a (Sissingh, 1977 ; Perch-Nielsen, 1985). La sous-zone sus-jacente CC10a s'étend jusqu'à la disparition observée (DO) de *Helena chiastia* (**fig. 25**).

La présence simultanée de *Cylindralithus biarcus* à Djebel Legsaira, associée aux co-occurrences de *A. albianus*, *C. kennedyi*, *L. acutus* et *H. chiastia* (**fig. 27 et 31**), caractérise un intervalle d'âge compris entre la partie moyenne du Cénomanién inférieur et le Cénomanién supérieur (Burnett, 1996) (**fig. 25**). L'ensemble de ces taxons typiques du Cénomanién disparaît au niveau HS117, horizon au-delà duquel apparaissent les discontinuités précédemment mentionnées (lacune de visibilité et de préservation ; **fig. 18**). Cette situation empêche de reconnaître la limite supérieure de la sous-zone CC10a dans la série étudiée.

Bien que la PO de *G. obliquum* [HS58], événement couramment utilisé pour subdiviser la zone à *L. acutus* (équivalent de *M. decoratus* : Thierstein, 1976 ; Verbeek, 1977 ; Roth, 1978 ; Doeven, 1983) dans les provinces tropicales, boréales et australes, soit généralement positionnée dans le Cénomanién moyen, sa situation stratigraphique anormalement inférieure à la PO de *L. acutus* (CC9c) contredit l'ordre relatif établi par les zonations de référence. Cette incohérence justifie son exclusion comme repère biostratigraphique dans la présente étude. Il convient de noter que cet événement est attribué à la zone CC9 par certains auteurs et à la zone CC10 par d'autres, selon leur conception taxonomique de l'espèce (Perch-Nielsen, 1985 ; Burnett 1998).

Ni la zone UC3 (Cénomanién moyen) ni la limite UC3-UC4 (Cénomanién supérieur) ne peuvent être distinguées dans cette coupe. Cette difficulté résulte, d'une part, des apparitions presque concomitantes de *L. acutus* et *C. biarcus*, et d'autre part, de la position anormalement basse des DO de *Cretarhabdus striatus* [HS112] et de *L. acutus* [HS107], par rapport à *L. kennedyi*, régulièrement observé jusqu'au niveau HS117 (**fig. 31**).

La limite entre le Cénomanién inférieur et moyen ne peut être précisément définie avec précision dans cette série. Cette incertitude résulte du décalage stratigraphique observé entre le dernier niveau attribué à la zone à *Saxbi* (HS89 ; Cénomanién inférieur) et le premier ensemble d'ammonites caractéristiques de la zone à *inerme* (HS104 ; Cénomanién moyen), séparés par environ 70 m de sédiments.



de la zone NC11 selon Roth (1978) et Bralower et al. (1995). (**fig. 25**), principalement en raison de l'absence significative de *Ahmuellerella octoradiata* (**fig. 31**), dont l'occurrence reste exceptionnelle à Téniet Tala [HN20] dans le Turonien inférieur. La fiabilité limitée des DO de *L. acutus* et de *C. kennedyi*, cette dernière demeure incertaine, renforce cette interprétation. Hormis la PO de *R. splendens* et les extinctions antérieurement documentées (sous-zone CC9c), complétées par les DO de *B. galloisii*, *C. striatus* et *L. acutus* (**fig. 31**), cet intervalle se caractérise par une stabilité relative des assemblages de nannofossiles, sans qu'aucun événement majeur n'y soit enregistré.

### III. 2. b. Sous-zone CC10b

Perch-Nielsen (1985) définit cette sous-zone CC10b comme un intervalle dépourvu de nannofossiles, située entre la DO de *H. chiastia* et la PO de *Q. gartneri* (**fig. 25**). À Morsott, l'événement lié à *H. chiasta* demeure indéterminé en raison d'une lacune de visibilité. La limite supérieure de la sous-zone CC10b est donc placée au niveau HS134, tandis que le niveau HS135 marque la PO *Q. gartneri* (**fig. 32**). Cette sous-zone correspond intégralement à l'intervalle de lacune de préservation représenté par l'Unité 1 de la Formation de Chemla (faciès Bahloul), et partiellement à la lacune de visibilité à Djebel Legsaira (**fig. 18**) où apparaît *N. vibrayanus*. À Téniet Tala, elle englobe l'intervalle compris entre l'apparition de *Calycoceras (Newboldiceras)* sp. juv. et la PO de *Q. gartneri* (**fig. 19**).

Bien que partiellement corrélable à la zone NC12, cette sous-zone présente une extension chronostratigraphique allant du Cénomaniens terminal au Turonien inférieur.

### III. 3. Zone à *Quadrum gartneri* (CC11)

La base de la zone CC11 est définie par Perch-Nielsen (1985) comme correspondant à la première occurrence (PO) de *Quadrum gartneri*, sur la base des travaux de Čepék et Hay (1969, 1970). Sa limite supérieure coïncide avec la PO de *Lucianorhabdus maleformis* et/ou *Eiffelithus eximius*, événements marquant le début de la zone CC12 (**fig. 25**).

Dans les coupes étudiées, les nannofossiles calcaires de cet intervalle présentent des abondances généralement faibles, caractère observée dans tous les échantillons des unités 2 et 3 de la Formation de Chemla, tant à Téniet Tala qu'à Djebel Legsaira (l'Unité 4 n'ayant pas été investiguée).

## BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE ET LIMITES D'ÉTAGES

La reconnaissance des zones CC11 et UC7 repose ici sur la présence constante de *Q. gartneri*. Cette attribution zonale est cohérente avec la zone NC13 de Roth (1978) et Bralower et al. (1995), compte tenu de l'absence persistante de *R. asper* dans les deux coupes (**figs. 32 et 33**). Aucun autre événement biostratigraphique distinct mentionné dans la littérature, tels que les occurrences de *Kamptnerius magnificus*, *E. eximius* ou *L. compactus*, n'a été observé dans cet intervalle.

CHEMLA															FORMATION										
I										II		III			UNITÉS										
HS119	HS120	HS121	HS122	HS123	HS124	HS125	HS126	HS127	HS128	HS129	HS130	HS131	HS133	HS134	HS135	HS155	HS156	HS157	HS158	HS158'	HS159	HS166	ÉCHANTILLONS		
																■	■						■		<i>Eprolithus floralis</i>
																■									<i>Lithraphidites pseudoquadratus</i>
															■	■					■				<i>Quadrum gartneri</i>
																■									<i>Rhagodiscus achlyostaurion</i>
																■									<i>Retecapsa crenulata</i>
																■							■		<i>Tranolithus orionatus</i>
																■									<i>Zeugrhabdotus bicrescenticus</i>
																■	■								<i>Zeugrhabdotus diplogrammus</i>
															■	■	■				■				<i>Watznaueria barnesiae</i>
															■										<i>Nannoconus spp.</i>
																■									<i>Nannoconus truittii</i>
CC10b															UC7			BOWN et al., 1988 BURNETT, 1998		ZONES A NANNOFOSSILES CALCAIRES					
CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR															TURONIEN INFÉRIEUR			SISSINGH, 1977 PERCH-NIELSEN, 1985							
CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR															TURONIEN INFÉRIEUR			ÉTAGE							

**Figure 32** : Répartition des espèces de nannofossiles calcaires observées dans les sous-zones CC10b et CC11 de la coupe du Djebel Legsaira.

Les taxons les plus fréquemment rencontrés comprennent *Q. gartneri*, *Eprolithus floralis* et *Watznaueria barnesiae*. L'assemblage nannofossilique de Téniet Tala se distingue de celui de Djebel Legsaira par une représentation plus diversifiée, marquée par la présence quasi systématique de *E. turriseiffelii*, *P. cretacea*, *R. achlyostaurion*, *T. orionatus*, et *Z. bicrescenticus*, auxquels s'ajoutent plusieurs espèces du genre *Nannoconus* (**fig. 33**).



et al., 1996 ; Jeremiah, 1996 ; Bralower et Bergen, 1998 ; Burnett, 1998 ; Kennedy et al., 2004 ; Watkins et al., 2005 ; Fernando et al., 2011 ; Gradstein et al., 2012 ; Melinte-Dobrinescu et al., 2015 ; Gyawali et al., 2017 ; Yao et al., 2018 ; Mahanipour et Mutterlose, 2021). Cet événement marque la base de la sous-zone CC9c ainsi que celles des zones UC1 (Burnett, 1998) et NC10b (Bralower et al., 1995). Il se situe stratigraphiquement au-dessus du pic positif prolongé du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) associé à l'événement anoxique océanique OAE1d (Mitchell et al., 1996).

Dans notre étude, la PO de *C. kennedyi* est retenue comme marqueur post-limite, en raison de son apparition simultanée avec celle de *R. planus* (événement post-limite A/C ; Burnett, 1998) et de son adoption largement consensuelle pour les niveaux supérieurs de la transition A/C (figs. 25, 29 et 30).

Dans la coupe de Djebel Legsaira, la DO de *H. albiensis* (limite CC9a-CC9b / UC0a-UC0b) n'a pu être identifiée. En revanche, la PO de *C. anfractus*, située dans la partie supérieure de la sous-zone CC9b (limite identifiée entre les sous-zones UC0a/BC27a et UC0b/BC27b), constitue un marqueur pré-limite reconnu de la transition A/C (Gale et al., 1996 ; Mitchell et al., 1996 ; Bown et al., 1998 ; Burnett, 1998 ; Kennedy et al., 2004 ; Watkins et al., 2005 ; Jiménez Berrocoso et al., 2010 ; Sinnyovsky et Pavlishina, 2014 ; Granchovski, 2015). Dans le stratotype de Mont Risou, cet événement se situe 4 m sous la PO de *Th. globotruncanoides* (Gale et al., 1996 ; Kennedy et al., 2004).

En l'absence des ammonites caractéristiques de la zone à *Pleurohoplites briacensis* (Albien) et de la sous-zone inférieure à *Carcitanense* (zone à *Mantelliceras mantelli*, Cénomanién inférieur), ainsi que du manque de données sur les foraminifères planctoniques, la limite A/C est placée dans les 50 mètres inférieurs du tiers sommital de l'Unité 1 de la Formation d'Ouled Serradj (fig. 18). Ce positionnement repose sur la PO de *C. kennedyi* (bioévénement post-limite) et la PO de *C. anfractus* (bioévénement pré-limite).

### V. La limite Cénomanién-Turonien

Dans le stratotype mondial de Rock Canyon (Pueblo, Colorado), Kennedy et al. (2005) placent cette limite Cénomanién/Turonien (C/T) à la base du niveau 86, correspondant à la première occurrence de *Watinoceras devonense*.

Toutefois, comme dans plusieurs régions éloignées de Pueblo (ex. : coupe de Ganuza, Espagne : Lamolda et al., 1997 ; Westphalie, Allemagne : Lehmann, 1998), *W. devonense* est absent en

Algérie (Benyoucef et al., 2017, 2019, 2025). Dans la région de Morsott, les premiers indicateurs fossiles du Turonien inférieur non basal (*Choffaticeras (Leoniceras)*, *Mytiloides goppelnensis*, *Quadrum gartneri*) apparaissent immédiatement au-dessus des derniers dépôts du Cénomaniens, après un intervalle dépourvu de faune (**fig. 18**).

Cette lacune biostratigraphique, dépourvue de marqueurs clés, pourrait résulter de conditions environnementales défavorables, combinées à une dissolution pré-sédimentaire des carbonates biogéniques. Elle correspond chronologiquement aux parties inférieure et moyenne de la zone à *Watinoceras coloradoense*, dont l'absence est également rapportée dans le Sud algérien (Benyoucef et al., 2016, 2017, 2019).

Des lacunes stratigraphiques à cette transition ont été signalées dans plusieurs bassins à travers le monde : Sinaï égyptien (Kassab et Obaidalla, 2001 ; Bauer et al., 2003), au Moyen-Orient (Buchbinder et al., 2000), dans le nord du Pérou et le bassin andin bolivien (Jaillard et Arnaud-Vanneau, 1993), dans le bassin de Sergipe au Brésil (Walter et al., 2005), ainsi qu'en Europe (Espagne : Reitner et al., 1995 ; Wilmsen, 2000; bassins crétacés de Bohême-Saxe : Wilmsen et Niebuhr, 2009 ; bassin danubien : Niebuhr et al., 2014). Ces lacunes coïncident avec les perturbations majeure du système océan-atmosphère enregistrées à l'intervalle Cénomaniens terminal-Turonien basal, lesquelles ont affecté tant les nannofossiles calcaires que d'autres groupes marins (Bralower, 1988 ; Huber et al., 2002 ; Leckie et al., 2002 ; Monteiro et al., 2012 ; Erba et al., 2013).

La résolution biostratigraphique fondée sur les nannofossiles calcaires à la limite Cénomaniens/Turonien (C/T) a considérablement progressé au cours des trois dernières décennies, comme en témoigne la multiplication des études menées à l'échelle mondiale. Malgré ces avancées, des divergences subsistent entre les auteurs quant aux bioévénements à retenir pour définir cette transition (Fernando et al., 2011). Les marqueurs les plus couramment utilisés associent la disparition (DO) de *A. albianus* et de *H. chiastia* à l'apparition (PO) de *Q. gartneri* (**fig. 25**) (Perch-Nielsen 1985 ; Bralower 1988 ; Burnett 1998 ; Burnett et Whitham 1999).

Bien que l'ordre de succession de ces bioévénements présente des variations régionales mineures, ces taxons guides sont documentés dans de nombreux bassins sédimentaires à travers l'Europe (Angleterre, Italie, Espagne), l'Amérique du Nord, la Jordanie, l'Afrique et l'Atlantique équatorial (ex. : Bralower, 1988 ; Jarvis et al., 1988 ; Lamolda et al., 1997 ;

Luciani et Cobianchi, 1999 ; Paul et al., 1999 ; Gale et al., 2000 ; Bauer et al., 2001 ; Erba, 2004 ; Schulze et al., 2004 ; Hardas et Mutterlose, 2006, 2007).

D'autres événements nannofossiliques caractéristiques de la limite C/T tels que les PO de *Q. intermedium*, *E. octopetalus* et *E. eptapetalus* (Varol, 1992 ; Lamolda et al., 1997 ; Burnett, 1998 ; Luciani et Cobianchi, 1999 ; Paul et al., 1999 ; Hardas et Mutterlose, 2006 ; Linnert et al., 2010 et 2011 ; Hardas et Mutterlose, 2006) sont absents dans les coupes étudiées de Djebel Legsaira et de Téniet Tala (**figs. 32 et 33**).

