

République Algérienne Démocratique et Populaire

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



Thèse

Présentée pour l'obtention du diplôme de Doctorat 3^o cycle (LMD)

Filière : Géologie

Géologie des milieux marins et continentaux : stratigraphie intégrée, chronologie et dynamique des paléoenvironnements.

Etude bio-chrono-stratigraphique du Miocène moyen en Oranie : exemple de la marge sud-est du bassin du bas Chélif (Oued Rhiau).

Soutenue publiquement par :

BELKHIR Ayoub

Devant le jury d'examen composé de :

SATOUR Linda	Professeure, Université d'Oran 2	Présidente
BESSEDIK Mostefa	Professeur, Université d'Oran 2	Rapporteur
OUALI MEHADJI Abdelkader	Professeur, Université d'Oran 2	Examineur
ATIF Khiredine F.T.	Maître de Conférence A, Université d'Oran 2	Examineur
BENYOUCEF Madani	Professeur, Université de Mascara	Examineur
MAHBOUBI Salamet	Maître de Conférences A, Université de Tlemcen	Examinatrice

Année 2025/2026

Avant-propos

À l'issue de ce travail, il m'est particulièrement agréable d'exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de cette thèse par leur soutien, leurs encouragements ou leurs conseils.

Je tiens avant tout à remercier chaleureusement Monsieur Mostefa BESSEDIK, Professeur à l'Université d'Oran 2, pour m'avoir proposé ce sujet et guidée tout au long de cette recherche. Par son expertise reconnue en stratigraphie, notamment dans le bassin méditerranéen, il a su me transmettre non seulement son savoir scientifique, mais également une rigueur méthodologique, un esprit critique constructif et une passion contagieuse pour le domaine. Ses conseils avisés, ses encouragements constants et nos échanges enrichissants ont été déterminants pour mener à bien ce travail. Je lui exprime ici toute ma reconnaissance et ma sincère gratitude.

Mes remerciements les plus vifs vont à Mme Linda SATOUR, Professeur à l'Université d'Oran 2 qui a bien voulu présider ce jury.

Je remercie tout particulièrement Monsieur Abdelkader OUALI MEHADJI, Professeur à l'Université d'Oran 2, et Monsieur Khireddine Faiycele Tewfik ATIF Maître de conférences « A » à la même université, pour leur participation en qualité d'examineurs dans ce jury.

Un grand merci à Monsieur Madani BENYOUCEF, Professeur à l'Université de Mascara, pour avoir accepté d'examiner mon travail.

Je voudrais aussi remercier Mme Salamet MAHBOUBI, Maître de conférences « A » à Université de Tlemcen, pour sa bienveillance et pour le temps qu'elle a consacré à l'examen attentif de ce manuscrit.

Je souhaite également adresser mes sincères remerciements à Monsieur Mohamed Habib MANSOURI, pour son appui essentiel dans la détermination du nannoplancton calcaire et pour son soutien constant.

Mes remerciements vont également à Monsieur Lahcene BELKEBIR, Professeur à l'Université d'Oran 2, et à Monsieur Ahmed BELHADJI pour leur précieuse aide dans l'identification des foraminifères, leur expertise dans la stratigraphie du Néogène ainsi que leurs encouragements tout au long de cette recherche.

Ma gratitude s'étend à mes chers enseignants, Messieurs A. SEBANE et R. BOUZID, pour leur soutien indéfectible au sein de la faculté, ainsi qu'à tous mes collègues et membres du Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement de la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers, pour leur collaboration et leur amitié.

Je remercie également les autorités locales de l'APC d'Oued Rhiau, ainsi que tous les habitants de cette région, pour leur accueil chaleureux et l'aide précieuse apportée lors des nombreuses sorties sur le terrain.

Enfin, je ne saurais conclure sans exprimer ma reconnaissance la plus sincère à mes proches, mes parents, ma chère épouse et l'ensemble de ma famille pour leur patience, leur soutien moral et leur compréhension tout au long de cette aventure scientifique.

Sommaire

Avant-Propos	1
Sommaire Résumé.....	1
Abstract	3
ملخص	5

Chapitre I : Généralités

1. Introduction générale	8
2. Cadre géographique	11
3. Cadre géologique et structurale.....	14
4. Activités volcaniques	19
5. Matériels et Méthodes	23

Chapitre II : Lithostratigraphie

1. Introduction	27
2. Coupe de l'Oued de Taberket	27
3. Coupe de Sidi El Rhorb.....	35
3.1. Coupe de Sidi El Rhorb inférieur	35
3.2. Coupe de Sidi El Rhorb supérieur	33
4. Coupe d'Oued Boutelis	41
5. Coupe de Sidi Bou-kebar.....	48

Chapitre III : Attributions biostratigraphiques et corrélations

1. Introduction	56
2. Limites d'âge du Miocène Moyen.....	57
3. Datation et attribution biostratigraphique de la série géologique de l'Oued Rhiou.....	59
4. Biostratigraphie des dépôts du Miocène inférieur et moyen	60
4.1. Coupe de l'Oued Taberket	60
4.2. Coupes de Sidi El Rhorb inférieure et supérieure	60
4.3. Coupe de l'Oued Boutelis	63
4.4. Coupe de Sidi Bou-kebar	64
5. Dépôts pyroclastiques, extension spatiale et leur âge.....	67
5.1. Age des couches pyroclastiques basé sur les microfossiles marins	67
5.2. Corrélation biostratigraphique régionale, position et âge des couches pyroclastiques	68
6. Bio-datation de la série géologique de l'Oued Rhiou et mise en évidence de la limite burdigalienne- langhienne/ langhienne- serravallienne et Serravallien-Tortonien	69
7. Corrélations	74
7.1 Corrélations NW-SE entre les séries géologiques du Piémont de l'Ouarsenis, l'embouchure du Chélif (Dahra)	74
A. Au Burdigalien terminal à Langhien inférieur/moyen.....	74
B. Au Langhien supérieur et Serravallien	76
7.2 Corrélations NW-SE entre les séries géologiques du Piémont de l'Ouarsenis et Bouhanifia et Moyenne Tafna.....	78

Chapitre IV : Dynamique sédimentaire, paléoenvironnement et climat

1. Introduction	82
2. Caractéristiques sédimentologiques, paléontologiques et paléoenvironnementales du Miocène inférieur et moyen	82
2.1 Burdigalien terminale	82
2.3 Langhien.....	84
2.3 Serravallien.....	89
3. Evolution sédimentaire et eustatique au Miocène inférieur et moyen du piémont NW de l'Ouarsenis.....	94
3.1 Phases du Burdigalien terminal	94
3.1.1 Phase (Bu1)	94
3.1.2 Phase (Bu2)	95
3.2 Phases du Langhien	99
3.2.1 Phase (La1).....	99
3.2.2 Phase (La 2).....	100
3.3 Phases du Serravallien	101
3.3.1 Phase (Se1)	101
3.3.2 Phase (Se2)	102
3.3.3 Phase (Se2)	102
4. Les conditions climatiques autour de miocène moyen d'après la série géologique de l'Ouarsenis NW (bassin du bas Chélif).....	108

Conclusion Générale

Conclusion Générale	116
---------------------------	-----

Références bibliographiques.....	120
----------------------------------	-----

Annexes.....	146
--------------	-----

Résumé :

Etude bio-chronostratigraphique du Miocène moyen en Oranie : exemple de la marge sud-est du bassin du bas Chélif (Oued Rhiou).

Des sédiments riches en microfossiles du Miocène inférieur et moyen ont permis de définir de nouvelles limites de biozones de la série géologique de l'Oued Rhiou (marge Sud du bassin du bas Chélif). L'étalonnage entre les marqueurs de biozone à nannoplancton calcaire (*Helicosphaera ampliaperta*, *Sphenolithus heteromorphus*) et à foraminifères planctoniques (*Globigerinoides trilobus*, *Gs. sicanus* sans *Praeorbulina*) des coupes de l'Oued Taberket et de Sidi El Rhorb donne un âge Burdigalien terminal. L'âge Langhien de l'Oued Boutelis est basé sur la présence de *Globorotalia siakensis*, *Praeorbulina glomerosa curva* et *P. glomerosa glomerosa*, associés à *S. heteromorphus*, *H. ampliaperta* et à certains taxons d'ostracodes. Ces coupes comprennent la limite Burdigalien-Langhien (biozones N8/NN4). Cette limite est bien corrélée à celle généralement admise (15,974 Ma). À travers des biozones successives (N9/NN4 supérieure à N10 inférieure), la coupe de l'Oued Boutelis atteint le Langhien supérieur. La limite Langhien-Serravallien, correspondant aux biozones N10 supérieure, NN6 inférieure et MMi6, est définie dans la coupe de Sidi Bou-Kebar par la présence de *Globorotalia praemenardii* et l'absence de *G. peripheroronda* et *S. heteromorphus*. Cette coupe se prolonge jusqu'au Serravallien supérieur, attesté par la première apparition de *Paragloborotalia*² *mayeri*, marquant les biozones N12, NN6 supérieure et MMi7b.

Ces résultats sont placés, dans le contexte régional, d'un sillon subsident qui se situerait au piedmont NW de l'Ouarsenis, constituant ainsi un important siège de cette sédimentation. Son remplissage sédimentaire est déclenché dès le Burdigalien terminal en se terminant au Serravallien supérieur ; il est caractérisé par des séquences transgressives-régressives corrélées aux fluctuations globales des cycles eustatiques (TB2.3 à TB2.6). Celles-ci illustrent six phases de sédimentation marine et détritiques sub-aquatiques séparées par plusieurs discontinuités, principalement : la limite Burdigalien-Langhien, la limite Langhien-Serravallien et Serravallien-Tortonien. La première phase correspond à un environnement profond évoluant au sommet, vers un milieu côtier. La seconde phase est marquée par un environnement siliciclastique côtier sub- à moyen-littoral de haute énergie. Un delta hyperpycnal a initié la troisième phase, évoluant progressivement vers un environnement profond. Une érosion

intense et un développement d'un environnement évaporitique marquent la quatrième phase, qui serait liée à un exhaussement local. Elle est suivie par la cinquième phase qui témoigne de l'installation d'un système côtier instable, influencé par des apports terrigènes discontinus et ponctués par une activité volcanique syn-sédimentaire. Enfin, la sixième phase traduit une transition vers un contexte sub - aquatique, de type cône alluvial ou de déjection, marquant la fin de la dynamique marine et une importante érosion des reliefs dans cette série.

Les données tirées de la microfaune indiquent la présence de conditions thermiques chaudes allant du Burdigalien terminal au Langhien et des conditions transitionnelles d'âge Langhien terminal-Serravallien dans les bassins nord algériens. Le paysage aura été marqué par des mangroves sur les rivages. Ces conditions thermiques rappellent les mêmes caractéristiques correspondant à celles décrites pour l'Optimum Climatique du Miocène moyen (COMM) suivi par le Climat transitionnel du Miocène moyen (CTMM).

Mots-clés : Série de l'Oued Rhiou, Biostratigraphie, Limites Miocène inférieur-moyen et moyen-supérieur, Bassin du Bas Chélif, Paléoenvironnement et Climat.

Abstract:

Bio-chrono-stratigraphic study of the Middle Miocene in the Oranian region: example of the southeastern margin of the lower Chélif basin (Oued Rhiou).

Sediments rich in microfossils from the Lower and Middle Miocene have enabled improved biostratigraphy of the Oued Rhiou geological series (southern margin of the Lower Chelif basin). The calibration between the calcareous nannoplankton biozone markers (*Helicosphaera ampliaperta*, *Sphenolithus heteromorphus*) and planktonic foraminifera (*Globigerinoides trilobus*, *Gs. sicanus* without *Praeorbulina*) from the Oued Taberket and Sidi El Rhorb sections corresponds to the latest Burdigalian. The Langhian age of Oued Boutelis is based on *Globorotalia siakensis*, *Praeorbulina glomerosa curva* and *P. glomerosa glomerosa*, associated with *S. heteromorphus*, *H. ampliaperta* and ostracods. Thus, these sections include the Burdigalian-Langhian boundary (biozones N8/NN4). This boundary correlates well with the generally accepted one (15.974 Ma). Through successive biozones (N9/NN4 upper to N10 lower), the Oued Boutelis section reaches the upper Langhian. The Langhian–Serravallian boundary, corresponding to the upper N10, lower NN6 and MMi6 biozones, is defined in the Sidi Bou-Kebar section by the presence of *Globorotalia praemenardii* and the absence of *G. peripheroronda* and *S. heteromorphus*. This section extends to the upper Serravallian, attested by the first appearance of *Paragloborotalia mayeri*, marking biozones N12, upper NN6 and MMi7b.

These results reveal the existence of a broad subsidence trough located in the north-western piedmont of the Ouarsenis, thus constituting an important site for this sedimentation. Its filling began at the latest Burdigalian and ended in the upper Serravallian; it is characterized by transgressive-regressive sequences correlated with global fluctuations in eustatic cycles (TB2.3 to TB2.6). These illustrate six phases of marine and sub-aquatic detrital sedimentation separated by several discontinuities (boundaries), mainly: the Burdigalian-Langhian, the Langhian-Serravallian and the Serravallian-Tortonian. The first phase

(deep) tends towards a coastal detrital environment, the second being marked by a high-energy sub- to mid-littoral coastal detrital environment. They illustrate an obvious eustatic and tectonic evolution, reflecting significant subsidence. A hyperpycnal delta initiated the third phase, gradually evolving towards a deep environment. Intense erosion and the development of an evaporitic environment mark the fourth phase, linked to local tectonic uplift. This is followed by the fifth phase, which shows the establishment of an unstable coastal system, influenced by discontinuous terrigenous inputs and punctuated by syn-sedimentary volcanic activity. Finally, the sixth phase reflects a transition to a sub-aquatic environment of the alluvial cone or debris cone type, marking the end of marine dynamics and significant erosion of the relief in this series.

The characteristics of the palaeontological environment indicate the presence of warm thermal conditions from the late Burdigalian to the Langhian and transitional conditions from the late Langhian to the Serravallian in the northern Algerian basins. The landscape would have been marked by mangroves on the shores. These thermal conditions are reminiscent of those described for the Middle Miocene Climatic Optimum (MMCO) followed by the Middle Miocene Transitional Climate (MMTC).

Keywords: Oued Rhiou Series, Biostratigraphy, Lower-Middle and Middle-Upper Miocene Boundaries, Lower Chelif basin, Palaeoenvironment and Climate.

الملخص:

دراسة ييو-كرونو-ستراتيغرافية للمايوسين الأوسط في منطقة وهران : مثال على الحافة الجنوبية الشرقية لحوض شليف السفلي (واد رهيو).

أتاحت الرواسب الغنية بالمجهرات الحيوية من الميوسين الأسفل والأوسط تحسين التأريخ البيو-ستراتيغرافي للسلسلة الجيولوجية في وادي ريو (الهامش الجنوبي لحوض الشليف السفلي). إن المعايرة بين مؤشرات النطاقات الحيوية من النانوبلانكتون الكلسي - (هيليكوسفيرا أمبليابيرتا ، سفينوليثوس هيتيرومورفوس) ومن الفورامينيفيرا العائمة (غلوبيغرينويدس تريلوبوس ، غلوبيغرينويدس سيكانوس من دون برياوربولينا) في مقاطع وادي تابرقت وسيدي الرهارب تتوافق مع نهاية عصر- البوردغالي. أما تأريخ موقع وادي بوتيليس إلى العصر- اللانغي فيستند إلى وجود غلوبيوروتاليا سيكينسيس وبراوربولينا غلوميروزا كورفا وبراوربولينا غلوميروزا غلوميروزا، المرتبطتين بـ سفينوليثوس هيتيرومورفوس و هيليكوسفيرا أمبليابيرتا وبعض الأوستراكودات. ومن خلال تتبع النطاقات الحيوية المتعاقبة) من N9/NN4 العليا إلى N10 السفلى(، يصل هذا المقطع إلى اللانغي الأعلى، والذي يتضمن الحد الفاصل بين البوردغالي واللانغي) النطاقات الحيوية (N8/NN4 ، وهو حد يتوافق جيداً مع ما هو معتمد عالمياً (15.974 مليون سنة).

أما الحد الفاصل بين اللانغي والسيرفالي، الموافق للنطاقات N10 العليا و NN6 السفلى و MMi6، فقد تم تحديده في مقطع سيدي بوكير من خلال وجود غلوبيوروتاليا برايماردي وغياب غلوبيوروتاليا بيريفيروروندا، ويمتد هذا المقطع حتى السيرفالي الأعلى، كما يدل على ذلك الظهور الأول لـ باراجلوبيوروتاليا مايريري ، التي تميز النطاقات الحيوية N12 ، NN6 العليا و MMi7b.

وقد تسبب خندق واسع من الهبوط في سفوح شمال غرب الونشريس في هذه الترسيبات. وقد تم ملء هذا الخندق، من نهاية البوردغالي إلى السيرفالي الأعلى، عبر تسلسلات ترسيبية بحرية وقارية مرتبطة بتقلبات الدورات الإيوساتية TB2.3 إلى TB2.6 وتوضح هذه التسلسلات ست مراحل ترسيب تفصل بينها عدة انقطاعات، أهمها حدود البوردغالي-اللانغي ،اللانغي-السيرفالي و السيرفالي-التورتوني. المرحلة الأولى (البحرية العميقة) تتجه نحو بيئة ساحلية فتاتية، والثانية تتصف ببيئة ساحلية فتاتية من نوع

شبه إلى متوسط بحري ذات طاقة عالية، مما يُظهر تطورًا إيوستاتيكيًا وتكتونيًا واضحًا يعكس هبوطًا كبيرًا. وقد شهدت المرحلة الثالثة بداية دلتا *hyperpycnal* تطورت تدريجيًا نحو بيئة عميقة. أما المرحلة الرابعة، فقد تميزت بتعرية شديدة وتطور بيئة تبخرية ناتجة عن ارتفاع تكتوني محلي. تليها المرحلة الخامسة التي تدل على استقرار نظام ساحلي غير مستقر، متأثر برواسب فتاتية غير منتظمة ونشاط بركاني مترافق مع الترسيب. وأخيرًا، فإن المرحلة السادسة تُعبر عن الانتقال إلى بيئة شاطئية مغمورة قريبة من نوع المخاريط الفيضية أو القنوات النهرية المعرّاة، ما يمثل نهاية الدينامية البحرية في هذه السلسلة.

تشير خصائص البيئة القديمة إلى ظروف مناخية دافئة منذ نهاية البوردغاليين وحتى اللانغي، وظروف انتقالية من أواخر اللانغي إلى السيراغالي في أحواض شمال الجزائر، حيث تطورت المانغروفات على السواحل. وتشير هذه الظروف الحرارية إلى نفس خصائص "الحد الأقصى-المناخي للميوسين الأوسط" (COMM) و"الانتقال المناخي للميوسين الأوسط" (CTMM).

الكلمات المفتاحية: السلسلة الجيولوجية لوادي رهيو، والطبوغرافيا الحيوية، والحدود البرديغالية-اللانغية، والحدود اللانغية-السرفالية، والحدود السرفالية-التورتونية، وحوض الشلف السفلي، والبيئة والمناخ القديمة.

Chapitre I: Généralités

1. Introduction générale

La sédimentation marine et continentale miocène du bassin du bas Chélif a enregistré une épaisse succession géologique dépassant généralement 6 000 m. Elle reflète une histoire dynamique complexe, générant de nombreuses discontinuités sédimentaires importantes, qui la séparent généralement des dépôts antérieurs (socle) et des dépôts pliocènes sus-jacents. L'histoire de ce bassin intra- montagneux (Meghraoui, 1982 ; Meghraoui *et al.*, 1986 ; Leprêtre *et al.*, 2018) se reflète dans la dynamique sédimentaire, qui régit nécessairement l'agencement et la géométrie des corps sédimentaires selon leur nature et leur granulométrie. Cette dualité permet de répondre à la contrainte d'une déformation constante, générée par la genèse et l'évolution de la chaîne tellienne au Cénozoïque.

L'histoire géologique de ce bassin débute au Miocène inférieur. Elle couvre l'ensemble du nord de l'Algérie par une vaste transgression qui s'étend de Tlemcen à l'ouest jusqu'à la dépression saharienne de Biskra à l'est. Plusieurs zones submergées s'y sont individualisées, telles que les bassins de la Tafna, du bas et moyen Chélif, du Sebaou, du Hodna, etc. (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Guiraud, 1973 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995).

Les dépôts signalés au Miocène inférieur par les auteurs anciens sont surmontés par le Miocène supérieur ou Vindobonien (Perrodon, 1957), synonyme du système tellien d'Anderson (1933, 1936). Ce dernier correspond aujourd'hui aux étages tortonien et messinien (Belkebir et Anglada, 1985 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 1997 ; Bessedik et Belkebir, 1985/1986). Le Miocène inférieur correspond au Cartennien (Pomel, 1873 ; Brive, 1913 ; Anderson, 1936) ou au Burdigalien de Perrodon (1957), voire au Burdigalien et à l'Aquitainien de Neurdin-Trescartes (1992).

Leurs caractéristiques lithologiques représentent trois phases bien connues (Brive, 1897 ; Anderson, 1936 ; S.N. REPAL, 1952 ; Perrodon, 1957). La première (base) est détritique, grossièrement marine et/ou

continentale (conglomérats et grès : Sarhli, Anasseur, série détritique inférieure). Elle est suivie d'une deuxième phase, en milieu marine (Marnes Intermédiaires), qui pourrait être en partie contemporaine de la première. La troisième phase est constituée de dépôts détritiques grossiers marins et continentaux (conglomérats et grès : détritique supérieur). Ces phases correspondent au Miocène inférieur et moyen (Bessedik *et al.*, 2002) dont les limites entre étages ne sont pas bien définies, en particulier celle entre le Burdigalien et le Langhien, entre autres.

Les dépôts correspondant aux deux premières phases marines (conglomérats, grès et marnes) sont souvent liés au démantèlement des terrains anciens plus ou moins proches. Ils reflètent généralement une intense activité dans la chaîne tellienne lors de sa propre genèse (Anderson, 1936 ; Gourinard, 1958). Cette sédimentation s'étend vers l'est dans les régions de Médéa et de Blida (Pomel, 1873 ; Brive, 1913 ; Ficheur, 1896 ; Dalloni, 1917 ; Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992). Elles sont particulièrement contemporaines d'importantes étendues détritiques continentales, les « cônes de déjection » (Perrodon, 1957), localisées au nord du bassin, sur le versant sud du massif du Dahra occidental et dans la région de Ténès. Elles s'étendent jusqu'à Miliana et Cherrhell (Brive, 1897, 1913 ; Pomel, 1873 ; Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957).

De nombreux auteurs (Ficheur, 1896 ; Pomel, 1873 ; Brives, 1913 ; Anderson, 1936 ; S.N. REPAL, 1952 ; Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkebir *et al.*, 1996) décrivent de manière générale la macrofaune collectée dans ces dépôts. Perrodon (1957) y note l'abondance de mollusques et d'échinides dans le faciès détritique, qu'il rattache au « Burdigalien » (Miocène inférieur). La macrofaune est caractérisée par des tests épais, comme l'espèce *Ostrea crassissima* (Lamarck, 1819). Les pectinidés y sont nombreux, comme *Pecten convexior* (Almera & Bofill y Poch, 1897), *P. revolulus* (Michelotti, 1847), *Flabellipecten incrassatus* (Parsch, 1848), *P. josslingi* (Smith in Sowerby, 1847), *P. pseudobeudanti* (Deperét & Roman, 1902), *Chlamys northamptoni* (Michelotti, 1839).

Généralités

Les échinides sont représentés par *Hypsoclypus doma* (Pomel, 1887), *Clypeaster angustatus* (Pomel, 1887), *Amphiope persotiata* (Pomel, 1887), etc. En revanche, les marnes sont pauvres en macrofossiles ; On note *Aluria aturi* (Bastehot 1840), des Pléropodes et des Pectinidés lisses, semblables à *Amussium denudatum* (Reuss, 1867). Les marnes grises contiennent des foraminifères planctoniques : *Globigerina altispira* (Cushman & Jarvis 1936), *Globigerina pseudovenezuelana* (Blow & Banner, 1962), *Globorotalia mayeri* (Cushman & Ellisor 1939), *Candorbulina universa* (Jedlitschka, 1934), *Globigerinoides triloba* (Reuss, 1850).

Au nord-est du bassin, Brive (1913) note aux environs de Ténès, la présence dans les grès et poudingues cartenniens de larges éléments d'*Ostrea cartenniensis*, ainsi que toute une faune de pectinidés et de nombreux échinides : *Hypsoclypus doma*, *Echinolampas cartenniensis*, *Clypeaster cartenniensis*, et de garstéropodes : *Turritella gradata*, *Cerithium*, *Pyrula*, *Sclaria*, *Natica*. Dans la région de Cherchell, un grès grossier (Pomel, 1873) marque la base de la série cartennienne. Il contient dans sa partie supérieure de grandes *Turritella*, *Scutella* et surtout d'*Amphiope*.

On y trouve également un grand nombre de grandes huîtres qui selon Pomel (1873), appartiendraient à *Ostrea crassissima*. Une centaine de mètres d'épaisseur de marnes grises, plus ou moins argileuses sont séparés des couches précédentes par un ou deux lits irréguliers de pouding argileux au *Pecten burdigalensis* et *Ostrea crassissima*, var. *abbrevianta*. Certaines de ces faunes (*Ostrea crassissima* = *Crassostrea gryphoides*, *Amphiope*, grande *Turritella*) sont adaptés aux milieux marins détritiques (sable, grès et boudin). Par exemple, l'*Amphiope* avec une population lithophage (Stara *et al.*, 2012 ; Stara et Sanciú, 2014), sont bien adaptés aux eaux peu profondes et modérément agitées et aux températures chaudes (Stara *et al.*, 2012 ; Stara et Borghi, 2014). De telles conditions sont largement décrites à la fin du Miocène inférieur et au début du Miocène moyen en Méditerranée (Bessedik, 1984 ; Bessedik et Cabrera, 1985 ; Blondel, 1992 ; Zachos *et al.*, 2008 ; Popescu *et al.*, 2021, entre autres).

L'objectif de ce travail est la recherche systématique de coupes géologiques (affleurements) représentatives de cette période et le ciblage de dépôts marins fossilifères qui devraient permettre la description des faciès lithologiques et paléontologiques ainsi que de leurs environnements à proximité des limites au sein du Miocène inférieur-Miocène moyen dans le bassin du Bas Chélif. Ces conditions sont à rechercher dans la région du piémont nord-ouest du massif de l'Ouarsenis (Fig. 1). En effet, les zones situées entre les agglomérations d'Oued Rhiau et Djidiouia présentent d'excellents affleurements miocènes dont la lithologie et la stratigraphie semblent être représentatives. Elles ont fait l'objet des travaux de recherche d'Anderson (1936), S.N. REPAL (1952) et Perrodon (1957). Elles y montrent un apport détritique grossier abondant, reflétant la dynamique active de la chaîne tellienne méridionale (Fig. 2 ; 3).

Depuis, l'étude sédimentologique menée dans cette région a permis de reconstituer les paléoenvironnements en place, attribués *p.p.* au « Miocène inférieur » (Aquitaniens et Burdigaliens) (Neurdin-Trescartes, 1992, 1995). Cette attribution est peu satisfaisante comparée à celle du Miocène inférieur et moyen obtenue ultérieurement (Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002).

L'objectif de cette étude vise notamment à (i) dater ces dépôts à partir de foraminifères planctoniques calibrés avec du nannoplancton calcaire et lorsque cela est possible, des ostracodes et à (ii) préciser les limites biostratigraphiques entre étages du Miocène inférieur et moyen (Burdigalien-Langhien, Langhien-Serravallien, Serravallien -Tortonien) dans la série géologique de l'Oued Rhiau.

2. Cadre géographique

Cinq longues coupes géologiques sont relevées, à proximité du barrage de Gargar, au sud de l'agglomération d'Oued Rhiau : Oued Taberket (partiellement étudié par Anderson, 1936 et Neurdin-Trescartes, 1992), Sidi El Rhorb Inférieur et Sidi El Rhorb Supérieur (Sidi Abdelkder Nakhla Sud et nord ;

Généralités

Neurdin-Trescartes, 1992), Oued Boutelis et Sidi Bou-kebar (Fig.1). Il est à noter que certains transects de coupes sont difficiles à localiser en raison de la construction du barrage de Gargar et de son remplissage (c'est-à-dire de la montée des eaux). Ceci a entraîné le déplacement de la population de l'ancien village d'Ahlef, l'actuel Lahlef étant situé à l'ouest du barrage. Cependant, une corrélation entre ces coupes et celles que nous avons relevées est proposée.

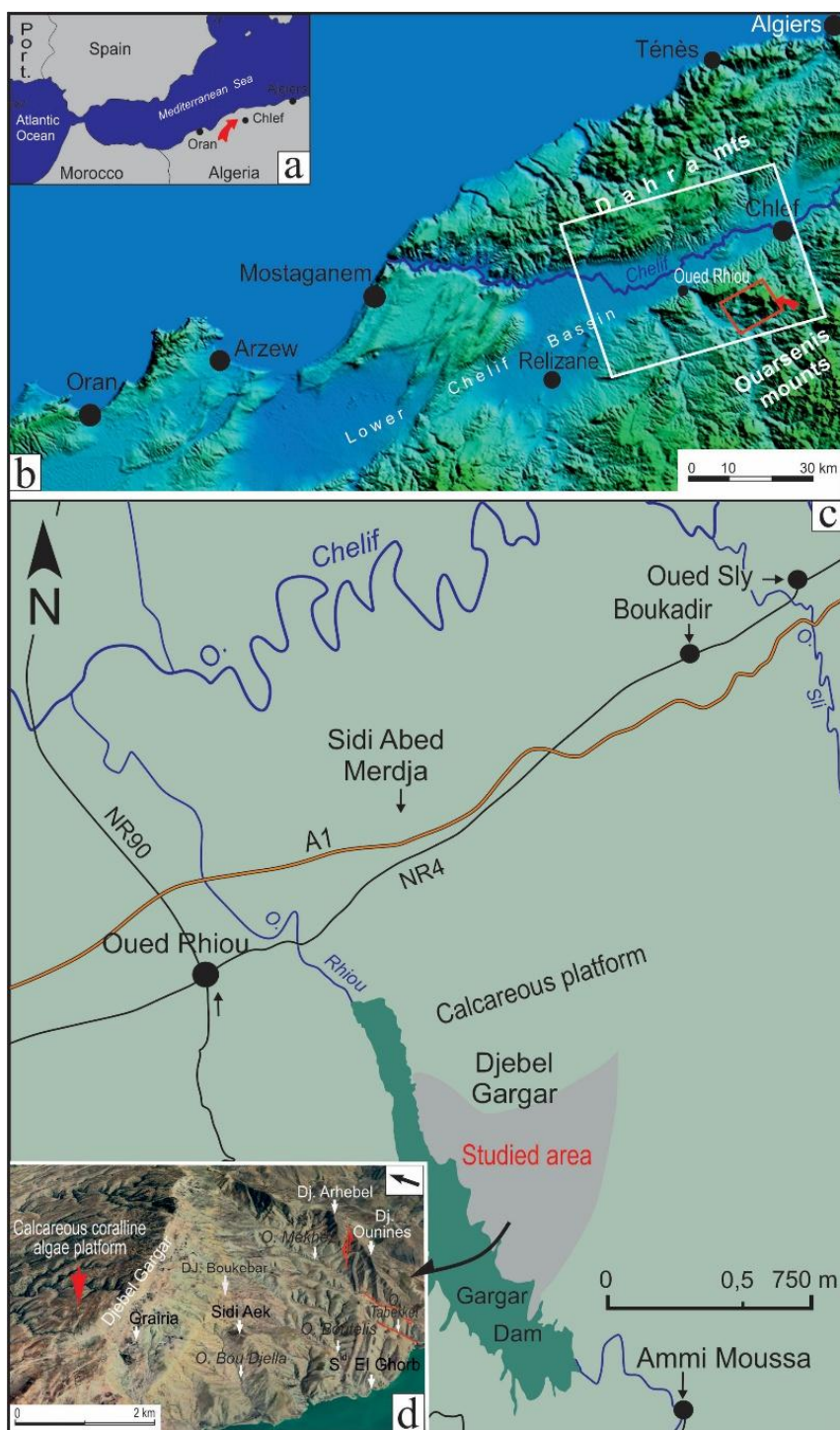


Fig. 1 : Carte de localisation de la zone d'étude dans le bassin du bas Chélif (nord-ouest d'Algérie). **a** : Carte de localisation générale de la zone prospectée (flèche rouge) en Méditerranée nord-ouest. **b** : Zone d'étude (carré blanc) située sur la marge sud de la plaine du Chélif. **c** : Zone prospectée, adjacente à l'agglomération de l'Oued Rhiou, rive droite du barrage de Gargar. **d** : Morphologie, toponymie et localisation des coupes géologiques étudiées (Oued Taberket, Sidi El Rhorb inférieur et supérieur, Oued Boutelis et Sidi Bou-kebar) au sud de l'agglomération de l'Oued Rhiou.