La DO de *H. chiastia* au Cénomaniens a suscité des débats quant à sa fiabilité en tant que repère biostratigraphique, en raison de sa rareté dans la partie supérieure de son intervalle stratigraphique (Watkins, 1985 ; Hardas et Mutterlose, 2006 ; Desmares et al., 2007 ; Kędzierski et al., 2012 ; Pavlishina et Wagreich, 2012). Fernando et al. (2011), Linnert et al. (2011) et Kanungo et al. (2021) ont confirmé ces limitations dans la définition de biozones. Toutefois, Bralower (1988) et Bralower et al. (1995) lui reconnaissent une fiabilité modérée à élevée. Cette espèce conserve d'ailleurs son statut de marqueur secondaire pour la limite C/T au stratotype mondial (GSSP) de Pueblo (Kennedy et al., 2005).

L'apparition de *Q. gartneri* constitue également un marqueur de la limite C/T reconnu par de nombreuses études (ex. : Sissingh, 1977 ; Perch-Nielsen, 1979, 1985 ; Kennedy et Cobban, 1991 ; Varol, 1992 ; Bengtson, 1996 ; Kennedy et al., 2000 ; Tsikos et al., 2004 ; Kolonic et al., 2005 ; Farouk et al., 2022). Dans la coupe stratotypique de Pueblo, cet événement se situe dans la zone à ammonites *Watinoceras devonense* (Watkins, 1985 ; Turonien inférieur). Cependant, Bralower (1988) et Birkelund et al. (1984) l'ont documenté à un niveau stratigraphique plus bas, au sein de la zone à *Metoicoceras mosbyense* et *Metoicoceras geslinianum* (Cénomaniens supérieur). Malgré ces incertitudes, la PO de *Q. gartneri* marque la base de la zone CC11 et a été proposée comme une approximation fiable de la limite C/T par Kennedy et al. (2000), Tsikos et al. (2004), Hardas et Mutterlose (2006) et Linnert et al. (2011), en raison de sa proximité du sommet de l'excursion isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) associée à l'événement anoxique OAE2. Une observation similaire a été rapportée par Nederbragt et Fiorentino (1999) dans la coupe d'Oued Mellegue, et confirmée par Farouk et al. (2021) dans la Coupe d'Oued Ettalla sur la base des variations dans les schémas de distribution des espèces, où la limite C/T se situe à proximité de la base de la zone CC11, en Tunisie.

Son utilité régionale est également confirmée au Maroc, dans le bassin de Tarfaya, où Tantawy (2008) a identifié la PO de *Q. gartneri* à moins d'un mètre sous la PO du marqueur C/T des foraminifères planctoniques *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Selon Burnett (1996), la limite C/T présente, à l'échelle mondiale, des caractéristiques récurrentes : d'hiatus, lacune de préservation, condensations sédimentaires et laminations sombres, toutes associées à un épisode anoxique océanique majeur (OAE2). Ces manifestations sont observables aussi bien en domaine de plate-forme qu'en domaine océanique, depuis les provinces boréales jusqu'aux régions australes. Une réduction drastique de l'abondance et de la diversité nannofossiliques a été observée dans la Formation de Bahloul à Oued Mellegue (Tunisie) (Nederbragt et Fiorentino, 1998). Une tendance similaire a été documentée dans d'autres régions paléogéographiques (Jarvis et al., 1988 et Lamolda et al., 1994 ; Erba, 2004 ; Hardas et Mutterlose, 2006, 2007 ; Melinte-Dobrinescu et Bojar, 2009 ; Fernando et al., 2010 ; Linnert et al., 2010, 2011 ; Corbett et Watkins, 2013 ; Lowery et al., 2014 ; Valle et al., 2019 ; Boulila et al., 2020 ; Kassem et al., 2020).

Dans notre zone d'étude, la diversité spécifique, élevée à l'Albien supérieur-Cénomaniens, décline brutalement au Cénomaniens supérieur jusqu'à la disparition des nannofossiles, phénomène cohérent avec les observations globales (Perch-Nielsen, 1985 ; Bralower et Bergen, 1998 ; Desmares et al., 2007). Cette limite C/T correspond à la lacune de préservation de la sous-zone CC10b (Agado, 2016), située entre la DO de *H. chiastia* (événement incertain en raison de lacunes d'observation), remplacé par l'occurrence de *Calycoceras (Newboldiceras)* sp. juv. (Cénomaniens supérieur) à la base de l'Unité 1 de la Formation de Chemla, et la PO de *Q. gartneri*. Cette configuration permet de situer la limite C/T à une trentaine de mètre au-dessus de la base de l'Unité 1 (**figs. 18 et 19**) de la Formation de Chemla, équivalent du faciès Bahloul.

---

CHAPITRE IV : RECONSTITUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE  
ET ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE

---

## 1. Introduction

Huit types de faciès distincts, noté de MT 1 à MT 8 (**fig. 34-36**), ont été identifiés à partir d'observations macroscopiques et d'analyses microscopiques des coupes étudiées. Ces faciès présentent une grande diversité de tailles de grains et de textures squelettiques et non squelettiques. Leur interprétation repose sur l'analyse des environnements de dépôt, regroupés en trois principales associations de faciès (AF 1 à AF 3), génétiquement liées selon la classification de Wilson (1975) et la synthèse de Flügel (2004).

Les transitions entre les différents microfaciès sont généralement progressives, sans limite franche, traduisant une évolution continue au cours du temps du système sédimentaire sans changement majeur. En revanche, les limites entre les associations de faciès sont plus nettes et se produisent à intervalles restreints, reflétant des changements environnementaux rapides (**figs. 37 et 38**).

## II. Description et interprétation des types de microfaciès

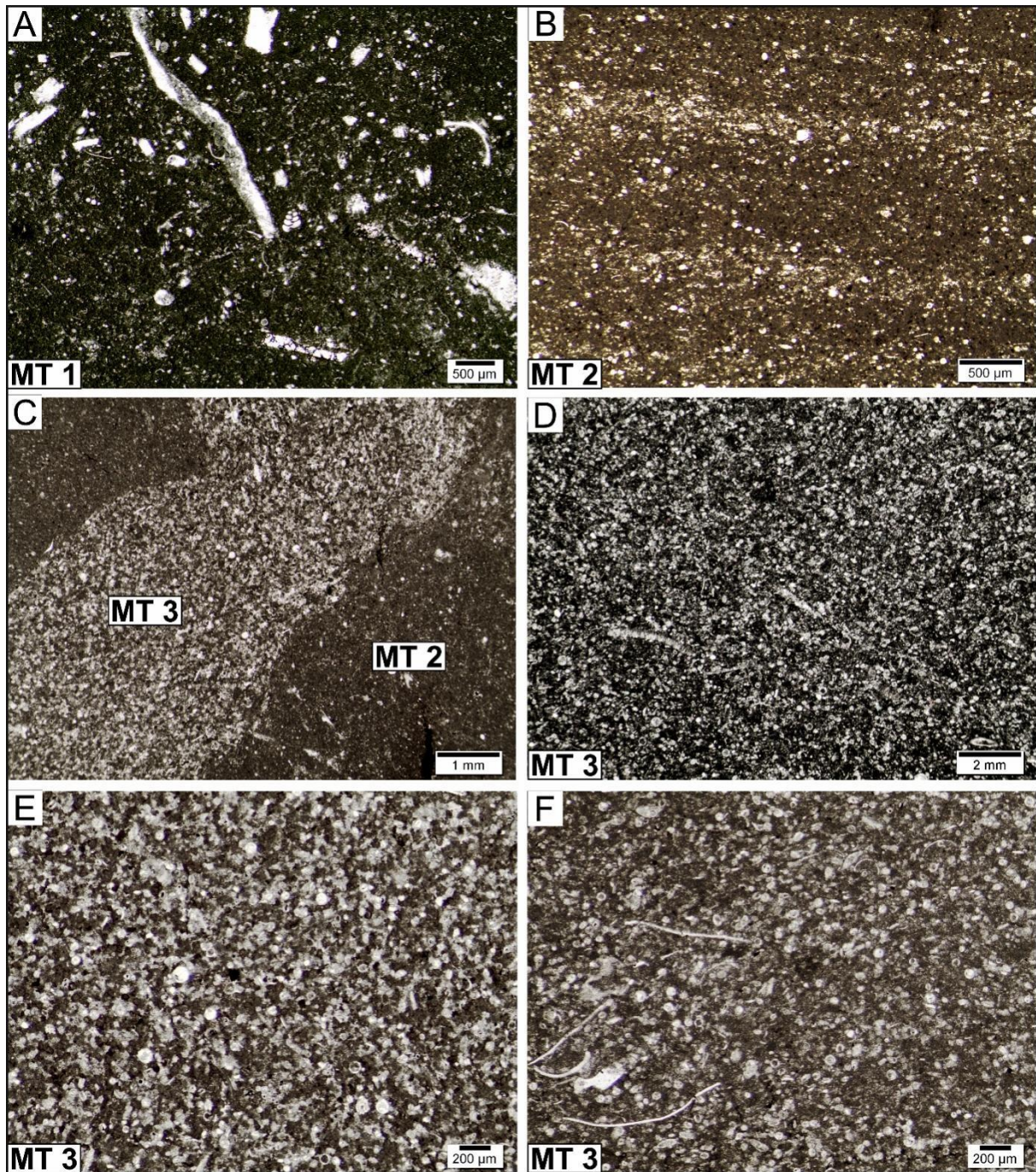
### II. 1. MT 1 : Wackestone bioclastique fin

#### Description

Le microfaciès MT 1 (**fig. 34A**) se compose principalement de bivalves à coquilles minces, de foraminifères planctoniques (*Hedbergella*, *Heterohelix*) et de bioclastes fins dispersés dans une matrice micritique. On y observe également des fragments d'échinodermes, des foraminifères benthiques et quelques gastéropodes. Des terriers remplis de micrite sombre (mudstone) contenant des bioclastes fins sont fréquents. Ce type de microfaciès, présent entre les intervalles MT 2-4 et MT 5-8, est caractéristique de l'Unité 1 de la Formation d'Ouled Serradj et de la partie supérieure de la Formation de Chemla.

#### Interprétation

Wackestone bioclastique bioturbé à faune diversifiée, correspondant à un faciès de plate-forme externe à médiane (ex. Flügel, 2004).



**Figure 34** : Microfaciès types (MT 1-3) des formations d'Ouled Serradj et de Chemla. **A.** Wackestone bioclastique fin (MT 1), échantillon HN6 ; **B.** Wackestone à calcisphères planctoniques, finement laminé (MT 2), échantillon HS132 ; **C.** Wackestone à calcisphères planctoniques, finement laminé (MT 2), présentant un terrier comblé par un packstone fin à calcisphères (MT 3), échantillon HN15 ; **D-F.** Packstone à calcisphères, finement granulaires (MT 3), échantillons HN16, HS159, HS62.

**II. 2. MT 2 :** Wackestone finement laminé à calcisphères et foraminifères planctoniques.

**Description**

Le microfaciès MT 2 (**fig. 34B**) montre une abondance de bivalves à coquilles minces, les formes épaisses étant rares. La matrice micritique renferme de foraminifères planctoniques, des bioclastes fins et des calcisphères, associés à quelques plaques d'échinodermes. Des terriers remplis de micrite ou de wackestone/packstone à calcisphères, similaires au MT 3, sont fréquents (**fig. 34C**).

Vers le sommet de la succession, ce faciès montre une augmentation progressive d'échinides et des foraminifères planctoniques. Dans les intervalles du Turonien inférieur, l'apparition de nombreux filaments est notable. Ce microfaciès est typique de la partie supérieure de l'Unité 1 des formations d'Ouled Serradj et de Chemla.

**Interprétation**

Wackestone pélagique microbioclastique de plate-forme externe (plateau continental profond) (ex., Flügel, 2004).

**II. 3. MT 3 :** Packstone à calcisphères à granulométrie fine

**Description**

Le microfaciès MT 3 (**fig. 34D-F**) se distingue par une abondance massive de calcisphères, accompagnées de bivalves à coquilles minces, de filaments et de rares foraminifères planctoniques et échinides. Des foraminifères benthiques y sont présents sporadiquement.

Les transitions verticales du MT 2 vers le MT 3 sont fréquents. Le microfaciès est principalement présent dans la partie supérieure de l'Unité 1 des formations d'Ouled Serradj et de Chemla.

**Interprétation**

Packstone microbioclastique pélagique de plate-forme externe (plateau continental profond) (ex. Flügel, 2004).

## II. 4. MT 4 : Wackestone/packstone/grainstone bioclastique-calcisphérique laminé

### Description

Le microfaciès MT 4 forme des dépôts laminés pouvant atteindre 10 cm d'épaisseur, caractérisés par une stratification entrecroisée en mamelons (HCS ; **fig. 13E**). Microscopiquement, il montre des alternances de lamines sombres fines (wackestone/packstone bioclastique) et de lamines claires plus épaisses (grainstone bioclastique fin) dominées par des bivalves à coquilles très minces et des calcisphères, souvent alignés parallèlement aux laminations (**fig. 35A-B**).

Ces lamines présentent une épaisseur variable (0,2 mm à 1,5 cm), une lamination parallèle dominante, localement perturbée par des HCS et laminations ondulées. Les surfaces inférieures et supérieures sont irrégulières et ondulées. Le MT 4 caractérise la partie inférieure de la Formation de Chemla.

### Interprétation

Wackestones, packstones et grainstones microclastiques à granoclassement, intercalés dans des niveaux marneux. Ces dépôts correspondent à des tempestites distales remaniées par les tempêtes (voire à des calciturbidites distales), fréquemment observées dans les séquences d'émersion progressive (ex. Flügel, 2004). Ils traduisent un environnement de plate-forme externe à moyenne, voire un domaine de plate-forme profonde. Les structures d'échappement de fluides (**fig. 13D, F**) pourraient résulter d'un événement sismique, suggérant la présence de séismites.

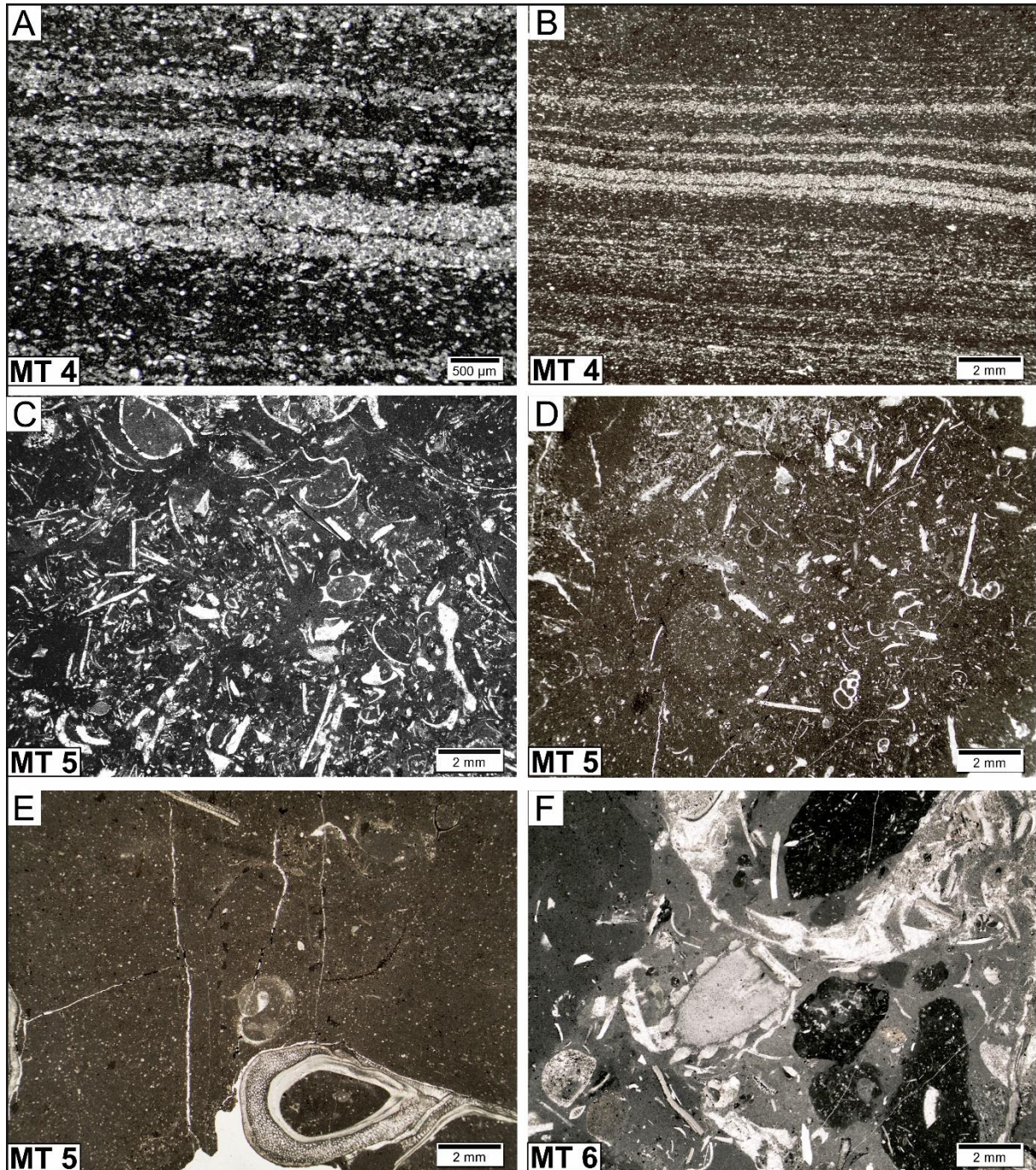
## II. 5. MT 5 : Wackestone/floatstone à bivalves et gastéropodes

### Description

Le microfaciès MT 5 (**fig. 34C-E**) se compose de bivalves à coquilles épaisses et fines et de gastéropodes. Les surfaces coquillières présentent fréquemment des perforations et des *serpulides*. La matrice micritique contient des calcisphères et des foraminifères benthiques. Localement, les coquilles forment des coquinas désordonnées et fragmentées. Certains échantillons révèlent des encroûtements microbiens irréguliers coexistent avec des *serpulidés*. Ce microfaciès est observé dans les unités 2 et 3 de la Formation d'Ouled Serradj et dans la partie médiane de la Formation Chemla.

**Interprétation**

Wackestone/floatstone à fossiles peu fragmentés, correspondant à un faciès de plate-forme médiane en milieu marin ouvert (ex., Flügel, 2004).



**Figure 35** : Microfaciès types (MT 4-6) des formations d'Ouled Serradj et de Chemla. **A-B.** Wackestone/packstone/grainstone fin, bioclastique à calcisphères, finement laminé (MT 4), échantillon HS127 ; **C-E.** Wackestone/floatstone à bivalves et gastéropodes, bioturbé (MT 5), contenant de nombreuses coquilles désorganisées, des foraminifères benthiques et divers bioclastes, échantillons HS80, HN26 et HS64 ; **F.** Floatstone à intraclastes et bivalves (MT 6), échantillon HS118.

## II. 6. MT 6 : Floatstone bivalve intraclastique

### Description

Ce microfaciès, limité à la transition entre les formations d'Ouled Serradj et de Chemla contient de nombreux intraclastes irréguliers et des bivalves à coquilles épaisses et minces. Les intraclastes gris foncé, de 1,5 cm de diamètre, sont constitués de wackestone bioclastique fin à calcisphères dérivés de faciès planctoniques. La matrice micritique claire renferme des foraminifères benthiques et des échinides abondants.

### Interprétation

Floatstone à intraclastes d'érosion correspondent à un intervalle d'érosion (limite de séquence, SB), au sein d'un faciès de plate-forme médiane ouverte (ex, Flügel, 2004).

## II. 7. MT7 : Floatstone/Wackestone à bivalves et algues

### Description

Le microfaciès MT 7 (**fig. 36A-B**) est dominé par des bivalves à coquilles épaisses, accompagnés de gastéropodes, de bivalves à coquilles minces, de bioclastes fins et de calcisphères. La matrice micritique contient également des algues vertes, des foraminifères benthiques et des plaques d'échinodermes. Ce faciès apparaît dans les niveaux supérieurs de la Formation de Chemla.

### Interprétation

Faciès de plate-forme intermédiaire à interne, en milieu marin ouvert.

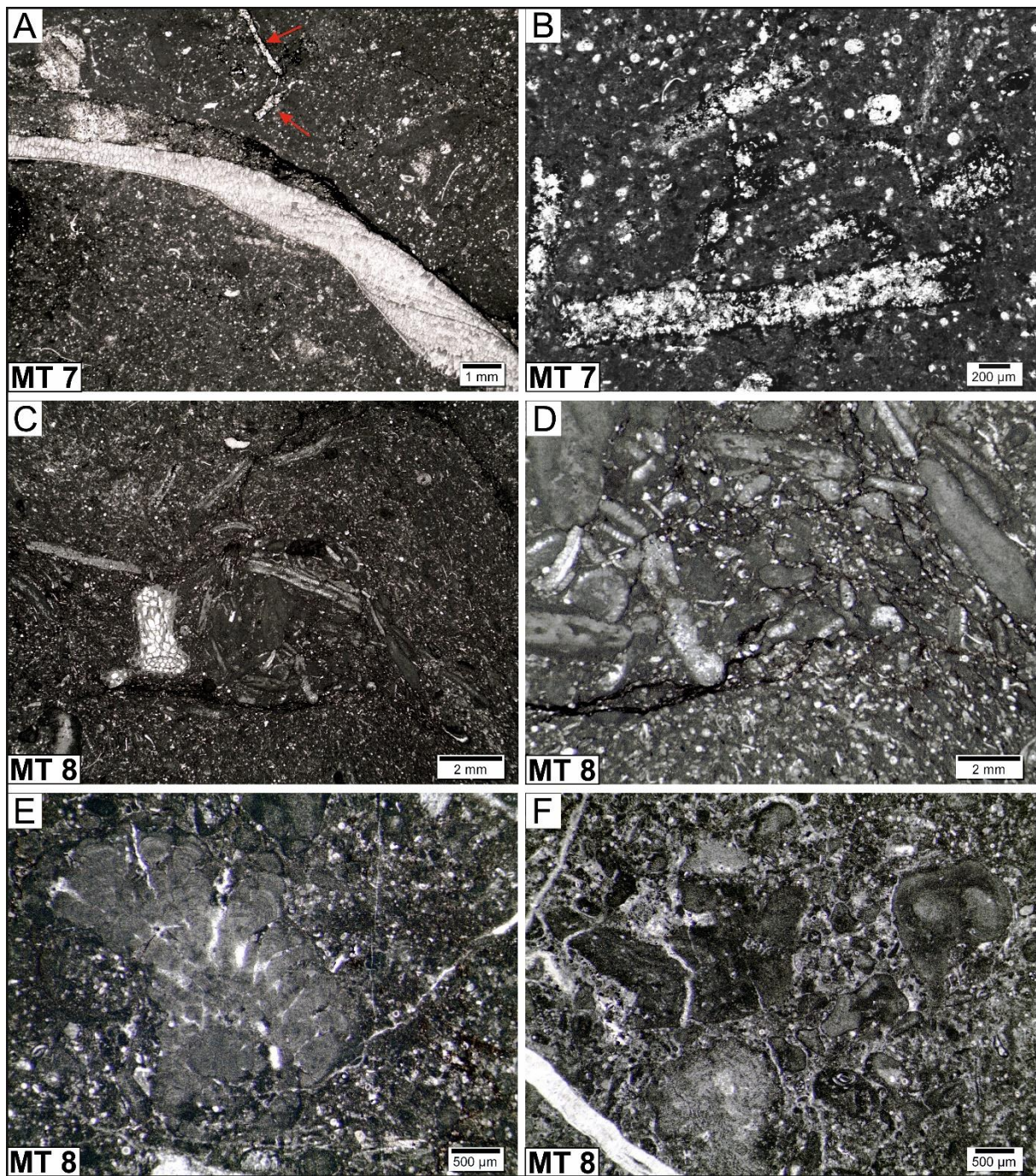
## II. 8. MT 8 : Wackestone/Floatstone composé de débris bioclastiques et algues

### Description

Ce microfaciès (**fig. 36C-F**) se compose principalement de restes d'algues vertes, associés à des plaques d'échinides, des foraminifères benthiques et des bivalves. Des calcisphères sont présentes dans la matrice micritique, ainsi que de nombreux *microproblematica* sphéroïdaux, probablement d'origine cyanobactérienne. MT 8 est typique de l'Unité 4 de la Formation de Chemla.

**Interprétation**

Faciès de plate-forme interne en milieu marin ouvert.



**Figure 36 :** Microfaciès types (MT 7-8) de la partie supérieure de l'Unité 4 de la Formation de Chemla. **A-B.** Floatstone/wackestone à bivalves (MT 7), contenant des coquilles de bivalves et des restes d'algues vertes (A : flèches). La matrice micritique renferme de nombreuses calcisphères, échantillon HS167 ; **C-F.** Wackestone/floatstone à algues et bioclastes (MT 8), comprenant des restes d'algues vertes, des bryozoaires (C), des bivalves à coquilles minces, des foraminifères benthiques et des nodules sphéroïdes, probablement d'origine cyanobactérienne (E-F), échantillons HS174 et HS171.

### III. Associations de faciès et interprétations paléoenvironnementales

Les microfaciès MT 1 à MT 8 des coupes de Djebel Legsaira et Djebel Chemla se regroupent en trois principales associations de faciès (AF 1-3 ; **figs. 37 et 38**) :

- AF-1 (MT 1–4) : association marno-calcaire de plate-forme externe en eaux profondes, avec intercalations calcaires ;
- AF-2 (MT 5–6) : association marneuse de plate-forme médiane ;
- AF-3 (MT 7–8) : association marno-calcaire de plate-forme médiane à interne.

Les faciès AF-1 et AF-2 réapparaissent fréquemment dans la succession sédimentaire des formations d'Ouled Serradj et de Chemla (**fig. 36**). AF-1 traduit un environnement de plate-forme externe profonde (au-dessous ou proche de la base des vagues de tempête), typique d'une rampe dominée par les alternances marno-calcaires et calcaires bioclastiques.

- Dans la Formation d'Ouled Serradj, dominant les wackestones bioclastiques fins finement laminés (MT1) attribués aux dépôts transgressifs (TST) et de haut niveau marin (HST).
- Dans l'Unité 2 de la Formation de Chemla, les dépôts les plus profonds (MT 2-3) sont représentés par des wackestones et packstones à calcisphères et foraminifères planctoniques.
- Les wackestones/packstones/grainstones bioclastiques fins à calcisphères laminés sont interprétés comme des dépôts de tempestites ou de calciturbidites indiquant un approfondissement.

AF 2 correspond à des faciès de rampe médiane en milieu marin ouvert, entre la base des vagues normales et celle des vagues de tempête. Ces niveaux riches en ostréidés, bivalves à coquilles épaisses et fines, gastéropodes et foraminifères benthiques, sont observés dans les unités 2 et 3 de la Formation d'Ouled Serradj et dans l'Unité 2 de la Formation de Chemla.

AF 3 caractérise une rampe semi-restreinte, entre les domaines médian et interne, dominé par les restes d'algues, foraminifères benthiques et nodules sphéroïdaux d'origine cyanobactérienne. Des faciès similaires ont été décrits dans le Turonien de la Formation de Yabous (Aurès septentrionales) et interprétés comme des dépôts subtidiaux peu profonds, à tendance transgressive-régressive (Benzerouel et al., 2024). AF 3 se développe dans les intervalles supérieurs de la Formation de Chemla.