3. Cadre géologique et structurale

Le bassin du Bas Chélif est un bassin « intramontagneux », s'étendant sur environ 250 km de long et 35 km de large, de forme losangique orientée ENE-OSO (Fig. 1 : b ; Fig. 3). Avant la mise en place des nappes telliennes, ce bassin fonctionnait comme une fosse d'avant-pays (Neurdin-Trescartes, 1995). À partir du Miocène supérieur, il a évolué en un bassin « intramontagneux ». Les massifs côtiers du Djebel Murdjadjo, des Orousses et du Dahra soulignent sa marge nord et nord-est. Les massifs telliens méridionaux (Tessala, Ouled Ali, Beni Chougrane, Ouarsenis) bordent la marge sud du bassin. Il constitue un important siège de sédimentation cénozoïque, pouvant atteindre plus de 6 000 m d'épaisseur (Perrodon, 1957 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Harbi *et al.*, 1999 ; Arab *et al.*, 2015 ; Osman *et al.*, 2021). Au cours de son histoire, ce bassin a connu une tectonique très active au Néogène (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Delteil, 1974 ; Guardia, 1975 ; Fenet, 1975 ; Meghraoui, 1982 ; Meghraoui *et al.*, 1986 ; Leprêtre *et al.*, 2018). Il témoigne d'une activité orogénique alpine dont l'impact néotectonique se fait encore sentir aujourd'hui (Meghraoui *et al.*, 1988 ; Harbi *et al.*, 1999 ; Derder *et al.*, 2011, 2013 ; Benbakhti *et al.*, 2018 ; Abbouda *et al.*, 2018). Sa géométrie est marquée par une structure en « blocs inclinés », connue dès la fin du Crétacé (Brive, 1897 ; Anderson, 1936 ; Badji *et al.*, 2015 ; Leprêtre *et al.*, 2018). Cette morphologie est influencée par la dynamique globale de la plaque africaine et son déplacement vers le nord-ouest, entraînant la fermeture au nord des bassins sédimentaires néogènes, notamment celui du bassin du Chélif (Meghraoui *et al.*, 1988 ; Derder *et al.*, 2013 ; Badji *et al.*, 2015 ; Leprêtre *et al.*, 2018 ; Osman *et al.*, 2021).

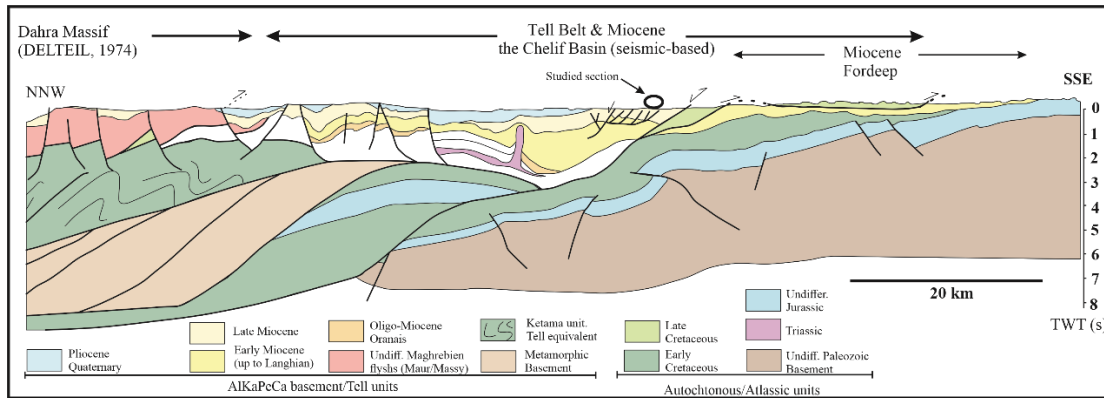


Fig. 2 : Coupe structurale NNW-SSE en « blocs basculés », allant de la marge passive au Tell sud, en passant par le Dahra et le bassin du Bas Chélif (Leprêtre *et al.*, 2018).

La stratigraphie du bassin du Bas Chélif a débuté avec des dépôts à mollusques, qui ont permis de réaliser les premières divisions stratigraphiques du Néogène (Pomel, 1892 ; Ficheur, 1896 ; Brives, 1897, 1920 ; Dalloni, 1915). Des travaux ultérieurs ont diversifié et précisé cette étape (Anderson, 1936 ; Gourinard, 1952, 1958 ; Perrodon, 1957).

Sur le plan sédimentaire deux mégaséquences majeures (MI, MII) caractérisent les dépôts miocènes de ce bassin (Delfaud *et al.*, 1973 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992). Datée du Miocène inférieur, la première (MI) est marquée par une sédimentation marine détritique grossière à fine. Ses dépôts sont contemporains de la mise en place du premier cycle post-nappes (Perrodon, 1957 ; Mattauer, 1958). Après révision, cet âge (Miocène inférieur) est attribué aux Burdigalien, Langhien et au Serravallien (Bessedik *et al.*, 2002). Parallèlement à cette phase (MI), une importante sédimentation continentale a eu lieu, dès le Serravallien supérieur, sur les marges des bassins de Bouhanifia et de la Tafna (Guardia, 1975, 1976 ; Ouda et Ameur, 1978 ; Ameur-Chehbeur, 1988 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkebir *et al.*, 1996).

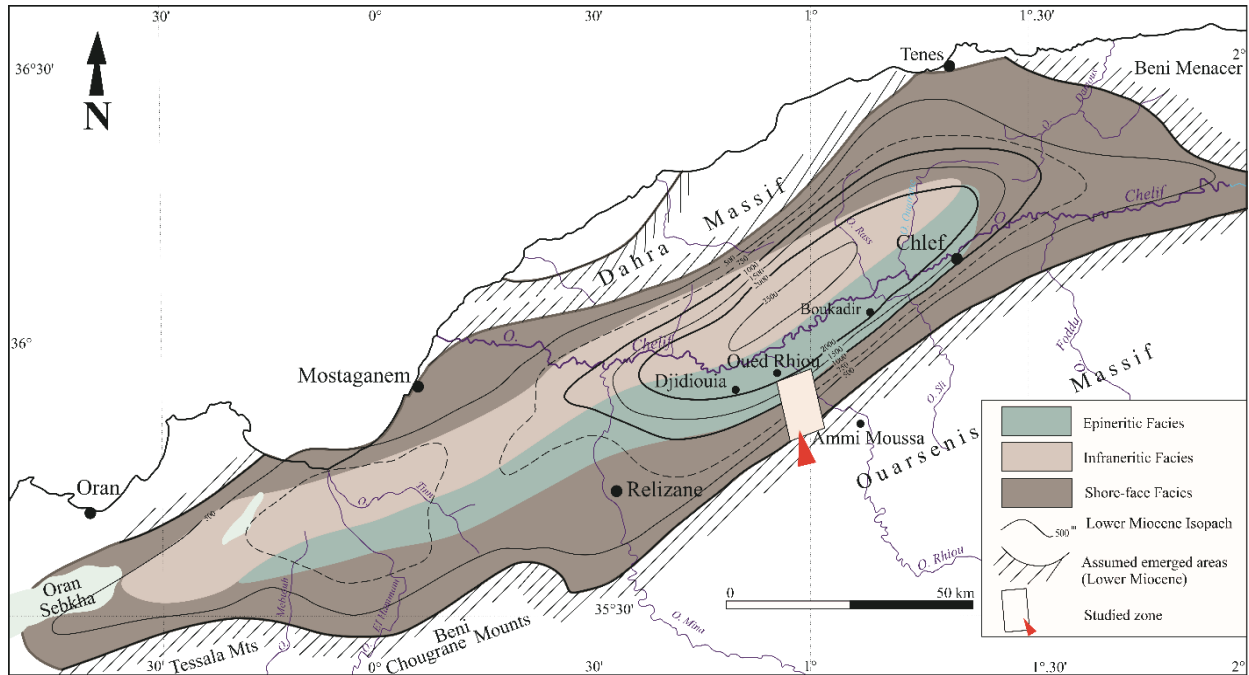


Fig. 3 : Paléogéographie et faciès environnementaux du Miocène inférieur dans le bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon, 1957).

Rappelons que le Miocène inférieur y est organisé en trois principaux ensembles. En effet, ces dépôts se sont mis en place sur un substratum cénozoïque (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957). De bas en haut, on distingue d'abord un ensemble détritique inférieur, communément appelé « conglomérats de base », qui débute par un niveau marneux glauconieux, suivi de bancs de poudingues et de conglomérats, accompagnés d'alternances marneuses. Cet ensemble a été subdivisé par Neurdin-Trescartes (1992) en trois formations distinctes : la Formation de l'Oued Taberket, la Formation de Sidi Abdelkader Nakhla Sud et la formation de Sidi Abdelkader Nakhla Nord. Vient ensuite un deuxième ensemble, défini comme « Marnes Intermédiaires », suivi d'un troisième ensemble détritique, appelé « Détritique Supérieur ». L'ensemble de ces formations contient des microfaunes caractéristiques du Burdigalien (Perrodon, 1957).

Sur la bordure nord-ouest de l'Ouarsenis, la sédimentation liée à la mer burdigalienne présente une dynamique transgressive puis régressive. La série conglomératique basale à caractère littoral s'y met en place, marquant le début de la transgression. Elle est suivie par une phase de subsidence intense, induite

par des dépôts profonds, au cours de laquelle les marnes intermédiaires se déposent (Fig. 4). Cette phase est ensuite suivie par une période de comblement du bassin, accompagnée d'une régression, qui conduit à la mise en place de l'ensemble détritique supérieur (Perrodon, 1957). En revanche, dans le secteur du Dahra, la forte subsidence semble être plus ou moins compensée par les apports sédimentaires, limitant ainsi le développement de séries profondes (Perrodon, 1957) (Fig. 4).

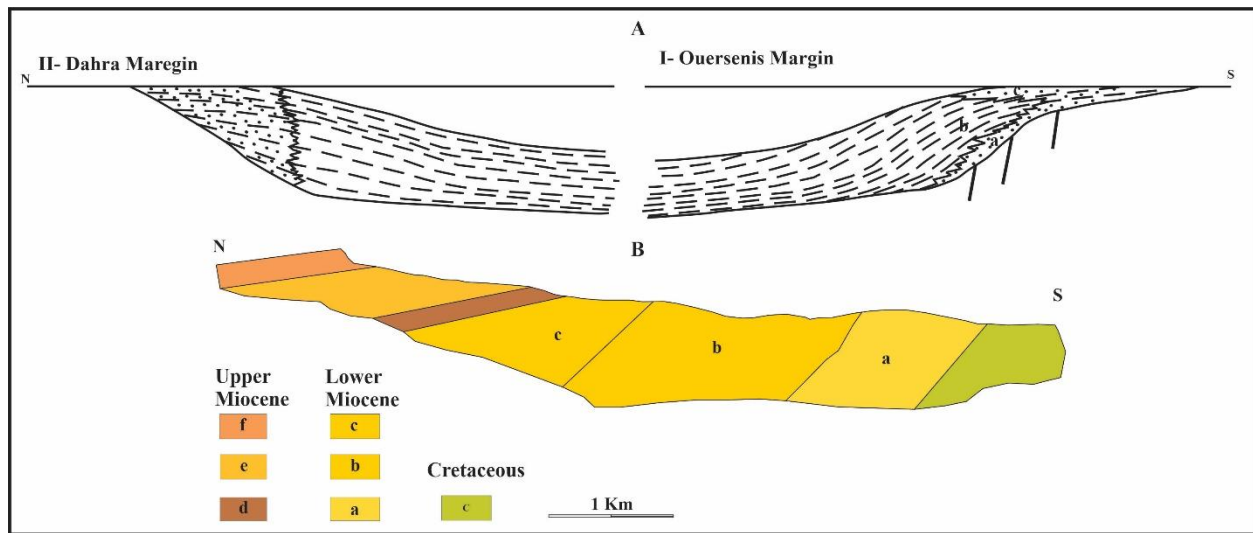


Fig. 4 : A : Sédimentation des marges nord et sud du Chélif au début du Miocène (Perrodon, 1957). **B :** Coupe nord-ouest de l'Oued Rhiou (Perrodon, 1957).

La deuxième megasequence majeure (MII) appartient au deuxième cycle post-nappes, lié à une activité tectonique transtensive (Meghraoui, 1982 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Perrodon, 1957). Elle est caractérisée par des sédiments marneux du Miocène supérieur (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Belkebir *et al.*, 1996). Cette mégaséquence (MII) passe latéralement à un épisode continental contemporain (Vallésien, Turolien) (Guardia, 1975 ; Jaeger, 1977 ; Ameer-Chehbeur, 1988, 1992 ; Bessedik *et al.*, 1997 ; Mahboubi, 2014 ; Mahboubi *et al.*, 2015).

Les dépôts messiniens recouvrent cette sédimentation marine et continentale : marnes et marnes à diatomées, évaporites, roches marines ou lagunaires post-évaporitiques (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982a, b ; Thomas, 1985 ; Saint-Martin, 1990 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Mansour

et Saint-Martin, 1999 ; Mansour, 2004 ; Cornée *et al.*, 2004, 2006 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Osman *et al.*, 2021 ; Atik *et al.*, 2024). Leur répartition est bien connue sur la marge nord du bassin du Bas Chélif, et plus particulièrement sur les versants sud du Dahra (Fig. 5). En effet, la région du massif du Dahra a enregistré une forte épaisseur.

La transition entre le Messinien et le Pliocène semble marquée par l'évolution des environnements lacustres vers des marnes marines. Le cycle transgressif du Pliocène sur les dépôts antérieurs est bien représenté (Fig. 5) dans le bassin du Chélif (Brive, 1897 ; Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1971 ; Fenet et Irr, 1973 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belhadji, 2008 ; Rouchy *et al.*, 2007 ; Atif *et al.*, 2008 ; Abbouda *et al.*, 2018 ; Osman *et al.*, 2021 ; Atik *et al.*, 2024). Il présente d'importantes masses de marnes bleues (Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982a et b ; Rouchy *et al.*, 2007), qui évoluent verticalement vers des sables et des grès.

Les données biostratigraphiques et tectoniques récentes sont reportées sur la carte géologique, présentée à la figure 5 (Meghraoui, 1982 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Meghraoui *et al.*, 1988 ; Belkebir *et al.*, 1996, 2002, 2008 ; Bessedik *et al.*, 1997, 2002 ; Mansouri *et al.*, 2008 ; Belkhir *et al.*, 2019 ; Osman *et al.*, 2021 ; Atik *et al.*, 2024 ; ce travail).

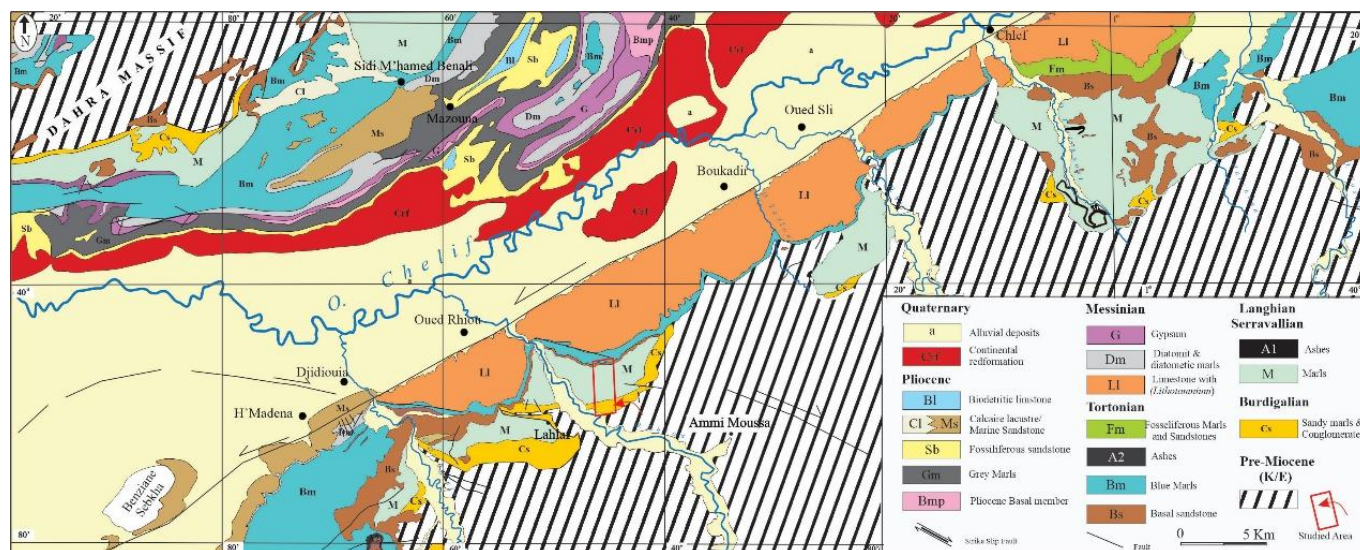


Fig.5 : Carte géologique et structurale de la marge SE du bassin du Chelif (modifiée d'après : Dalloni, 1913, 1922 ; Brive, 1897 ; Brive, 1905, Anderson, 1936 ; Meghraoui, 1988).

4. Activité volcanique :

L'activité volcanique tertiaire dans l'ouest de la région d'Alger est bien localisée entre Cherchell, Ténès et Miliana. Elle se manifeste par des intrusions de type micro-monzonitique, micro-granitique et rhyolitique. Plusieurs affleurements témoignent de cette activité, notamment l'intrusion d'El Kourb, l'Azerou Mehabba (Gouraya), Oued Herbil (Damous), le massif du Zaccar (Miliana) ainsi que le bassin de Menacer (Fig.6). Les épisodes éruptifs dans cette région se sont déroulés entre 16 et 9 millions d'années (Lepvrier *et al.*, 1975 ; 1976 ; Hernandez *et al.*, 1979).

Le magmatisme enregistré dans le bassin Chélif démontre clairement sa dynamique plus profonde (Lucas, 1942 ; Sadran, 1952, 1958 ; Mattauer, 1958 ; Polvêche, 1960) et date du Miocène moyen au Quaternaire (Guardia *et al.*, 1974 ; Thomas, 1985 ; Megartsi, 1985 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; El Azzouzi *et al.*, 2003). Son activité se manifeste par intermittence sous forme de cendres ou de laves dans les séries géologiques néogènes, notamment dans le bassin du Bas Chélif et ses marges (Brives, 1897 ; Gourinard, 1958 ; Delfaud *et al.*, 1973 ; Megartsi, 1985 ; Guardia, 1975 ; Bellon *et al.*, 1984 ;

Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Ameur Chehbeur, 1988 ; Louni-Hacini *et al.*, 1995 ; Louni-Hacini, 2002). Des manifestations volcaniques de types calco-alcalin à alcalin ont été enregistrées dans l'ouest du bassin du Bas Chélif (Arab *et al.*, 2015). Un dépôt pyroclastique a notamment été identifié au sein des conglomérats de base du Cartennien inférieur (Anderson, 1936). Par ailleurs, quatre niveaux cinéritiques ont été distingués au cours du Miocène : le niveau C1 dans la formation d'Oued Tlélat (Langhien), le niveau C2 dans la formation de Tafraoui (Serravallien terminal), le niveau C3 dans les marnes bleues supérieures (Tortonien), et le niveau C4 dans la formation d'El Bordj (Messinien). Ces niveaux témoignent d'épisodes volcaniques successifs (Brive, 1857 ; Gourinard, 1958 ; Delfaud *et al.*, 1973 ; Mégartsi, 1982 ; Guardia, 1984 ; Bellon *et al.*, 1984 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Ameur Chehbeur, 1988 ; Louni-Hacini *et al.*, 1995). D'autres activités volcaniques plus anciennes (cendres) semblent exister dans les dépôts néogènes du bassin du Bas Chélif.

Plus au sud, dans l'Ouarsenis, se trouve le massif rhyolitique paléozoïque du Djebel Bechtout, situé au nord de Tiaret (Polvêche, 1959). Par ailleurs, des activités volcaniques ont été enregistrées dans la partie centrale de l'Algérie ainsi qu'en Petite Kabylie, où elles se sont déroulées depuis environ 17 Ma, avec le pluton de Bougaroun représentant le plus ancien volcanisme miocène connu en Algérie (Abbassene, 2016 : Fig. 6B). Dans l'ouest de l'Edough, l'activité volcanique a débuté aux alentours de 16 Ma, avec des épisodes successifs à 15,5 Ma, entre 14 et 13 Ma, et jusqu'à 11 Ma (Abbassene, 2016) (Fig. 6). En revanche, dans le centre de la région d'Alger, l'activité volcanique débute plus précocement, vers 16 Ma (Burdigalien terminal) (Maury *et al.*, 2000). Cette dynamique volcanique est en relation avec la distribution des apports marins détritiques, qui ont marqué la configuration paléogéographique au cours du Miocène inférieur entre le bassin du Bas Chélif et celui du Chélif moyen-supérieur. Ces apports sont particulièrement bien représentés dans les zones sud-est du bassin du Bas Chélif (Neurdin-Trescartes, 1995).

L'âge du magmatisme dans la région occidentale (Oranie, Fig.6B) remonte au Miocène moyen (Serravallien : 13 à 13,25 Ma) (Guardia, 1975 ; Megartsi, 1985 ; Maury *et al.*, 2000 ; El Azzouzi *et al.*, 2003).

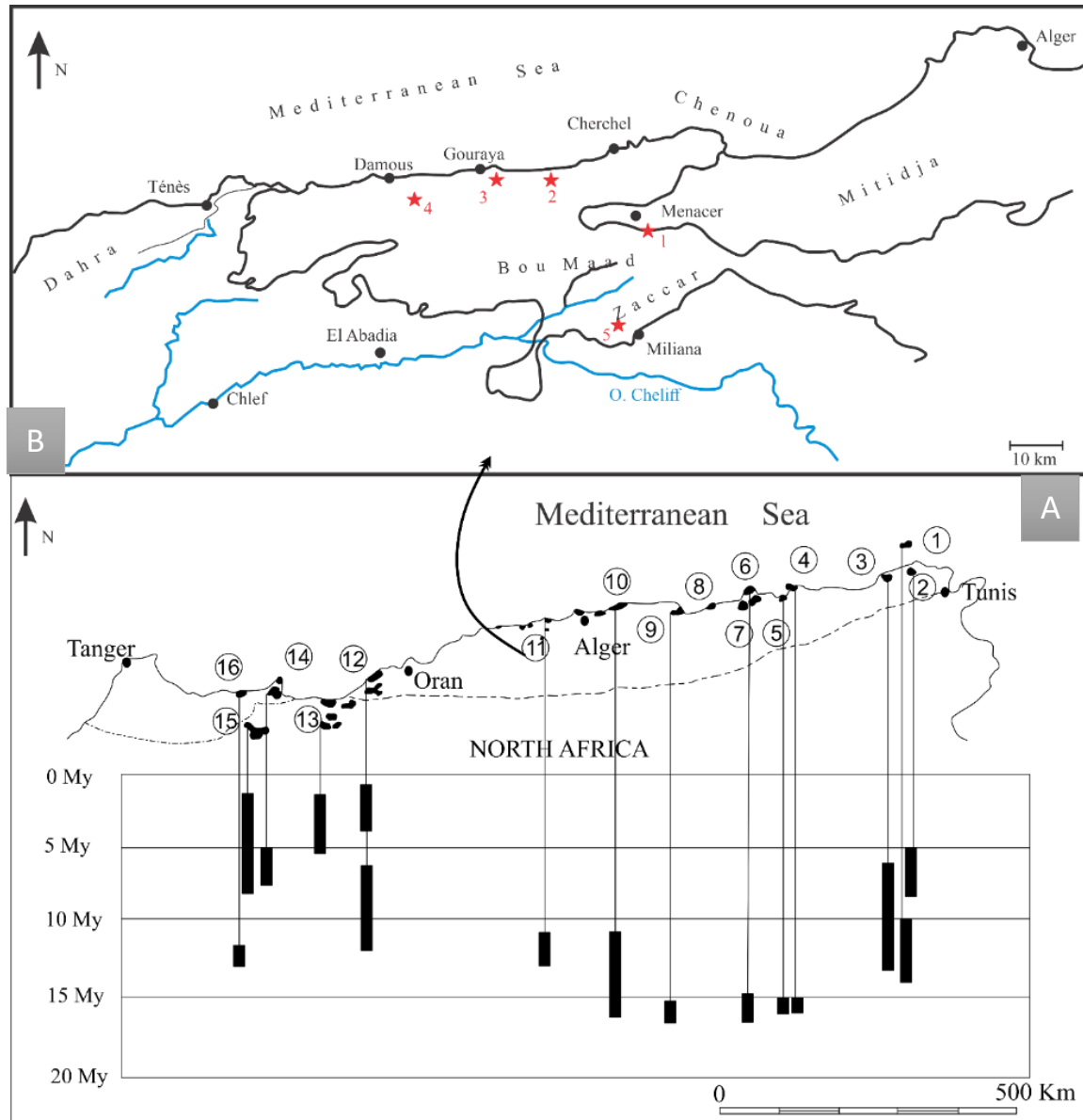


Fig. 6 : Carte des intrusions et synthèse chronologiques (fourchettes d'âge K-Ar) des roches magmatiques de la marge maghrébine (Abbassene, 2016 ; Maury *et al.*, 2000, Lepvrier *et al.*, 1975 et 1976 ; Hernandez *et al.*, 1979), modifiée : **A** : 1 : La Galite ; 2 : Mogods ; 3 : Nefza ; 4 : Ouest Edough-Cap de Fer ; 5 : Filfila ; 6 : Bougaroun ; 7 : Béni Toufout ; 8 : El Aouana ; 9 : Béjaïa-Amizour ; 10 : Algérois ; 11 : Cherchell ; 12 : Oranie ; 13 : Oujda ; 14 : Gourougou-Trois Fourches ; 15 : Guilliz ; 16 : Ras Tarf.

B : 1 : Intrusion rhyolitique de Menacer ; 2, 3 et 4 : Intrusions micro-monzonitiques, 5 : Intrusions micro-granitiques.

5. Matériels et méthodes :

Cinq coupes géologiques longues et épaisses ont été étudiées, localisées à proximité du barrage de Gargar (rive droite), au sud de l'agglomération de l'Oued Rhiau : Oued Taberket, Sidi El Rhorb inférieur, Sidi El Rhorb supérieur, Oued Boutelis et Sidi Bou-kebar. Les affleurements ont permis de décrire en détail leur lithologie et leur contenu paléontologique. À cette fin, plus de cent (100) échantillons ont été traités en laboratoire. Pour la datation de ces gisements, cette étude a nécessité l'utilisation de foraminifères planctoniques, de nannofossiles calcaires et, dans certains cas, d'ostracodes. Cela a permis d'établir un étalonnage avec des échelles biostratigraphiques adaptées à chaque groupe fossile traité. Ensuite, leur corrélation biostratigraphique est obtenue à l'aide de méthodes comparables à celles utilisées en Méditerranée dans les sédiments marins (Berggren *et al.*, 1995 ; Lourens *et al.*, 2004).

Les limites entre unités (ou sous-unités) lithostratigraphiques sont soigneusement inventoriées, notamment pour la transition Miocène inférieur-Miocène moyen. Certains phénomènes naturels (glissements d'éboulis, solifluxions, glissements de terrain, etc.) ont rendu difficile l'observation de ces limites. L'échantillonnage a été réalisé selon une grille déterminée et adaptée : par exemple, une distance variante entre 2 et 10 m est observée dans la série marneuse ; un échantillonnage (ponctuel) supplémentaire a parfois été nécessaire pour affiner la stratigraphie.

La description détaillée des unités lithostratigraphiques et l'observation des sédiments permettent de collecter de nombreux fossiles : gastéropodes, oursins, dents de requin, huîtres, bivalves, scaphopodes, polypes, balénides. Les macrofossiles sont collectés sur le terrain ; les spécimens sont soigneusement nettoyés, observés avec une coupe binoculaire et photographiés ; au laboratoire, les tests d'organismes sont lavés et leur gangue est retirée à l'eau tiède et à l'aide de brosse appropriée.

Généralités

Ces données (lithologie, figures sédimentaires, ichnites, limites et contenu fossile) permettent, pour chaque coupe, d'identifier le paléoenvironnement de son faciès (T1, T2, etc.) afin de reconstituer la dynamique des séquences de type transgressif ou régressif. En cas de présence d'ichnites, leur détermination est effectuée sur des affleurements bien nettoyés, directement sur le terrain, en tenant compte des différents paramètres ichnologiques standards (Bromley, 1996). Les taxons fréquents sont identifiés à l'échelle de l'ichnogenre, sans s'écarter de leur contexte faciologique.

Le traitement d'une centaine d'échantillons a été réalisé en laboratoire. Leur lavage minutieux a facilité l'étude de leur contenu en foraminifères et en ostracodes. L'étude du nannoplancton calcaire est réalisée à l'aide de lames d'étalement.

L'extraction des microfossiles (foraminifères, ostracodes) consiste à laver 200 à 300 g (parfois un peu plus) de sédiment (trempage à l'eau tiède, lavage puis tamisage avec une maille de 100 μm). L'identification des taxons est réalisée à l'aide d'une loupe binoculaire (grossissement x 250 et x 500) ; le contenu paléontologique (foraminifères, ostracodes) a été réalisé et photographié au microscope électronique de Scanning (MES).

Les mêmes échantillons utilisés pour l'extraction de microfossiles (foraminifères, ostracodes) sont soumis au traitement (frottis) des nannofossiles calcaires (Mansouri, 2021). Les lames sont observées au microscope optique polarisant (grossissement x 500). Les micro-organismes sont déterminés à un grossissement compris entre x 500 et x 1000.

Pour le nannoplancton calcaire, un très petit fragment de sédiment déposé sur une lame a été dilué dans une goutte d'eau distillée, puis agité et bien étalé. Il a ensuite été placé sur une plaque chauffante à température modérée pendant 30 secondes à 1 minute afin de le sécher avant d'être recouvert d'une lamelle pour être collée à la lame, avec 4 à 5 gouttes de résine EUKITT. Une pression peut être appliquée sur la

lame pour diluer la colle sous la lamelle afin de chasser les bulles d'air. La lame a finalement été soumise à un séchage pendant au moins 24 heures avant le codage et le nettoyage de la lame portant l'échantillon. Après observation des lames au microscope optique polarisant (grossissement $\times 500$), l'analyse a été réalisée par balayage systématique de chaque lame (ou de plusieurs lames appartenant au même échantillon).

La présence de microfossiles (foraminifères, ostracodes et nannofossiles calcaires) et notamment des espèces index sont soigneusement répertoriées dans leurs niveaux d'occurrences pour établir une zonation biostratigraphique. Pour chaque échantillon, ces taxons contribuent à la datation des dépôts. Les échelles biostratigraphiques sont établies par coupe et pour chaque groupe de microfossiles et calibrées entre elles pour la période burdigalienne, langhienne et serravallienne ; les résultats sont comparés aux échelles biostratigraphiques utilisées en Méditerranée (Blow, 1969 ; Martini, 1971 ; Keen *et al.*, 1994 ; Berggren *et al.*, 1995 ; Lourens *et al.*, 2004 ; Abdul Aziz *et al.*, 2008 ; Backman *et al.*, 2012 ; Ied et Ismaïl, 2016 ; Lirer *et al.*, 2019).

Chapitre II

Lithostratigraphie

1. Introduction

L'étude géologique porte sur une succession de cinq longues coupes à dépôts détritiques. A la base, la coupe de l'Oued Taberket (Belkhir *et al.*, 2025), partiellement étudiée par Anderson (1936) et Neurdin-Trescartes (1992) ; elle présente une épaisseur d'environ 100 m contenant six (6) échantillons. Succède par la suite la coupe de Sidi El Rhorb (Belkhir *et al.*, 2025), avec 39 échantillons et une épaisseur de plus de 800 m. Elle est suivie par la coupe de l'Oued Boutelis (17 échantillons) qui montre une épaisse série dépassant les 1400 (Belkhir *et al.*, 2025). Ces coupes sont couronnées par la coupe de Djebel Bou-kebar (29 échantillons) de plus 850 m d'épaisseur. La résolution de l'échantillonnage dans les coupes de l'Oued Taberket et de Sidi El Rhorb devrait être élevée, car les échantillons ont été systématiquement prélevés avec un intervalle d'environ 1 à 2 m entre les échantillons. Il convient toutefois de noter que de nombreux échantillons n'ont pas donné de résultats (fossiles) en raison de la nature du faciès qui est fortement détritique ; seuls les sédiments ayant donné des micro-organismes sont présentés, et leur numérotation a été modifiée et ajustée. Par ailleurs, il faut noter que la densité de l'échantillonnage n'est pas nécessaire dans tous les cas ; elle le devient lorsque des changements micropaléontologiques significatifs sont observés entre les échantillons successifs dans le contenu sédimentaire, ce qui devrait affecter la biostratigraphie. Dans le secteur de l'Oued Boutelis et de Sidi de Bou-kebar, la résolution de l'échantillonnage est faible en raison de son épaisseur considérable, avec un espacement de 10 à 20 mètres, ou des déviations occasionnelles dues à des contraintes telles que le taux de détritisme, la topographie, les glissements de terrain, les cultures agricoles ou la présence de couvert végétal.

2. La coupe de l'Oued Taberket (Tab. 1)

Les sédiments miocènes de cette coupe recouvrent en discordance le substratum. Ce dernier est constitué de schistes marneux verdâtres à filonnets de gypse, qui évoluent latéralement vers des calcaires argileux jaunâtres. Ce substratum est fortement fracturé, témoignant d'une tectonique polyphasée, comme

le montrent les affleurements au fond de l'Oued Mekhez (Fig. 7 : n, n1). Une discordance, voire un contact anormal, pourrait séparer ces dépôts du substratum (Fig. 7 : a). Les marnes jaunâtres et les marnes calcaires blanches (Fig. 7 : n, n1, n2) ont révélé des foraminifères déformés non identifiables. Le contact entre les roches sous-jacentes (substratum) et les dépôts miocènes n'est pas clairement visible. La coupe de l'Oued Taberket présente trois unités lithologiques distinctes.

2.1. Unité 01 : marnes (30 m)

Marnes grises à grises foncées, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur à la base, amorcent la sédimentation miocène. Elles évoluent verticalement vers des marnes blanches en surface et grises en profondeur, d'une épaisseur variante entre 4 à 10 mètres. Ces dépôts ont livré de nombreux foraminifères planctoniques et benthiques (échantillons : Tb1, Tb2, Tb3 ; voir Fig. 4 : a), tels que : *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globigerinoides obliquus*, *Globorotalia acrostoma*, *Globigerina altispira*, *Globigerina woodi*, *Globigerina preabulloides*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigernella siphonifera*, et des foraminifères benthiques : *Stilostomella adolphina* ; *Bolivina dilatata*, *Uvegerina macrocaranta*, *Uvegerina semiornata*, *Numilites sp*, *Chilostomella sp*, *Cibicides sp*, *Pullenia buloides*, *lenticulina inornata*. Existente, en plus, des Nannoplanctons calcaires : *Discoaster druggi*, *Discoaster emblematicus*, *Discoaster exilis*, *Discoaster sanmiguelensis*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster moorei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera ampliapertura*, *Helicosphaera mediterranea*, *Helicosphaera walberdorfensis*, *Helicosphaera wiltrans*, *Sphenolitus belemnus*, *S. heteromorphus* (Planche 01). Par ailleurs on y note dans le résidu la présence de fragments de gypse, des grains de quartz non usés associés à des micas noirs.

2.2. Unité 02 : marnes sableuses, grès et conglomérat (30 m)

2.2.1. Sous-unité 01 :

Elle est composée de marnes sableuses jaunâtres (T2 : Fig. 7), micacées, d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

2.2.2. Sous-unité 02 :

Elle est représentée par une barre massive (a) de dépôts pyroclastiques (Dp) vert olive (T3. Fig. 7), d'une épaisseur de 0,80 à 1,5 m. Ces derniers sont localement présents sous forme de nodules ou boules sphériques à elliptiques ou en coussins, à débit en "pelure d'oignon", dont la surface est ferrugineuse. Un réseau dense de fractures anastomosées les caractérise selon deux directions principales : NNE-SSW et NNW-SSE (Fig. 7 : l à l3). Le faciès (Fig. 7 : l1 – l5) contient des galets calcaires bien roulés et des dragées de quartz, des glauconies, des amas localisés de coraux Scléractiniaires ; Ce faciès présente des indices de bioturbation ; la faune collectée est représentée par des gastéropodes (*Turritella*), des dents de requin, des Cirripèdes (balanes), des pectinidés, des bivalves et des échinides (*Amphiope*, *Scutella*) (Fig. 7 : k1 – k3, l4, l5). L'analyse des dépôts pyroclastiques a révélé la présence des nodules glauconieux, des lithoclastes carbonatés et/ou métamorphiques et des bioclastes associés à des quartzites, des grains de quartz, des micas blancs et noirs (abondants et altérés), des carbonates cristallins, des feldspaths altérés de différente taille, de petits cristaux de pyroxène et des amphiboles altérées. Ces cristaux sont enchâssés dans une matrice carbonatée (Belkhir *et al.*, 2019).

Ces pyroclastes s'élèvent sur une quinzaine de mètres de marnes sableuses jaunâtres (T2). Lavées, elles contiennent des grains de quartz non usés, des fragments de gypse et des micas. Les marnes sont caractérisées par une inter-stratification gréseuse (5 cm d'épaisseur). Les échantillons prélevés dans les

marnes sableuses jaunâtres (Tb4 et Tb5) ont livré des spécimens de foraminifères planctoniques et benthiques remaniés (voir Tabl. 1).

Vers le sommet, des bancs de grès on observe des bancs de grès (T7. Fig.) ; dont la partie basale présente une bioturbation abondante (*Skolithos*, *S. annulatus*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *O. nodosa*, *O. annulata*, *Palaeophycus* : Tabl. 1), des boules et des litages obliques en mamelons (Hummocky-cross-stratification, HCS), une stratification parallèle associée à des *Amphiopes*, des pectinidés et des lentilles de conglomérat. Au sommet, quelques galets épars sont visibles dans des bancs de grès. Le sommet est caractérisé par une surface de ravinement surmontée par un remplissage conglomératique (T5).

Unité 03 : Conglomérat et alternance de marnes sableuses et de grès (850 m)

2.2.3. Sous-unité 01

Au-dessus de la coupe de l'Oued Taberket (Unité 02, Sous-unité 2), suit une barre conglomératique à microconglomératique (**b**) (Unité III/Sous-unité 01 : T5) dont la base est marquée par une surface d'érosion (ravinement) (Fig. 7 : a, e, e1 : Es). Cette barre, de 5 m d'épaisseur, est parcourue par des failles. Des galets hétérométriques, plats et/ou roulés, forment l'essentiel de ce faciès. Elle contient quelques échinides (*Amphiope*, *Scutella*). La continuité latérale, vers l'Est de cette barre (**b**) montre un contact direct avec la barre pyroclastique précédente (**a**) sur une cinquantaine de mètres. On observe (en affleurement) un amincissement latéral des marnes sableuses jaunes sous-jacentes appartenant à l'unité précédente (Unité 02/Sous-unité 2) jusqu'à leur disparition (Fig. 7 : b ; Tab. 1).

2.2.4. Sous-unité 02 :

Elle débute par des marnes sableuses fossilifères (15 m d'épaisseur) avec des inter-lits de grès (5 cm), dont certains sont fracturés (liées à des failles polygonales : Fig. 8 : j-j2). Dans la partie supérieure,

les sédiments deviennent sableux ; ils sont riches en pectinidés et en gastéropodes (*Turritella*). Ce dépôt se poursuit dans le grès (barre **c** : 5 m d'épaisseur), fortement fracturé (T3) ; elle présente des dépôts en boules de grès (barre **c**) de diamètre variant de 0,10 à plus de 0,20 m, voire plus. On y trouve parfois de petits galets arrondis et des vestiges d'échinides et de terriers (*Ophiomorpha*, *Skolithos*). Un échantillon unique (Tb6 : Fig. 7 : a) prélevé dans cette sous-unité a livré des foraminifères planctoniques, représentés par des taxons tels que : *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides subquadratus*, *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globigerinoides obliquus*, *Globorotalia acrostoma*, *Globigerina altispira*, *G. woodi*, *Globoquadrina dehiscens* (S1), associés à des nannofossiles calcaires tels que *Discoaster druggii*, *Discoaster emblematicus*, *D. exilis*, *D. sanmiguelensis*, *D. Deflandrei*, *D. moorei*, *Helicosphaera euphratis*, *H. carteri*, *H. ampliapertura*, *H. mediterranea*, *H. walberdorfensis*, *H. wltrans*, *Sphenolithus belemnus*, *S. heteromorphus* (Tab. 1).

2.2.5. Sous-unité 03

Après une lacune de visibilité (sols et végétation : 70 à 80 m), une troisième barre gréseuse (**d**) apparaît (sous-unité 3 /unité 03) présentant les mêmes caractéristiques que la barre **c** dont l'extension vers l'ouest révèle la présence de conglomérats lenticulaires contenant de nombreux tests d'*Amphiope* et des galets de Scléractiniaires recristallisés (Fig. 8 : k, k1). Une activité tectonique significative est mise en évidence sur cette dernière figure. Il s'agit de la barre de conglomérat hétérométrique (**b**) et des barres à boules de grès (**c**, **d**), des failles normales et inverses (Fig. 8 : j-j2). L'extension de la barre de grès réapparaît à la base de la coupe de Sidi El Rhorb (**d**) (voir description détaillée).

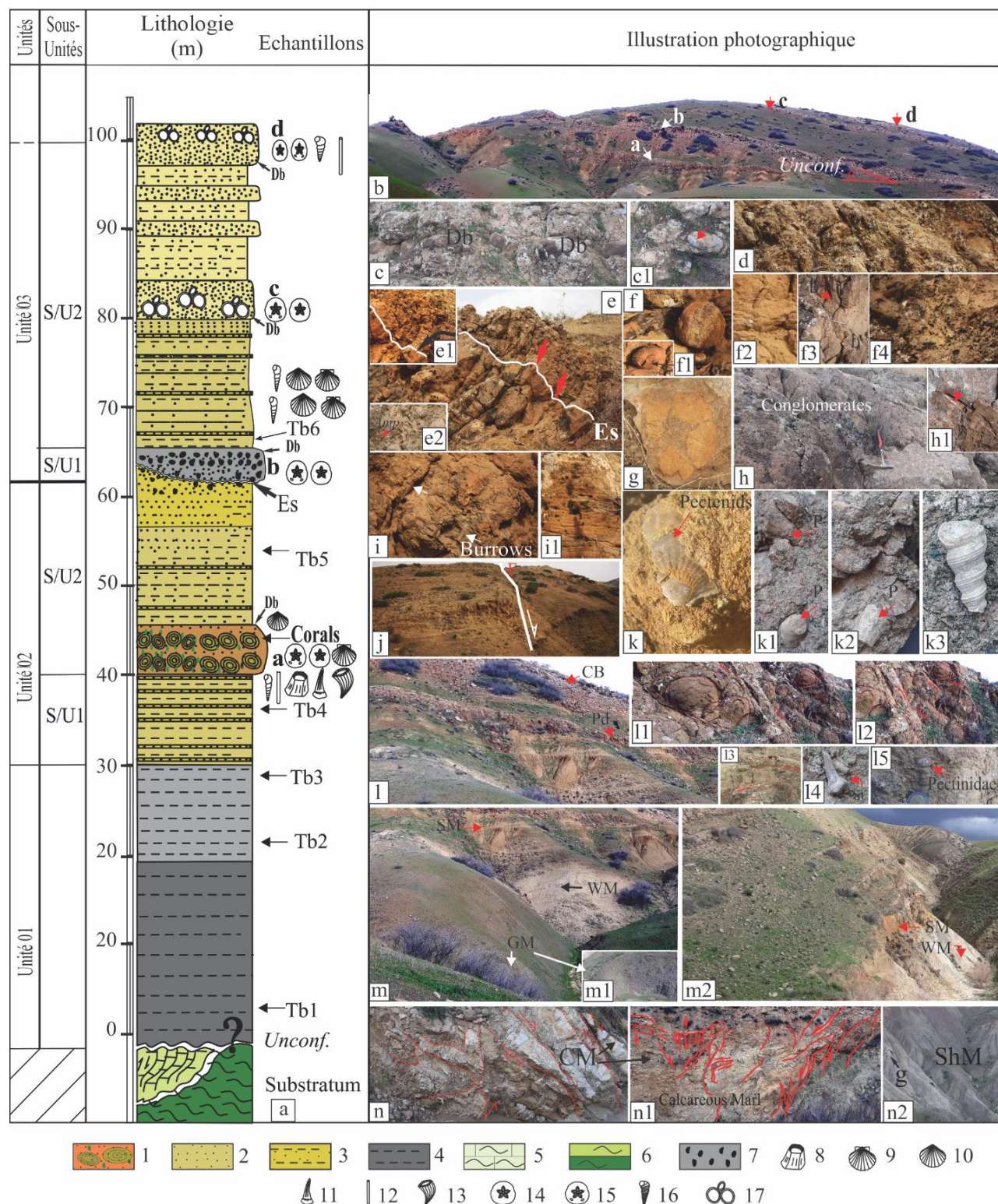


Fig.7 : Coupe géologique de l'Oued Taberket (Belkhir *et al.*, 2025).

1 : Grès glauconieux ; **2** : Grès ; **3** : Marnes sableuses ; **4** : Marnes ; **5** : Marnes calcaires ; **6** : Marnes schisteuses ; **7** : Conglomérat ; **8** : Balanus ; **9** : Pectenidés ; **10** : Bivalve ; **11** : Dent de requin ; **12** : Terriers ; **13** : Polypier ; **14**, **15** : *Scutella*, *Amphiope* ; **16** : *Turritella* ; **17** : Boules de grès diagénétiques. **Unconf** : Discordance ; **FS** : Structure fracturée ; **ST** : Dent de requin ; **Biv** : Bivalves ; **T** : *Turritella* ; **CB** : Barre conglomératique ; **Amp** : *Amphiope*.

a : Coupe lithologique ; B1, ...B6 : Echantillonnage ; **b** : Vue panoramique de la coupe de l'Oued Taberket (**a** : barre pyroclastique, **b** : Barre conglomératique et **c** : Barre gréseuse. Voir la discordance (**a**) entre les barres a et b) ; **c**, **c1**, **d** : Boules de grès diagénétiques (Db) ; **e** : Surface d'érosion (Es) sous la barre b ; **e1** : détails, Es : Surface d'érosion ; **e2** : Tests d'*Amphiopes* ; **f**, **f1** : Huîtres ; **f2** : Ichnite (*Ophiomorpha annulata*) ; **f3** : i : Ichnite (*Skolithos*) ; **f4** : Intercalation conglomératique ; **i1** : Lamination parallèle ; **g** : Test de *Scutella* ; **h** : Barre conglomératique (b) avec dragées de quartz ; **h1** : section du test d'*Amphiope* (flèche rouge) dans la barre conglomératique (b) ; **j** : faille normale (F : ligne rouge) dans les barres de grès (**c** et **d**) ; **k** : Pictinédés cf. *Amussium* ? ; **k1**, **k2** : polypier Scléractiniaire (P) au sein de dépôts pyroclastiques (barre **a**) ; **k3** : *Turritella* (T) ; **l** : vue panoramique des unités I et II, Pd : dépôts pyroclastiques (flèche rouge), Cd : barre conglomératique (barre **a** : flèche rouge) ; **l1**, **l2**, **l3** : dépôts pyroclastiques (barre **a**) « boules en pelure d'oignon » au sein de grès glauconique ; **l4** : dent de requin (St) ; **l5** : Pictinidae ; **m**, **m1**, **m2** : vues panoramiques de l'unité I, **SM** : marnes sableuses, **WM** : marnes blanches, **GM** : marnes grises ; **n**, **n1**, **n2** : Vues montrant l'ensemble du substrat affleurant : marnes calcaires faillées, contact avec les marnes argileuses (ShM) , **g** : gypse.

Lithostratigraphie

Stage	Coupe	Unités	Sous-unités	Lithologie et faciès	Structures sédimentaires	Ichnites et Fossiles		Paléoenvironnements		
						Ichnites	Fossiles	1	2	3
B u r d i g a l i e T e r m i n a l	Oued Taberket	Unité 03 : Conglomérat et alternance de marnes sableuses et de grès (850 m)	SU2 (c)	-Grès épais (T4) -Alternance de marnes sableuses et de grès (T3)	Boules de grès diagénétiques	<i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i>	<i>Amphiope</i> , <i>Scutella</i> , Foraminifères planctoniques (Tb6): <i>Globigerinoides trilobus</i> , <i>G. subquadratus</i> , <i>G. sicanus</i> , <i>G. altiaperturus</i> , <i>G. obliquus</i> , <i>Globorotalia acrostoma</i> , <i>Globigerina altispira</i> , <i>G. woodi</i> , <i>Globoquadrina dehiscens</i> . Nannoplanctons calcaires : <i>Discoaster druggi</i> , <i>D. emblematicus</i> , <i>D. exilis</i> , <i>D. sanmiguelensis</i> , <i>D. deflandrei</i> , <i>D. moorei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. ampliaptera</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>H. walbersdorfensis</i> , <i>H. waltrans</i> , <i>Sphenolithus belemnoides</i> and <i>S. heteromorphus</i> .	Msf to Lsf	Shore-face	
			SU1 (b)	Conglomérats (T5)	/	/	<i>Amphiope</i> , <i>Scutella</i> . Discordance	Usf		
		Unité 02 : Marnes sableuses et grès (30 m)	SU2 (a)	Grès (T4) -Alternance de marnes sableuses et de grès (T2) -Grès glauconieux (cinérite) (T3)	Boules de grès diagénétiques, chenalisation, Mega Hcs, stratification parallèle,	<i>Ophiomorpha</i> , <i>O. nodosa</i> , <i>O. annulata</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Skolithos annulatus</i> , <i>Palaeophycus</i> <i>Thalassinoides</i>	Petits foraminifères Polypiers solitaires, dents de requin, huîtres, pectinidés, bivalves, gastéropodes, <i>Balanus</i> , <i>Turritella</i> , <i>Amphiope</i> , <i>Scutella</i> .	Msf Lsf		
			SU1	-Sables marneux (T2)	/	/	/	Lsf		
		Unité 01 : Marnes (30 m)	/	Marnes (T1)	/	/	Foraminifères planctoniques (samples: Tb1, Tb2, Tb3), <i>Globigerinoides trilobus</i> , <i>Globigerinoides sicanus</i> , <i>Globigerinoides altiaperturus</i> , <i>Globigerinoides obliquus</i> , <i>Globorotalia acrostoma</i> , <i>Globigerina altispira</i> , <i>Globigerina woodi</i> , <i>Globigerina preabuloides</i> , <i>Globoquadrina dehiscens</i> , <i>Globigernella siphonifera</i> Foraminifères benthiques : <i>Stilostomella adolphina</i> , <i>Bolivina dilatata</i> , <i>Uvegerina macrocarina</i> , <i>Uvegerina semiornata</i> , <i>Numillites sp.</i> , <i>Chilostomella sp.</i> , <i>Cibicides sp.</i> , <i>Pullenia buloides</i> , <i>lenticulina inornata</i> . Nannoplanctons calcaires : <i>Discoaster druggi</i> , <i>Discoaster emblematicus</i> , <i>Discoaster exilis</i> , <i>Discoaster sanmiguelensis</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Discoaster moorei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. ampliaptera</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>H. walbersdorfensis</i> , <i>H. waltrans</i> , <i>Sphenolithus belemnoides</i> and <i>S. heteromorphus</i> .	Shelf		/

Tab. 1 : Description sommaire et contenu fossile de la coupe d'Oued Taberket datant du Burdigalien supérieur (bassin du Bas Chélif).
1 : Travaux actuels ; **2 :** Perrodon (1957) ; **3 :** Neurdin-Trescartes (1992) ; Usf, Msf, Lsf : Upper, Middle, Lower shore-face, Near shore;
b : barre de conglomérats ; **a** et **c :** barres de boules de grès diagénétiques ; T1, T2... : types de faciès de l'Oued Taberket.

3. Coupe de Sidi El Rhorb (Tab. 2)

Il s'agit d'une série le long de l'Oued Sidi El Rhorb, composée de deux tronçons : une coupe inférieure (Sidi El Rhorb inférieur) et une coupe supérieure (Sidi El Rhorb supérieur) (Fig. 8).

3.1. Sidi El Rhorb inférieur

Elle correspond à la partie supérieure de sous unité 03/ Unité 03 de la Coupe l'Oued Taberket (conglomérat alternant avec des marnes sableuses et des grès). Cette unité débute dans la coupe de l'Oued Taberket. Elle y est décrite et illustrée. Dans cette coupe, la sous-unité 3 débute par la barre gréseuse (S4) de 12 m d'épaisseur (**d**) (Fig. 8 : d), fortement indurée. Les grès formés par des boules, évoluant vers des conglomérats à éléments hétérométriques (2 cm à 15 cm). On observe une accumulation de faune, notamment de pectinidés et du *Turritella*, ainsi qu'une population de grands oursins irréguliers et aplatis (*Scutella*, *Amphiope*).

Des marnes grises (GM : 10 m d'épaisseur) avec de minces bancs de grès (facies : S2) (Fig. 8 : g, g1). À l'ouest, une couche de calcaire lumachellique (1 m d'épaisseur ; Fig. 8 : f1 : L) (facies : S1) apparaît, incrustée d'un hard-ground riche en organismes divers (pectinidés, *Turritella*, bivalves, entre autres) (Fig. 8 : f1, f2).

Les successions sédimentaires suivantes sont représentées par une alternance de grès et de marnes, de plus de 250 m d'épaisseur (facies : S3) (Fig. 8 : f). Les bancs de grès varient en épaisseur de 5 cm à 5 m et livrent des oursins irréguliers d'oursins irréguliers (*Scutella*, *Amphiope*). Dans la partie supérieure, les grès présentent des traces de bioturbation (*Thalassinoides*, *Skolithos* et *Palaeophycus*) et des structures sédimentaires (stratification entrecroisée, rides grimpantes et stratification oblique) (Fig. 8 : e, e1, e2).

Plusieurs échantillons ont été prélevés dans cette sous-unité ; certains grès présentent de nombreux microfossiles remaniés (échantillons : Sr13 à Sr26). D'autres sont riches en foraminifères (échantillons : Sr7 à Sr12), comme indiqué dans la sous-unité (facies : S1) (*Globigerinoides trilobus*, *G. sicanus*, *Globigerinoides altiaperturus*...). Cet assemblage est associé avec de nombreux nannoplanctons calcaires (*Discoaster exilis*, *Helicosphaera ampliaperta* et *Sphenolithus heteromorphus* (pl. 1).

3.2. Sidi El Rhorb supérieur

3.2.1. Sous-unité 04 :

La coupe de Sidi El Rhorb supérieure constitue la continuité de la coupe Sidi El Rhorb inférieure, où l'Unité 03 (conglomérat et alternance de marnes sableuses et de grès) se poursuit. Le contact s'effectue à une vingtaine de mètres sous la barre de grès (e). L'observation y est difficile en raison des glissements de terrain ; Cependant, une légère modification du pendage des couches sédimentaires semble perceptible.

Cette unité III débute par la sous-unité 4, marquée par la barre de grès et de conglomérat (e) (S4) de 4 à 5 m d'épaisseur (Fig. 8 : d, d1). Cette barre est affectée par des fractures de NNW-SSE et/ou NNE-SSW. Certaines de ces fractures sont synsédimentaires. On observe la présence de nodules de grès (Fig. 8 : d, d1) bien alignées sur une longue distance. Ils présentent des incrustations de *Balanus* (Fig. 8 : c3) et des taches noires en surface, suggérant des indices d'hydrocarbures ? (Fig. 8 : d1).

3.2.2. Sous-unité 05 :

Les grès sont prolongés vers le haut par des marnes sableuses verdâtres (110 m) alternant avec des bancs de grès jaunâtres et parfois rougeâtres de 2 cm à 3 m d'épaisseur (facies : S3) (sous-unité 5).

Des *Skolithos* et des laminations parallèles sont présentes dans ces bancs de grès. Parfois, ils évoluent latéralement à des conglomérats. Les gisements de cette sous-unité ont livré des foraminifères et des

nannofossiles calcaires (échantillons : Sr27 à Sr35) : *Globogerinoides trilobus*, *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides altiapertura*, *Globigerina woodi*, *Globigerina preabulloides* associés à *Discoaster exilis*, *Discoaster sanmiguelensis*, *Helicosphaera ampliapertura*, *Sphenolitus heteromorphus*.

3.2.3. Sous-unité 6 :

Un ensemble de grès (f) de 40 m d'épaisseur avec des lits marneux (S4) représente la sous-unité 6 (Fig. 8 : d2, c). Il est constitué de petits lits bioturbé (30 à 40 cm d'épaisseur) (*skolithos*) contenant des coquilles d'huîtres et de gastéropodes (Fig. 8 : c2). Ces grès dont la base est fracturée selon les directions NNW-SSE et NNE-SSW, contiennent des boules de grès du même type que celles décrites auparavant.

3.2.4. Sous-unité 07 :

Au-dessus de la sous-unité 6, s'installent plus de 200 m de marnes verdâtres alternant avec des lits de grès (facies : S3) (sous-unité 7). Ces dépôts sont riches en macrofaune (bivalves, huîtres, gastéropodes, etc.). Une alternance de marnes à marnes sableuses et de grès, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur, forme les derniers dépôts de cette série. Ils sont fortement plissés avec un pendage de 70° ou plus vers le NNW. Cette unité a été échantillonnée (Sr36 à Sr40). Cependant, les résidus de lavage ont montré des microfossiles remaniés.

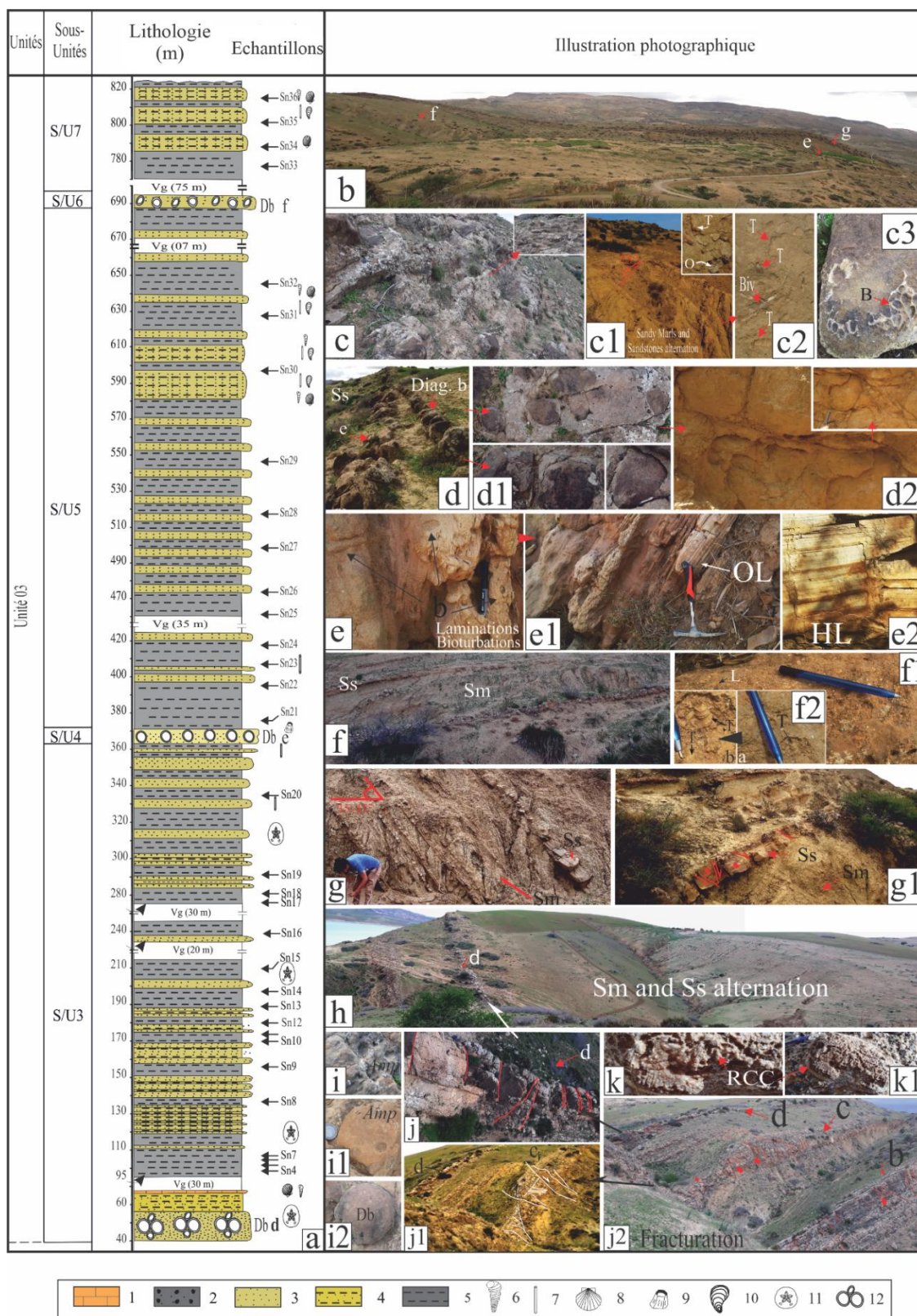


Fig. 8 : La coupe géologique de Sidi El Rhorb inférieur et supérieur (Belkhir *et al.*, 2025).

Lithostratigraphie

1 : Calcaire lumachellique ; **2** : Conglomérat ; **3** : Grès ; **4** : Marnes sableuses ; **5** : Marnes grises ; **6** : *Turritella* ; **7** : Terriers ; **8** : Pectenidés ; **9** : *Balanus* ; **10** : Huîtres ; **11** : *Amphiope* ; **12** : Boules de grès diagénétiques.

a : Coupe lithologique (diagramme) ; **b** : Vue panoramique des coupes de Sidi El Rhorb, barres **e**, **f** et **g** ; **c** : Position de la barre **g** ; **c1** : Alternance de marnes sableuses et de grès ; **c2** : T : *Turritella*, O : Huîtres et bivalves ; **c3** : B : *Balanus* sur la barre (**e**) gréseuse diagénétique ; **d**, **d1**, **d2** : Boules de grès diagénétiques (Diag. **b**) au sein de la barre **e**, Ss : Grès ; **e**, **e1**, **e2** : Structures sédimentaires au sein des grès, **b** : Bioturbation, OL : Laminations obliques, HL : Laminations horizontales ; **f**, **g**, **g1** : Détails de l'alternance grès (Ss) /marnes sableuses (Sm) ; **f1**, **f2** : L : Lumachelle, T : *Turritella* ; **h** : Alternance de marnes sableuses (Sm) et de grès (Ss), barre de grès diagénétique (**d**) ; **i**, **i1** : Tests d'*Amphiope* (*Amp*) effectués dans la barre de grès (**b**), **i2** : Db : Boule de grès diagénétique (Db) dans la barre **d** (partie inférieure) ; **j**, **j1**, **j2** : Structures faillées dans la succession grès/marnes sableuses (barres **b**, **c** et **d**) ; **k**, **k1** : RCC : Coraux recristallisés.