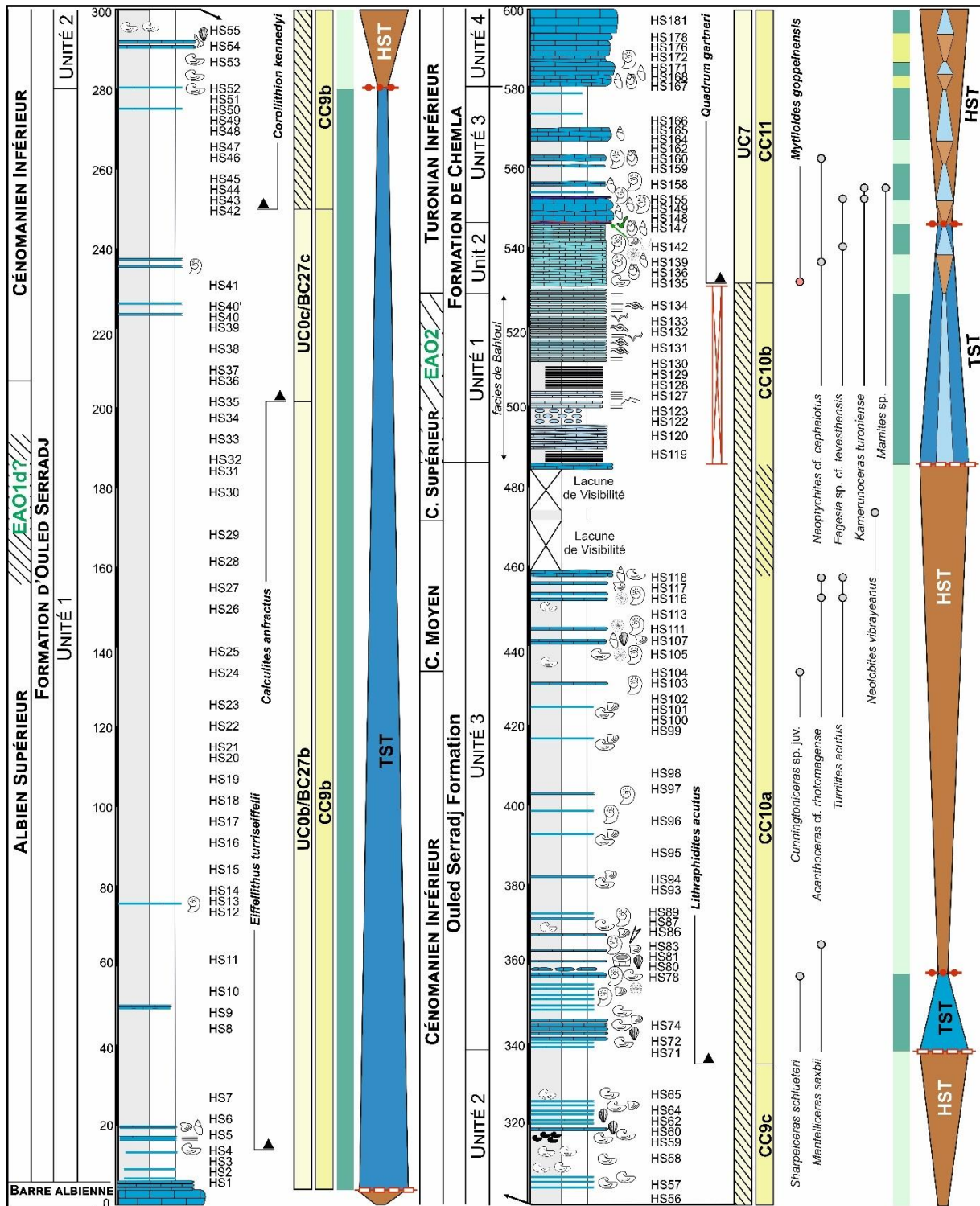
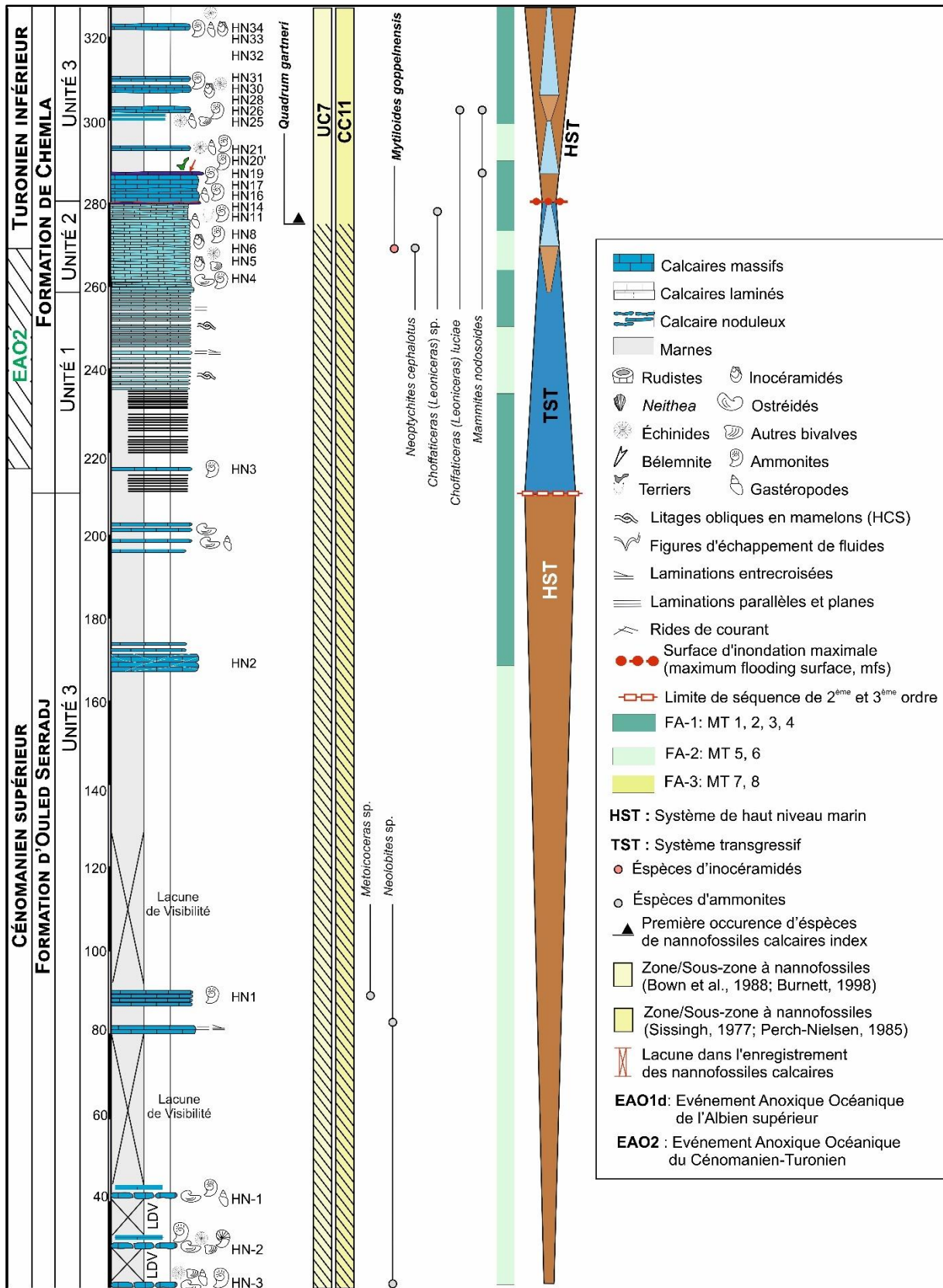


Figure 37 : Colonne lithostratigraphique du Djebel Legsaira (Albien supérieur-Turonien inférieur) illustrant la répartition des principaux taxons de nannofossiles calcaires, d'inoceramidés et d'ammonites, ainsi que la répartition verticale des différents faciès et groupe de faciès.



**Figure 38 :** Colonne lithostratigraphique à Téniet Tala (Cénomanien supérieur-Turonien inférieur) illustrant la répartition des principaux taxons de nannofossiles calcaires, d'inocéramidés et d'ammonites, ainsi que la répartition verticale des différents faciès et groupe de faciès.

## VI. Stratigraphie séquentielle

### VI. 1. Séquence de dépôt S1

Une analyse de la répartition des foraminifères dans la coupe de Hameimat Nord (Ruault-Djerrab et Kechid-Benkherouf, 2011) a révélé trois intervalles distincts :

Le premier, correspondant au sommet des marnes de l'Albien supérieur, présente une faible diversité (trois espèces planctoniques seulement).

Le second, situé dans la partie médiane de la Formation d'Ouled Serradj, se caractérise par une augmentation significative de la diversité des foraminifères planctoniques (> 10 espèces). Cet intervalle traduit un approfondissement progressif (*deepening upward*) et est correspond au système transgressif (TST, **fig. 37**), dont la base constitue la surface transgressive (TS).

Le troisième intervalle correspond à deux niveaux glauconieux condensés, situés vers le sommet, indiquent un faible taux de sédimentation et sont interprétés comme la surface de submersion maximale (MFS). Les alternances marno-calcaires sus-jacentes, riches en foraminifères benthiques, illustrent un amincissement vers le sommet (*shallowing upward*), marquant la progradation postérieure au MFS (système de haute niveau marin, HST).

### VI. 2. Séquence de dépôt S2

La transition abrupte entre les marnes supérieures de la Formation d'Ouled Serradj et les calcaires laminés basaux de la Formation de Chemla correspond à une discontinuité lithologique régionale marquant le début d'une transgression majeure.

Cette surface, assimilable à une limite de séquence (SB) et surface transgressive (TS), est corrélée à la discontinuité SBCe5 (~93,99 Ma) reconnue dans plusieurs bassins européens (Hardenbol et al., 1998).

La richesse en microfaune pélagique des parties inférieure et médiane de la Formation de Chemla, comparée à sa partie supérieure, traduit un approfondissement de l'environnement de dépôt. Les alternances marno-calcaires basales riches en Heterohelicidae sont suivies vers le haut par des niveaux dominés par des filaments. L'ensemble de la Formation de Chemla est interprété comme un cortège transgressif (TST) s'épaississant vers le nord (**figs. 37 et 38**), probablement en lien avec une subsidence syn-cénomanienneturonienne (Laffite, 1939).

La limite entre les unités 3 et 4 (équivalentes du membre d'Annaba en Tunisie) marque une transition importante entre un wackestone pélagique profond et un wackestone/floatstone à algues et bioclastes peu profond. Cette transition correspond à la surface de submersion maximale (MFS) de la séquence, directement surmontée par des calcaires massifs contenant une faune de milieu restreint (algues vertes, bivalves épais, foraminifères benthiques). L'Unité 4 correspond ainsi au système de haut niveau marin (HST), traduisant une évolution régressive en cycles d'ennoyage progressif (*shallowing-up*).

---

## CONCLUSION GÉNÉRALE

---

### Conclusion générale

Cette thèse a permis de mener une étude intégrée et multidisciplinaire de la série sédimentaire de l'intervalle Albien terminal–Turonien inférieur dans la région de Morsott, au nord de Tébessa (Nord-Est de l'Algérie). Les approches stratigraphique, paléontologique (nannofossiles et macrofaunes) et sédimentologique mises en œuvre ont apporté des résultats originaux qui permettant de mieux contraindre la stratigraphie régionale, d'affiner la reconstitution de l'évolution paléoenvironnementale et de préciser les principales fluctuations du niveau marin au cours de cet intervalle.

Les investigations lithostratigraphiques ont conduit à la formalisation de deux unités majeures :

- la Formation d'Ouled Serradj (Albien terminal–Cénomaniens supérieur) ;
- et la Formation de Chemla (Cénomaniens supérieur–Turonien inférieur).

Ces formations ont livré une faune abondante et diversifiée, comprenant des bivalves, échinides et ammonites, particulièrement bien représentées dans le Turonien inférieur de Téniet Tala. L'étude de ces ammonites a permis d'identifier un total de 20 genres, dont 11 espèces déterminées avec certitude, ainsi que de reconnaître plusieurs biozones de portée régionale et mondiale. Les zones cénomaniennes à *Mantelliceras mantelli*, *Cunningtoniceras inerme*, *Acanthoceras rhotomagense* et *Neolobites vibrayeanus* (avec présence ponctuelle de *Metoicoceras geslinianum* à Téniet Tala), ainsi que les zones turoniennes à *Choffaticeras* et à *Mammites nodosoides*, ont pu être corrélées de manière robuste avec les schémas biostratigraphiques téthysiens, nord-ouest européens et nord-américains (*Western Interior*). Il est à noter l'absence dans la région de certaines espèces caractéristiques, telles que *Neostlingoceras carcitanense* (séquence nord-européenne) et *Graysonites azregensis* (séquence tunisienne).

L'analyse des nannofossiles calcaires, basée sur l'identification de 33 genres et 73 espèces dans la région étudiée, révèle une bonne diversité spécifique de l'Albien supérieur au Cénomaniens supérieur non terminal, suivie d'un déclin marqué au Cénomaniens terminal. Bien que les nannofossiles réapparaissent au Turonien, leur diversité reste faible, limitée à quelques espèces.

## CONCLUSION GÉNÉRALE

---

L'application des schémas de zonation de Sissingh (1977) et Perch-Nielsen (1985), a permis d'identifier cinq zones et sous-zones s'étendant des sous-zones CC9b à CC11.

Le schéma de zonation boréal « BC » de Bown et al. (1998), établi pour le Crétacé inférieur, s'est avéré pleinement applicable à l'Albien supérieur (BC27b et BC27c), fournissant un calage relativement précis de la limite Albien/Cénomaniens.

En revanche, le schéma de zonation cosmopolite « UC » de Burnett (1998) pour le Crétacé supérieur ne s'applique que partiellement au Cénomaniens, seule la zone UC7 (PO *Quadrum gartneri*; Turonien inférieur) a pu être identifiée avec certitude, tandis que d'autres subdivisions demeurent inaccessibles, soit en raison de la rareté des marqueurs (ex. : sous-zone UC1c, PO de *H. anceps*), soit de leur ordre stratigraphique incohérent (ex. : sous-zone UC1b, DO de *G. chiasta*).

En l'absence des ammonites caractéristiques de l'Albien terminale et du Cénomaniens basal, la limite Albien/Cénomaniens a été définie à partir des nannofossiles calcaires, entre 200 et 250 m à la base de la Formation d'Ouled Serradj. Elle est encadrée par la PO de *Calculites anfractus* (bioévénement pré-limite) et la PO de *Corollithion kennedyi* (bioévénement post-limite), correspondant à la sous-zone BC27c.

La limite Cénomaniens/Turonien, quant à elle, a été positionnée dans l'Unité 1 de la Formation de Chemla, correspondant à la sous-zone CC10b. Elle se situe entre l'occurrence de *Calycoceras (Newboldiceras) sp. juv.* (DO de *H. chiastia*, événement incertain en raison d'une lacune de visibilité suivi d'une absence totale corrélative d'ammonites et de nannofossiles) et la PO de *Quadrum gartneri*. Cet intervalle coïncide avec une lacune de préservation (*preservation event*) couvrant le Cénomaniens terminal et le Turonien basal, durant laquelle les principaux indicateurs stratigraphiques, macro-, micro- et nannofossiles, sont absents. Cette discontinuité est probablement liée à des conditions environnementales défavorables, possiblement couplées à une dissolution pré-enfouissement du carbonate biogénique.