Lithostratigraphie

Etagé	Coupe		Unités	Sous-unités	Lithologie et faciès	Structures sédimentaires	Ichnites et Fossiles		Paléoenvironnements		
							Ichnites	Fossiles	1	2	3
Burdigalien Terminale	Sidi El Rhorb	Sup (b)	Unité 03 : Conglomérat et alternance de marnes sableuses et de grès (850 m)	SU7	- Alternance de marnes sableuses et de grès (S3)	/	/	Huîtres, gastéropodes, bivalves. Foraminifères planctoniques (Échantillons : Sr27 à Sr35) : <i>Globigerinoides trilobus</i> , <i>Globigerinoides sicanus</i> , <i>Globigerinoides altiaperturus</i> , <i>Globigerina woodi</i> , <i>Globigerina preabulloides</i>	Msf to Lsf	Shore-face	
				SU6 (f)	- Grès épais (S4)	Boules diagénétiques	<i>Skolithos</i>	Foraminifères benthiques : <i>Stilostomella adolphina</i> ; <i>Bolivina dilatata</i> , <i>Uvegerina macrocarina</i> , <i>Uvegerina semiornata</i> , <i>Chilostomella sp</i> , <i>Cibicides sp</i> , <i>Pullenia buloides</i> , <i>lenticulina inornata</i> .	Usf		
				SU5	- Alternance de marnes sableuses et de grès (S3)	Stratification parallèle	<i>Skolithos</i>	Nannoplanctons calcaires : <i>Discoaster exilis</i> , <i>Discoaster sanmiguelensis</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Discoaster moorei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. ampliapertura</i> , <i>Sphenolitus heteromorphus</i>	Usf		
				SU4 (e)	- Grès (S4)	Boules de grès diagénétiques en chevrons	/	<i>Balanus</i>	Ns		
		Inf (a)		SU3 (d)	- alternance de marnes sableuses et de grès (S3) - calcaire lumachellique (S1) - marnes sableuses (S2) - grès (S4)	Lamination horizontale, boules de grès diagénétiques, Stratification oblique,	<i>Thalassinoides</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Palaeophycus</i>	<i>Amphiope</i> , <i>Scutella</i> , Pectinidés, <i>Turritella</i> , Bivalves Foraminifères planctoniques (Sr7 to Sr12) : <i>Globigerinoides trilobus</i> , <i>Globigerinoides sicanus</i> , <i>Globigerinoides altiaperturus</i> , <i>Globigerina altispira</i> , <i>Globigerina woodi</i> , <i>Globigerina preabulloides</i> , Foraminifères benthiques : <i>Stilostomella adolphina</i> ; <i>Bolivina dilatata</i> , <i>Uvegerina macrocarina</i> , <i>Uvegerina semiornata</i> , <i>Chilostomella sp</i> , <i>Cibicides sp</i> , <i>Pullenia buloides</i> , <i>lenticulina inornata</i> . Nannoplanctons calcaires : <i>Discoaster exilis</i> , <i>Discoaster sanmiguelensis</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Discoaster moorei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. ampliapertura</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>H. walbersdorfensis</i> , <i>H. waltrans</i> , <i>Sphenolitus belemnus</i> , <i>S. heteromorphus</i>	Usf Lsf		

Tab. 2 : Description sommaire et contenu fossile des coupes inférieure et supérieure de Sidi El Rhorb datant du Burdigalien supérieur (Bassin du Bas Chelif).

1 : Ce travail ; **2 :** Perrodon (1957) ; **3 :** Neurdin-Trescartes (1992) ; Usf, Msf, Lsf, Ns : Upper, Middle, Lower shore-face, Near shore ; **Inf(a), Sup(b) :** inférieur(a), supérieur(b) ; **d, e et f :** barres de boules de grès diagénétiques ; **S1, S2...** : types de faciès de Sidi El Rhorb.

4. Coupe de l'Oued Boutelis (Tab. 3)

Au nord de la coupe de Sidi El Rhorb supérieur se trouve la coupe de l'Oued Boutelis ; elle est caractérisée par une corniche naturelle (barre **g**) d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, dominant le paysage. La morphologie de la barre « **g** » est remarquable sur plusieurs kilomètres (NNE - SSW). Une surface ondulée associée à une discordance angulaire constitue la limite entre ces deux coupes (Sidi El Rhorb supérieur et Oued Boutelis) ; Une nette variation géométrique des corps sédimentaires est observée : l'inclinaison (pendage) des sédiments de la coupe de Sidi El Rhorb est de 70° vers le NNE, tandis qu'elle est de 40° pour la première barre de conglomérat (**g**) appartenant à la coupe suivante (Oued Boutelis). Cette coupe est constituée d'une seule unité lithologique, l'Unité 04 (conglomérat, grès et marne). Elle est subdivisée en trois parties ou sous-unités (03).

4.1. Unité 04 : conglomérat, grès et marne

4.1.1. Sous-unité 01 :

a) La partie inférieure recouvre une surface de ravinement (Fig.09 a, GS), surmontée par la première sous-unité (SU1), correspondant à la barre **g** (Fig. 9 : a, o) avec une épaisseur latérale variant de 10 à 30 mètres du côté ouest. Cette barre est constituée d'un banc de conglomérat jaunâtre hétérogène et hétérométrique (faciès B4, Fig. 9 : m, n) ; Elle contient de grands blocs de conglomérats (olistolithes : un mètre ou plus) enchâssés dans une matrice conglomératique. On y observe des accumulations de grosses huîtres (*Crassostrea* cf. *gryphoides*) (Fig. 9 : 11). Elles sont suivies d'une alternance de conglomérats et de grès grossiers (2 m d'épaisseur), comprenant des empreintes de sillons à la base des conglomérats (Fig. 9 : p) et de larges terriers (*Skolithos*, *Ophiomorpha*) visibles dans les grès (S3). Cette partie se termine par un niveau de grès rougeâtre avec un horizon de grosses huîtres associé à des tests d'*Amphiope* et de galets.

b) La seconde partie de SU1 est essentiellement constituée de conglomérats et de grès (faciès B3), chevauchant la première partie sans contact visible. Cette partie est constituée de grès fusiformes et de corps de conglomérats (Fig. 9 : j, j1). Une croûte lisse noirâtre (indices d'huile d'hydrocarbures) matérialise le contact entre les corps lenticulaires. Elle apparaît également sur les surfaces de fracture (dans différentes directions NW-SE et NE-SW) (Fig. 9 : j2, FSS). Elle se termine par un amas de grès jaunâtre.

c) La troisième partie, en haut ; Elle est représentée par des grès massifs jaunâtres épais (noirâtre en surface) avec de grands corps lenticulaires (progradant vers le sud-ouest) (Fig. 9 : i).

4.1.2. Sous-unité 02 :

SU2 est constituée de marnes grises micacées alternant avec des marnes brunâtres (faciès B2) de 100 m d'épaisseur ; Elle est riche en bivalves (pectinidés, entre autres). Des foraminifères planctoniques remaniés (*Globorotalia scitula*) sont observés dans les échantillons Bt1 à Bt04 des marnes brunâtres ; les foraminifères benthiques sont abondants, tels que *Stilostomella adolphina* ; *Bolivina dilatata*, *Uvegerina macrocarnta*, *Uvegerina semiornata*, *Chilostomella sp*, *Cibicioides sp*, *Pullenia buloides*, *lenticulina inornata*, *Ammonia sp*. Cette microfaune benthique est associée avec des ostracodes (*Keijella punctigibba*, *Ruggieria tetraptera tetraptera*, *Bairdia sudriensis* , *Bairdoppilata triangulata* , *Xestoleberis Reymonti*, *Acanthocythereis hystrix* , *Propontocypris sp* , *Cytheralla sp* , *Aurila sp*, *Loxoconcha sp*, *Carinivalva carinata*, *Chryosythere Paradisus*, *Chryosythere cataphracta muricata*, *Cistacythereis qabilatshurfahensis* ; voir Pl. 2), des nannoplanctons calcaires (*Discoaster deflandrei*, *Discoaster moorei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera mediterranea*, *Helicosphaera walberdorfensis*, *Helicosphaera wiltrans*, *Sphénolitus heteromorphus*), épines et débris d'oursins.

Les échantillons Bt5 à Bt7 montrent la présence de *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides altiaperturus*, *Globorotalia praescitula*, *Globigerina altispira*, *Globigerina woodi*, *Globigerina preabuloides*) associés avec l'assemblage d'ostracodes mentionnés ci-dessus. Certains minéraux sont présents dans les échantillons Bt3 à Bt7 (micas blancs et noirs, grains de glauconite et grains de quartz clairs et non usés).

4.1.3. Sous-unité 03 :

Elle est généralement marneuse (B1) et subdivisée en deux parties. La partie inférieure est de couleur grise monotone, riche en foraminifères planctoniques (Bt8 et Bt13) : (*Globorotalia praescitula*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globorotalia siakensis*, *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Globogerinoides altiaperturus*, *Globigerina altispira*, *Globigerina woodi*).

Dans l'association microfaunistique, on note l'apparition de *Praeorbulina glomerosa circularis* qui est observée dans les échantillons Bt14 et Bt15. Les frottis réalisés dans ces marnes grises ont révélé une flore riche en nannoplancton calcaire dans les échantillons Bt8 à Bt15, caractérisée par *Helicosphaera ampliaperta* et *Sphenolitus heteromorphus*, entre autres (voir Tab. 3. Pl. 1). Les marnes supérieures sont grises à blanchâtres, présentant des intercalations de grès fracturés (0,15 à 0,3 m). Après le lavage, ces marnes ont livré un assemblage riche en foraminifères planctoniques (Bt16 et Bt17). Il est composé de *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia siakensis*, *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina suturalis*, *Globogerinoides altiaperturus*, *Globigerina altispira*, *Globigerina woodi*, associés à des foraminifères benthiques remaniés et des nannoplanctons calcaires *Discoaster deflandrei*, *Discoaster*

Lithostratigraphie

moorei, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera mediterranea*, *Helicosphaera walberdorfensis*, *Sphénolitus heteromorphus*. Des débris de bryozoaires sont également collectés. Les grès interstratifiés sont rouges et contiennent des concrétions ferrugineuses ; une croûte ferrugineuse est observée sur la face supérieure du dernier banc de la coupe de l'Oued Boutelis.

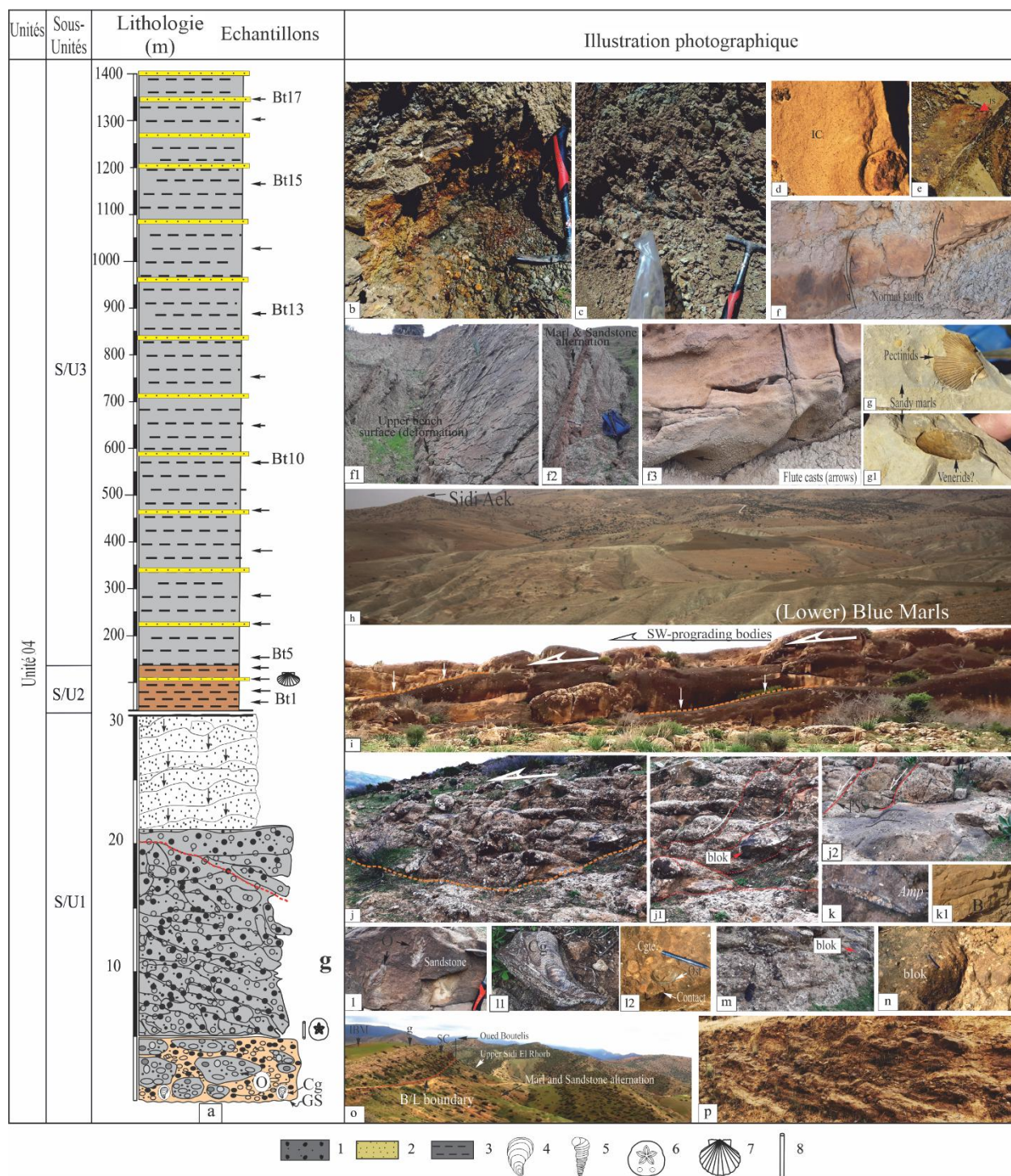


Fig. 9 : Coupe géologique de l'Oued Boutelis (Belkhir *et al.*, 2025)

1 : conglomérats ; 2 : grès ; 3 : marnes ; 4 : huîtres ; 5 : *Turritella* ; 6 : *Amphiope* ; 7 : pectinidés ; 8 : terriers. **a** : Coupe lithologique, GS : surface du ravinement , Cg : *Crassostrea* cf. *gryphoides*, O : Olistolithes, g : barre g ; **b** : Partie supérieure de la sous-unité 3 ; **c** : Marnes de la partie inférieure de la sous-unité 2 ; **d** : **ic** : Concrétion de fer dans le grès de la sous-unité 3 ; **e** : is : Surface ferrugineuse représentant une croûte ferrugineuse au-dessus du

Lithostratigraphie

grès ; **f** : Failles normales dans le grès de la partie inférieure de la sous-unité 2 ; **f1** : Surface supérieure du grès de la partie inférieure de la sous-unité 2 (partie est) ; **f2** : Alternance marnes/grès dans la partie inférieure de la sous-unité 2 (partie est) ; **f3** : Flûte-caste dans le grès de la partie inférieure de la sous-unité 2 (partie est) ; **g** : Pectenidés dans les marnes de la partie inférieure de la sous-unité 2 ; **g1** : Vénéridés dans les marnes de la partie inférieure de la sous-unité 2 ; **h** : Vue panoramique des marnes bleues intermédiaires des sous-unités 2 et 3 ; **i** : Troisième partie de la sous-unité 1, grès en cours de progradation ; **j** : Formes lenticulaires de conglomérat et de grès dans la sous-unité 1 (deuxième partie) ; **j1, j2** : FSS : Grès fracturé dans la deuxième partie (sous-unité 1) ; **k** : *Amp* : *Amphiope* ; **k1** : B : Terriers ; **l, l1, l2** : O : Huîtres, Ost : Grosses Huîtres (Cg : *Crassostrea* cf. *gryphoides*), Contact : Limite Burdigalien-Langhien, Cgte : Conglomérat ; **m, n** : Blocs conglomératiques de 1re et 2e génération (olistolithes) ; **o** : B/L : Limite Burdigalien-Langhien, SC : Grès et conglomérats, IBM : Marnes bleues intermédiaires ; **p** : Alternance de conglomérats et de grès grossiers.

Lithostratigraphie

Etage	Coupe	Unités	Sous-unités	Lithologie et faciès	Structures sédimentaires	Ichnites et Fossiles		Paléoenvironnements		
						Ichnites	Fossiles	1	2	3
Langhien	Oued Boutelis	Unité 04 : Marnes, grès et conglomérates	SU3	-Marnes/grès fins (B1)	/	/	Foraminifères planctoniques (Bt8 et Bt17): <i>Globorotalia praescitula</i> , <i>G. scitula</i> , <i>G. perephororonda</i> , <i>G. siakensis</i> , <i>Globigerinoides sicanus</i> , <i>G. trilobus</i> , <i>G. altiapertura</i> , <i>Praeorbulina glomerata curva</i> , <i>Orbulina suturalis</i> , <i>Orbulina universa</i> , <i>Praeorbulina glomerata circularis</i> , <i>Globigerina altispira</i> , <i>G. woodi</i> . Nannoplanctons calcaires : <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>D. moorei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>H. walbersdorfensis</i> , <i>H. ampliapertura</i> and <i>Sphenolitus heteromorphus</i> ,	Shelf	Epi-neritic	/
			SU2	-Marne (tufacées) (B2)	/	/	Bivalves, Pectinides Foraminifères benthique (Bt1 to Bt04) : <i>Stilostomella adolphina</i> , <i>Bolivina dilatata</i> , <i>Uvegerina macrocarina</i> , <i>U. semiornata</i> , <i>Chilostomella sp</i> , <i>Cibicides sp</i> , <i>Pullenia bulboides</i> , <i>lenticulina inornata</i> , <i>Ammonia sp</i> Ostracodes : <i>Keijella punctigibba</i> , <i>Ruggieria tetraptera tetraptera</i> , <i>Bairdia sudriensis</i> , <i>Bairdoppilata triangulata</i> , <i>Xestoleberis Reymonti</i> , <i>Acanthocythereis hystrix</i> , <i>Propontocypris sp</i> , <i>Cytherella sp</i> , <i>Aurila sp</i> , <i>Loxoconcha sp</i> , <i>Carinivalva carinata</i> , <i>Chrysosythere Paradisus</i> , <i>Chrysosythere cataphracta muricata</i> , <i>Cistacythereis qabilatshurfahensis</i> . Nannoplanctons calcaires : <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>D. moorei</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>H. carteri</i> , <i>H. mediterranea</i> , <i>H. walbersdorfensis</i> , <i>H. waltrans</i> , <i>Sphenolitus heteromorphus</i>	Msf to Lsf		
			SU1 (g)	-Grès (B3) -Conglomérats (B4)	Chenalisation, granoclassement positive, groove-cast.	<i>Skolithos</i> , <i>Ophiomorpha</i>	<i>Crassostrea cf. gryphoides</i> Discordance	Usf (Delta)		

Tab. 3 : Description sommaire et contenu fossile de la coupe de l'Oued Boutelis d'âge Langhien inférieur (Bassin du Bas Chélif, Algérie).

1 : Ce travail ; **2** : Perrodon (1957) ; **3** : Neurdin-Trescartes (1992) ; Msf, Lsf: Middle, Lower shore-face ; **g** : barres de boules de grès diagénétiques ; B1, B2... : Types de faciès de l'Oued Boutelis.

5. Coupe de Sidi Bou-Kebar (Tab. 4)

Cette coupe est située dans la partie orientale de l'Oued Boutelis. Elle est composée par les unités suivantes :

5.1. Unité 05 (Marne 01) :

Des marnes grisâtres de 75 mètres d'épaisseur renferment des bivalves en mauvaise état de conservation. Elles ont livré des foraminifères planctoniques dans l'échantillon Dj.Bk 01 à Dj.Bk 07 tels que : *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia scitula*, *Paragloborotalia siakensis*, *Paragloborotalia acrostoma* associées avec des nannoplanctons calcaires (*Discoaster deflandrei*, *Discoaster moorei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera mediterranea*, *Helicosphaera walberdorfensis*, *Helicosphaera wiltrans*, *Sphenolitus heteromorphus*) (Fig. 10).

5.2. Unité 06 (marne à filonnets de Gypse et Conglomérat) :

Cette unité est constituée de marnes sableuses (300 m) interstratifiées avec des cliniformes stratocroissants de conglomérats à éléments mal classés, composés de clastes polygéniques arrondis à subarrondis, associés avec quelques éléments anguleux à subanguleux. La texture varie de matrice-supportée à claste-supportée. La partie supérieure de l'unité présente des niveaux métriques de conglomérats, caractérisés par des bases érosives, parfois régulières et parfois irrégulières. Cette unité est également marquée par des filonnets de gypse post-sédimentaire ayant investis des plans de faille et des diaclases ou de minces niveaux de gypse recouvrant les cliniformes conglomératiques. La microfaune est signalée dans les échantillons Dj.BK6 et Dj.BK7 : *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina*

universa, *Globorotalia bykova*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia scitula*, *Paragloborotalia siakensis*, *Paragloborotalia acrostoma*.

5.3. Unité 07 (marnes jaunâtres et grisâtres) :

Cette unité correspond à des marnes jaunâtres et grisâtres, d'une épaisseur de 15 mètres. Elles sont constituées de paquets marneux juxtaposés dont la limite, entre paquets marneux, semble être marquée par des plans de glissement des paquets de marnes, les uns sur les autres, lié probablement à leur structure minérale favorisée probablement par l'activité tectonique. La microfaune est constituée de foraminifères planctoniques suivants (Dj. Bk12 à Dj. Bk15) : *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia scitula*, *Paragloborotalia siakensis*, *Paragloborotalia acrostoma*. Les échantillons Dj. BK16 et Dj. BK17 ont fourni : *Globorotalia bykova*, *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia scitula*, *Paragloborotalia siakensis*, *Paragloborotalia acrostoma*. L'échantillon Dj. Bk18 est aussi riche : *Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia scitula*, *Paragloborotalia siakensis*, *Paragloborotalia acrostoma*. Cette unité a fourni également des nanoplanctons (Dj. Bk12 à Dj. Bk18) : *Discoaster deflandrei*, *D. moorei*, *Helicosphaera euphratis*, *H. carteri*, *H. mediterranea*, *H. walberdorfensis*, *H. wiltrans*, *Sphenolitus heteromorphus* (Fig. 10).

5.4. Unité 08 (alternance marne sableuse et Grès) :

Elle présente des alternances de marnes sableuses et des bancs gréseux centimétriques à stratification horizontal d'une épaisseur de 150 mètres (Fig. 10). La microfaune a révélé dans l'échantillons Dj. Bk22, des foraminifères planctoniques (*Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Globorotalia bykova*, *Globorotalia perepheroronda*, *Globorotalia praemenardii*) associés avec le nannoplancton calcaire (*Discoaster deflandrei*, *Discoaster moorei*, *Helicosphaera euphratis*, *H. carteri*, *H. mediterranea*, *H. walberdorfensis*, *H. wiltrans*, *Sphenolitus heteromorphus*).

5.5. Unité 09 (marne et cinérite) :

La base de l'unité est marquée par un niveau coquiller (platier), d'environ 50 cm d'épaisseur, à base érosive irrégulière (Ds1), constitué de grosses huîtres (OAB : Oyster Accumulation Bed), notamment *Crassostrea* cf. *gryphoides* et *C.* cf. *gasar* (Fig. 10), associées avec des sédiments pélitiques et des grès. Ces huîtres sont accompagnées de balanidés et de pectinidés. Ce niveau coquiller est suivi par une alternance de marnes sableuses jaunâtres et de grès, incluant un niveau conglomératique à base érosive irrégulière. L'unité se poursuit ensuite par un corps de cinérite blanchâtre d'environ cinq mètres d'épaisseur, surmonté par des marnes grisâtres atteignant une centaine de mètres. Ces marnes ont livré (Dj. Bk23 à Dj. Bk24) une association de foraminifères planctoniques (*Globogerinoides sicanus*, *Globogerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Orbulina universa*, *Globorotalia bykova*, *Globorotalia praemenardii*) et des nannofossiles calcaires (*Discoaster deflandrei*, *Discoaster moorei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera walberdorfensis*, *Helicosphaera wiltrans*). L'échantillon Dj. Bk25 a fourni *Globorotalia praemenardii*, *Globoturborotalia* cf. *druryi*, *Paragloborotalia mayeri* et *Paragloborotalia siakensis*.

5.6. Unité 10 (conglomérat et marne à filonnets de gypse) :

Cette unité est représentée par une alternance de marnes sableuses grisâtres (150 m), marquées par un réseau de filonnets de gypse ayant investi les plans de faille, diaclases et cassures. Il faut noter la présence de niveaux métriques de conglomérats polygéniques à galets arrondis à subarrondis. Elle se termine par un niveau de grès conglomératique rougeâtre à galets, présentant des structures sédimentaires parallèles et en arêtes de poisson (Fig. 10).

5.7. Unité 11 (conglomérat rouge et marne sableuse) :

Cette unité repose sur la précédente par une discordance angulaire (Ds2). Sa base montre des niveaux conglomératiques chenalisés de couleur rougeâtre, surmontés par une alternance de marnes sableuses et de grès grossiers interstratifiés avec des lentilles conglomératiques (90 m). Ces grès présentent des stratifications entrecroisées ainsi que des stratifications mamelonnées de type HCS.

5.8. Unité 12 (conglomérat et marne jaune) :

Cette unité termine la coupe de Sidi Bou-Kebar. Elle repose en discordance angulaire sur l'unité sous-jacente. Elle est constituée, à sa base, d'une alternance de conglomérats et de grès (10 mètres), surmontée de marnes sableuses jaunâtres renfermant de nombreux moules Vénéridés.

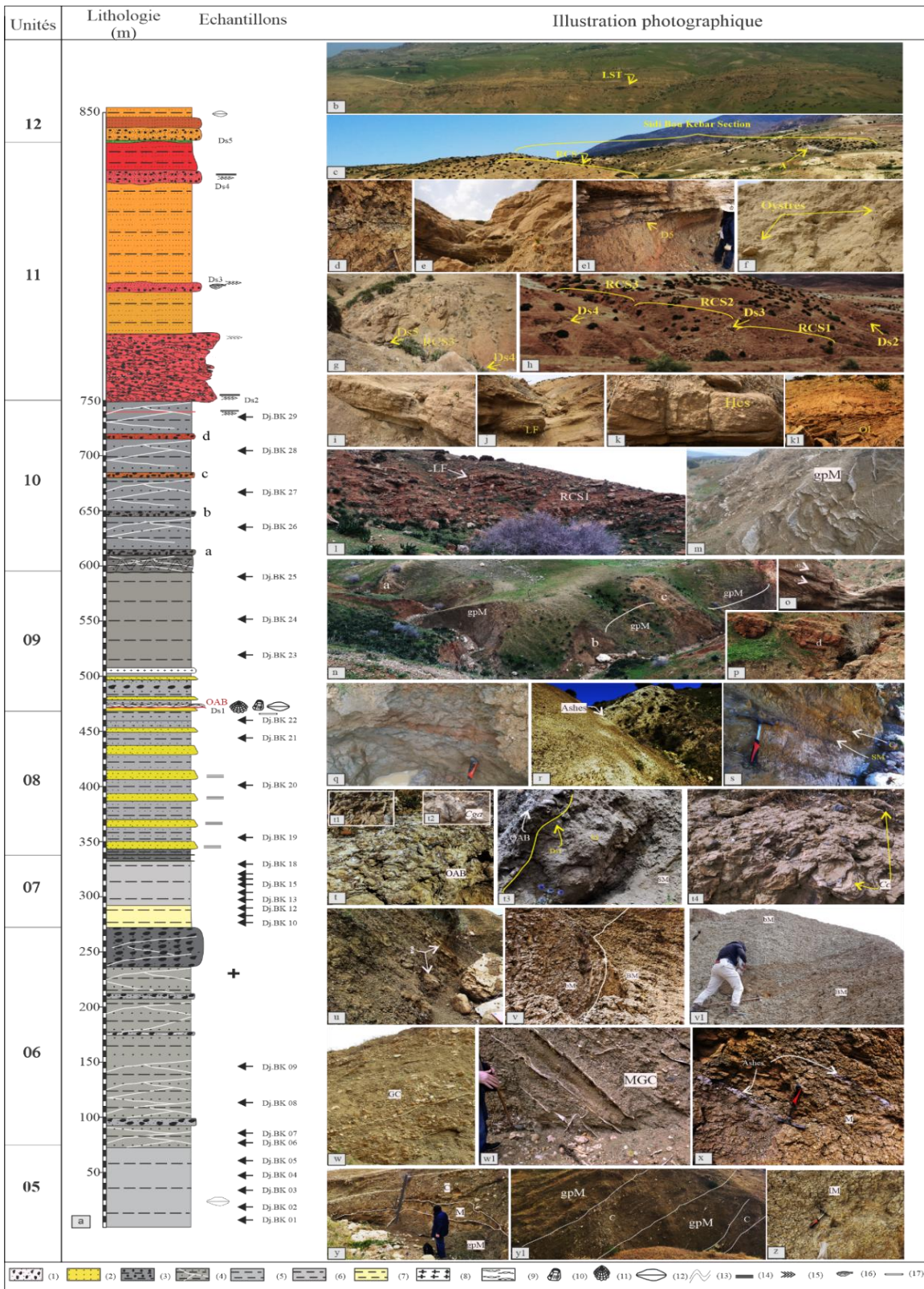


Fig. 10 : La série langhienne et serravallienne de Sidi Bou-Kebar.

Lithostratigraphie

1 : conglomérat ; **2** : grès ; **3** : marnes caillouteuses ; **4** : marnes à infiltrations de gypse ; **5** : marnes (1) ; **6** : marnes (2) ; **7** : marnes brunâtres ; **8** : cendres ; **9** : banc d'accumulation d'huîtres ; **10** : balanus ; **11** : huîtres ; **12** : bivalve ; **13** : plissement ; **14** : stratification horizontale ; **15** : stratification entrecroisée ; **16** : HCS (stratification mamelonnés) ; **17** : terriers.

a: la coupe lithologique; **b**: vue panoramique de la limite Serravallien-Tortonien; **c**: vue panoramique de la coupe Sidi Bou-kebar ; **d**: marnes grises et jaunâtres ; **e** et **e1**: La discordance D5 et grès Tortonien; **f**: moule d' Huîtres; **g** : argile rouge ; **h**: RCS1, RCS2, RCS3, RCS4 : Conglomérats et grès rouges avec leurs discordances (D2,..D5) ; **i**: stratification horizontale; **j**: conglomérats lenticulaires ; **k** : Méga-Hcs, **k1** : stratification oblique **l** : grès-conglomérat lenticulaire rouge; **m**: argile gypseuse; **n**: alternance des barres de conglomérats (a, b ,c) avec les marnes gypseuses; **o** : stratification horizontale avec une stratification entrecroisée ; **p**: grès-conglomérat rouge (d) ; **q**:marne grise; **r**: banc de cendres ; **s**: alternance de grès et des marnes sableuses; **t**, **t1** à **t4** : un banc d'accumulation fossilifère (Oab) ; **u** : alternance de marnes grises et les marnes jaunâtres ; **v**, **v1** : marnes Blue et brunâtre ; **w**,**w1** : conglomérates et gypse; **x** : Intercalation cinérites, **y**, **y1** : alternance de barres conglomératiques et de marnes à galets avec infiltration de gypse, **z** : marnes grises ; RCS : grès - conglomérat rouge, D : discordance, Ol : lamination oblique, OAB : lit d'accumulation d'huîtres , SM : marnes sableuses , C : conglomérat GM : marnes grises, O : huîtres, IM : marnes intermédiaires, LF : forme lenticulaire, gpM : Marle gypseuse, Hcs : stratification mamelonnée, *Cc* : *Crassostrea* cf. *gryphoides*, *Cga* : *Crassostrea gasar*.

Lithostratigraphie

Etage	Coupe	Unités	Sous-unités	Lithologie et faciès	Fossiles	Paléoenvironnements		
						1	2	3
Tortonien 								

Tab. 4 : Description sommaire et contenu fossile de la coupe de Djebel Sidi Bou-kebar d'âge Langhien et Serravallien (Bassin du Bas Chélif, Algérie).

1 : Ce travail ; 2 : Perrodon (1957) ; 3 : Neurdin-Trescartes (1992) ; Oab : Oyster accumulation Bed = Lit d'accumulation d'huîtres ; C : continental ; Msf, Lsf: Middle, Lower shore-face ; B1, B2...: Types de faciès du Djebel Bou-kebar.