## CONCLUSION GÉNÉRALE

---

Enfin, l'analyse sédimentologique des coupes étudiées a permis d'identifier huit types de microfaciès, regroupés en trois associations marno-calcaires et calcaires (AF 1 à AF 3), correspondant à différents environnements de plate-forme carbonatée :

- AF 1 : plate-forme externe à environnement relativement profond,
- AF 2 : plate-forme intermédiaire,
- AF 3 : plate-forme interne à intermédiaire en domaine marin ouvert.

Ces résultats, croisés aux données paléontologiques et biostratigraphiques, permettent de proposer une reconstitution cohérente de l'évolution paleoenvironnementale et sédimentaire de la région de Morsott durant le Crétacé moyen, marquée par des variations eustatiques et locales du niveau marin, des phases de régression et de transgression, ainsi qu'une dynamique carbonatée influencée par les conditions climatiques et la productivité biogénique.

---

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

### Références bibliographiques

**Abdallah, H., Meister, C., 1996.** La limite Cénomanién–Turonien en Tunisie du Centre–Sud. Extension du faciès Bahloul (Cénomanién supérieur–Turonien inférieur) : biostratigraphie, paléoenvironnements. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 322(1), 39–46.

**Abdallah, H., Sassi, S., Meister, C., Souissi, R., 2000.** Stratigraphie séquentielle et paléogéographie de la limite Cénomanién–Turonien dans la région de Gafsa–Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research*, 21(1), 35–106.

**Abdallah, H., Meister, C., Néraudeau, D., Ferré, B., 2006.** Biostratigraphy around the Cenomanian–Turonian boundary in the Gafsa area, southern Tunisia. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie* 13, 209–240.

**Accarie, H., Robaszynski, F., Amédéo, F., Caron, M., Zagarni, M.F., 2000.** Stratigraphie événementielle au passage Cénomanién–Turonien dans le secteur occidental de la plate–forme de Tunisie Centrale (Formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Annales des Mines et de la Géologie, Tunisie* 40, 63–80.

**Aguado, R., Reolid, M., Molina, E., 2016.** Response of calcareous nannoplankton to the late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 at Oued Bahloul (Central Tunisia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 459, 289–305.

**Aissaoui, D., 1984.** Les structures liées à l'accident sud atlasique entre Biskra et le Jebel Mandra, Algérie : évolution géométrique et cinématique. Ministère de l'Industrie Lourde, Office National de la Géologie, 51, 172 p.

**Aliev M.M., Ait Laoussine N., Benalicherif A., Seifoul–Moulukov R.B., Chikhalibeili E.C., Vyssotsky V.I., Said A., 1971.** Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz des Atlas algériens. Rapport inédit, Sonatrach, Algérie 2, 275 p.

**Allen, J.R.L., 1982.** *Developments in Sedimentology, Sedimentary Structures Their Character and Physical Basis.* Elsevier, Amsterdam II(30b), 663 p.

**Aly, M. F., Abdel–Gawad, G. I., 2001.** Upper Cenomanian–Lower Turonian ammonites from north and central Sinai, Egypt. *El–Minia Science Bulletin* 13(2)–14(1), 17–60.

**Aly, M. F., Wilmsen, M., Nagm, E., 2008.** Ammonite biostratigraphy of the Upper Cenomanian–Lower Turonian successions of the western Wadi Araba, Eastern Desert, Egypt. *Cretaceous Research* 29(5), 758–774.

**Amédro, F., Accarie, H., Robaszynski, F., 2005.** Position de la limite Cénomanién–Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale : apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 98, 151–167.

**Amouri, M., 1986.** Le gisement de Bou Jaber (Atlas tunisien central) : Un exemple de minéralisation Pb–Zn–F–Ba dans un paléokarst. *Revue des Sciences de la Terre, Tunisie* 4, 87–113.

**Aoudjehane, M., 1990.** Structures et gîtologie des concentrations de Zn–Pb et Fe dans le Nord–Est algérien. Exemple des gîtes de l’Ouenza, Ouasta et Boujaber. Analyses et recommandations de recherches. Rapport de mission Nord–Est algérien, n°2, Centre de Recherche et Développement / Entreprise de Recherche et d’Exploration Minière (CRD/EREM), Boumerdès, Algérie, 54 p. (inédit).

**Aoudjehane, M., Bouzenoune, A., Rouvier, H., Thibiéroz, J., 1992.** Halocinèse et dispositifs d’extrusion du Trias dans l’Atlas saharien oriental (NE algérien). *Géologie Méditerranéenne*, tome XIX(4), 273–287.

**Aouissi, R., Salmi–Laouar, S., Ferré, B., 2018.** Les macro–invertébrés du Cénomanién du Djebel Metrassi (Batna, NE Algérie) : systématique et biostratigraphie. *Estudios Geológicos* 72(2), 39.

**Arthur, M.A., Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1987.** The Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic–matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, J.A. (Eds.), *Marine petroleum source rocks*. Geological Society of London, Special Publication 26, 401–420.

**Bachari, M., Grosheny, D., Ferry, S., France–Lanord, C., Negra, M.H., 2019.** The Cenomanian–Turonian boundary event (CTBE) in north–central Tunisia (Jebels Serj and Bargou) integrated into regional data (Algeria to Tunisia). *Cretaceous Research* 94, 108–125.

**Bakelli, A., Sami, L., Boutaleb, A., Kolli, O., Haddouche, O., 2022.** Evolution and genesis of fluorite mineralization in the Ouenza region (North–east of Algeria): evidence from fluid inclusions and stable isotopes (C, O, and S). *Arabian Journal of Geosciences* 15, 514.

**Barroso–Barcenilla, F., Goy, A., 2007.** Revision and new data of the ammonite family Pseudotissotiidae in the Iberian Trough, Spain. *Geobios* 40(4), 455–487.

**Bauer, J., Kuss, J., Steuber, T., 2003.** Sequence architecture and carbonate platform configuration (Late Cenomanian–Santonian), Sinai, Egypt. *The Journal of the International Association of Sedimentologists, Sedimentology* 50, 387–414.

**Beghoul M. 1974.** Etude géologique de la région des Hameimat (Sud–Ast constantinois). Application à la recherche pétrolière dans les confins algéro–tunisiens. Thèse de Docteur–Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 140 p.

**Bengtson, P., Cobban, W.A., Dodsworth, P., Gale, A.S., Kennedy, W.J., Lamolda, M.A., Matsumoto, T., Reyment, R.A., Seibertz, E., Tröger, K–A., 1996.** The Turonian Stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* 66 (Suppl.), 69–79.

**Benkherouf, F., 1988.** Les foraminifères cénomaniens des Alpes–Maritimes (Sud–est de la France) et du djebel Dyr (NE Algérie) : biostratigraphie et paléo–environnement. Thèse de Doctorat de l'Université de Nice, France, 173 p.

**Bensakhria, 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., Meister, C., Mebarki, K., Läng, E., Adaci, M., Cavin, L., Malti, F.Z., Zaoui, D., Cherif, A., Bensalah, M., 2016.** Evolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomano–Turonien dans la région du Guir (Ouest algérien). *Carnets de Géologie* 16, 271–295.

**Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L.G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, C., Ifrim, C., Malti, F.Z., 2017.** Litho– and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian–Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research* 78, 34–55.

**Benyoucef, M., 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., Salamon, M., Ferre, B., Bouchemla, I., Slami, R., Kočová Veselská, M., 2023.** Stratigraphy, palaeontology and sedimentology of the Upper Cretaceous of northern Tademait (Sahara, Algeria). *Cretaceous Research*, 149, 105547.

**Benyoucef, M., Krajewski, M., Guendouz, M.L., Adaci, M., Gumsley, A., Piuz, A., Bouchemla, I., Salamon, M., 2025.** Southern Tethys shelf evolution around Cenomanian–Turonian OAE2: the Saharan Atlas (Algeria) depositional model. *Journal of Palaeogeography*, 14(2), 00385.

**Benzerouel, Z., Krajewski, M., Slami, R., Salamon, M., Bouchemla, I., Zaidi, M.A., Holcovà, 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(5), 613–663.

**Birkelund, T., Hancock, J.M., Hart, M.B., Rawson, P.F., Remane, J., Robaszynski, F., Schmid, F., Surlyk, F., 1984.** Cretaceous Stage boundaries, proposals. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 33, 3–20.

**Blayac, J.L., 1912.** Esquisse géologique du Bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 2(6), 492.

**Blès, J.L., 1969.** Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (SE Constantinois – Algérie). In : *Les microfracturations et leurs relations avec les failles et les plis*. Publications du Service Géologique de l'Algérie 39, 7–17.

**Blès, J.L., Fleury, J.J., 1970.** Notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de Morsott (n° 178). Publication du Service de Carte géologique de l'Algérie, 37 p.

**Boggs, S., Jr., 2014.** Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Pearson Education. 5<sup>ème</sup> édition, 725 p.

**Bouillot, A., 1940.** Sur la présence de l'Albien inférieur fossilifère au Djebel-Ouenza (Algérie). In : Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France 6, 81.

**Bouillot, A., 1944.** Sur la présence du Turonien au Djebel Ouenza (Algérie). In : Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France 6, 57–58.

**Boulila, S., Charbonnier, G., Spangenberg, J. E., Gardin, S., Galbrun, B., Briard, J., Le Callonnec, L., 2020.** Unraveling short-and long-term carbon cycle variations during the Oceanic Anoxic Event 2 from the Paris Basin Chalk. *Global and Planetary Change* 186, 103126.

**Bouzenoune, A., 1993.** Minéralisations périadiapiriques 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., Thibiéroz, J., 1995.** Trias de l'Ouenza : contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 6(1), 3–24.

**Bown, P.R., Young, J.R., 1998.** Techniques. In : Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman & Hall/Kluwer Academic Publishers, London, 16–28.

**Bown, P.R., Rutledge, D.C., Crux, J.A., Gallagher, L.T., 1998.** Lower Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman & Hall/Kluwer Academic Publishers, London, 86–131.

**Bralower, T.J., 1988.** Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian–Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. *Paleoceanography* 3, 275–316.

- Bralower, T.J., Bergen, J.A., 1998.** Cenomanian–Santonian calcareous nannofossil biostratigraphy of a transect of cores drilled across the western interior seaway. In: Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway, USA. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 6, 59–77.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Thierstein, H.R., 1995.** An integrated cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication, 65–79.
- Buchbinder, B., Benjamini, C., Lipson–Benitah, S., 2000.** Sequence development of Late Cenomanian–Turonian carbonate ramps, platforms and basins in the Middle east. *Cretaceous Research* 21(6), 813–843.
- Burnett, J.A., 1998.** Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Chapman and Hall, London, 132–199 (with contributions by Gallagher, L.T., Hampton, M.J.).
- Burnett, J.A., Whitham, F., 1999.** Correlation between the nannofossil and macrofossil biostratigraphies and the lithostratigraphy of the Upper Cretaceous of NE England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 52(4), 371–381.
- Burollet, P.F., 1956.** Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des Mines et de la Géologie, Tunis* 18, 350 p.
- Burollet, P. F., Desforges, G., 1982.** Dynamique des bassins néo–crétacés en Tunisie. In : *Livre jubilaire Gabriel Lucas, Mémoires de Géologie, Université de Dijon* 7, 381–389.
- Burollet, P.F., Robaszynski, F., 1991.** Les événements de la limite Cénomanién–Turonien en Tunisie centrale : la Formation Bahloul. *Géologie Alpine, Grenoble* 67, 3–42.
- Burollet, P.F., Dumestre, A., Keppel, D., Salvador, A., 1954.** Unités stratigraphiques en Tunisie Centrale. 19<sup>e</sup> Congrès Géologique International, Alger XXI, 243–254.
- Callapez, P.M., Nagm, E., Wilmsen, M., 2018.** The late Cenomanian maximum flooding Neolobites bioevent. *Cretaceous Research* 93, 1–7.

**Caron, M., Robaszynski, F., Amédro, F., Baudin, F., Deconinck, J-F., Hochuli, P., von Salis-Perch Nielsen, K., Tribovillard, N., 1999.** Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanién-Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 145-160.

**Caron M., Dall'Agnolo S., Accarie H., Barrera E.G., Kauffman E., Amédro F., Robaszynski F., 2006.** High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Géobios* 39, 171-200.

**Castany, G., 1951.** L'orogénèse de l'Atlas tunisien. *Bulletin de la Société Géologique de France* 6(8), 701-720.

**Čepek, P., Hay, W.W., 1969.** Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies* 19, 323-336.

**Čepek, P., Hay, W.W., 1970.** Zonation of the Upper Cretaceous using calcareous nannoplankton. *Paliobotanik, B*, 3(3-4), 333-40.

**Chaabane, K., 2015.** Le Cénomanién-Turonien du nord de Tébessa (Nord-est algérien). Thèse de Doctorat de l'Université Badji Mokhtar Annaba, Algérie, 173 p.

**Chaabane, K., Salmi-Laouar, S., 2014.** Les bioévénements dans la région d'El Guelb (El-Aouinet, Tébessa, NE algérien) : Preuves pour l'événement anoxique océanique EAO-2. Synthèse : *Revue des Sciences et de la Technologie* 28, 46-57.

**Chancellor, G.R., Hancock, J.M., Kennedy, W.J., 1994.** Turonian Ammonite Faunas from Central Tunisia. *Special papers in Palaeontology* 50, 1-118.

**Charrière, A., Benkhérouf, F., Vila, J-M., 1996.** Complexes à blocs et Trias resédimenté, témoins d'une tectonique extensive intra-albienne au Kef Mkhiriga (S.E. Constantinois, Algérie). 16<sup>ème</sup> Réunion des sciences de la terre, Orléans, France, 10-12.

**Charrière, A., Andreu, B., Ciszak, R., Kennedy, W.J., Rossi, A., Vila, J., 1998.** The Upper Cenomanian transgression in the High Moulouya and southern Middle Atlas, Morocco. *Geobios* 31(5), 551–569.

**Chevenine, A., Popov, Y., Douha, Dj., Benzeroual, M., 1989.** Rapport sur les résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Ouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50000. Partie 1, texte (Rapport inédit, travaux 1987–1988). Office de Recherche Géologique et Minière (O.R.G.M.), Algérie.