Chapiter III

Attribution biostratigraphique et corrélations

1. Introduction

Située sur le piémont nord-ouest du massif de l'Ouarsenis, la série géologique de l'Oued Rhiou est d'âge miocène inférieur et moyen. Elle a fait l'objet de nombreuses études. Celles-ci l'ont attribué tantôt au Burdigalien ou Aquitanien, tantôt au Burdigalien-Langhien, voire au Serravallien, en fonction de son contenu paléontologique (Anderson, 1936, Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002).

Une étude stratigraphique détaillée, basée sur une recherche systématique de microfossiles marqueurs (foraminifères planctoniques, nannoplanctons calcaires et ostracodes), est réalisée sur quatre coupes représentatives de la même zone. La présence d'organismes marins côtiers dans ces dépôts, voire plus ou moins profonds, permet, d'une part, un meilleur calibrage entre les échelles bio-chronologiques, ce qui devrait suggérer des corrélations acceptables et d'autre part, la précision, pour la première fois, de la nature et des modalités des limites Burdigalien-Langhien et Langhien-Serravallien.

Le calibrage entre les différentes échelles biostratigraphiques implique l'identification d'événements biologiques importants (apparition, disparition de taxons marqueurs, etc.) qui se produisent dans ces dépôts. L'échelle de ces événements peut être régionale, voire méditerranéenne. Par ailleurs, cette étude vise également à intégrer l'ensemble des données biostratigraphiques et radiométriques disponibles pour cette période dans les bassins nord-algériens (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Lepvrier et Magné, 1974 ; Hernandez et Lepvrier, 1979 ; Bellon *et al.*, 1977 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkebir *et al.*, 1994 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002). Les assemblages de microfossiles (foraminifères planctoniques, nannoplanctons calcaires et ostracodes) collectés dans cette série géologique, notamment dans les coupes de l'Oued Taberket, de Sidi El Rhorb inférieur et supérieur, de l'Oued Boutelis et de Sidi Bou-kebar, ont été corrélés aux différentes subdivisions biostratigraphiques et aux datums de référence utilisée en Méditerranée (Tab. 5). En effet, les événements enregistrés dans les foraminifères planctoniques sont utilisés selon l'échelle standard de biozonation de Blow (1969), calibrée avec les subdivisions biostratigraphiques méditerranéennes (Blow, 1969 ; Bizon et Bizon, 1972 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Cita, 1975 ;

Thunell, 1979 ; Lourens *et al.*, 2004, Turco *et al.*, 2011, 2024 ; Gradstein *et al.*, 2012, Lire *et al.*, 2019 ; Raffi *et al.*, 2020 ; entre autres).

Les subdivisions biostratigraphiques du nannoplancton calcaire réalisées sont basées sur l'échelle de Martini (1971), révisée par Backman *et al.* (2012). Les événements (FAD, LAD, FOD, LOD) sont calibrés selon les travaux de Bukry (1973, 1975), Okada et Bukry (1980), Berggren *et al.* (1995), Lourens *et al.* (2004), Raffi *et al.* (2006), Iaccarino *et al.* (2007), Hilgen *et al.* (2012), Backman *et al.* (2012), Gradstein *et al.* (2012) et Lirer *et al.* (2019). Les événements d'ostracodes mis en évidence dans cette séquence géologique correspondent à ceux observés dans les bassins géologiques du nord-est de l'Algérie (Carbonnel et Courme-Rault, 1997) et de la marge sud-est méditerranéenne (Keen *et al.*, 1994). (Fig.11)

2. Limites d'âge Miocène Moyen

La limite Burdigalien-Langhien est estimée à 15.974 Ma (Lourens *et al.*, 2004). Celle-ci est située entre l'apparition d'espèce *Globigerinoides sicanus* d'âge 16.19 Ma (Turco *et al.*, 2017) et AaB (Acme_a Beginning) de l'espèce *Paragloborotalia siakensis* d'âge 15.48 Ma (Turco *et al.*, 2017). D'autres travaux considèrent que l'apparition de l'espèce *Praeorbulina glomerosa curva* (15.34 Ma Turco *et al.*, 2017) marque la base du Langhien (Bizon et Bizon *et al.*, 1972, 1977 ; Cita, 1975b, 1976 ; Thunell, 1979, Belkebir, 1986 ; Belkebir *et al.*, 1994 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkhir *et al.*, 2025).

La limite Langhien-Serravallien (13.82 Ma : Hilgen *et al.*, 2009) est enregistrée entre l'apparition de l'espèce *Globorotalia praemenardii* (13.92 Ma : Abdul Aziz *et al.*, 2008) et la disparition tardive de *Globorotalia peripheroronda* (13.51 Ma : Mourik *et al.*, 2010) ; en outre, cette limite est également marquée par la présence de *Paragloborotalia mayeri* (12.43 Ma : Hüsing *et al.*, 2007 ; Bizon et Bizon, 1972, 1977 ; Thunell, 1979, Belkebir, 1986 ; Belkebir *et al.*, 1994 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkhir *et al.*, 2025).

La limite Serravallien-Tortonien, localisée à 11.625 Ma (Hüsing *et al.*, 2007), est définie par LCO de *Globigerinoides subquadratus* à 11.54 Ma (Lourens *et al.*, 2004), et l'apparition tardive de *Neogloboquadrina acostaensis* (10.55 Ma Caruso *et al.*, 2002 ; Lourens *et al.*, 2004 ; Bizon et Bizon, 1972,

Attribution biostratigraphique et corrélations

1977 ; Thunell, 1979, Belkebir, 1986 ; Belkebir *et al.*, 1994 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkhir *et al.*, 2025).

Foraminifères Planctoniques		Age estimé (Ma)	Références
<i>Globigerinoides sicanus</i>	FO	16.19 16.39 16.40*	Turco <i>et al.</i> , 2017 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019 Raffi <i>et al.</i> , 2020 ; Berggren <i>et al.</i> , 1995
<i>Paragloborotalia siakensis</i>	A _a B	15.48 Ma	Turco <i>et al.</i> , 2017 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
	A _a E	15.35 Ma	Turco <i>et al.</i> , 2017 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Praeorbulina glomerosa curva</i>	FO	15.34 Ma	Turco <i>et al.</i> , 2017 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Praeorbulina glomerosa glomerosa</i>	FO	15.15 Ma	Turco <i>et al.</i> , 2017 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Praeorbulina glomerosa circularis</i>	FO	14.87 Ma	Hüsing <i>et al.</i> , 2010 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Orbulina suturalis</i>	FO	14.56 Ma	Abdul Aziz <i>et al.</i> , 2008 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Orbulina universa</i>	FO	14.36 Ma	Abdul Aziz <i>et al.</i> , 2008 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Globorotalia praemenardii</i>	FO	13.92 Ma	Abdul Aziz <i>et al.</i> , 2008 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Globorotalia peripheroronda</i>	LO	13.51 Ma	Mourik <i>et al.</i> , 2010 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Paragloborotalia mayeri</i>	FO	12.43 MA	Hüsing <i>et al.</i> , 2010 ; Lirer <i>et al.</i> , 2019
<i>Globoturborotalia nepenthes</i>	FAD	11,8 Ma	Aguilar <i>et al.</i> , 2004 ; Berggren <i>et al.</i> , 1995
Nannoplancton calcaire		Age estimé (Ma)	Références
<i>Helicosphaera ampliapertura</i>	FOC	20.43 Ma	Backman <i>et al.</i> , 2012; Fornaciari and Rio, 1996; Young, 1994.
	T	14.86 Ma	Backman <i>et al.</i> , 2012
<i>Sphenolithus heteromorphus</i>	FOC	17.75 Ma	Young, 1998 ; Backman et Raffi, 1997 ; Abels
	LOC	13.53 Ma	<i>et al.</i> , 2005

Tab. 5 : Bioévénements de foraminifères planctoniques et de nannoplanctons calcaires enregistrés dans la marge nord-ouest de l'Ouarsenis (Algérie) et leurs données de référence (datums) obtenues à partir de données bien calibrées en région méditerranéenne.

FAD : première apparition Datum ; **FOD :** première occurrence Datum ; **FCO :** première occurrence commune ; **LOD :** dernière occurrence Datum ; **LCO :** dernière occurrence commune ; **LAD :** dernière apparition Datum ; **AaB :** Début de l'Acmé a ; **AaE :** Fin de l'Acmé ; **T :** Haut ; ***** : Référence aux latitudes (sub)tropicales.

3. Datation et attribution biostratigraphique de la série géologique de l'Oued Rhiou

Les successions sédimentaires de la série géologique de l'Oued Rhiou s'inclinent de plus en plus fortement vers le nord, voire vers le nord-est. Elle est constituée de quatre corps ou unités sédimentaires correspondant aux formations majeures décrites dans cette région (Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkhir *et al.*, 2025).

Les coupes de l'Oued Taberket, du Sidi El Rhorb inférieur et supérieur, de l'Oued Boutelis et de Sidi Bou-kebar qui ont livré des microfossiles, illustrent la séquence géologique de cette région. L'évolution verticale de cette sédimentation révèle la présence de plusieurs événements, selon la présence ou l'absence de marqueurs. Les assemblages de microfossiles sont résumés dans les figures 12 et 13, illustrant les différents événements survenus au cours de cette période géologique.

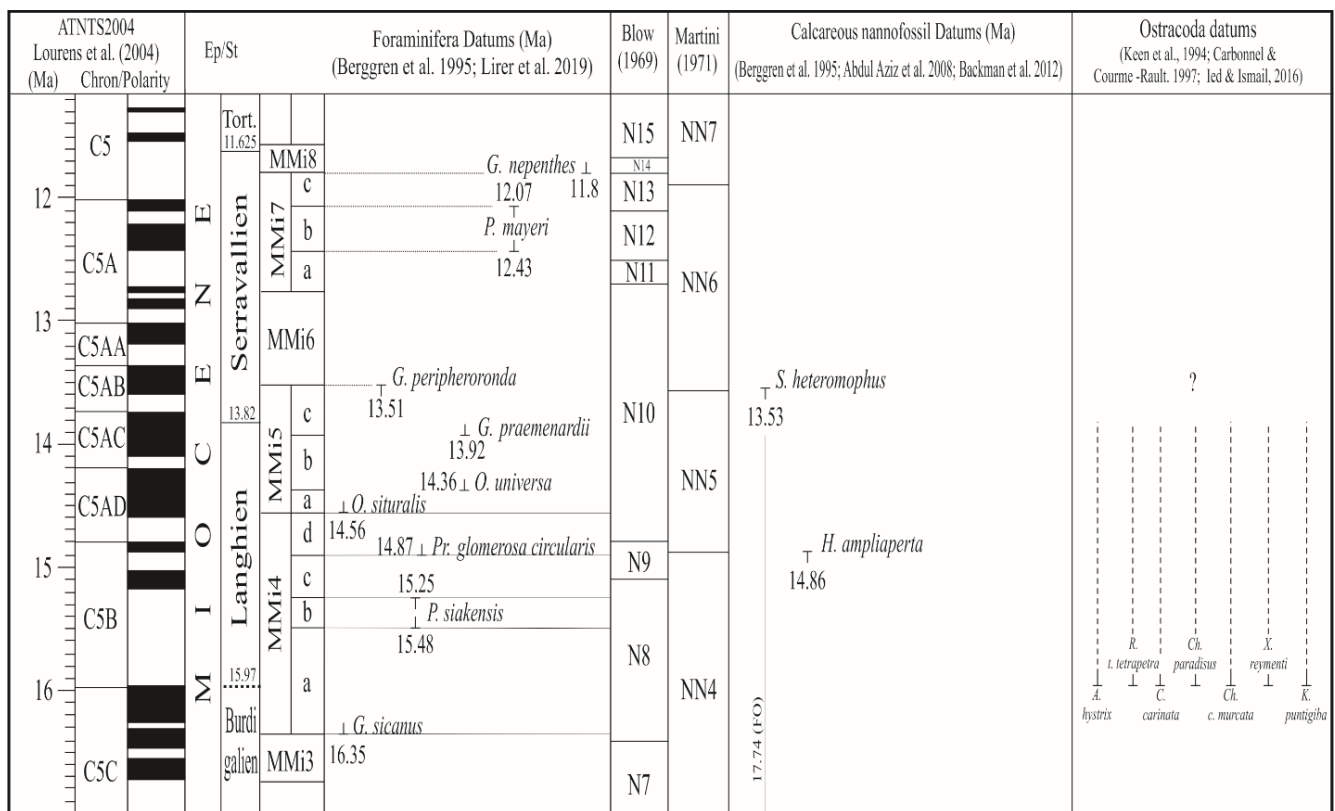


Fig. 11 : Biostratigraphie des espèces datums récoltées dans la série géologique de l'Oued Rhiou (Bassin du Bas Chélif) calibrées chronologiquement avec les bioévénements méditerranéens.

4. Biostratigraphie des dépôts du Miocène inférieur et moyen

4.1. Coupe de l'Oued Taberket :

Il s'agit de spécimens communs de taille normale, tels que *Globigerinoides trilobus* et *G. sicanus*. Les petits foraminifères (échantillons Tb 4 à Tb 6) ont été généralement trouvés dans la partie supérieure de la coupe. La présence de *G. trilobus* et de *G. sicanus* en l'absence de *Praeorbulina* indique la biozone N8 de Blow (1969), correspondant au Burdigalien terminal d'après le FOC de *G. sicanus* Stefani, 1950 (16,40/16,39 Ma : Raffi *et al.*, 2020 ; Berggren *et al.*, 1995). Il convient de noter que l'association de nanoplancton calcaire révélée dans ces échantillons présente une diversité taxonomique notable (Fig. 12). La présence d'*Helicosphaera ampliaperta* (FOC = 20,43 Ma et T = 14,86) et de *Sphenolithus heteromorphus* (FOC = 17,75 Ma ; LAD : 13,53 Ma) indique la biozone NN4 de Martini (1971) et Backman *et al.* (2012) ; ces données permettent de restreindre l'âge entre 16,40/16,39 et 14,86 Ma (sur un intervalle de 1,54 Ma) (Fig. 11)

L'absence de *Praeorbulina* réduit cet intervalle de temps à 1,06 Ma, en faveur d'un âge antérieur à l'apparition de *Praeorbulina glomerosa curva* (i.e. 15,34 Ma). Par conséquent, ces dépôts sont attribués aux biozones NN4 et N8 inférieure, indiquant un âge (au plus ancien) Burdigalien terminal.

4.2. Coupes de Sidi El Rhorb inférieure et supérieure :

Des foraminifères planctoniques et des nannoplanctons calcaires ont été collectés dans les dépôts de marnes grises et de marnes sableuses de la coupe de Sidi El Rhorb inférieure (échantillons : Sr 07 à Sr 12) et de la coupe supérieure de Sidi El Rhorb (échantillons : Sr 27 à Sr 35) (Fig. 12).

L'assemblage de foraminifères est diversifié, composé, entre autres, de *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides altiapturus*, *Globigerina altispira*, *Globigerina woodi* et *G. preabuloides*. *Globigerinoides trilobus* et *G. sicanus* (FAD = 16,4 Ma), indiquent la biozone N8 de Blow (1969), correspondant au Burdigalien terminal. Certains échantillons (de Sr 13 à Sr 26) sont pauvres en foraminifères, contenant parfois des individus mal préservés. Parmi le nannoplancton calcaire, deux taxons marqueurs ont été collectés dans les échantillons (Sr 07 à Sr 12 et Sr 27 à Sr 35), notamment *Helicosphaera ampliaperta* et

Attribution biostratigraphique et corrélations

Sphenolithus heteromorphus, indiquant la biozone NN4 (Martini, 1971). Globalement, on note également l'absence de préorbulines dans les coupes successives de Sidi El Rhorb (inférieure et supérieure). Par conséquent, l'âge serait antérieur à l'apparition de *Praeorbulina glomerosa curva* (15,34 Ma). En conséquence, les biozones NN4 et N8 inférieure sont attribuées à ces dépôts, indiquant un âge Burdigalien terminal.

Attribution biostratigraphique et corrélations

[illegible]

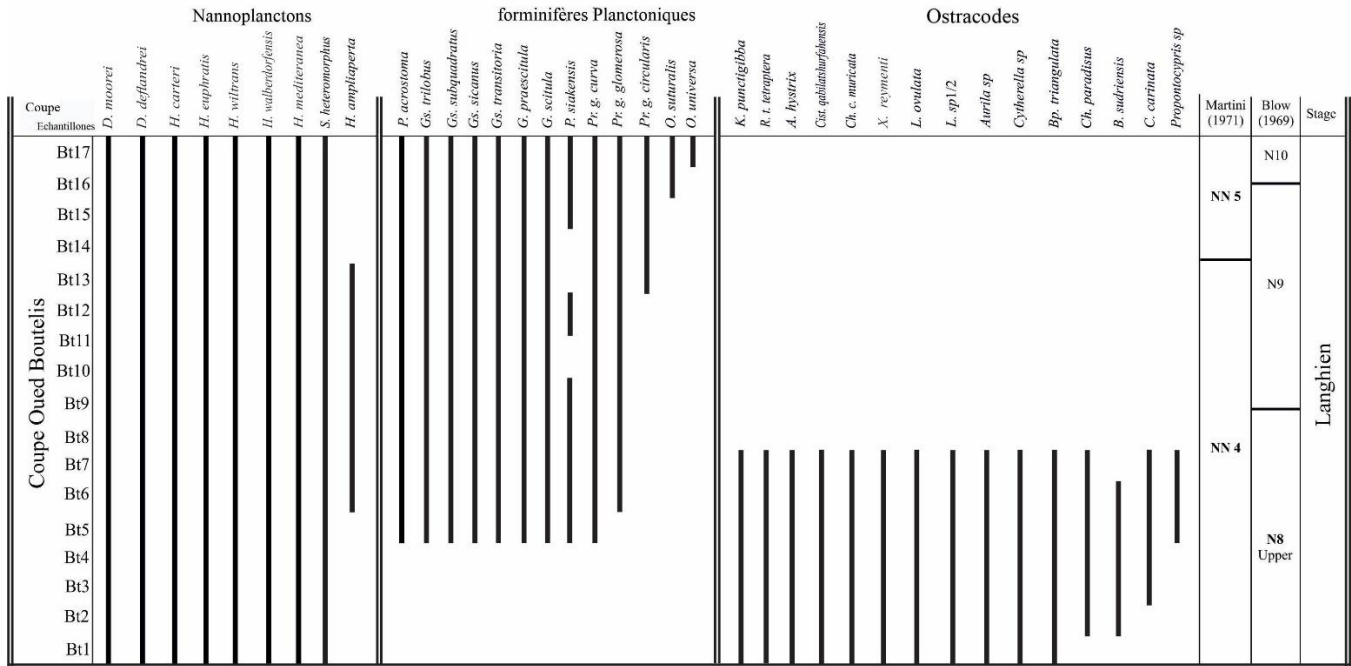
Fig. 12 : Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques et du nannoplancton calcaire d'âge Burdigalien terminal des coupes de l'Oued Taberket et de Sidi El Rhorb inférieur et supérieur (Belkhir *et al.*, 2025).

4.3. La coupe de l'Oued Boutelis

Dix-sept (17) échantillons ont été prélevés dans les marnes grises (unité 04). Leur lavage a révélé la présence de plusieurs associations de microfossiles (foraminifères planctoniques, ostracodes et nannoplancton calcaire). À la base des marnes grises (échantillons Bt1 à Bt7), nous avons récolté des foraminifères remaniés (Bt1 à Bt4) avec, en revanche, une ostracofaune riche et variée, d'origine Paratethysienne : *Keijella punctigibba*, *Ruggieria tetraptera tetraptera*, *Xestoleberis Reymonti*, *Chryosythere Paradisus* et *Chryosythere cataphracta muricata*, entre autres. Ces taxons sont communs dans le Langhien en Méditerranée (Carbonnel et Courme-Rault, 1997, Keen *et al.*, 1994 ; Ied et Ismail, 2016). Des foraminifères planctoniques sont fréquents dans les échantillons Bt6 à Bt17 où l'on note l'apparition de *P. glomerosa curva* (échantillon Bt5) et *P. glomerosa glomerosa* (échantillons Bt6). Ces marqueurs indiquent la biozone N8 de Blow (1969), correspondant au Langhien inférieur, dont l'âge est estimé à 15,34 Ma avec la FAD de *P. glomerosa curva* (échantillon Bt5) et à 15,15 Ma avec la FAD de *P. glomerosa glomerosa* (échantillons Bt6 à Bt12). Cette dernière espèce représente la transition entre les biozones N8 et N9 (Blow 1969). Le nannoplancton *S. heteromorphus* est présent dans tous ces échantillons (Fig. 13), à l'exception de l'espèce *H. ampliaperta*, fréquente dans les échantillons Bt6 à Bt13, indiquant la biozone NN4 de Martini (1971). L'apparition de *Praeorbulina glomerosa circularis* (FO 14,87 Ma, Hüsing *et al.*, 2010) dans l'échantillon Bt13 associée à *Helicosphaera ampliaperta* et *S. heteromorphus* permet d'attribuer cette partie au Langhien moyen, selon l'âge de la FAD estimé à 14,87 Ma (biozones N9 et NN4 supérieure). L'absence d'*H. ampliaperta* (échantillons Bt14 à B 17) s'explique par son LO à 14,86 Ma (Backman *et al.*, 2012), indiquant la biozone NN5 de Martini (1971).

L'apparition d'*Orbulina suturalis* (échantillon Bt16) sans *H. ampliaperta* indique la partie supérieure de la biozone N9 (Blow, 1969), correspondant à la biozone NN5 de Martini (1971) et MMi5a de Lirer *et al.*, 2019. Cela correspond au Langhien supérieur dont l'âge est estimé à 14,56 Ma d'après FO d'*O. suturalis*.

La partie basale de biozone N10 (Blow, 1969) et MMi5b (Lirer *et al.*, 2019) est ici indiquée par la présence d'*Orbulina universa* récoltée dans l'échantillon Bt17, correspondant au Langhien supérieur (FO d'*O. universa* à 14,36 Ma).



D. : Discoaster; H. : Helicosphaera; S. : Sphenolithus; P. : Paragloborotalia; Gs. : Globigerinoides; G. : Globorotalia; Pr. : Praeorbulina; g. : glomerosa; O. : Orbulina; K. : Keijella; R. : Ruggieria; A. : Acanthocythereis; Cist. : Cistacythereis; Ch. : Chrysocythere; t. : tetraptera, c : cataphracta; X. : Xestoleberis; L. : Loxoconcha; Bp. : Bairdopillata; B. : Bairdia; C. : Carinovalva;

Fig. 13 : Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques et du nannoplancton calcaire du Langhien inférieur de la coupe de Boutelis (Belkhir *et al.*, 2025)

4.4. Coupe de Sidi Bou-kebar :

L'analyse de microfossiles de l'unité 05 (Dj. BK02 à Dj. BK07) a permis d'identifier des foraminifères marqueurs tels que *Pr. glomerosa curva*, *Pr. glomerosa circularis*, *O. suturalis*, *O. universa*, *G. peripheroronda* et *Globorotalia bykovae* (Dj.BK6, Dj.BK7), associés avec le nannoplancton de *S. heteromorphus* (Fig.14). Cet assemblage correspond aux biozones N10 (Blow, 1969), NN5 (Martini 1971) et MMi5b (Lirer *et al.*, 2019) qui suggèrent un âge Langhien supérieur, estimé à 14.36 Ma selon la FO d'*O. universa*.

L'apparition de *Globorotalia praemenardii* et *G. bykovae* associée avec *S. heteromorphus* dans l'échantillon Dj. BK16 correspond à la partie médiane de la biozone N10 (Blow 1969), la biozone NN5 (Martini1971) et MMi5c (Lirer *et al.*, 2019). En conséquence, cette partie est attribuée au Langhien terminal voire Serravallien basal, dont l'âge est estimé entre 13.92 Ma (FO de *G. praemenardii*) et 13.51 Ma (LO de *G.*

Attribution biostratigraphique et corrélations

peripheroronda). L'absence de *G. peripheroronda* et *S. heteromorphus* (Dj. BK23) indique le Serravallien inférieur (biozones : N10 supérieure/N11, NN6 et MMi6), âge légèrement plus récent que 13.51 Ma (LO de *G. peripheroronda*). L'échantillon Dj. BK25 est marqué par l'apparition de quelques individus de *Paragloborotalia mayeri*, associée avec *Globoturborotalia* cf. *druryi* suggérant un âge Serravallien supérieur, tout en sachant que la première occurrence (FO) de *P. mayeri* est estimée à 12.43 Ma. Ce bioévènement correspond aux biozones N12, NN6 supérieure et MMi7b (Fig.14).

Attribution biostratigraphique et corrélations

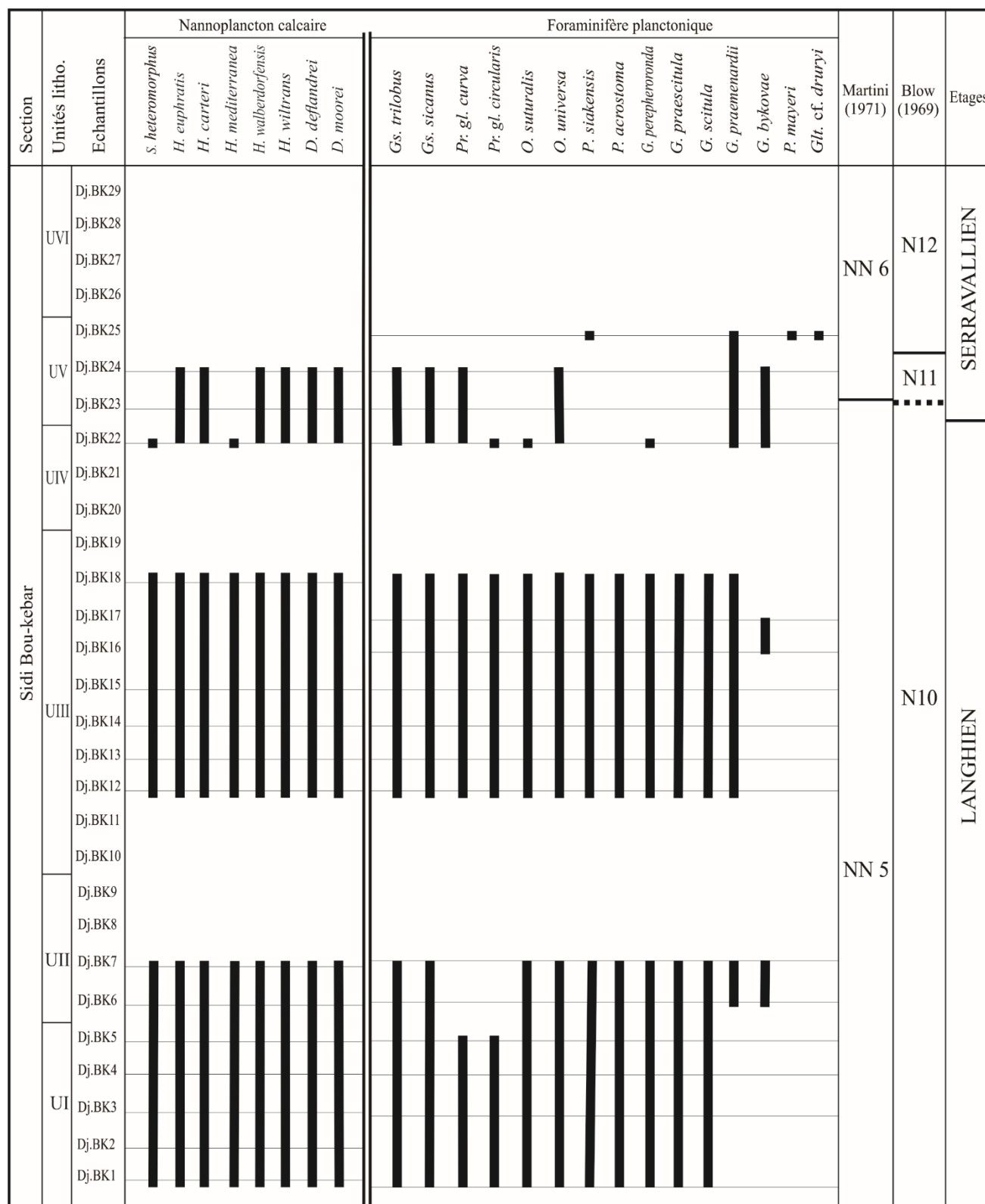


Fig. 14 : Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques et du nannoplancton calcaire de la coupes de Sidi Bou Kebar (Langhien, Serravallien).

5. Dépôts pyroclastiques, extension spatiale et leur âge.

Les dépôts pyroclastiques sont fréquents dans la série géologique de l'Oued Rhiou, signalés notamment au sud des agglomérations de Djidiouia et de l'Oued Rhiou. Ils sont décrits dans la série détritique supérieure (Cartennien supérieur), sur une longueur de 1,5 kilomètre près de la localité de Sidi Bou kebar et à la base de la série détritique inférieure de Lahlef, située au sud-ouest du barrage de Gargar. Leur extension spatiale est observée au sud-est de Djidiouia (Anderson, 1936, Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992).

Il s'agit d'un grès glauconieux tufacé, brun et verdâtre, contenant de nombreuses paillettes de biotite. Les horizons tufacés, qui nous intéressent, se situent à la base de la série détritique inférieure et au sein de la série détritique supérieure (Anderson, 1936, Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992) dont les dépôts affleurent au niveau de la partie inférieure de la coupe de l'Oued Taberket « barre a-unité 02 » et la coupe de Sidi Bou-kebar « Unité 09 » (Fig. 7, 10 : a). L'extension du premier est visible à l'est de l'Oued Taberket, à l'ouest de Lahlef et au sud de l'agglomération de Djidiouia. Sa composition minéralogique est bien décrite (voir chapitre Lithostratigraphie : Belkhir *et al.*, 2019). Son épaisseur varie généralement entre 0,8 m et 12 mètres, recouvrant à la base soit un lit de galets, soit des dépôts éocènes du substratum rocheux. A la base de la série de l'Oued Taberket, il succède aux marnes grises et blanches et repose sans discontinuité apparente (intra-stratifié) sous les marnes sableuses marines du Miocène. Le deuxième niveau tufacé apparaît à Sidi Bou-kebar avec une épaisseur de cinq mètres, limité à la base par des marnes sableuses et des marnes grisâtres au sommet.

5.1. Age des couches pyroclastiques basé sur les microfossiles marins :

Riche en macrofaune (*Amphiope*, *Turritella*, etc.), les dépôts marins (Unité 02) de la coupe de l'Oued Taberket comportent les couches pyroclastiques ; le contenu de ces dépôts (foraminifères planctoniques, nannoplanctons calcaires) est représenté par *Globigerinoides sicanus* et *G. trilobus* associées avec *Sphenolithus heteromorphus* et *Helicosphaera ampliaperta*. La présence de ces taxons permet d'envisager un âge burdigalien-langhien, soit entre 16,40/16,39 Ma (FAD : *G. sicanus* : voir Tab. 1) et 14,86 Ma (T : *H. ampliaperta*) (Fig. 12), correspondant aux biozones N8 (Blow, 1969) /NN4 (Martini, 1971) /MMi3/MMi4a, voire MMi4a/b (Lirer *et al.*, 2019). Cet intervalle peut être réduit en tenant compte, d'une part, de l'absence de *Praeorbulina s.l.* (Fig. 13) et d'autre part, de la présence

d'une discontinuité (discordance) séparant les coupes de Sidi El Rhorb supérieure et de l'Oued Boutelis. Cette discontinuité (discordance) se situe au sein des biozones N8/NN4, clairement comparable à la limite Burdigalien-Langhien universellement reconnue à 15,974 Ma (Iaccarino *et al.*, 2011 ; Gradstein *et al.*, 2012). Par conséquent, l'âge du premier horizon pyroclastique se situerait entre 16,40/16,39 et 15,974 Ma, soit une précision biostratigraphique inférieure à 450 ky (= 0,216 à 0,436 Ma).

Situées à la base du deuxième dépôt pyroclastique, les marnes sableuses (unité 09) de la coupe de Sidi Boukebar sont marquées par la présence des taxons index (e.g. foraminifères et nannofossiles calcaires) : *G. praemenardii*, *G. peripheroronda* et *S. heteromorphus*. Ces taxons peuvent être attribués au Langhien terminal voire Serravallien (biozones N10, NN5 et MMi5c), dont l'âge est estimé entre 13.92 Ma selon la FO de *G. praemenardii* et 13.51 Ma selon la LO de *G. peripheroronda*. Les marnes grises recouvrant ce dépôt pyroclastique ont montré l'absence/(disparition) de *G. peripheroronda* et *S. heteromorphus* (Dj. BK23 et Dj. BK24) correspondant aux biozones N10 supérieure, NN6 inférieure et MMi6 d'âge Serravallien inférieur, voire légèrement plus récent : e.g. post LO de *G. peripheroronda*. Cette estimation est confirmée par l'apparition suivante de *Paragloborotalia mayeri* (FO 12.43 Ma) dans l'échantillon (Dj. BK25) suggérant un âge Serravallien supérieur. Cela confère au deuxième dépôt pyroclastique un âge compris entre 13,51 Ma (LO de *G. praemenardii*) et 12.43 Ma (FO de *P. mayeri*) : (e.g. $12,97 \pm 0,54$ Ma). Cette cinérite, localisée à une dizaine de mètre au-dessus de la limite Langhien-Serravallien (13,82 Ma), est mise en évidence dans la coupe de Sidi Bou Kebar ; elle serait donc proche de l'âge ré-actualisé des rhyolites de Hammam Boughrara (Louni-Hacini, 2002 ($13,52 \pm 0,99$ Ma)).

5.2. Corrélation biostratigraphique régionale, position et âge des couches pyroclastiques.

Les couches pyroclastiques constituent un indice important de l'activité volcanique, ayant été à l'origine de leur formation, mais également un bon moyen de corrélation régionale. Les données sur le magmatisme et la stratigraphie de l'Algérie occidentale (Oranie) n'indiquent aucune activité volcanique antérieure à 13,25 Ma voire 13,52 Ma (Guardia, 1975 ; Bellon *et al.*, 1977 ; Megartsi, 1982, 1985 ; Louni-Hacini *et al.*, 1995 ; Louni-Hacini, 2002 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 1997 ; Maury *et al.*, 2000, entre autres). Cette observation concorde avec la paléogéographie miocène du bassin du Bas Chélif. En effet, les apports sédimentaires révèlent qu'une

composante concernant le piémont nord-ouest du massif de l'Ouarsenis est d'origine visiblement orientale, provenant du bassin moyen-haut Chélif (sud de Médéa : Neurdin-Trescartes, 1992, 1995). Par conséquent, des sources d'émission pyroclastique plus ou moins proches sont à rechercher au nord et à l'est de la plaine du Chélif (région d'Alger, voire plus loin).

Vers l'est de Ténès, le long de la côte et dans le bassin de Cherchell, on observe une succession corrélable à celle de l'Oued Taberket. Les niveaux volcaniques s'y situent entre les formations continentales et marines (Lepvrier et Magné, 1975). Près de Ténès (Beni Haoua), à la base de ces trois termes (dépôts continentaux, couches de cendres, grès et marnes marins), un niveau gréseux calcaire est décrit, localement riche en *Amphiope* (Lepvrier et Magné, 1975). Le terme marneux indique un âge Langhien (*s.l.*) basé sur la présence de l'association : *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *Globigerinoides sicanus*, *G. trilobus*, *G. immaturis*, *Globorotalia acrostoma* (Lepvrier et Magné, 1975) indiquant pour ces auteurs la biozone N8 de Blow (1969) (à l'exception de l'extrême base).

D'après Bellon *et al.* (1977), le cycle volcanique semble présenter trois paroxysmes dont le plus ancien (rhyolitique) est celui daté de 16 Ma dans le bassin de Menacer, situé à l'est du massif du Dahra. Cet âge radiométrique semble concordant avec nos données biostratigraphiques. En effet, la région de Menacer pourrait donc constituer une source potentielle pourvoyeuse de produits pyroclastiques, devant expliquer la paléogéographie des apports sédimentaires orientaux mentionnés par Neurdin-Trescartes (1992, 1995) : apports détritiques du bassin du haut-Chélif en provenance de Médéa. Cette phase volcanique correspond à une activité tectonique significative observée dans la région de Dellys-Thénia (El Azzouzi *et al.*, 2014).

6. Bio-datation de la série de l'Oued Rhiou et mise en évidence des limites biostratigraphiques du Miocène inférieur et moyen.

6.1. La succession sédimentaire et micropaléontologique décrite dans les coupes de l'Oued Taberket, de Sidi El Rhorb inférieur et supérieur, de l'Oued Boutelis et la différence de pendages des premières, de plus en plus inclinées vers le nord-est méritent que l'on s'attarde sur la discontinuité importante séparant géométriquement ces dépôts entre eux. En matière de nannoplancton calcaire, *Helicosphaera ampliaperta* associée avec *Sphenolithus heteromorphus* caractérisent dès la base, cette succession. La première espèce est apparue en Méditerranée vers 20,43 Ma et a disparu vers 14,86 Ma ; *S. heteromorphus* se voit attribuer un intervalle de temps compris entre 17,75

et 13,53 Ma, indiquant la biozone NN4 (Martini, 1971 ; Backman *et al.*, 2012) (Fig. 12) (Burdigalien supérieur à Langhien inférieur). Ces espèces de nannoflore sont associées avec des foraminifères planctoniques (*Globigerinoides trilobus* et *G. sicanus*). Sans *Praeorbulina s.l.*, cette association indique la biozone N8 (Blow, 1969). La première apparition de *G. sicanus* a été estimée à 16,39, voire 16,40 Ma (Raffi *et al.*, 2020 ; Berggren *et al.*, 1995). *G. sicanus* (FAD) et *S. heteromorphus* (LAD) définissent un âge compris entre 16,39/16,40 et 13,53 Ma (biozones N8/ NN4), indiquant le Burdigalien terminal et le Langhien précoce (Fig. 17).

Ces résultats complètent la paléogéographie du Miocène inférieur/moyen du sud de la mer Téthysienne, vers le nord-est de l'Algérie. En effet, dans le bassin de la Soummam, les dépôts miocènes les plus anciens (Langhien inférieur) se situent à la base de la biozone N8. Ils sont coiffés par l'apparition de *Praeorbulina s.l.* (Courme-Rault et Coutelle, 1982). De même, des sédiments marneux sont attribués à la base du Langhien (biozone N8 de Blow, 1969) à Annaba (Edough), marquée par le FAD de *Praeorbulina sicana* (Abbassene *et al.*, 2019). Ces dépôts recouvrent des roches andésitiques datées de $16,41 \pm 0,39$ Ma ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$). Ces derniers auteurs proposent l'âge radiométrique donné ci-dessus pour le FAD de *Praeorbulina sicana* (synonyme de *Globigerinoides sicanus* : Blow, 1969 ; Berggren *et al.*, 1995 ; Lirer *et al.*, 2019). Sans grande différence par rapport à ceux proposés par Berggren *et al.* (1995) et Raffi *et al.* (2020), cet âge (16,41 Ma) indiquerait la base de la biozone N8.

Ces données du Miocène inférieur/moyen corroborent une communication large et ouverte entre la mer Téthysienne nord-africaine et les eaux de surface subtropicales de l'Atlantique. L'arrivée des premières Préorbulines en Méditerranée est attestée par *P. glomerosa curva* (Tab. 1), estimée à 15,34 Ma. Cette espèce a été collectée à 100 m au-dessus de la base des marnes grises (marines) de la coupe de l'Oued Boutelis, dans le bassin du Bas Chélif, en association avec *G. sicanus*.

Par conséquent, un âge compris entre 16,39/16,40 Ma (FAD de *G. sicanus*) et 15,34 Ma peut être attribué à cette coupe (biozones NN4/N8 : Burdigalien terminal-Langhien inférieur). Par conséquent, cette attribution (NN4/N8) comprend bien la limite Burdigalien-Langhien qui est universellement admise à 15,974 Ma (Iaccarino *et al.*, 2011 ; Gradstein *et al.*, 2012). Cet intervalle de temps (634 ky ; Fig. 17) est représenté dans la coupe de l'Oued Boutelis par des marnes brunes saumâtres et des grès et conglomérats (Unité 04 : SU2) sous-jacents (environ

100 m) dont la base est soulignée par la discordance angulaire qui a affecté le sommet de la coupe supérieure de Sidi El Rhorb (Fig. 15, 17). Les marnes brunes saumâtres sont riches en ostracodes. Certains taxons parmi eux (*Acanthocythereis hystrix*, *Ruggieria tetraptera tetraptera*, *Carinivalva carinata*, *Chryosythere Paradisus*, *Chryosythere cataphracta muricata*, *Xestoleberis Reymonti*, *Keijella punctigibba*), associés avec *H. ampliaperta* et *S. heteromorphus*, ont été répertoriés à la base du Langhien inférieur en Afrique du Nord et au Moyen-Orient (Keen *et al.*, 1994 ; Carbonnel et Courme-Rault, 1997 ; Ied et Ismail, 2016). Ces données concordent avec la position stratigraphique des marnes brunes saumâtres de l'Oued Boutelis (entre 15,34 et 15,974 Ma : intervalle de 634 ky) à la base du Langhien inférieur (biozones N8/N4 supérieure). Par conséquent, la discordance angulaire est considérée ici comme une discontinuité majeure représentant, au sein des biozones N8/NN4, la limite Burdigalien-Langhien. Cette discontinuité est corroborée par le changement du pendage et de la géométrie du cycle des conglomérats et des corps sédimentaires ultérieurs qui sont totalement différents de ceux observés dans les dépôts antérieurs (e.g. la coupe de Sidi El Rhorb supérieure : Fig. :8). Cette situation a également été décrite par Neurdin-Trescartes (1992, D4 : Fig. 4.50) et Belkebir et Anglada (1985) dans le bassin du Bas Chélif.

6.2. L'apparition de *Globorotalia praemenardii*, associée avec *Orbulina universa*, *G. peripheroronda* et *Sphenolithus heteromorphus* dans les marnes grises de l'unité 07 (Fig. : 10) de la coupe de Sidi Bou-Kebar (échantillon Dj. BK16) (Fig. :14), indique un âge allant du Langhien terminal au Serravallien basal. La première apparition (FO) de *G. praemenardii*, datée de 13,92 Ma, permet de situer cet intervalle dans les biozones N10 (Blow, 1969), NN5 (Martini, 1971) et MMi5c (Lirer *et al.*, 2019). Cet intervalle s'étend jusqu'à l'unité 08 (Fig. :10), composée d'une alternance de marnes sableuses et de grès. L'âge estimé de ces dépôts est compris entre 13,92 Ma (FO de *G. praemenardii*) et 13,51 Ma, correspondant à la dernière apparition (LO) de *G. peripheroronda*, observée dans l'échantillon Dj. BK22 (unité 08).

L'unité 09 (Fig. :10), d'âge Serravallien inférieur, est attribuée aux biozones N10 supérieure, NN6 inférieure et MMi6, comme le suggère l'absence de *G. peripheroronda* et *S. heteromorphus* dans l'échantillon Dj. BK23 (Fig. :14), ainsi que l'absence de *Paragloborotalia mayeri*.

Par conséquent, la limite Langhien–Serravallien peut être placée entre l’unité 08 et l’unité 09 (Fig. 14A), précisément sous l’échantillon Dj. BK23 et au-dessus de Dj. BK22 (Fig. :14). Cette limite stratigraphique peut être indiquée provisoirement par un niveau d’accumulation de grosses huîtres du platier à *Crassostrea* indiqué sur la coupe par OAB (Oyster accumulation bed = niveau à accumulation d’Ostrédés) (Fig. :10), épais de 50 cm, et reposant sur une surface de ravinement bien marquée ; il indique un épisode de forte énergie hydrodynamique. L’âge de ce dépôt est estimé plus récent que 13,51 Ma et est compatible avec l’âge de la limite Langhien-Serravallien (13,82 Ma : Fig. 11).

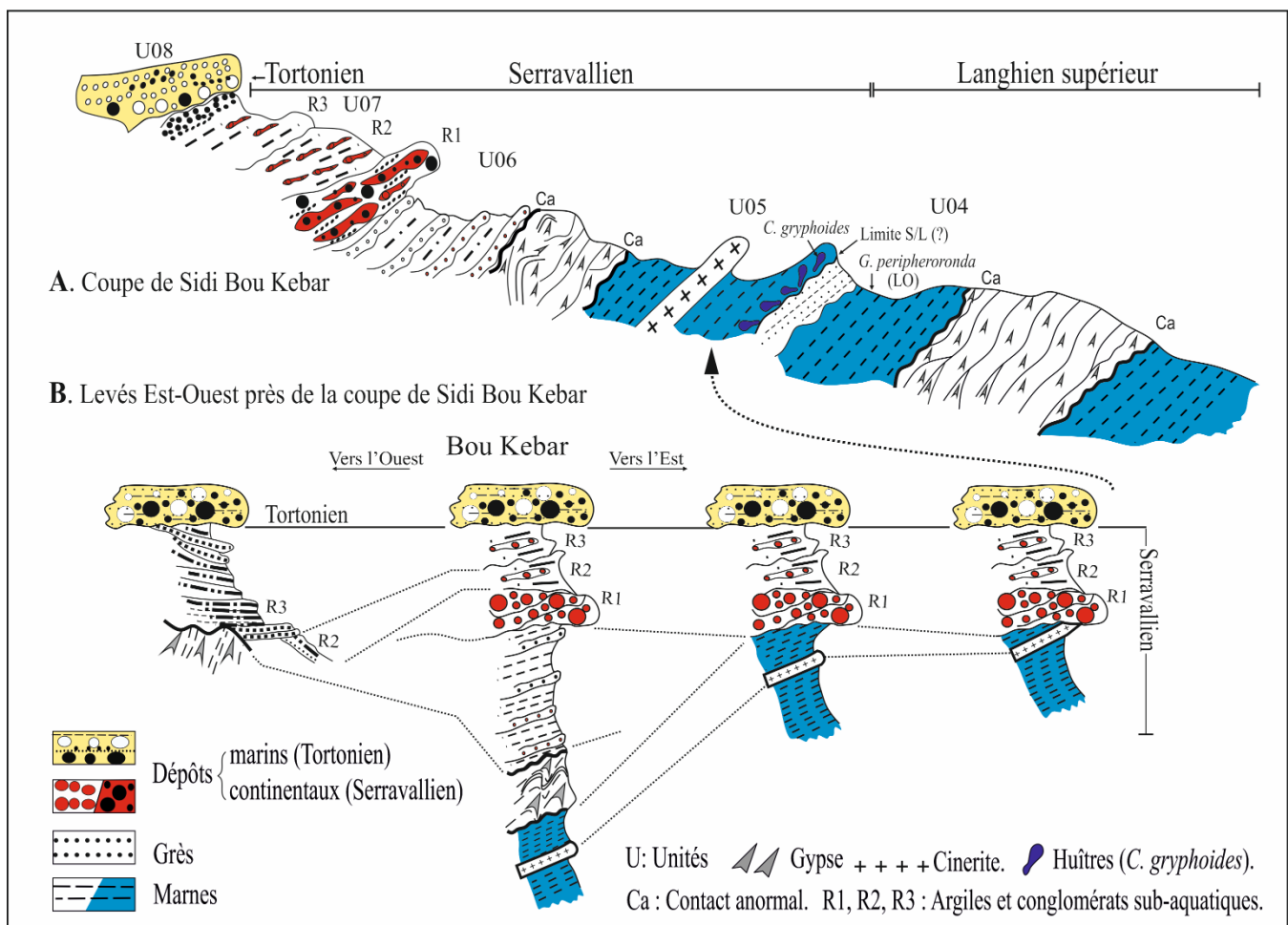


Fig. 15 : Position stratigraphique et corrélations des unités (U10, U11 et U12) postérieures à l'occurrence de *P. mayeri*.

La surface de ravinement suivi du platier à grosses huîtres est le témoin d’un cycle sédimentaire transgressif dont le maximum d’inondation (MFS : maximum flooding surface) est à rechercher sédimentologiquement juste au niveau de l’échantillon Dj. BK22 ou légèrement au-dessus (Fig. 14A), tout en sachant que la distance entre les

échantillons Dj. BK22 et Dj. BK23 ne dépasse pas 7 à 8 mètres. Cet événement illustre un changement significatif dans la dynamique paléoenvironnementale du bassin (maximum transgressif, chaud), devant correspondre à la phase terminale de l'événement CTMM.

6.3. L'âge des dépôts postérieurs à la présence de *P. mayeri* (Dj. BK25) est attribué au Serravallien supérieur. En effet, la première occurrence de cette espèce est repérée en Méditerranée vers 12,43 Ma (N12 ; MMi7b), sa LO étant indiquée vers 12,07 Ma (base N13 Ma). Dépourvus d'organisme, les dépôts postérieurs à cet événement (*P. mayeri*) correspondent aux unités 10 et 11 dont le développement vers l'est et vers l'ouest est restreint au secteur de Sidi Bou Kebar (voir corrélation : Fig. 15).

L'unité 10 est caractérisée par une alternance de marnes grises sableuses micro-conglomératiques et des barres conglomératiques dont le contact avec les marnes marines bleu gris sous-jacentes est difficilement discernable voire anormal. Ces sédiments sont fortement plissés et visiblement fracturés, traversés par des filonnets de gypse orientés dans tous les sens. Leur contact supérieur est discontinu (discordant voire anormal). L'unité 11 correspond à une importante masse conglomératique rouge (R1), fortement chenalisée, suivie de deux formations beiges à passées grésos-conglomératiques généralement déformées (R2 et R3) et discordantes les unes sur les autres. L'ensemble de cette unité (11) est affecté géométriquement par une discordance sur laquelle repose une formation conglomératique (barre) marine marquant la base du Tortonien (Badsì, 1991 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkebir et al., 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002).

L'âge de la limite Serravallien-Tortonien peut être également approché par corrélation de la coupe de Sidi Bou-Kebar avec celles de l'embouchure du Chélif et des coupes marines et continentales de Bouhanifia et de la Moyenne Tafna (Fig. 17).

7. Corrélations :

7.1 Corrélations NW-SE des séries géologiques du Piémont NW de l'Ouarsenis et de l'embouchure du Chélif (Dahra) :

A. Au Burdigalien terminal à Langhien inférieur/moyen

Trois localités font l'objet de cette corrélation. La première comprend trois coupes géologiques orientées E-W situées dans le piémont NW de l'Ouarsenis. Il s'agit des coupes de l'Oued Rhiou, de Sidi Abdelkader Nakhla et de Djidiouia (Perrodon, 1957 ; Neudin-Trescartes, 1992 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkhir *et al.*, 2025). La seconde concerne trois autres tronçons situés en aval de l'embouchure de l'Oued Chelif. Il s'agit des tronçons du Koudiet Redjel El Maida, d'Ain Soltane, du Douar El Amarna et de Djebel Zegmoun (Bessedik *et al.*, 2002), qui sont situés le long de l'embouchure de l'oued.

Leurs dépôts représentent, à la base, des conglomérats et des argiles conglomératiques à éléments hétérogènes reposant en discordance sur le substratum. Leur épaisseur varie d'un endroit à l'autre (15 m à Douar El Amarna). L'épaisseur maximale (70 m) est enregistrée à Djebel Zegmoun et Koudiet Redjel El Maida. Ils présentent des alternances marno-gréseuses et conglomératiques. Certaines barres de conglomérat, argile lenticulaire et grès sont décrits comme des extensions latérales. Ils ont fourni *Praeorbulina glomerosa*, *Globigerina obesa*, *Globigerina tripartita*, *Globoquadrina venezuelana*, *Globigerinoides trilobus*, *G. sicanus*, *G. subquadratus* (Belkebir *et al.*, 1996) ; ces taxons indiquent la biozone supérieure N8 de Blow (1969) correspondant au stade langhien précoce (fig. 17).

Reposant en discordance sur les dépôts antérieurs, des marnes marines grises plus ou moins gypseuses sont bien représentées à Djebel Zegmoun (100 m d'épaisseur) et à Douar El Amarna (150 m d'épaisseur). Elles ont livré successivement *Globigerinoides trilobus* dans leur première moitié puis *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globigerinella obesa*, *Globigerinella compressa*, *Globorotalia trinidadensis* (Djebel Zegmoun) et *Globigerinella obesa*, *Orbulina suturalis*, *Globotruncana area*, *Globorotalia trinidadensis* (Douar El Amarna) (Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002). Leur âge correspond à la biozone N8 (partie supérieure). Il peut dépasser la biozone N9 (Langhien moyen...) (Fig. 17).

Attribution biostratigraphique et corrélations

Sur la bordure nord-ouest de l'Ouarsenis, les dépôts de la série géologique de l'Oued Rhiou sont représentés à l'Oued Skafil (Djidiouia) par une alternance de grès, de marnes et de poudingues à Ostreïdés (350 m), appelée « série détritique inférieure » (Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkhir *et al.*, 2025). Cette alternance débute par un banc de grès glauconieux à galets de schiste. Il repose en discordance sur des marnes brunâtres plissées (substratum). Son faciès s'étend loin vers l'est (Sidi Abdelkader Nakhla, Sidi El Rhorb) avant de disparaître brusquement dans les localités de Boukader et de l'Oued Sli, petites agglomérations situées à 10 km à l'est de celle de l'Oued Rhiou. Vers l'ouest, son épaisseur diminue considérablement, notamment au sud de Relizane (Ouest de Djidiouia) et dans la localité de Chabet Teffoune (Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992) (Fig.13). À sa base, elle contient des dépôts de grès-conglomérat et de marne-sable d'une épaisseur totale de 70 mètres.

Par endroits, cette série présente des bancs canalisés avec des stratifications obliques et croisées et une macrofaune de gastéropodes (*Conus antiquus*, *Turritella terebralis*), de Balanidés (*Balanus*) et de bivalves (Pectinidés et Ostreïdés dont « *Ostrea cartenniensis* », entre autres : Perrodon, 1957).

Les échantillons prélevés dans les couches marneuses en alternance avec les poudingues ont donné *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina baroemoenensis*, *Globigerina woodi* et *Globigerinoides sicanus*. Ces foraminifères planctoniques indiquent la biozone N8 (partie inférieure) de Blow (1969), correspondant à un âge Burdigalien-Langhien (Bessedik *et al.*, 2002).

Au sommet, s'étallent des marnes bleues plus ou moins gypseuses, appelées « marnes intermédiaires » (Perrodon, 1957), d'une épaisseur d'environ 1400 m. Elles ont une épaisseur d'environ 300 m à Chabet Teffoune, 500 m à l'Oued Djidiouia et 1400 m à l'Oued Rhiou. Ces marnes bleues sont homogènes (Oued Skafil), sans stratification apparente. Elles sont riches en gypse lamellaire avec quelques couches gréseuses à stratifications entrecroisées (Oued Rhiou). *Globigerinoides trilobus*, *Globoquadrina baroemoenensis*, *Globigerinoides sicanus*, *Globigerina ruber*, *Globigerina woodi* (Oued Skafil) représentent leur microfaune. Latéralement et verticalement, ces marnes contiennent une succession de foraminifères planctoniques (*Praeorbulina glomerosa curva*, *Orbulina suturalis* et *O. universa*), de nannoplancton calcaire (*Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera ampliaperta*,

entre autres) et d'ostracodes dans la partie inférieure de ces marnes intermédiaires (Fig. 17). Cette microfaune indique les biozones supérieures N8 de Blow (1969) et NN4 de Martini (1971), qui peuvent aller jusqu'à la biozone N9, correspondant au Langhien moyen ou même tardif.

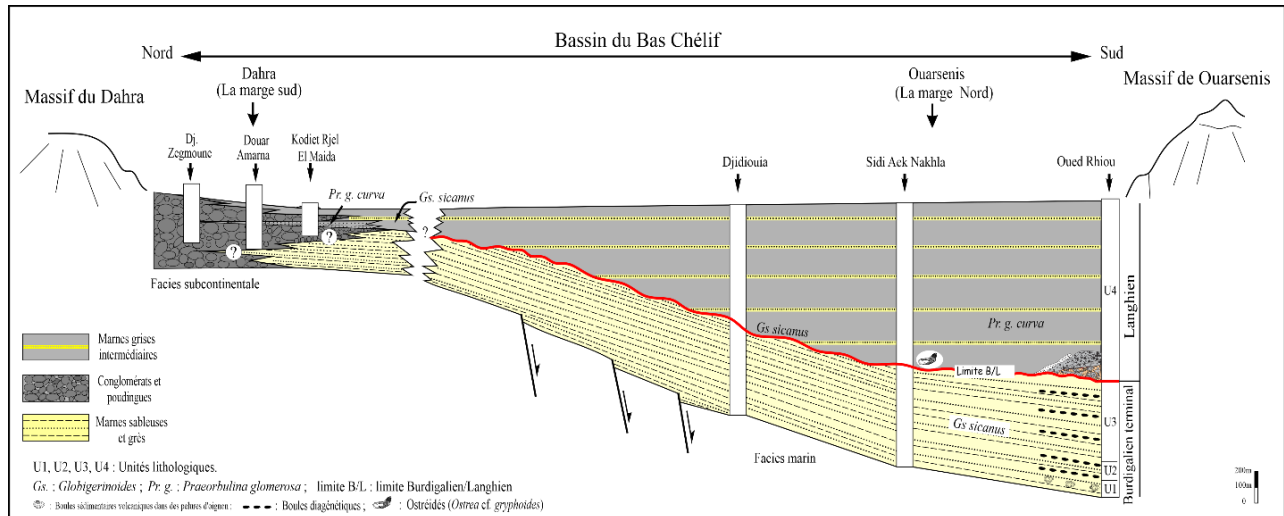


Fig. 16 : Corrélation des dépôts Burdigaliens et Langhiens de l'embouchure du Chélif et des coupes de l'Oued Rhiou : identification d'un sillon sur la marge du piémont NW de l'Ouarsenis (Belkhir *et al.*, 2025).

B. au Langhien supérieur et Serravallien :

Au-dessus de la limite Langhien-Serravallien signalée dans la coupe de Sidi Bou-Kebar, la présence de *Globoturborotalia druryi* associée avec *Paragloborotalia mayeri* permet d'attribuer ces derniers dépôts marins de Sidi Bou Kebar au Serravallien moyen à supérieur (biozones N12 à N13 de Blow, 1969 ; MMi7 b et c de Lirer *et al.*, 2019).

Par conséquent, les dépôts postérieurs (Unités 10 et 11 : sub-aquatiques et cônes de déjection) sont limités à la base par les dépôts marins serravalliens (biozones N12 et N13 basale) et au sommet par la barre conglomératique tortonienne (Fig. 15 ; Fig. 17).

Attribution biostratigraphique et corrélations

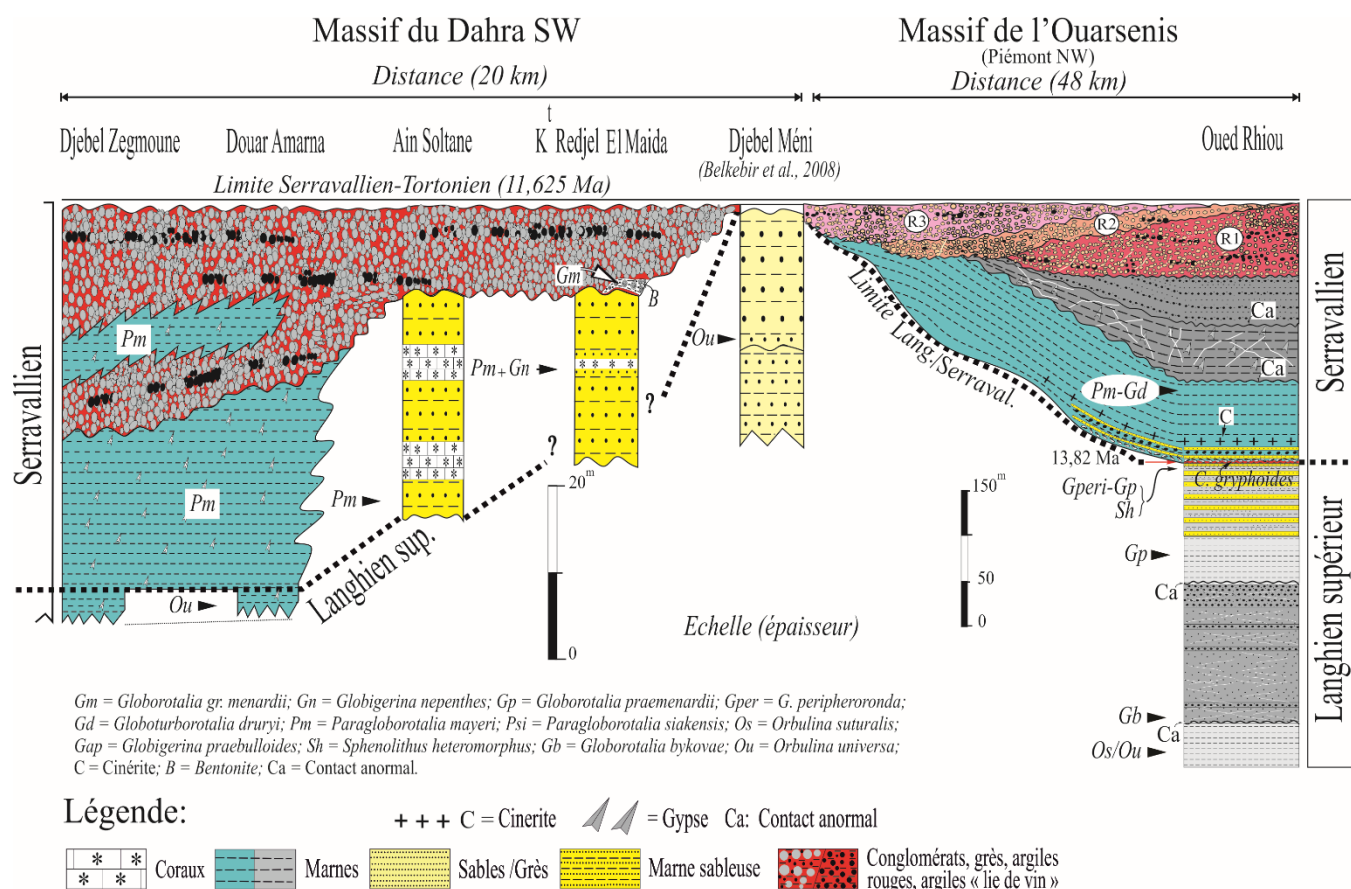


Fig. 17 : Corrélation des coupes géologiques langhiennes et serravalliennes de l'Oued Rhiou et de l'embouchure de l'Oued Chelif.

Cette situation est comparable à celle des coupes géologiques de l'embouchure de l'Oued Chélif où la barre conglomératique tortonienne coiffe en discordance les dépôts marins et continentaux serravalliens.

En effet, l'alternance de conglomérats à Ostréidés, grès, lambeaux récifaux (Scléractiniaires) et marnes sableuses, visible dans la coupe d'Aïn Soltane (Belkebir *et al.*, 1994 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002), contient une association de foraminifères planctoniques tels que *Globigerina praebuloides*, *Globigerinoides subsaculifer*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia praescitula*, *Globigerina foliata*, *Neogloboquadrina continuosa*, *Orbulina universa* (biozones N12 à N13 de Blow, 1969). Cette alternance se poursuit de manière continue jusqu'au niveau de Koudiat Redjel El Maida, où elle se termine par des marnes grisâtres gypseuses (Fig. 17). Les sédiments marins serravalliens y révèlent la présence de *Globigerina nepenthes* dans le prolongement des marnes sableuses et grès à calcaire corallien, ce qui leur confère un âge Serravallien terminal (N14 de Blow, 1969): la FAD de *G.*

nepenthes, étant repérée en Méditerranée vers 1,7 Ma ; notons que la limite Serravallien-Tortonien est estimée à 11,625 Ma (Berggren *et al.*, 1995 ; Aguilar *et al.*, 2004 ; Lirer *et al.*, 2019).

Succède une argile conglomératique rouge supérieure reposant sur une surface de ravinement, visible à Koudiat Redjel El Maida dont l'épaisseur est réduite (7 m). Celle-ci s'épaissit en direction de Douar Amarna et de Djebel Zegmoune où l'on constate le développement de niveaux marneux gris renfermant un banc blanchâtre à oncolites (bentonite : 1 à 2 m), repérable dans les secteurs de l'embouchure du Chélif (Dahra SW : Fig. 17). Notons que cette dernière formation continentale rouge a livré (entre les coupes de Koudiet Rdjel El Meida et Chabet Mezaou) quelques exemplaires de *Globorotalia menardii* remaniés, récoltés dans un niveau argileux blanchâtre à oncolites, situé légèrement au-dessous de la base de la barre conglomératique d'âge Tortonien. Ceci indique que les derniers dépôts continentaux correspondent déjà à la phase ultime de la sédimentation serravallienne (Biozone N15 basale).