**Chikhi–Aouimeur, F., 1982.** Étude paléontologique de quelques Rudistes de l'Aptien supérieur du Djebel Ouenza (Algérie nord–orientale). *Géologie méditerranéenne* 10, 33–48.

**Cobban, W.A., Hook, S.C., Kennedy, W.J. 1989.** Upper Cretaceous rocks and faunas of southwestern New Mexico. *Memoir of the New Mexico Institute of Mining and Technology* 45, 137 p.

**Coquand, M.H., 1862.** Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mémoires de la Société d'Emulation de la Provence* 2, 1–341.

**Coquand, M.H. 1880.** Etudes supplémentaires sur la paléontologie algérienne faisant à la description géologique et paléontologique de la région sud de la province de Constantine. *Bulletin de l'Académie d'Hippone* 15, 1–451.

**Corbett, M.J., Watkins, D.K., 2013.** Calcareous nannofossil paleoecology of the midcretaceous Western Interior Seaway and evidence of oligotrophic surface waters during OAE2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392, 510–523.

**David, L., 1956.** Etude géologique des Monts de la Haute Medjerda. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie* 11, 304 p.

**Desmares, D., Grosheny, D., Beaudoin, B., Gardin, S., Gauthier–Lafaye, F., 2007.** High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ash beds at the Cenomanian–Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA. *Cretaceous Research* 28, 561–582.

**Doeven, P.H., 1983.** Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic Margin. *Bulletin of the Geological Survey of Canada* 356, 1–70.

**Dubourdieu, G., 1953.** Ammonites nouvelles des Monts du Mellègue. Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 1<sup>ère</sup> série, Paléontologie 16, 76 p.

**Dubourdieu, G., 1956.** Étude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisien). Thèse de Doctorat de l'Université de Paris, 667 p.

**Dubourdieu, G., 1959.** Esquisse géologique du Djebel Mesloula (Algérie orientale). Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, nouvelle série, Bulletin n° 21(2), 166 p.

**Dubourdieu, G., Sigal, J., 1949.** Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Djebel Ouenza (Algérie) (Aptien, Albien, Cénomaniens). Bulletin de la Société Géologique de France 5 (1–3), 205–221.

**Dubourdieu, G., Durozoy, G., 1950.** Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). Bulletin du Service Géologique de France, 5<sup>ème</sup> série, 257–266.

**Dunham, R.J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists, 108–121.

**Durozoy, G., 1956.** Notice explicative de la carte géologique de l'Algérie au 1/50000 de Tébessa (n°206). Publication du Service de Carte géologique de l'Algérie, 6 p.

**Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971.** A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19, 730–781.

**Erba, E., 1994.** Nannofossils and superplumes: the early Aptian “nannoconid crisis”. Paleoceanography 9(3), 483–501.

**Erba, E., 2004.** Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. Marine Micropaleontology 52, 85–106.

**Erba, E., Bottini, C., Faucher, G., 2013.** Cretaceous large igneous provinces: the effects of submarine volcanism on calcareous nannoplankton. Mineralogical Magazine 77, 1044.

- Farouk, S., Jain, S., Shabaan, M., Ahmad, F., Salhi, I., Elamri, Z., El-Kahtany, K., Zaky, A. S., Abu Shama, A., 2022.** High resolution upper Cenomanian to Turonian paleoenvironmental changes: Inferences from calcareous nannofossils at the Oued Ettalla section (Central Tunisia). *Marine Micropaleontology* 175, 102151.
- Fernando, A.G.S., Reishi Takashima, R., Nishi, H., Giraud, F., Okada, H., 2010.** Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Thomel Level (OAE2) in the Lambruisse section, Vocontian Basin, Southeast France. *Geobios* 43, 45–57.
- Fernando, A.G.S., Nishi, H., Tanabe, K., Moriya, K., Iba, Y., Kodama, K., MURPHY, M. A., Okada, H., 2011.** Calcareous nannofossil biostratigraphic study of forearc basin sediments: Lower to Upper Cretaceous Budden Canyon Formation (Great Valley Group), northern California, USA. *Island Arc* 20(3), 346–370.
- Flandrin, J., 1948.** Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien, Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie. 2<sup>ème</sup> Série, 19, 334 p.
- Fleury, J., 1969.** Stratigraphie du Crétacé et de l'Éocène (Aptien à Lutétien) de la feuille 1/50 000 Morsott, n° 178. Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie (Nouvelle série), Bulletin 39, 145–157.
- Flügel, E., 2004.** *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application.* Springer, Berlin, 976 p.
- Gale, A.S., 1995.** The ammonite zone of the Cretaceous system. In M. J. Benton (Ed.), *The Cretaceous period.* Chapman & Hall, London 105–138.
- Gale, A.S., 2020.** A re-evaluation of the Plenus Cold Event, and the links between CO<sub>2</sub>, temperature, and seawater chemistry during OAE2. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 35(4), e2019PA003631.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Burnett, J.A., Caron, M., Kidd, B.E., 1996.** The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes). *Cretaceous Research* 17, 515–606.

**Garah, A., Krajewski, M., Salamon, M., Sebbane, A., Ferré, B., Benyoucef, M., 2023.** Lithobiostratigraphy and sedimentological framework of the ‘mid’–Cretaceous crinoid rich facies of the southern Aures Range (eastern Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 202, 104930.

**Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004.** A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes Journal of International Geoscience* 27 (2), 83–100.

**Gradstein, F. M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (Eds.), 2012.** *The Geologic Time Scale*, elsevier, 793–853.

**Granchovski, G., 2015.** Uppermost Albian–lower Cenomanian calcareous nannofossils from the Shishentsi–1 and Makresh–1 boreholes, Kula tectonic unit (NW Bulgaria). *Geologica Balcanica* 44(1–3), 25–38.

**Grosheny, D., Chikhi–Aouimeur, F., Ferry, S., Kechid–Benkherouf, F., Jati, M., Atrops, F., Redjimi–Bourouiba, W., 2008.** The upper Cenomanian–Turonian (upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France* 179 (6), 593–603.

**Grosheny, D., Ferry, S., Jati, M., Ouaja, M., Bensalah, M., Atrops, F., Salem, H.A., 2013.** The Cenomanian–Turonian boundary on the Saharan platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous Research* 42, 66–84.

**Gyawali, B.R., Nishi, H., Takashima, R., Herrle, J.O., Takayanagi, H., Latil, J–L., Iryu, Y., 2017.** Upper Albian–Upper Turonian calcareous nannofossil biostratigraphy and chemostratigraphy in the Vocontian Basin, southeastern France. *Newsletters on Stratigraphy* 50, 111–139.

**Haddouche, O., 2003.** Contribution à l’étude géologique et gîtologique des minéralisations à Pb–Zn, Fe (Ba–Sr) d’El Ouasta (Atlas saharien oriental, Algérie). Thèse de Magister de l’Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene., Alger, Algérie, 109 p.

**Hamida, D., 2015.** The Reconstruction of Paléoenvironnement Albo–Aptian Sediments of the Massive El Hmaïma North Tébessa North–Eastern Algeria. *Journal of Geology & Geophysics* 4(1), 1000188.

**Hancock, J.M., 1991.** Ammonite scales for the Cretaceous system. *Cretaceous Research* 12(3), 259–291.

**Handoh, I.C., Bigg, G.R., Jones, E.J.W., Inoue, M., 1999.** An ocean modeling study of the Cenomanian Atlantic: Equatorial paleo-upwelling, organic-rich sediments and the consequences for a connection between the proto-North and South Atlantic. *Geophysical Research Letters* 26(2), 223–226.

**Hanini, A., Houla, Y., Souissi, I., Zagrarni, M.F., Maamri, R., 2017.** Stratigraphie des facies oxiques carbonates du passage Cénomano–Turonien en Tunisie Centro– Méridionale. *Annales des Mines et de la Géologie. Tunis* 47, 55–67.

**Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P. R., 1987.** Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science* 235(4793), 1156–1167.

**Hardas, P., Mutterlose, J., 2006.** Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval of ODP Leg 207 at the Demerara Rise. *Revue de micropaléontologie* 49(3), 165–179.

**Hardas, P., Mutterlose, J., 2007.** Calcareous nannofossil assemblages of Oceanic Anoxic Event 2 in the equatorial Atlantic: evidence of an eutrophication event. *Marine Micropaleontology* 66(1), 52–69.

**Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998.** Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, SEPM Special Publication 60, 3–13.

**Hatira, N., 1988.** Les concentrations de Zn, Pb, Sr (Ba) dans le cortex des diapirs de Trias salifère : exemple du diapir de Sakiet–Koucha (Tunisie septentrionale) ; comparaison avec d'autres massifs tunisiens et avec les cap–rocks de la Gulf Coast (USA). Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle en Sciences des matières premières minérales et énergétiques – Métallogénie, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 212 p.

**Herkat, M., 1999.** La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse de Doctorat ès Science de l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene., Alger, Algérie. 802 p.

**Herkat, M. 2007.** Application of correspondance analysis to paleobathymetric reconstitution of Cenomanian and Turonian (Cretaceous) rocks of Eastern Algeria. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 254(3), 583–605.

**Herkat, M., Delfaud, J., 2000.** Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série IIa*, 330(11), 785–792.

**Herrle, J. O., Pross, J., Friedrich, O., Hemleben, C. (2003).** Short-term environmental changes in the Cretaceous Tethyan Ocean: micropalaeontological evidence from the Early Albian Oceanic Anoxic Event 1b. *Terra Nova* 15(1), 14–19.

**Huber, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002.** Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* 30, 123–126.

**Jaballah, J., Negra, M.H., Reijmer, J.J.G., 2020.** Middle Cenomanian–Turonian sequence stratigraphy of central–southern Tunisia: regional and global control on depositional patterns. *Cretaceous Research* 111, 104446.

**Jaillard, E., Arnaud–Vanneau, A., 1993.** The Cenomanian–Turonian transition on the Peruvian margin. *Cretaceous Research* 14 (4–5), 585–605.

**Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, D.J., Rosenfeld, A., 1988.** Microfossil assemblages and the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research* 9(1), 3–103.

**Jenkyns, H.C., 2003.** Evidence for rapid climate change in the Mesozoic– Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series A* 361, 1885–1916.

**Jeremiah, J., 1996.** A proposed Albian to Lower Cenomanian nanofossil biozonation for England and the North Sea Basin. *Journal of Micropalaeontology* 15(2), 97–129.

**Jiménez Berrocoso, A., MacLeod, K.G., Martin, E.E., Bourbon, E., Londoño, C.I., Basak, C., 2010.** Nutrient trap for Late Cretaceous organic-rich black shales in the tropical North Atlantic. *Geology* 38(12), 1111–1114.

**Kanungo, S., Bown, P., Gale, A., 2021.** Cretaceous (Albian–Turonian) calcareous nannofossil biostratigraphy of the onshore Cauvery Basin, southeastern India. *Cretaceous Research* 118, 104644.

**Kassab, A.S., 1991.** Cenomanian–Coniacian biostratigraphy of the northern Eastern Desert, Egypt, based on ammonites. *Newsletters on Stratigraphy* 25, 25–35.

**Kassab, A.S., 1996.** Cenomanian–Turonian boundary in the Gulf of Suez region, Egypt: Towards an inter-regional correlation, based on ammonites. In *Geological Society of Egypt, Special Publication 2*, 61–98.

**Kassab, A.S., Obaidalla, N.A., 2001.** Integrated biostratigraphy and inter-regional correlation of the Cenomanian–Turonian deposits of Wadi feiran, Sinai, Egypt. *Cretaceous Research* 22, 1–11.

**Kassem, A.A., Sharaf, L.M., Baghdady, A.R., El-Naby, A.A., 2020.** Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2 in October oil field, central Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 165, 103817.

**Kauffman, E.G., Hart, M.B., 1995.** Cretaceous bio-events. In: Walliser, O.H. (Ed.), *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer-Verlag, Berlin 285–312.

**Kazi-Tani, N., 1986.** Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine, le domaine intraplaque nord orientale. Approche méga séquentielle, 2 tomes. Thèse de Doctorat ès Sciences de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour, 871 p.

**Kechiched, R., 2017.** Les phosphates du Nord de Tébessa (Dyr et El-Kouif) : Étude sédimentologique, gîtologique et géochimique. Thèse de Doctorat, Université d'Annaba, Algérie, 225 p.

**Kechiched, R., Aït–Amar, H., Benhamouda, M., Aït–Ammar, S., 2016.** Rare earth elements geochemistry of phosphorites from the Kef Essennoun deposit (Northeastern Algeria): Implication for depositional environment. *Journal of African Earth Sciences* 120, 88–101.

**Kechiched, R., Aït–Amar, H., Benhamouda, M., Bensalah, M.K., 2018.** Geochemistry of phosphorites from the Djebel Onk deposit (Northeastern Algeria): Constraints for depositional environment and diagenesis. *Journal of African Earth Sciences* 144, 56–68.

**Kechiched, R., Benhamouda, M., Aït–Amar, H., Bensalah, M.K., 2020.** Geochemical characterization and depositional conditions of phosphorite deposits from Djebel Kouif (Northeastern Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 166, 103816.

**Kechiched, R., Benhamouda, M., Aït–Amar, H., Bensalah, M.K., Bouhlel, S., 2024.** Geochemistry and depositional conditions of phosphorite deposits from Northeastern Algeria and Northwestern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 210, 105741.

**Kędzierski, M., Machaniec, E., Rodríguez–Tovar, F.J., Uchman, A., 2012.** Bio–events, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian nappe, Rybie section, Polish Carpathians. *Cretaceous Research* 35, 181–198.

**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. *Cretaceous Research* 29, 976–994.

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

**Kennedy, W.J., Juignet, P., 1981.** Upper Cenomanian ammonites from the environs of Saumur, and the provenance of the types of *Ammonites vibrayeanus* and *Ammonites geslinianum*. *Cretaceous Research* 2, 19–49.

**Kennedy W.J., Cobban W.A. 1990.** Cenomanian ammonites from the Woodbine Formation and lower part of the Eagle Ford Group, Texas. *Palaeontology* 33, 75–154.

- Kennedy, W.J., Cobban, W.A. 1991.** Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian–Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian Stage. *Newsletter on Stratigraphy* 24, 1–33.
- Kennedy, W.J., Juignet, P., 1994.** A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian, 5. Acanthoceratinae Calycocheras (*Calycocheras*), *C. (Gentoniceras)* and *C. (Newboldiceras)*. *Cretaceous Research* 15(1), 17–57.
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., 2006.** The Cenomanian Stage. *Proceedings of the Geologists' Association* 117, 187–205.
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., 2015.** Upper Albian and Cenomanian ammonites from Djebel Mrhilla, central Tunisia. *Revue de Paléobiologie* 34(2), 235–361.
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., 2017.** Trans–tethyan correlation of the lower–middle Cenomanian boundary interval; southern England (Southerham, near Lewes, Sussex) and Douar el Khiana, northeastern Algeria. *Acta Geologica Polonica* 67(1), 75–108.
- Kennedy, W.J., Amédro, F., Colleté, C., 1986.** Late Cenomanian and Turonian ammonites from Ardennes, Aube and Yonne, eastern Paris Basin (France). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen* 172(2), 193–217.
- Kennedy W.J., Cobban W.A., Hook S.C. 1988.** Middle Cenomanian (Late Cretaceous) molluscan fauna from the base of the Boquillas Formation, Cerro de Muleros, Dona Ana County, New Mexico. *Bulletin of the New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources*, 114, 35–44.
- Kennedy, W.J., Gale, A.S., Lees, J., Caron, M., 2004.** The global boundary Stratotype section and point for the base of the Cenomanian stage, Mont Risou, Hautes–Alpes, France. *Episodes* 27, 21–32.
- Kennedy, W.J., Cobban, W.A., Walaszczyk, I., 2005.** The global boundary Stratotype section and point for the base of the Turonian stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado. *Episodes* 28, 93–104.

**Kolonic, S., Wagner, T., Forster, A., Sinnigh Damste, J.S., Walsworth–Bell, B., Erba, E., Turgeon, S., Brumsack, H.J., Chellai, E.H., Tsikos, H., Kuhnt, W., Kuypers, M.M.M., 2005.** Black shale deposition on the northwest African shelf during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event: Climate coupling and global organic carbon burial. *Paleoceanography* 20(1), PA1006.

**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.

**Kowalski, W.M., Hamimed, M., Pharissat A., 2002.** Les étapes d’effondrement des grabens dans les confins algéro–tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l’Algérie* 13(2), 131–152.

**Kuhnt, W., Nederbragt, A. J., Leine, L. 1997.** Cyclicity of Cenomanian–Turonian organic–carbon–rich sedimentation in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco). *Cretaceous Research* 18, 587–601.

**Laatar, E., 1980.** Gisement de Pb–Zn et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale : les concentrations péri–diapiriques du district minier de Nefata–Fedj el Adoum. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 280 p.

**Laffitte, R. 1939.** Étude géologique de l’Aurès. *Bulletin du Service de Carte géologique de l’Algérie*, 2<sup>ème</sup> série, 15, 484 p.

**Lamolda, M.A., Gorostidi, A., Paul, C.R.C., 1994.** Quantitative estimates of calcareous nanofossil changes across the Plenius Marls (latest Cenomanian), Dover, England; implication for the generation of the Cenomanian–Turonian boundary event. *Cretaceous Research* 15, 143–164.

**Lamolda, M.A., Gorostidi, A., Martinez, R., Lopez, G., Peryt, D., 1997.** Fossil occurrences in the upper Cenomanian–lower Turonian at Ganuza, northern Spain: an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy. *Cretaceous Research* 18, 331–353.

**Larson, R.L., 1991.** Geological consequences of superplumes. *Geology* 19, 963–966.

**Layeb, M., 1990.** Étude géologique, géochimique et minéralogique, régionale, des faciès riches en matière organique de la Formation Bahloul d'âge Cénomano–Turonien dans le domaine de la Tunisie Nord–Centrale. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Université de Tunis II, 209 p.

**Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman, R., 2002.** Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid–Cretaceous. *Paleoceanography* 17(3), 1–13.

**Lees, J.A., Bown, P.R., 2005.** Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP leg 198 (Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 198, 1–60.

**Lehmann, J., 1998.** Systematic palaeontology of the ammonites of the Cenomanian–lower Turonian of northern Westphalia, Germany. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten* A37, 58.

**Linnert, C., Mutterlose, J., Erbacher, J., 2010.** Calcareous nannofossils of the Cenomanian/Turonian boundary interval from the Boreal Realm (Wunstorf, Northwest Germany). *Marine Micropaleontology*, 74(1–2), 38–58.

**Linnert, C., Mutterlose, J., Mortimore, R.N., 2011.** Calcareous nannofossils from Eastbourne (southeastern England) and the paleoceanography of the Cenomanian–Turonian boundary interval. *Palaios* 26, 298–313.

**Loutchnikov, B., Kourbatov, B., Kolesnitchenko, V., Souerkoulov, E., Tonkikh, N., 1974.** Rapport sur les travaux de recherches exécutés en 1973 dans la région du camp minier de Mesloula. Office de Recherche Géologique et Minière (O.R.G.M.), Algérie (inédit).

**Lowery, C.M., Leckie, R.M., Sageman, B.B., 2014.** Foraminiferal and nannofossil paleoecology and paleoceanography of the Cenomanian–Turonian Eagle Ford Formation, Texas, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 411, 1–19.

**Luciani, V., Cobianchi, M., 1999.** The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian–Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data. *Cretaceous Research* 20, 135–167.

**Madre, M., 1969.** Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Djebel Ouenza (Est Algérie). Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> Cycle de l'Université de Paris, France, 78 p.

- Mahanipour, A., Mutterlose, J., 2021.** Early–mid Cretaceous calcareous nanofossils from the central Tethys: Biostratigraphy and ecology. In van Loon, A. J., (Ed.), *Stratigraphy & Timescales* 6, 439–469.
- Manivit, H., Perch–Nielsen, K., Prins, B., Verbeek, J.W., 1977.** Mid cretaceous calcareous nanofossil biostratigraphy. *Proc. Koninklijke Nederlandse Akademie der Wetenschappen* B80(3), 169–181.
- 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.
- Meister, C., Abdallah, H., 1996.** Les ammonites du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur de la région de Gafsa–Chotts, Tunisie du Centre–Sud. *Geobios* 29(5), 3–49.
- Meister, C., Abdallah, H., 2005.** Précision sur les successions du Cénomaniens–Turonien dans la région de Gafsa, Tunisie du centre–sud. *Revue de Paléobiologie* 24, 111–199.
- Meister, C., Abdallah, H., 2012.** Les ammonites du Cénomaniens–Turonien de la région de Kasserine, Tunisie centrale. *Revue de Paléobiologie* 31, 425–481.
- Meister, C., Piuz, A., 2013.** Late Cenomanian–Early Turonian ammonites of the southern Tethys margin from Morocco to Oman: biostratigraphy, paleobiogeography and morphology. *Cretaceous Research* 44, 83–103.
- Meister, C., Alzouma, K., Lang, J., Mathey, B. 1992.** Les ammonites du Niger (Afrique occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du Cénomaniens–Turonien. *Geobios* 25, 55–100.
- Mekahli, L., 1998.** Évolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Travaux et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 147(1), 3–319.
- Melinte–Dobrinescu, M.C., Bojar, A–V., 2009.** Biostratigraphic and isotopic record of the Cenomanian–Turonian deposits in the Ohaba–Ponor section (SW Hateg, Romania). *Cretaceous Research* 29, 1024–1034.

**Melinte–Dobrinescu, M.C., Roban, R.D., Stoica, M., 2015.** Palaeoenvironmental changes across the Albian–Cenomanian boundary interval of the Eastern Carpathians. *Cretaceous Research* 54, 68–85.

**Mendir, S., Salmi–Laouar, S., Ferré, B., Belhai, D., Aouissi, R., Degaïchia, A., 2019.** Les ammonites du Cénomanien des massifs de Hameimat (Tébessa, Atlas saharien Oriental, Algérie) : systématique et biostratigraphie. *Revue de Paléobiologie* 38, 229–254.

**Mendir, S., Salmi–Laouar, S., El Qot, G.M., Ayoub–Hannaa, W., Ferré, B., 2021.** Cenomanian (Upper Cretaceous) bivalves from the Hameimat Massifs, north of Tébessa, Algeria: systematics, biostratigraphy, palaeoecological and taphonomical remarks. *Annales de Paléontologie* 107(2), 102471.

**Mezghache, M., 1991.** Étude géologique et métallogénique de la région de Tébessa et des gisements associés. Rapport interne, Office de Recherche Géologique et Minière (O.R.G.M.), Algérie, 135 p. (inédit).

**Michard, A., Hoepffner, C., Soulimani, A., Baidder, L., 2008.** The variscan belt. In: *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa–Atlantic–Mediterranean Triple Junction*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg 65–132.

**Mitchell, S.F., Paul, C.R.C., Gale, A.S., 1996.** Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In Howell, J.A., (Ed.), *Microfossils and oceanic environments*. University of Wales, Aberystwyth Press, 11–24.

**Monnet, C., Bucher, H., 2007.** Ammonite–based correlations in the Cenomanian–lower Turonian of north–west Europe, central Tunisia and the western interior (north America). *Cretaceous Research* 28, 1017–1032.

**Monteiro, F.M., Pancost, R.D., Ridgwell, A., Donnadieu, Y., 2012.** Nutrients as the dominant control on the spread of anoxia and euxinia across the Cenomanian– Turonian Ocean Anoxic Event (OAE2) : model–data comparison. *Paleoceanography* 27, 1–17.

**Morel, F., 1957.** Étude géologique su Djebel Belkif. Publication du Service de Carte géologique de l’Algérie, Nouvelle Série, 13, 253–267.

- Mosavinia, A., Wilmsen, M., 2011.** Cenomanian Acanthoceratoidea (Cretaceous Ammonoidea) from the Koppeh Dagh, NE Iran: taxonomy and stratigraphic implications *Acta Geologica Polonica* 61, 175–192.
- Nagm, E., Wilmsen, M., 2012.** Late Cenomanian–Turonian (Cretaceous) ammonites from Wadi Qena, central Eastern Desert, Egypt: Taxonomy, biostratigraphy, and palaeobiogeographic implications. *Acta Geologica Polonica* 62(1), 63–89.
- Nagm, E., Wilmsen, M., Aly, M.F., Hewaidy, A., 2010.** Upper Cenomanian–Turonian (Upper Cretaceous) ammonoids from the western Wadi Araba, Eastern Desert, Egypt. *Cretaceous Research* 31, 473–499.
- Nagm, E., Farouk, S., Ahmad, F., 2017.** The Cenomanian–Turonian boundary in Jordan: Ammonite biostratigraphy and faunal turnover. *Geobios* 50(1), 37–47.
- Nagm, E., Farouk, S., Ahmad, F., Elamri, Z., 2019.** Ammonite zonal scheme for the upper Cenomanian of the southern Tethys margin from Jordan to Tunisia, with palaeobiogeographic implications. *Journal of African Earth Sciences* 160, 103641.
- Naïli, H., Belhadj, Z., Robaszynski, F., Caron, M., 1995.** Présence de roches mère à faciès Bahloul vers la limite Cénomanién–Turonien dans la région de Tébessa (Algérie orientale). *Notes du Service Géologique de Tunisie* 61, 19–32.
- Nederbragt, A., Fiorentino, A., 1999.** Stratigraphy and paleoceanography of the Cenomanian–Turonian boundary event in Oued Mellegue, northwestern Tunisia. *Cretaceous Research* 20, 47–62.
- Negra, M.H., Zagrarni, M.F., Hanini, A., Strasser, A., 2011.** The filament event near the Cenomanian–Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182(6), 507–519.
- Niebuhr, B., Wilmsen, M., Janetschke, N., 2014.** Cenomanian–Turonian sequence stratigraphy and facies development of the Danubian Cretaceous group (Bavaria, southern Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 165(4), 621–640.

**Orgeval, J.J., Giot, D., Karoui, J., Monthel, J., Sahli, R., 1986.** Le gisement de Zn–Pb de Bou Grine (Atlas tunisien). Description et historique de la découverte. *Chronique de la Recherche Minière* 482, 5–32.

**Othmanine A. 1987.** Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tébessa–Morsott (Algérie). Relation entre paléogéographie aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse de 3<sup>ème</sup> Cycle, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), France, 221 p.

**Paul, C.R.C., Lamolda, M.A., Mitchell, S.F., Vaziri, M.R., Gorostidi, A., Marshall, J.D., 1999.** The Cenomanian–Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150, 83–121.

**Pavlishina, P., Wagreich, M., 2012.** Biostratigraphy and paleoenvironments in a northwestern Tethyan Cenomanian–Turonian boundary section (Austria) based on palynology and calcareous nannofossils. *Cretaceous Research* 38, 103–112.

**Perch–Nielsen, K., 1979.** Calcareous nannofossils from the cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. In: *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS Series A 6, 223–272.

**Perch–Nielsen, K., 1983.** Recognition of Cretaceous stage boundaries by means of calcareous nannofossils. In T. Birkelund, R. Bromley, W. K. Christensen, E. Hakansson, F. Surlyk (Eds.), *Symposium on Cretaceous Stage Boundaries*. Copenhagen, 152–156.

**Perch–Nielsen, K., 1985.** Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch–Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 329–426.

**Perthuisot, V., 1978.** Dynamique et pétrogenèse des extrusions diapiriques de Tunisie septentrionale. *Travaux du laboratoire de Géologie*. Presse de l'Ecole Normale Supérieure, Paris, 312 p.

**Perthuisot, V., Rouvier, H., 1992.** Les diapirs du Maghreb central et oriental : des appareils variés, résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. *Bulletin de la Société Géologique de France* 163(6), 751–760.

**Perthuisot, V., Rouvier, H., Smati, A., 1988.** Style et importance des déformations anté-  
vraconiennes dans le Maghreb oriental ; exemple du diapir du Jebel Slata (Tunisie centrale).  
Bulletin de la Société géologique de France 4(3), 391–398.

**Perthuisot, V., Bouzenoune, A., Hatira, N., Henry, B., Laatar, E., Mansouri, A.,  
Rouvier, H., Smati, A., Thibieroz, J., 1999.** Les diapirs du Maghreb oriental : part  
des déformations alpines et des structures initiales Crétacées et Eocènes dans les formes  
actuelles. Bulletin de la Société géologique de France 170, 57–65.

**Pervinquière, L., 1903.** Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse de doctorat  
de l'Université de Paris (De Rudeval, Paris), 360 p.

**Pomel, A., 1889.** Études sur les terrains tertiaires de l'Algérie. Mémoires de la Société  
Géologique de France, 3<sup>ème</sup> série, 6(2), 1–352.