7.2 Corrélations E-W entre les séries géologiques du Piémont NW de l'Ouarsenis et celles de Bouhanifia et de la Moyenne Tafna (Fig. 18).

La formation continentale de Bouhanifia est limitée à la base par des dépôts marins dits Anasseurs ou synchro-nappes. Au vu de leur contenu micropaléontologique, ces dépôts sont contemporains avec ceux décrits dans la coupe de Sidi Bou Kebar (*Paragloborotalia mayeri*, *P. siakensis*, *Globoturborotalia druryi* = biozones N13/N14). En effet, la présence de *P. mayeri* associée avec *Globigerina nepenthes* (FAD : 11,7 Ma = biozone 14 de Blow) à la base de la formation continentale de Bouhanifia évoque le même schéma de situation décrite dans l'embouchure de l'Oued Chélif. Cette dernière espèce est repérée dans les marnes sableuses et grès appartenant à la coupe de Ain Soltane (Fig. 17), bien connue pour ses constructions coralliennes (Belkebir *et al.*, 1994). Notons qu'un tuf rhyolitique décrit à la base de la formation continentale de Bouhanifia a livré un âge de $12,18 \pm 1,03$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Ameur *et al.*, 1976 ; Ameur-Chehbeur, 1988). Cet âge a été revu et estimé à $12,03 \pm 0,25$ Ma (Aguilar *et al.*, 2004 ; Woodburne *et al.*, 1996), e.g. un intervalle compris entre 12,28 au plus ancien et 11,78 Ma au plus récent (Fig. 18). Cette dernière estimation est assez compatible avec la présence du foraminifère *Globoturborotalia*

(*Globigerina*) *nepenthes* associée avec *P. mayeri* (N14 = 1,7 Ma), la limite N14/N15 étant estimée à 1,8 Ma (LO de *G. nepenthes*).

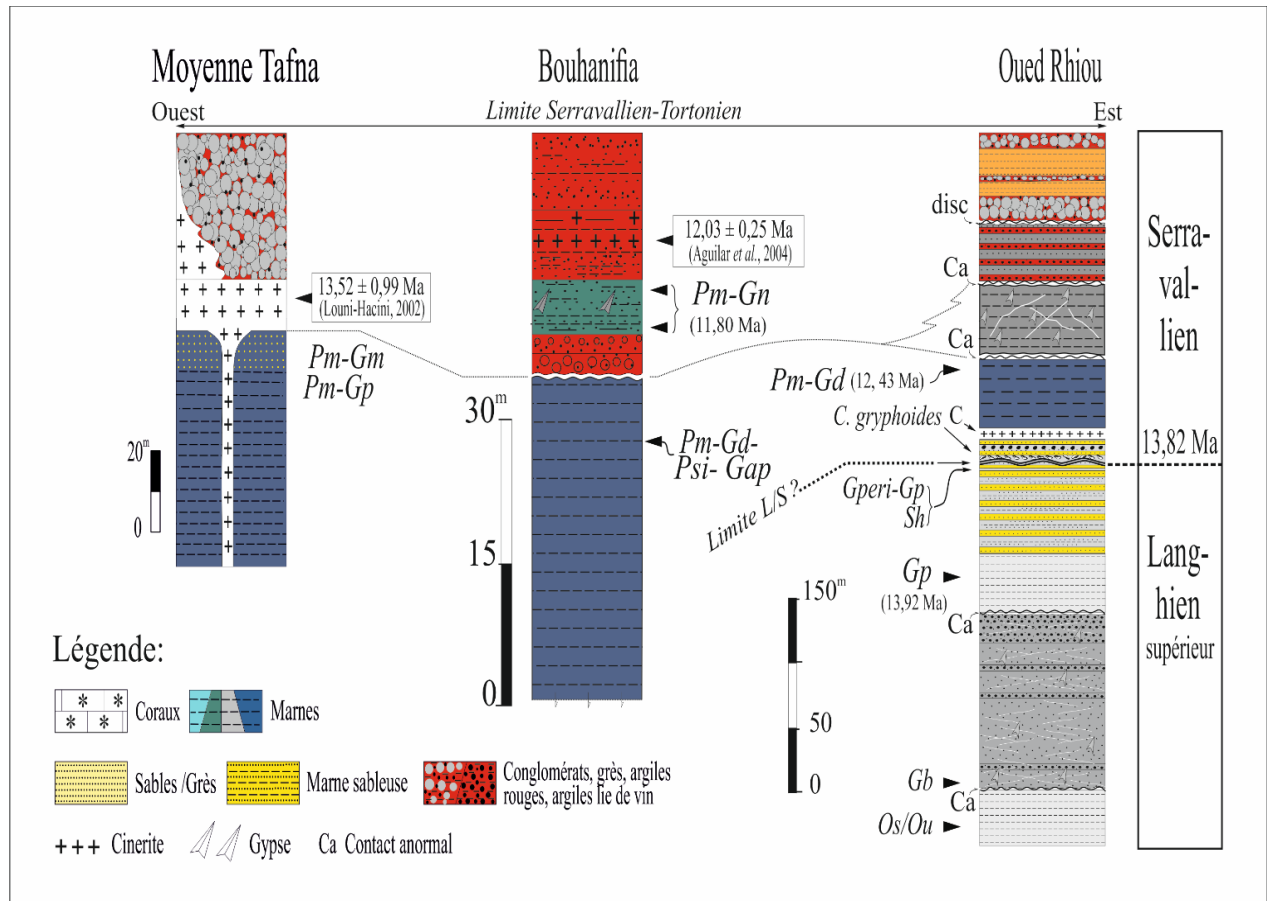


Fig. 18 : Corrélation des dépôts langhiens et serravalliens de l'Oued Rhiou, de Bouhanifia et de la Moyenne Tafna. (complément de légende: voir Fig. 17).

Les dépôts marins de la Moyenne Tafna font partis de la formation des Anasseurs dits synchro-nappes (Perrodon, 1957 ; Guardia, 1975). Les foraminifères récoltés dans ces dépôts marins ont livré *P. mayeri*, *G. druryi*, *P. siakensis*, *G. praebulloides*, associées avec, dans leur partie supérieure, *Globorotalia menardii*, indiquant un âge Serravallien terminal (N13-N14-N15 basale : Guardia, 1975 et 1990). Cette attribution stratigraphique est appuyée par le nannoplancton calcaire (Mazouzi, 2004). Dans le bassin de la Tafna, des appareils volcaniques sont connus pour avoir traversé les dépôts serravalliens, notamment ceux appelés synchro-nappes (Megartsi, 1985, Louni-Hacini et al., 1995 ; Maury et al., 2000 ; Louni-Hacini, 2002), e.g. les rhyolites de Hammam Bouhrara datés de $14,97 \pm 0,99$ Ma puis révisés à $13,52 \pm 0,99$ Ma. Ces rhyolites semblent être contemporains au moins partiellement

Attribution biostratigraphique et corrélations

avec les argiles rouge « lie de vin ». Les âges radiométriques semblent être incompatibles avec les datums des foraminifères planctoniques (Fig. 18).

Chapitre IV

Dynamique sédimentaire, paléoenvironnement et climat

1. Introduction

Une étude géologique approfondie est réalisée sur la marge sud du bassin du Bas Chélif, région du piémont NW de l'Ouarsenis. L'objectif est d'établir une bio-chronologie la plus précise que possible et ce afin de mieux comprendre l'organisation stratigraphique, l'environnement et l'histoire du remplissage de ce bassin dit « intra-montagneux » dont la dynamique est souvent liée à l'activité orogénique alpine néogène et quaternaire ayant marqué la genèse des massifs telliens (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992). Lors de son remplissage, des séquences transgressives-régressives (T-R) de troisième ordre (Curry, 1964 ; Embry, 1993, 1995 ; Catuneanu, 2006, 2017) sont répertoriées dans ce bassin en fonction de leurs caractéristiques de faciès, l'empilement de leurs strates, la distribution chronologique de leurs corps sédimentaires et les restes paléontologiques qui leur sont associés. Il s'agit d'une sédimentation détritico, gréseuse-conglomératique, marno-sableuse puis marneuse dont l'âge est Miocène inférieur et moyen ; cette sédimentation a été à l'origine du comblement d'un large sillon localisé sur le piémont nord-ouest du massif de l'Ouarsenis.

2. Caractéristiques sédimentologiques, paléontologiques et paléoenvironnementales du Miocène inférieur et moyen :

L'analyse de la série géologique de l'Oued Rhieu montre une nette tendance dans l'évolution des faciès sédimentaires. Ceci est basé sur leur lithologie, leurs structures sédimentaires, leurs associations fauniques et ichnologiques, leurs géométries (discontinuités) et le granoclassement de leurs constituants. L'examen de ces paramètres a facilité la délimitation de dix (10) séquences transgressives-régressives (TR : Fig. 19), reflétant un modèle d'organisation hiérarchique (Curry, 1964 ; Embry, 1993, 1995 ; Catuneanu, 2006, 2017).

2.1. Burdigalien terminal

Séquence 1:

Deux unités lithologiques illustrent cette séquence. Elles se distinguent par la prévalence des foraminifères planctoniques, indiquant un environnement marin profond et ouvert (U01), suivi d'un environnement marin peu profond (U02) (Fig. 19). De nombreuses ichnites (*Ophiomorpha nodosa*, *O. annulata*, *Skolithos annulatus*,

Palaeophycus, *Thalassinoides*) y sont répertoriées (Unité 02 ; SU2 : coupe de l'Oued Taberket). Elles caractérisent un environnement à forte énergie hydrodynamique (Palmer, 1978 ; Archer et Maples, 1984 ; Frey *et al.*, 1984 ; Ekdale, 1988 ; Mangano et Buatois, 1991 ; Uchman, 1995 ; Tchoumatchenco et Uchman, 2001 ; Aguirre *et al.*, 2010 ; Bendella, 2012 ; Cherif *et al.*, 2015 ; Knaust, 2017 ; Benkhedda, 2022). La macrofaune, collectée dans les marnes, les grès et les marnes sableuses basales, ainsi que dans les boules de grès diagenétiques et à glauconite en « pelures d'oignon » (barre **a**) (Unité 02, SU2), est représentée par des polypierites à Scléractiniaire, des bivalves (huîtres, pectinidés et autres), des gastéropodes (*Turritella*), des échinides (*Amphiope*, *Scutella*), des crustacés décapodes (*Balanus*) et des dents de requin. Une telle association est révélatrice d'un environnement marin peu profond, qui pourrait inclure un biotope de construction corallienne (Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkhir *et al.*, 2022, 2025). Ce milieu côtier peu profond est également déduit de certaines figures sédimentaires comme des stratifications croisées bosselées (Meg-HCS), indiquant un dépôt d'avant-côte situé probablement au-dessus de la limite d'action des tempêtes (Harms, 1975 ; Reineck et Singh, 1980, Bendella, 2012).

Séquences 2, 3, 4 :

Ces séquences correspondent à l'unité lithologique 03 et représentent une importante série détritique (conglomérats, grès, marnes sableuses) d'âge Burdigalien terminal. La séquence 2 contient les sous-unités 1, 2 et 3, la séquence 3 les sous-unités 4 et 5 et la séquence 4 les sous-unités 6 et 7 (Fig. 19).

Ces séquences reflètent une variation environnementale de l'avant-côte supérieure à l'avant-côte inférieure, se terminant par des dépôts de l'avant-côte supérieure. Cette évolution est caractérisée par une succession de cycles de systèmes transgressifs (TST) et de systèmes régressifs (RST) ou de cycles transgressifs-régressifs (T-R) (S2, S3, S4), entraînant un chevauchement des schémas stratigraphiques (Fig. 19). Les séquences sont ponctuées de boules de grès diagenétiques (*paramoudra-type* : Thomas, 2015 ; Yeomans, 2018), parfois associées à des laminations horizontales, des stratifications obliques, des arêtes de poisson et des vagues ascendantes (Belkhir *et al.*, 2025).

Ces éléments suggèrent des formations marines peu profondes soumises à des courants unidirectionnels et bidirectionnels (Bendella, 2012). Huîtres, pectinidés et autres bivalves, gastéropodes (*Turritella*..., entre autres), *Balanus* et échinides notamment *Amphiope* et *Scutella*, dominent généralement la macrofaune. Les ichnites sont principalement des *Skolithos* associés à *Thalassinoides* et *Palaeophycus*. L'ichnogenre *skolithos* est considéré comme un indicateur d'un environnement côtier (Seilacher, 1964, 1967 ; Bendella, 2012, Benkhedda, 2022), témoignant d'un hydrodynamisme intense (Aguirre *et al.*, 2010 ; Bendella, 2012 ; Knaust, 2017). Ces sédiments témoignent de conditions médiolittorales allant du sublittoral peu profond au sublittoral profond, correspondant à un environnement côtier à haute énergie (Stara *et al.*, 2012 ; Stara et Sancier, 2014). La fréquence quasi-permanente d'*Amphiope* dans cette série (coupes de l'Oued Taberket, Sidi El Rhorb inférieure et supérieure) indique un environnement marin très turbulent (Stara *et al.*, 2012 ; Stara et Sancier, 2014). Ces conditions sont souvent mentionnées dans la série géologique régionale du Burdigalien terminal-Langhien inférieur, située à l'est du bassin du Bas Chelif (Médéa : Berrouaghia ; Bejaia : Sidi Ali Ben Toumi ; Jijel : Lalla Kouba ; Constantine) (Carbonnel et Courme-Rault, 1997).

2.2 Langhien

Séquence 5 :

La coupe de l'Oued Boutelis démarre avec l'unité lithologique 04 (séquences 5 et 6) d'âge Langhien. La base de cette unité est marquée par une discordance qui sépare le Burdigalien terminal du Langhien précocé. La séquence débute par SU1 (séquence TR 5) (Fig. 19), constituée d'une barre conglomératique et de grès reposant en discordance sur l'unité précédente (Unité 03 : Sidi Rhorb supérieure). Ces dépôts conglomératiques (basaux) se composent de deux générations de conglomérats : la première est constituée de grands blocs associés avec des éléments de taille moyenne bien délimitée, noyée (olistolithe) dans une autre masse conglomératique (deuxième génération). Ces derniers sont marqués à la base par des accumulations de coquilles de *Crassostrea* (*C. cf. gryphoides*), suggérant une coulée de débris concentrée de forte densité dans la zone côtière.

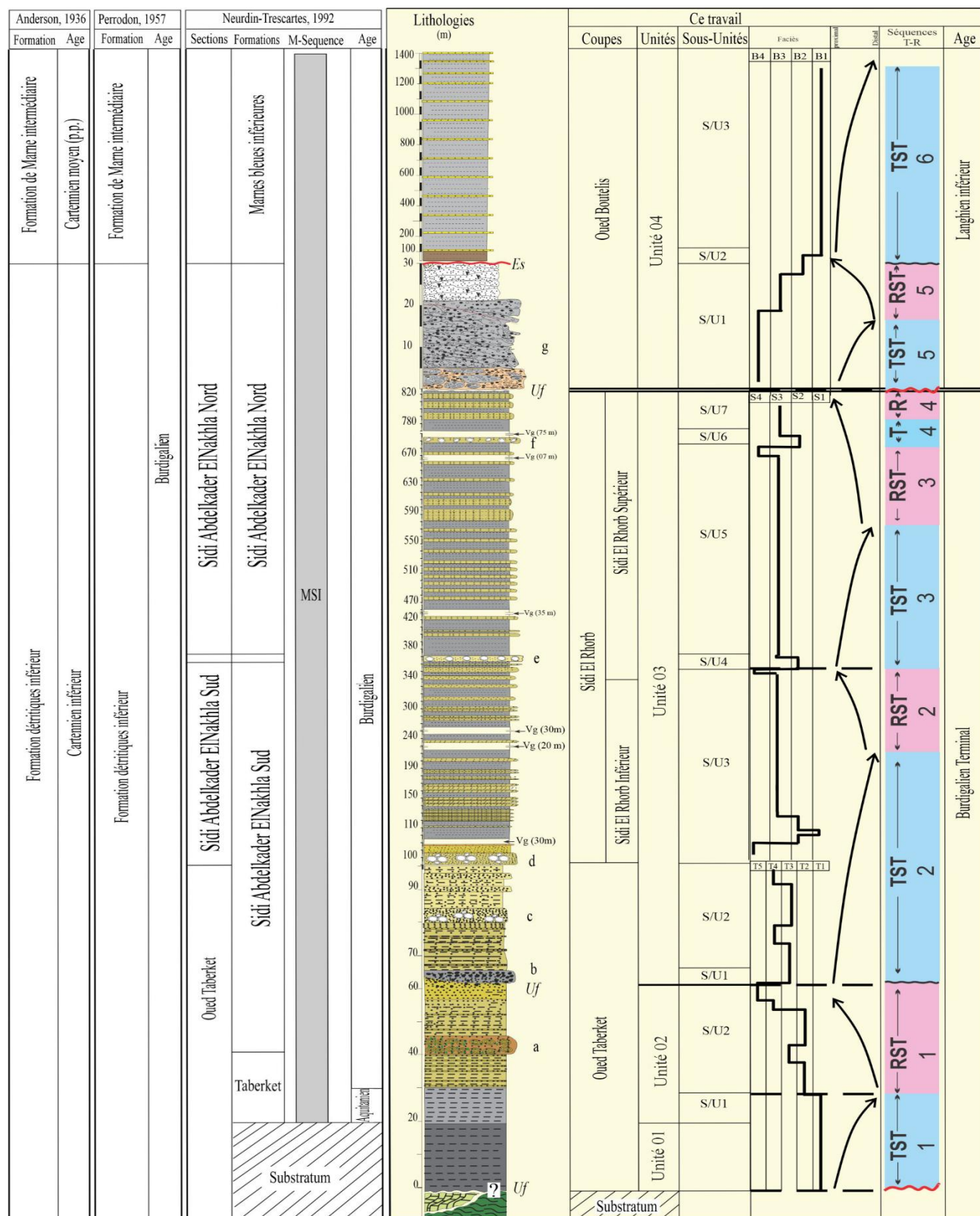


Fig. 19 : Biostratigraphie et environnement près de la limite Burdigalien terminal-Langhien inférieur de la coupe de l'Oued Rhiou (Bassin du bas Chélif) et sa corrélation avec les travaux antérieurs.

M-Séquence : Méga-séquence ; Dist. : Distal ; Prox. : Proximal ; T-R : Transgression-Régression ; TST : Transgressive System Tract ; RST : Regressive System Tract ; **a, b, c, d, e, f, g** : Barres de boules de grès conglomératiques et diagénétiques (type-paramoudra) ; Vg : lacune de Visibilité ; Uf : discordance ; T1 ... T5, S1 ... S4, B1 ... B4 : Types de faciès Oued Taberket, Sidi El Rhorb et Oued Boutelis (respectivement : Belkhir *et al.*, 2025).

Ces dépôts sont interprétés ici comme des deltas à cône hyperpycnal (DCH), formés dans des environnements à fort gradient, par des petites rivières de montagne lors de fortes crues (Zavala, 2021). Le niveau à huîtres (*Crassostrea cf. gryphoides*) complète ce paysage. En effet, l'espèce actuelle de *C. gryphoides* indique un environnement sublittoral (Videt et Néraudeau, 2002), généralement commun en zones estuariennes (Demarcq *et al.*, 1974 ; Georgiades-Dikeoulia *et al.*, 2000 ; Hoşgör, 2008). Des individus de cette espèce moderne se trouvent dans des habitats marins côtiers peu profonds, fixés à des racines de mangroves, caractéristiques de substrat intertidal (Demarcq et Demarcq, 1989 ; Georgiades-Dikeoulia *et al.*, 2000 ; Hoşgör, 2008). Carbonnel et Courme-Rault (1997) décrivent ce biotope de mangrove au Burdigalien terminal et Langhien inférieur dans le bassin de Médéa (Berrouaghia, Boughezoul). La deuxième partie de cette sédimentation grossière est constituée de conglomérats et de grès progradants alternant avec des sillons, *Skolithos* et *Ophiomorpha*. Ceci suggère un environnement marin peu profond à haute énergie, avec une érosion par les courants marins (Bendella, 2012). Cette dernière a persisté jusqu'aux dépôts de grès rougeâtres à *Amphiope* et *C. cf. gryphoides*. Les deuxième et troisième parties (Unité 04, SU1), sont principalement composées de matériaux détritiques côtiers, incluant les conglomérats et les grès, dépourvus d'organismes. La troisième partie correspond à des grès azoïques progradants (Fig. 19). Ces grès représentent un type de progradation de lobes frontaux de delta, également appelés barres d'embouchure. Il s'agit d'un événement de dépôt lors d'une régression forcée de la partie inférieure de la coupe de l'Oued Boutelis (Catuneanu, 2006, 2017 ; Posamentier et Allen, 1999 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Galloway, 1989 ; Besson *et al.*, 2005). Ces caractéristiques indiquent un déplacement de la ligne du rivage, caractérisé par une progression du trait de côte vers le sud-ouest.

Séquence 6 :

Cette séquence se divise en deux parties distinctes, désignées respectivement par les lettres Séquence 6a et Séquence 6b. La première, Séquence 6a, se rapporte aux unités SU2 et SU3 de l'unité 04 d'Oued Boutelis, tandis que la seconde, Séquence 6b, correspond aux unités 05 et 06 de la coupe de Sidi Bou-Kebar.

Séquence 6a :

La séquence 6 (SU2) est constituée de marnes micacées (Sous-unité 2 : 100 m d'épaisseur) qui a révélé la présence d'une faune diversifiée, comprenant des vénérédés et d'autres bivalves (pectinidés, entre autres). Les microfossiles sont représentés par des foraminifères benthiques et des ostracodes ; la présence de carapaces d'ostracodes adultes, associées avec quelques valves libres, indique un environnement marin d'énergie modérée (Whatley, 1988 ; Brouwers, 1988). L'ostracofaune indique un environnement infralittoral à circa-littoral (20 à 75 m de profondeur), ce qui est en accord avec les données précédentes. La présence d'*Aurila* et de *Loxoconcha* suggère un environnement marin peu profond appartenant à la zone néritique interne (Van Morkhoven, 1962/1963 ; Carbonnel, 1969 ; Bonaduce *et al.*, 1975 ; Bonaduce et Russo, 1985 ; Bismuth *et al.*, 1978 ; Carbonnel, 1980 ; Szczechura et Abd-Elshafy, 1988). *Loxoconcha ovulata* et *Keijella punctigibba* (Yassini, 1979 ; Ruggieri, 1967 ; Russo et Bossio, 1976) affectionnent les environnements sublittoraux (20–30 m). Ces conditions environnementales peuvent s'étendre à la zone circalittorale (*Ruggieria* : Carbonnel, 1986 ; *Ruggieria tetraptera* : McKenzie *et al.*, 1979, Carbonnel et Courme-Rault, 1997 ; *Chrysocythere* : Carbonnel et Cirac, 1978, Carbonnel, 1986 ; et *Acanthocythereis hystrix* : Yassini, 1979). La présence d'autres populations appartenant à *Bairdia* et *Bairdoppilata* témoigne d'un environnement côtier s'étendant jusqu'au bathyal (environ 40 m : Carbonnel et Courme-Rault, 1997 ; Şafak, 2018).

Parmi les foraminifères benthiques, les plus fréquents, sont *Ammonia* et *Elphidium* qui vivent aujourd'hui dans les environnements de plateau intérieur à eau saumâtre (Murray, 1973, 1991 ; Shahin et El Baz, 2021) ou de marais, voire de lagunes et d'estuaires (Laprida *et al.*, 2007). Par conséquent, les assemblages d'ostracodes et de foraminifères benthiques récoltés dans la coupe de l'Oued Boutelis suggèrent un environnement lagunaire pour la

centaine de mètres de marnes brunes. Des conditions marines profondes (Neurdin-Trescartes, 1992) ou épi-néritiques (Perrodon, 1957) sont indiquées par les dépôts de marnes grises (dites « marnes bleues inférieures ») correspondant à l'unité 04 (SU3) où les formes planctoniques dominent, suggérant un environnement marin ouvert.

Séquence 6b :

Cette partie correspond aux unités 05 et 06 de la coupe de Sidi Bou-Kebar. L'unité 05 correspond au TST 6. Elle est caractérisée par des dépôts marneux, riches en foraminifères planctoniques et en restes de bivalves (unité 05), témoignant d'un milieu marin ouvert et relativement profond, des conditions relativement calmes favorisant la sédimentation fine. L'unité 06 est constituée de marnes sableuses interstratifiées avec des cliniformes stratocroissants de conglomérats grano-croissants dont les éléments sont mal classés. Les éléments polygéniques, de forme arrondie à subarrondie, indiquent un transport sur une longue distance depuis des sources variées (Mutti, 1992 ; Shanmugam, 1997). Le mauvais classement granulométrique, la texture variable entre matrice-supportée à claste-supportée, combinés avec la présence de surfaces d'érosion à morphologie tantôt plane, tantôt irrégulière, suggèrent des dépôts gravitaires résultant de courants cohésifs et non cohésifs, tels que des débris flows et des grain flows, associés avec des dépôts turbiditiques (Mutti, 1992 ; Shanmugam, 2020). Les caractéristiques sédimentaires, combinées avec la nature des faciès et la géométrie des corps conglomératiques observés dans cette unité, suggèrent une baisse relative du niveau marin, associée à un soulèvement local des marges et le développement d'un système de cônes sous-marins (Mutti & Ricci Lucchi, 1972 ; Janocko & Basilici, 1998 ; Joseph *et al.*, 2012 ; Ünlügenç & Akıncı, 2020). Des filonnets de gypse similaire à ceux observés dans cette unité ont été décrits dans les dépôts d'âges Langhien à Serravallien de la Formation de Marmarica (désert occidental, Égypte : Khalifa *et al.*, 2024). Les filonnets de gypse témoignent de processus tectono-diagénétiques. Cela suppose une circulation de fluides riche en sulfates le long des fractures/failles et la précipitation subséquente de gypse dans des environnements sédimentaires où des sources de calcium et de sulfate sont disponibles (Einsele, 2000), avec toutefois la présence de conditions thermiques favorables (climat chaud).

Les caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques de cette unité témoignent d'une baisse relative du niveau marin et une baisse du niveau de base, probablement liées à une phase de soulèvement tectonique ayant affecté le bassin du Bas Chélif au cours du Langhien supérieur. Cette unité est interprétée comme un « *regressive system tract* » (RST 6) au sens d'Embry et Johannsen (1992) et Catuneanu (2006). La présence de structures distensives (failles normales, ...) affectant cette unité traduit une subsidence tectonique ayant favorisé l'enfoncement du bassin.

Séquence 7 :

Cette séquence (Fig. 20), correspond aux unités 07 et 08 dont l'âge est Langhien terminal. L'unité 07 marque le passage à une sédimentation fine, caractérisée par des dépôts marneux riches en foraminifères planctoniques, témoignant d'une montée relative du niveau marin. Cette unité est interprétée comme un « *transgressive system tract* » (TST 7), au sens d'Embry et Johannsen (1992) et de Catuneanu (2006). L'unité 08 se compose d'une alternance de marnes sableuses et de grès à stratifications horizontales. Cette stratification est probablement liée à l'activation de forts courants unidirectionnels, associés avec une forte énergie hydrodynamique de type shoreface. Cette unité montre par ailleurs une tendance régressive, traduite par l'arrivée de sédiments détritiques sableux. Elle est interprétée comme un « *regressive system tract* » (RST 7) au sens d'Embry et Johannsen (1992) et de Catuneanu (2006).

2.3 Serravallien

Séquence 8 :

Cette séquence (Fig. 20), correspond aux unités 09 et 10, d'âge serravallien inférieur. L'unité 09 débute par un niveau remarquable d'accumulation bioclastique (unité 09) dominée par des grosses huîtres telles que *Crassostrea cf. gasar* et *Crassostrea cf. gryphoides*, des pectinidés accompagnées d'autres bivalves. Notons aussi la présence de balanes (*Balanus*). Cette association faunistique est typique d'un environnement littoral peu profond à fort hydrodynamisme, probablement de type « platier » ou laguno-deltaïque, marqué par une bonne oxygénation

et une énergie de vagues élevées. Des études récentes sur les huîtres fossiles, notamment *Crassostrea gryphoides*, montrent qu'elles sont fréquentes dans les environnements marins peu profonds de haute énergie (Videt et Néraudeau, 2002 ; Fürsich *et al.*, 2005). Par ailleurs, la présence actuelle de *Crassostrea gasar* dans les zones de mangrove du delta du Sine-Saloum (Sénégal), vivant sur les racines de palétuviers, suggère une affinité pour des environnements estuariens à salinité variable, ce qui pourrait indiquer des conditions similaires dans les dépôts serravalliens (Demarcq *et al.*, 1974 ; Georgiades-Dikeoulia *et al.*, 2000 ; Hoşgör, 2008). Une concentration similaire de *Crassostrea gryphoides* a été interprétée comme un assemblage proximal de tempestites dans les dépôts Langhien-Serravallien de l'Oasis de Siwa (Désert occidental d'Égypte : El-Sabbagh *et al.*, 2016). Ce niveau coquiller est suivi par une alternance de marnes sableuses jaunâtres et de grès, incluant un niveau conglomératique à base érosive irrégulière. Il évolue verticalement vers des dépôts gréseux, marneux et conglomératiques, témoignant d'un environnement côtier instable à proximité d'un apport terrigène important, probablement lié à un système de plage ; la présence de conglomérats à la base suggère la mise en place de dépôts de courants hyperpycniaux (Tinterri, 2011 ; Shanmugam, 2019, 2020 ; Zavala *et al.*, 2011, 2021), indiquant des épisodes érosifs ou des apports brusques de matériaux grossiers, témoin de fluctuations eustatique (régression) et tectonique locales.

Ces niveaux sont surmontés par des dépôts pyroclastiques (cinérites), indiquant la présence d'une activité volcanique régionale serravallienne (Cas & Wright, 1987). Ils sont suivis par des dépôts marneux riches en foraminifères planctoniques, traduisant le retour à un environnement marin ouvert et plus profond. Cette unité est interprétée comme un « *transgressive system tract* » (TST 8) d'Embry et Johannsen (1992) et de Catuneanu (2006). L'Unité 10 est marquée par une alternance de quatre barres conglomératiques avec des niveaux marneux à filonnets de gypses observés le long des plans de faille et des cassures. Les barres conglomératiques sont composées de galets à éléments mal classés pris dans une matrice sableuse ou marneuse, témoignant d'événements de haute énergie, probablement liés à une mise en place de courants gravitaires hyperpycniaux, associés avec des deltas subaquatiques actifs en milieu marin peu profond (Zavala *et al.*, 2011, 2021).

Les marnes à filonnets de gypse présentent de fines veines ou de lits minces au sein des marnes. Ces filonnets peuvent se former par évaporation d'eau riche en sels dans des conditions sédimentaires à climat aride (Warren, 2016) ou parfois par circulation d'eau dans des fractures de roches, liée à la présence d'eau souterraine. Cette unité est interprétée comme un « *regressive system tract* » (RST 8) d'Embry et Johannsen (1992) et de Catuneanu (2006).