**Razgallah, S., Philip, J., Thomel, G., Zaghbib-Turki, D., Chaabani, F., Ben Haj Ali, N.,  
M'rabet, A., 1994.** La limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale et méridionale :  
biostratigraphie et paléoenvironnements. Cretaceous Research 15, 507–533.

**Reitner, J., Gautret, P., Marin, F., Neuweiler, F., 1995.** Automicrocrites in modern marine  
microbialite formation model via organic matrices (Lizard Island, Great Barrier Reef,  
Australia). Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco 14, 237–264.

**Ritter, E., 1902.** Le Djebel Amour et Monts des Ouleds Nail. Bulletin du Service Géologique  
de l'Algérie, 2<sup>ème</sup> Série, 3, 1–100.

**Robaszynski, F., Caron, M., 1995.** Foraminifères planctoniques du Crétacé ; commentaire  
de la zonation Europe-Méditerranée. Bulletin de la Société Géologique de France 166(6), 681–  
692.

**Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amédro, F., González Donoso, J.M., Linares, D.,  
1990.** A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones  
and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. Bulletin des centres de recherches  
Exploration-production Elf-Aquitaine 4(1), 213–384.

**Robaszynski, F., Amédro, F., Caron, M., 1993a.** La Limite Cénomanién–Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie centrale. *Cretaceous Research* 14, 477–486.

**Robaszynski, F., Hardenbol J., Caron M., Amédro F., Dupuis C., González–Donoso J. M., Linares D., Gartner S. 1993b.** Sequence stratigraphy in a distal environment: the Cenomanian of the Kalaat Senan region (Central Tunisia). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration–Production Elf–Aquitaine* 17, 395–433.

**Robaszynski, F., Caron, M., Amédro, F., Dupuis, C., Hardenbol, J., Gonzàles–Donoso, J.M., Linares, D., Gartner, S., 1994.** Le Cénomanién de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale). *Revue de Paléobiologie* 12, 351–505.

**Robaszynki, F., Dupuis, C., González–Donoso, J. M., Linares, D. 2008.** The Albian (Vraconnien)–Cenomanian boundary at the western Tethyan margins (Central Tunisia and southeastern France). *Bulletin de la Société Géologique de France* (179), 245–256.

**Robaszynski, F., Zargrani, M.F., Caron, M., Amédro, F., 2010.** The global bio–events at the Cenomanian–Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (Central Tunisia). *Cretaceous Research* 31, 1–15.

**Roth, P.H., 1978.** Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: Benson, W.E., Sheridan, R.E. (Eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project* 44. U.S, Government Printing Office, Washington, DC, 731–759.

**Rouvier, H., 1977.** Géologie de l’extrême Nord de la Tunisie : Tectonique et paléogéographies superposées à l’extrémité orientale de la chaîne nord–maghrébine. Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup>, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 898 p.

**Rouvier, H., Perthuisot, V., Mansouri, A., 1985.** Pb–Zn deposits and salt–bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. *Economic Geology* 80, 666–687.

**Rouvier, H., Henry, B., Le Goff, M., Hatira, N., Laatar, E., Mansouri, A., Perthuisot, V., Smati, A., 1998.** Preuves de la non–interstratification des évaporites du Trias dans l’Albien du Maghreb oriental, *Comptes Rendus de L’Académie des Sciences. Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes* 26(5), 363–368.

**Rouvier, H., Henry, B., Le Goff, M., Smati, A., Hatira, N., Mansouri, A., Laatar, E., Thibiéroz, J., Perthuisot, V., 1999.** Commentaire à la note de Jean-Marie Vila, Mohamed Ben Youssef, Salah Bouhlel, Mohamed Ghanmi, Samia Kassaâ et Fethi Miaadi : Tectonique en radeaux au toit d'un « glacier de sel » sous-marin albien de Tunisie du Nord-Ouest : exemple du secteur minier de Gueurn Halfaya. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences– Series IIA– Earth and Planetary Science*, 328(8), 565–566.

**Ruault-Djerrab, M., Kechid-Benkherouf, F., 2011.** Micropaleontological study (foraminifera, ostracods) and characterization of the paleoenvironment of middle Cretaceous deposits (Djebel Chemla area, north-eastern Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 4(7), 1289– 1299.

**Ruault-Djerrab, M., Ferré, B., Benkherouf-Kechid, F., 2012.** Étude micropaléontologique du Cénomano-Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie) : implications paléoenvironnementales et recherche de l’empreinte de l’OAE2. *Revue de Paléobiologie* 31(1), 127–144.

**Ruault-Djerrab, M., Kechid-Benkherouf, F., Djerrab, A. 2014.** Données paléoenvironnementales sur le Vraconnien– Cénomaniens de la région de Tébessa (Atlas Saharien, nord-est Algérie). Caractérisation de l’OAE2. *Annales de Paléontologie* 100, 343–359.

**Salmi-Laouar S., 2004.** Contribution à l’étude géologique et géochimie 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 d’Annaba, Algérie, 181 p.

**Salmi-Laouar, S., Laouar, R., Boyce, A. J., Zerdazi, A., Arouche, Y.E., 2004.** Rapports isotopiques du soufre, de l’oxygène et du carbone dans le massif de Boujaber, Nord–Est algérien : origine des minéralisations à Pb–Zn–Ba et source des fluides. *Bulletin du Service Géologique de l’Algérie* 15(1), 3–25.

**Salmi-Laouar, S., Ferré, B., Chaabane, K., Laouar, R., Boyce, A. J., Fallick, A.E., 2018.** The oceanic anoxic event 2 at Es Souabaa (Tebessa, NE Algeria): bio–events and stable isotope study. *Arabian Journal of Geosciences* 11(8), 182.

**Sami, L. 2004.** Contribution à l'étude géologique et géochimique des minéralisations Pb–Zn–Ba–F dans la région de Meskiana : Exemple des indices d'Essouabaa et de M'khiriga (Atlas Saharien oriental, Algérie). Mémoire de Magistère, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, Algérie, 128 p.

**Sami, L., 2011.** Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb–Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins Algéro–Tunisiens. Thèse Doctorat d'État, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, Algérie, 179 p.

**Sami, L., Kolli, O., Boutaleb, A., Laouar, R., Salmi–Laouar, S., Prochaska, W., 2011.** Caractérisation géochimique des fluides minéralisateurs de l'indice à Ba–F–Pb–Zn de Kef M'Khiriga (Monts du Mellegue, NE algérien). Bulletin du Service Géologique de l'Algérie 22(1), 47–68.

**Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976.** Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw* 55, 179–184.

**Schulze, F., Marzouk, A. M., Bassiouni, M. A. A., Kuss, J., 2004.** The Cenomanian of the Sinai Peninsula: The Halal, Raha and Abu Qada formations. *Zitteliana* A44, 125–143.

**Sinnyovsky, D., Pavlishina, P., 2014.** Dinoflagellates from the Upper Cretaceous of NE Bulgaria: Taxonomy and biostratigraphy. *Review of the Bulgarian Geological Society* 75(1–3), 103–116.

**Sissingh, W. 1977.** Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw* 56, 37–65.

**Sissingh, W., 1978.** Microfossil biostratigraphy and stage–stratotypes of the Cretaceous. *Geologie en Mijnbouw* 57, 433–440.

**Snow, L.J., Duncan, R.A., Bralower, T.J., 2005.** Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oceanic anoxic event 2. *Paleoceanography* 20, PA3005.

**Soua, M., 2011.** Le passage Cénomaniens–Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chemostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie. Thèse de Doctorat de l'Université de Tunis el Manar, 354 p.

**Stover, L.E., 1966.** Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands. *Micropaleontology* 12(2), 133–167.

**Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Tomosugi, T., Fernando, A. G., Tanabe, K., Moriya, K., Kawabe, F., Hayashi, K., 2011.** Prevailing oxic environments in the Pacific Ocean during the mid–Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Nature Communications* 2, 234.

**Tantawy, A.M., 2008.** Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Cenomanian–Turonian transition in the Tarfaya Basin, southern Morocco. *Cretaceous Research* 29, 995–1007.

**Termier, P., 1906.** Sur les phénomènes de recouvrement du Djebel Ouenza (Constantine) et sur l'existence de nappes charriées en Tunisie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 313 (II), 137–139.

**Termier, P., 1908.** Notes de tectonique tunisienne et constantinoise (avec des observations de J. Blayac). *Bulletin de la Société Géologique de France* 4 (VIII), 102–123.

**Thibiéroz, J., Madre, M., 1979.** Le gisement de sidérite du Djebel Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord, Alger* 67 (3–4), 125–150.

**Thierstein, H.R., 1976.** Mesozoic calcareous nanoplankton biostratigraphy of marine sediments. *Marine Micropaleontology* 1, 325–362.

**Touir, A., Mechi, C., Haj Ali, H., 2017.** Changes in carbonate sedimentation and faunal assemblages in the Tunisian carbonate platform around the Cenomanian–Turonian boundary. *Journal of African Earth Sciences* 129, 527–541.

**Tröger, K.A., Kennedy, W.J., 1996.** The Cenomanian stage. In *Bulletin of the Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Earth Sciences* 66, 7–20.

**Tsikos, H., Jenkyns, H.C., Walsworth–Bell, B., Petrizzo, M.R., Forster, A., Kolonic, S., Erba, E., Premoli–Silva, I., Baas, M., Wagner, T., Sinninghe Damsté, J.S., 2004.** Carbon–

isotope recorded by the Cenomanian–Turonian oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society* 161(4), 711–719.

**Valle, B., Dal'Bó, P. F., Mendes, M., Favoreto, J., Rigueti, A.L., Borghi, L., Mendonça, J.O., Silva J.R., 2019.** The expression of the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) in the northeast of Brazil (Sergipe–Alagoas Basin). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 529, 12–23.

**Varol, O., 1992.** Taxonomic revision of the Polycyclithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy* 27, 93–127.

**Verbeek, J.W., 1976.** Upper Cretaceous nannoplankton zonation in a composite section near El Kef, Tunisia. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen* 79, 129–148.

**Vila, J-M., 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro–tunisiens. Thèse de Doctorat ès Sciences naturelle, Université Paris VI, France, 665 p.

**Vila, J-M., 1996.** Halocinèse distensive albienne à “glacier de sel” sous–marin et plissements tertiaires du secteur Ouenza–Ladjebel–Mérédif. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 7(1), 3–34.

**Vila, J-M., 2001.** Les avantages d'une approche multi–source (biostratigraphie, sédimentologie, forages, profils sismiques et gravimétrie) pour l'étude de l'holocinèse créacée (“glaciers de sel”, tectonique en radeaux et dômes de sel) et de l'halotectonique tertiaire (plissement des “glaciers de sel”, genèse des dômes de sel–plis) des confins algéro–tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 12(2), 129–167.

**Vila, J-M., Ben Youssef, M., Chikhaoui, M., Ghanmi, M., Kammoun, E., Peybernès, B., Saadi, J., Souquet, P., Zarbout, M., 1994.** Découverte en Tunisie, au sud–ouest du Kef, de matériel triasique interstratifié dans l'Albien : extension du domaine à “glaciers de sel” sous–marins des confins algéro–tunisiens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, 318, 109–116.

**Vila, J-M., Ben Youssef, M., Chikhaoui, M., Ghanmi, M., 1996.** Deuxième étude de surface d'un grand "glacier de sel" sous-marin albien ( $\approx 250 \text{ km}^2$ ) : les masses triasiques du "diapir" de Ben Gasseur et de l'anticlinal du Kef (Nord-Ouest tunisien). *Bulletin de la Société Géologique de France* 167(2), 235–246.

**Vivière, J.L., 1985.** Les ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tébessa (Algérie du Nord-Est) : Stratigraphie, paléoécologie, systématique. Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 261 p.

**Walter, S., Herrmann, A.D., Bengtson, P., 2005.** Stratigraphy and facies analysis of the Cenomanian–Turonian boundary succession in the Japarutuba area, Sergipe Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 273–283.

**Watkins, D.K., 1985.** Biostratigraphy and paleoecology of calcareous nannofossils in the Greenhorn Marine Cycle. *Geological Association of Canada, Special Paper* 39, 521–537.

**Watkins, D.K., Self-Trail, J.M., 2005.** Calcareous nannofossil evidence for the existence of the Gulf Stream during the late Maastrichtian. *Paleoceanography* 20, 1–9.

**Wilmsen, M., 2000.** Evolution and demise of a mid-Cretaceous carbonate shelf: the Altamira Limestones (Cenomanian) of northern Cantabria (Spain). *Sedimentary Geology* 133(3–4), 195–226.

**Wilmsen, M., Niebuhr, B., 2009.** Die Kreide der Elbezone. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 241, 199–218.

**Wilmsen, M., Nagm, E., 2013.** Upper Cenomanian–lower Turonian ammonoids from the Saxonian Cretaceous (lower Elbtal, Saxony, Germany). *Bulletin of Geosciences* 88(3), 647–674.

**Wilson, J.L., 1975.** *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer Verlag, Berlin–Heidelberg, New York, 470 p.

**Wright, C.W., Kennedy, W. J., 2017.** The Ammonoidea of the Lower Chalk: Part 7. *Monograph of the Palaeontographical Society* 171(648), 461–561.

**Yao, H., Chen, X., Melinte–Dobrinescu, M.C., Wu, H., Liang, H., Weissert, H., 2018.** Biostratigraphy, carbon isotopes and cyclostratigraphy of the Albian–Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d in southern Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 499, 45–55.

**Young, J.R., Bown, P.R., Lees, J.A., 2017.** Nannotax3 website. International nannoplankton association. <http://www.mikrotax.org/Nannotax3>.

**Zagrarni, M.F., Negra, M.H., Hanini, A., 2008.** Cenomanian–Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia. *Sedimentary Geology* 204(1), 18–35.

**Zaidi, M.A., Krajewski, M., Özer, C.K., Salamon, M.A., Kennedy, W.J., Benyoucef, M., 2024.** Stratigraphy and sedimentology of the uppermost Albian-lower Turonian of the Morsott area (Algero-Tunisian Atlasic Basin). *Journal of African Earth Sciences* 220, 105455.

**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 (Southeast Algeria): Revision and new data. *Cretaceous Research* 88, 337–374.

**Zerdazi, A., 1990.** Étude gravimétrique du môle d'Aïn M'lila et de l'Atlas saharien septentrional oriental (nord–est de l'Algérie). Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Lausanne, Suisse, 227 p.