Séquence 9 :

Cette séquence correspond à l'unité lithostratigraphique 11 d'âge Serravallien terminal. Elle repose en discordance (angulaire) sur l'unité antérieure, traduisant une interruption dans la sédimentation, liées probablement à une phase de soulèvement tectoniques (Fig. 20). La partie inférieure de cette unité présente des niveaux conglomératiques chenalisés de teinte rougeâtre. Ces dépôts (R1 : Fig. 10, 24) sont interprétés comme représentant un épandage en cône deltaïque (*fan delta shaped*) ou delta en éventail (*sensu* Einsele, 2000). Serravalliens, ils sont largement répandus dans l'ensemble du bassin du Bas Chélif, interprétés comme des produits de cônes de déjection alimentés par des apports terrigènes grossiers en contexte continental à transitionnel (Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1995). Ces niveaux conglomératiques sont surmontés par une alternance de marnes sableuses et de grès grossiers interstratifiés avec des lentilles conglomératiques (90 m : R2). Ces grès présentent des stratifications entrecroisées ainsi que des stratifications mamelonnées de type HCS. Cette stratification est considérée comme une structure sédimentaire caractéristique des dépôts générés par les tempêtes (Tinterri, 2011 ; Morsilli et Pomar, 2012). Cette partie représenterait un cortège sédimentaire transgressif ou transgressive system tract (TST 9), au sens d'Embry et Johannsen (1992) et de Catuneanu (2006). La partie supérieure montre des dépôts conglomératiques chenalisés de teinte rouge, indiquant le retour des conditions de deltas en éventail. Leur association avec des stratifications mamelonnées HCS (Hummocky Cross-Stratification), démontre qu'il s'agit d'environnements de type tempestites en domaine littoral à infralittoral (Harms, 1975 ; Reineck and Singh, 1980, Bendella, 2012). La présence de structures en "arêtes de poisson" (herringbone cross stratification) dans ces dépôts associés avec des laminations parallèles, reflète un milieu peu profond soumis à des courants bidirectionnels réguliers, à l'exemple

d'une plage subtidale ou une plateforme interne balayée par des houles modérées (Catuneanu, 2006 ; Bendella, 2012). Elle est surmontée d'une marne gréseuse rougeâtre à galets (R3), correspondant à un système progradant, où l'apport continental s'intensifie à nouveau. Cette unité est interprétée comme un *regressive system tract* (RST 9), au sens d'Embry et Johannsen (1992) et de Catuneanu (2006).

Séquence 10 :

Les dépôts de cette séquence sont géométriquement discordants (discordance angulaire) sur les dépôts antérieurs (Serravallien). Ils sont attribués au Miocène supérieur (Tortonien : Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Badsı, 1991 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002). La déformation des dépôts sous-jacents traduit un retrait de la mer (régression) suivi d'une activité tectonique et une érosion intense, survenus avant la mise en place de la transgression tortonienne. La séquence tortonienne (S10) débute par un niveau conglomératique (épais) et des grès massifs indiquant un environnement de haute énergie, littoral ou deltaïque proximal, soumis à un hydrodynamisme intense. Elle évolue vers des marnes sableuses contenant de nombreux moules de bivalves (Vénérîdes, Ostréîdes, ...), témoignant d'un milieu marin peu profond voire subtidal stabilisé. La forte concentration de mollusques pourrait indiquer un environnement estuarien ou laguno-marin (Dalrymple *et al.*, 1992 ; Allen and Posamentier, 1993).

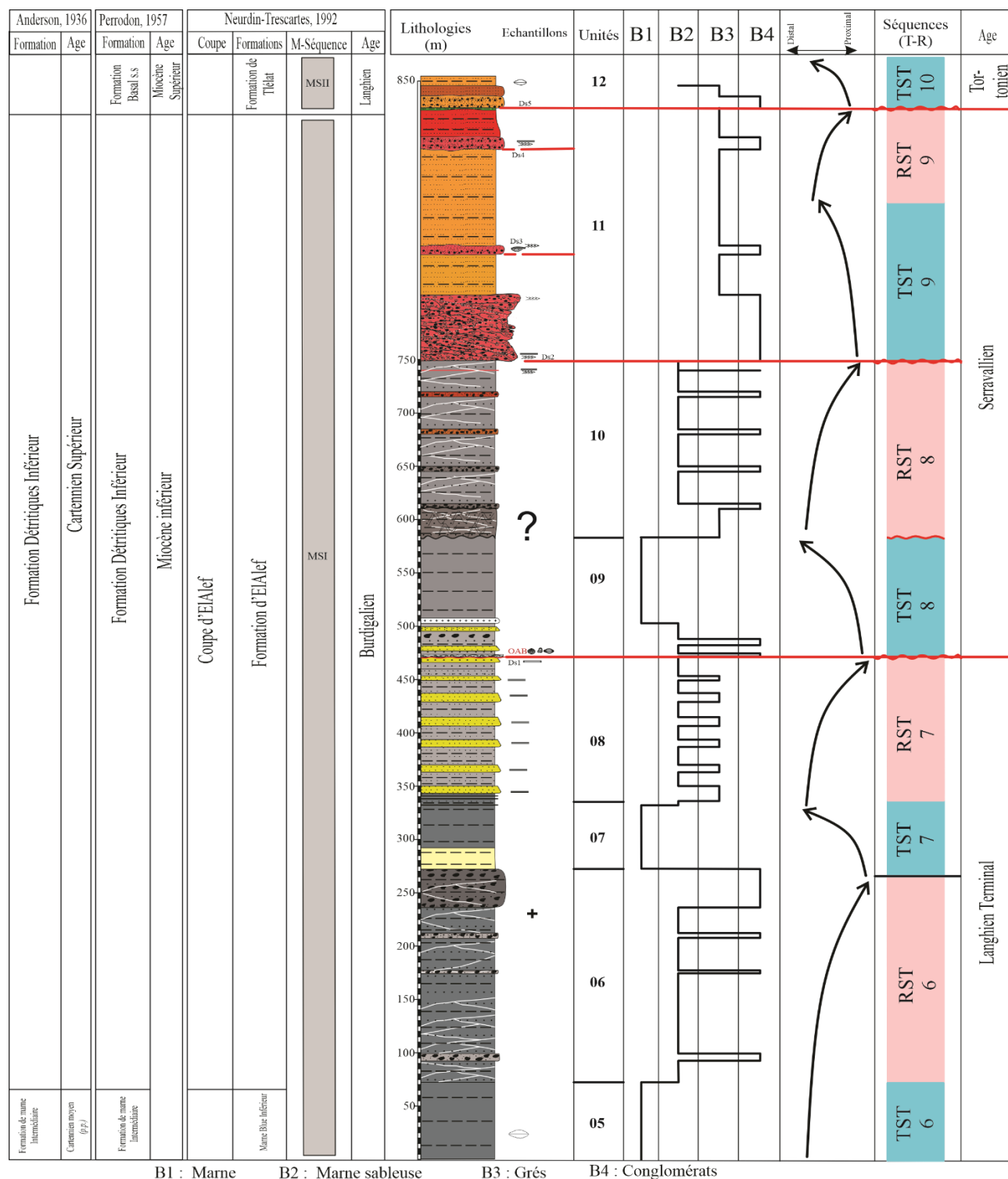


Fig. 20 : Biostratigraphie et environnement près de la limite Langhien supérieur- Serravallien supérieur de la coupe Oued Rhiou Bassin du bas Chélif et sa corrélation avec les travaux antérieurs. MS : Méga-séquence, Dist : Distal ; Prox. : Proximal, T-R ; Transgression-Régression ; TST : Transgressive System Tract ; RST : Régressive System Tract ; Ds1, Ds2., Ds5 : Discordances ; B1 ... B4 : Types de faciès de la coupe de Sidi Bou-Kebar.

3. Evolution sédimentaire et eustatique au Miocène inférieur et moyen du piémont NW de l'Ouarsenis.

Les séquences transgressives-régressives de troisième ordre (fig. 19, 20) mises en évidence sur la marge sud-est du bassin du Chélif reflètent une nette dynamique sédimentaire et eustatique que l'on peut corrélérer aisément avec les fluctuations de la courbe eustatique globale (Haq *et al.*, 1987 ; Miller *et al.*, 2011 ; Haq et Ogg, 2024). Cette évolution spatio-temporelle des dépôts traduit de grands changements paléoenvironnementaux survenus au cours du Miocène inférieur et moyen. Elle est marquée par six phases principales (Fig. 22), allant du Burdigalien terminal au Serravallien supérieur. Ces phases illustrent bien la dynamique sédimentaire ayant procédé au remplissage/comblement du bassin où la contribution de longs courants littoraux NE-SW est remarquée (Neurdin-Trescartes, 1992, 1995). Généralement caractérisé par des séquences transgressives-régressives (3^{ème} ordre), le comblement est régi par l'activité syn-orogénique ayant affecté les marges du piémont NW de l'Ouarsenis.

3.1 Phases du Burdigalien terminal

3.1.1-Phase (Bu1)

Discordante (discordance diastrophique) sur les dépôts crétacés et éocènes (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Bessedik *et al.*, 2002), la première séquence (unités lithologiques 01 et 02 : coupe de l'Oued Taberket) correspond, au vu de sa microfaune, à un environnement marin d'âge Burdigalien terminal. Elle est caractérisée par des marnes marines profondes qui évoluent vers des dépôts détritiques côtiers à caractère régressif correspondant à un abaissement du niveau marin (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Bessedik *et al.*, 2002) (Fig. 22).

L'unité 01 (marnes grises : coupe de l'Oued Taberket) est affectée par des failles normales et/ou inverses, liées au mouvement de la marge du Piémont NW du Massif de l'Ouarsenis. Ce mouvement a donné lieu au développement d'une morphologie compressive marquant cette période (avant l'unité 02) et prélude à l'évolution sédimentaire ultérieure dans le bassin (unité 02 : dépôts pyroclastiques de marnes blanches et de marnes sableuses). L'unité 02 tend donc à présenter un régime sédimentaire régressif couronné par une surface d'érosion (Fig. 07 : i, il : Es). Cette dernière est assimilée à une discordance angulaire régionale (Neurdin-Trescartes, 1992). L'apport

fréquent d'éléments grossiers dans le bassin reflète l'omniprésence de l'érosion synonyme de l'activité tectonique locale (Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Belkhir *et al.*, 2019 ; Belkhir *et al.*, 2025), observée essentiellement dans le tiers inférieur de la coupe de l'Oued Taberket (Fig. 07, 19 et 23).

3.1.2-Phase (Bu2)

Attribuée toujours au Burdigalien terminal, cette phase représente une série épaisse de dépôts détritiques côtiers sub-littoraux à mi-littoraux à haute énergie. Elle est marquée par les séquences T-R 2, 3 et 4 (unité lithologique 03) des coupes de Sidi El Rhorb inférieur et supérieur. Elle enregistre de fréquentes fluctuations eustatiques associées à des mouvements topographiques (Fig. 21), conduisant à une subsidence importante dans le bassin. Les boules de grès diagénétiques (**a**, **c**, **d**, **e**, **f**), enregistrées tout le long de la série de Sidi El Rhorb, témoignent bien, pour certains auteurs (Cojan et Thiry, 1992 ; Guiraud et Plaziat, 1993 ; Rodriguez *et al.*, 2000 ; Knaust, 2002 ; Menzoul, 2017), de mouvements tectoniques synsédimentaires ; ils expliquent ces structures diagénétiques comme étant liées à la liquéfaction des sédiments suite à des chocs sismiques (Fig. 22).

Dans ce contexte, le chevauchement vers l'Est des lignes de rivage démontre une réelle dynamique du processus sédimentaire caractérisé par des fluctuations de la mer (transgression/régression) évidentes dans les séquences TR 2, 3 et 4. Ce processus implique que l'arrivée des dépôts successifs déplace, à chaque fois, la surface supérieure du rivage vers la marge du bassin pendant les transgressions, s'alignant sur la tendance générale à la rétrogradation (fig. 21). Cette dynamique décrit bien la phase de remplissage du bassin du Bas Chélif pendant le Burdigalien terminal. Cependant, le modèle d'empilement peut être lié à plusieurs facteurs, notamment les variations du niveau de la mer, l'apport de sédiments et les phases d'extension géométrique (verticale et horizontale) du bassin, voire sa rotation dextre (NNE). Dans le cas du bassin du bas Chélif, les mouvements topographiques du piémont NW du massif de l'Ouarsenis semblent être liés à des phases tectoniques majeures de distension qui ont affecté les derniers dépôts burdigaliens (Bellon, 1976 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; El Azzouzi *et al.*, 2014). En effet, deux phases de failles normales ayant affecté ces dépôts peuvent expliquer cette évolution sédimentaire. La première, d'âge intra-burdigalien (au sein de l'unité 03 a), affecte les marnes jaunes et les dépôts pyroclastiques

(unité 02), les marnes et grès alternés (unité 03 a) et la barre « **d** » (boules de grès diagenétiques). Elle est dominée par des failles de direction NNE-SSW. Avec les mêmes directions, la seconde, antérieure au Langhien (avant l'unité 03 c), affecte les marnes sableuses (unité 03 b) et la barre “**f**” des boules de grès diagenétiques.

Ces deux phases budigaliennes sont corrélées à la phase **NBu4** de Haq et Ogg (2024) ; la phase **Bu1** peut correspondre au stade de démarrage de la transgressif, suivie par la seconde (**Bu2**) attribuée alors au stade du maximum de son extension (phase TB 02). Ces phases semblent traduire l'interaction de plusieurs facteurs : soulèvement de la marge, subsidence dans le bassin pouvant entraîner des variations eustatiques et un regain dans le taux de sédimentation (Fig. 21). La subsidence semble avoir prévalu sur le dépôt (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Bessedik *et al.*, 2002) (Fig. 22).

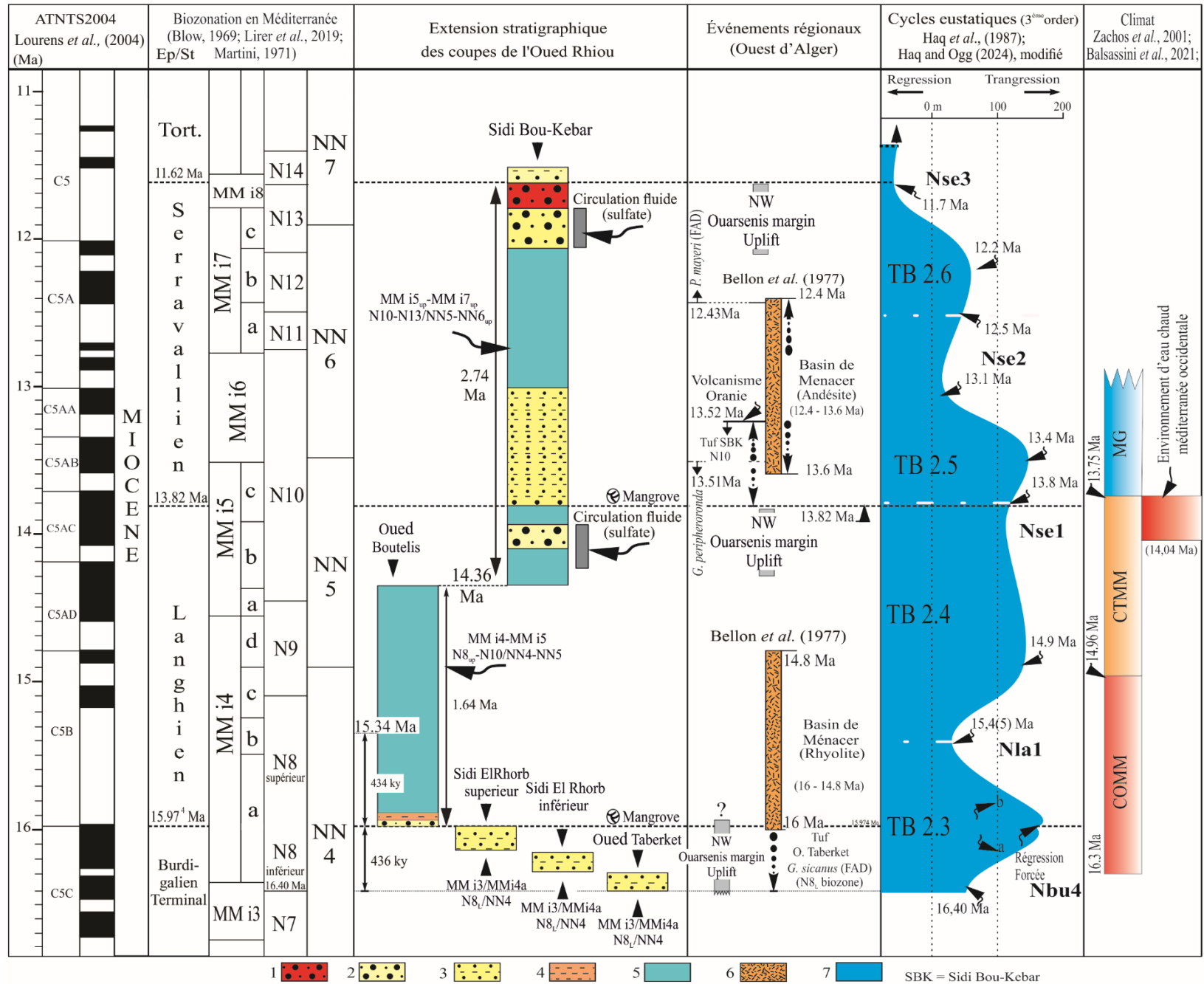


Fig. 21 : L'extension stratigraphique de la série géologique de l'Oued Rhiou du Burdigalien terminal au Serravallien Supérieur. Corrélation avec les événements régionaux : volcanisme, tectonique, climatique (Baldassini *et al.*, 2021 ; Zakhos *et al.*, 2001) et les cycles eustatiques globaux (3^e ordre : TB 2.3 à TB 2.6 : Haq *et al.*, 1987 ; Haq et Ogg, 2024).

3.2 Phases du Langhien

3.2.1-Phase (La1) :

Elle commence par un important dépôt marin conglomératique à *Crassostrea* cf. *gryphoides*. Il est marqué par un changement dans la géométrie des dépôts langhiens (pendage général de 40° vers le NNE, voire 50° par endroits : coupe de l'Oued Boutelis) reposant en discordance sur les dépôts antérieurs (pendage de 70° environ : coupe de Sidi El Rhorb supérieur). Le conglomérat est suivi des grès et de marnes grises. Cette discontinuité géométrique correspond à un changement dans la nature et la disposition des corps sédimentaires (cycle sédimentaire nouveau). Nous la considérons donc comme une limite stratigraphique importante, séparant deux étages Burdigalien et Langhien. En effet, le contenu micropaléontologique des dépôts situés au-dessus et au-dessous de cette limite confirme cette attribution stratigraphique. Notons que cette limite a été considérée par Neurdin-Trescartes (1992) comme un événement intra-Burdigalien. La sédimentation langhienne de la coupe de l'Oued Boutelis commence par la séquence T-R 5, caractérisée par un éventail hyperpycnal de type delta (HFD) ; son environnement est marin peu profond à haute énergie, suivi par des lobes de fronts deltaïques progradants, représentant une sédimentation régressive « forcé ». Les conglomérats contiennent *C. cf. gryphoides* à la base et d'importants dépôts gravitaires remaniés (olistolithes), suivis de conglomérats et de grès déposés au cours d'un soulèvement du système régressif (RST) (Fig. 19). Elle est affectée par des failles inverses synsédimentaires, preuve d'un démantèlement des reliefs avoisinants (tectonique compressive : Fig. 21 et 23).

La séquence transgressive 6 (langhienne) correspond à des dépôts d'eau saumâtre du plateau interne, évoluant vers le haut à une sédimentation marine profonde (marnes de Schlier) avec des inter-lits de grès. L'environnement est passé progressivement de la zone côtière à la mer profonde. En outre, ces dépôts sont affectés par des failles normales synsédimentaires à grande échelle dont certaines sont langhiennes et post-langhiennes.

La **Phase La1** correspond à la séquence T-R 5 et 6. Elle commence par un delta hyperpycnal et des dépôts marins peu profonds, influencés par des failles inverses synsédimentaires, ce qui suggère une compression

tectonique active. Le front deltaïque progradant suggère une régression forcée lors d'un soulèvement de la marge méridionale du bassin du bas Chélif. Cette séquence est suivie par la transgression marine langhienne, au cours de laquelle l'environnement côtier s'est transformé en un environnement marin profond. Ceci marque la poursuite de la subsidence/tectonique et le développement de l'espace disponible devant recevoir les flux sédimentaires.

Cette phase est encore identifiée (partie supérieure) dans la coupe de Sidi Bou-Kebar, correspond au RST 6 (système régressif). Elle débute par des dépôts marneux fins riches en microfaune, reflétant un environnement marin profond et calme. Cette phase évolue ensuite vers des marnes sableuses et des conglomérats à éléments arrondis mal triés (associés au TST 6, système transgressif), marquant une transition vers des processus gravitaires et un hydrodynamisme de forte énergie. Cette évolution traduit une baisse du niveau marin et un soulèvement tectonique local, favorisant une forte activité érosive responsable de l'arrivée des sédiments grossiers dans le bassin (formation de cône sous-marin). La présence de failles synsédimentaires et leur remplissage par des filonnets de gypse atteste de la permanence de l'activité tectonique favorisant ainsi la circulation des fluides.

3.2.2 Phase (La 2)

La séquence 7, composée d'une unité transgressive (07) et d'une unité régressive (08), illustre un changement dans la géodynamique du bassin à la fin du Langhien (**Phase La2**). L'unité 03, marquée par des dépôts marneux, riches en foraminifères, témoigne d'un environnement marin profond sous faible énergie hydrodynamique, correspondant à une phase de transgression marine majeure, traduite par une remontée eustatique globale (cycle TB 2.4 de Haq *et al.*, 1987). L'unité 04, caractérisée par des alternances de marnes sableuses et de grès à stratification horizontale, marque un basculement vers un régime régressif. Ces dépôts, structurés par des courants unidirectionnels à forte énergie (shoreface), indiquent une progradation littorale sous l'effet de l'apport accru de sédiments détritiques et confirment un passage similaire d'environnements marins profonds à des systèmes deltaïques progradants.

3.3 Phases du Serravallien

3.3.1 Phase (Se1)

La séquence 8 (unités 09 et 10) du Serravallien débute par des marnes sableuses marquées par les microfossiles marqueurs suivants : *G. perepheroronda* (LO), *G. praemenardii* et *S. heteromorphus* (LO) (base du Serravallien inférieur). Pour visualiser cette limite, nous proposons l'accumulation remarquable (platier) de tests d'huîtres grosses *Crassostrea* cf. *gryphoides* avec d'autres bioclastes qui se trouve à 8 mètres au-dessus de l'échantillon Dj. BK22. Ces dépôts traduisent un environnement littoral peu profond, chaud, bien oxygéné et soumis à une forte énergie hydrodynamique, voire laguno-deltaïque. Cette base bioclastique évolue rapidement vers des alternances de marnes sableuses, de grès et de conglomérats à base érosive, indiquant des apports terrigènes importants et des épisodes de haute énergie, souvent liés à des courants hyperpycnaux ou à des fluctuations du niveau marin couplées avec une activité tectonique régionale. L'intercalation de niveaux tufacés dans les marnes grises marines signale la présence d'une activité volcanique environnante. La partie supérieure de l'unité 09 est marquée par des marnes riches en foraminifères planctoniques dont la présence de *Paragloborotalia mayeri* associée avec *Globoturborotalia* cf. *druryi* (Serravallien supérieur) dans les derniers niveaux marneux. Ceci témoigne d'un retour à un environnement marin profond et transgressif.

L'unité 10, quant à elle, alterne des barres conglomératiques à éléments mal classées, déposées lors d'événements de haute énergie dans un contexte de delta subaquatique actif ou des cônes sous-marins. Les marnes à filonnets de gypse post-sédimentaire enregistrés dans ces dépôts sont caractéristiques des milieux où l'on note la circulation des fluides hydrothermaux riches en sels (sulfates). Cet environnement est marqué, pendant Serravallien, par des conditions arides, comparables au gypse Serravallien de Vilovi (Espagne ; Bessedik, 1984) ou de Green Stone Hill de même âge (Roumanie : Bojar *et al.*, 2018). Par ailleurs, il faut noter qu'à cette même période (Serravallien), de nombreux événements liés au gypse (diapir) sont signalés en Oranie (Kristel, Arbal, Aïn Nouissy, entre autres : Fenet, 1975 ; Thomas, 1985 ; Bessedik et Belkebir, 1985/1986 ; Ciszak, 1993).

3.3.2 Phase (Se2)

Elle correspond à l'unité lithostratigraphique 10 (conglomérat et marne à filonnets de gypse), d'âge Serravallien supérieur, postérieur aux marnes à *P. mayeri*. Elle est représentée par une alternance de marnes sableuses grisâtres (150 m), marquées par un réseau de filonnets de gypse ayant investi les plans de faille, diaclases et cassures. Elle alterne avec quatre barres conglomératiques polygéniques à galets arrondis à subarrondis, d'ordre métrique. Elle se termine par un niveau de grès conglomératique rougeâtre à galets, présentant des structures sédimentaires parallèles et en arêtes de poisson (Fig. 10). Cette succession repose sur une discordance angulaire, ayant interrompu la sédimentation marine antérieure (à *P. mayeri*). Il s'agit d'apports terrigènes grossiers en contexte subaquatique à transitionnel (cônes de déjection : milieu sub-aquatique), phénomène largement documenté dans le bassin du Bas Chélif (Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1995). Cette séquence est interrompue par une masse rouge importante de grès grossiers interstratifiés avec des lentilles conglomératiques, présentant des figures sédimentaires telles que des stratifications entrecroisées et des Hummocky Cross-Stratifications (HCS), caractéristiques de dépôts à tempestites en domaine littoral à infralittoral (Tinterri, 2011 ; Morsilli et Pomar, 2012). Cette séquence illustre une phase régressive (RST 8), marquée par l'omniprésence de l'activité tectonique.

3.3.3 Phase (Se3)

Elle correspond à l'unité lithostratigraphique 11, d'âge Serravallien terminal. Elle s'individualise par une succession de dépôts rouges conglomératiques reposant en discordance angulaire sur les dépôts antérieurs (unité 10). La base de cette unité est constituée de conglomérats chenalisés de teinte rougeâtre, interprétés comme des dépôts de fan deltas alimentés par des apports terrigènes grossiers en contexte subcontinental à transitionnel (cônes de déjection : milieu sub-aquatique), phénomène bien connu dans le bassin du Bas Chélif (Perrodon, 1957 ; Neurdin-Trescartes, 1995). Cette séquence évolue verticalement vers une alternance épaisse de marnes sableuses et de grès grossiers interstratifiés avec des lentilles conglomératiques, présentant des figures sédimentaires telles que des stratifications entrecroisées et des

Hummocky Cross-Stratifications (HCS), caractéristiques de dépôts à tempestites en domaine littoral à infralittoral (Tinterri, 2011 ; Morsilli et Pomar, 2012). Cette partie médiane est interprétée comme un *transgressive system tract* (TST 9), reflétant une phase de transgression marine et d'augmentation de l'espace d'accommodation. La partie supérieure de l'unité se caractérise par le retour de conglomérats chenalisés rouges, associés à des structures HCS et à des stratifications en « arêtes de poisson » (herringbone cross stratification), ainsi qu'à des laminations parallèles, traduisant un environnement peu profond soumis à des courants bidirectionnels, typique des plages subtidales ou des plateformes internes. Enfin, la séquence se termine par une marne gréseuse rougeâtre à galets, marquant la progradation d'un système deltaïque et l'intensification des apports continentaux (RST 9). Cette séquence illustre ainsi une alternance de phases transgressives et régressives, sous un contrôle tectonique, du niveau marin et de l'hydrodynamisme, en accord avec les observations régionales faites dans le bassin du Chélif et sur ses marges (Fig. 21).

Ces phases serravalliennes (**Se1**, **Se2** et **Se3**) sont corrélées généralement aux fluctuations eustatiques globales, reconnues dans le Néogène par Haq et Ogg (2024). La phase **Se1** est directement corrélable à celle proposée par ces derniers auteurs (**NSe1**) datée de 13,80 Ma (*G. praemenardii*, LO de *G. pereferoronda* et *S. heteromorphus*) à *P. mayeri* (FO), le platier à Ostréidés étant inclus. La troisième phase (**Se3**) correspondrait au FO de *G. nepenthes* (11,7 Ma), contemporaine de l'installation des constructions coralliennes (Djebel Chott) au niveau de l'embouchure de l'Oued Chelif. Ces deux phases (**Se1** et **Se3**) marquent, au Serravallien, des phases de réchauffement caractérisées par les platiers à huîtres et à coraux. En revanche, la phase **Se2** est difficile à corréler. Elle peut correspondre, dans notre cas, à la séquence 8 supérieure discordante sur les dépôts marins de l'unité 8 inférieure ; elle marque ainsi une importante interruption de la sédimentation marine à *P. mayeri* et prélude à une régression et une érosion active. Cette sédimentation serait légèrement antérieure au platier à Scléactiniaires (Djebel Chott). Par conséquent, les dépôts rouges (unité 11) constitués des trois formations rouges et beiges (R1,

R2 et R3 : Fig. 15) décrites dans la coupe de Sidi Bou-Kebar peuvent être corrélées aux deux formations rouges de l'embouchure de l'Oued Chelif dont la dernière a livré des individus appartenant à *Groborotalia menardii* remaniée. Ces formations rouges peuvent donc être attribuées aux biozones N14 supérieure et N15 serravalliennes. Par ailleurs, l'ensemble de ces dépôts (**Se2** et **Se3**) sont discordants, les uns sur les autres et discordants sur les dépôts marins antérieurs (Unité 8). Ils sont surmontés par des dépôts conglomératiques marins appartenant à l'unité 12. Cette dernière (séquence 10), datée du Miocène supérieur (Tortonien), exprime un environnement littoral voire deltaïque à haute énergie, qui évolue vers des marnes sableuses riches en moules de Vénéridés, témoins de milieu marin vaseux peu profond, stabilisé en zone intertidale, de type estuarien ou laguno-marin voire un milieu d'eau douce (Fig. 22).

Eustatisme (Bassin du bas Chélif: Série de l'Oued Rhiau et environs)			Eustatisme global (Haq et Ogg, 2024)	
Etages, âges (Ma) et limites	Phases	Caractéristiques (Belkebir et al, 1994; Belkhir et al., 2025)	Phases, âges (Ma)	
Tortonien 11,625 ↗				
Serravallien	Se3	Platier corallien <i>T. anomala</i> , <i>P. turonensis</i>	NSe3	11,70
	Se2	Conglomérat et marne à filonnets de gypse	NSe2	13,10
	Se1	Platier à <i>Crassostrea</i> cf. <i>gryphoides</i> , <i>C. cf. gasar</i>	NSe1	13,80
— 13,82 —				
Langhien	La2	Marnes profondes <i>Pr. g. circularis</i>	NLa1	14,9
	La1	Conglomérat de base <i>C. cf. gryphoides</i> , Ostracodes		15,40
— 15,974 —				
Burdigalien terminal	Bu2	Conglomérat de base (Barre b)	NBu4	16,0
	Bu1	Marnes à <i>G. sicanus</i>		16,40
16,40 ↘				

Fig. 22 : Evolution eustatique au Miocène inférieur et moyen du piémont NW de l'Ouarsenis (Oued Rhiau) et sa corrélation avec l'eustatisme global (Haq et Ogg, 2024).

En conclusion, les sédiments marins du Miocène inférieur et moyen (Anderson, 1936 ; Perrodon, *ibid.* ; Neurdin-Trescartes, 1992) localisés le long de l'embouchure du Chelif (SW du Massif du Dahra) et dans le piémont nord-ouest de l'Ouarsenis configurent un grand sillon d'une soixantaine de kilomètres de long, dont la grande profondeur (dépo-centre) se trouve au piémont nord-ouest de l'Ouarsenis. La morphologie de ce sillon a pu être héritée, au moins à partir du Burdigalien supérieur. Son comblement débute au Burdigalien terminal, avec une

sédimentation marine côtière soumise à des variations eustatiques (lower shoreface, upper shoreface), témoignant de l'instabilité des reliefs environnants (apports épisodiques de poudingue et de galets, fréquence des boules de grès diagénétiques, failles synsédimentaires).

La répartition des unités lithologiques du Burdigalien (01, 02 et 03) est similaire à celle décrite par Neurdin-Trescartes (1992). A la fin de la série, les corps sédimentaires s'acquièrent d'une structure agencée suivant un pendage modéré à fort (70°) vers le nord/nord-est. En effet, ces unités successives progradent (*offlap*), les unes sur les autres, impliquant un mouvement progressif vers le nord et le nord-est (migration de la ligne de rivage). Cette dynamique serait associée à une forte subsidence et à un soulèvement de la marge méridionale du bassin du bas Chélif, ce qui entraîne une légère rotation (déplacement) des corps sédimentaires de l'ouest vers l'est du sillon. En corrélation avec la disposition des derniers dépôts burdigaliens, les marnes langhiennes dites « intermédiaires » présentent un changement de géométrie avec un pendage modéré. Les conglomérats et grès basaux, qui recouvrent en discordance les dépôts antérieurs, sont structurés en bancs à pendage sud-ouest dont les corps progradants tendent à modeler la géométrie du remplissage de l'espace disponible.

Les conglomérats se composent, à leur tour, de deux générations d'éléments dont la première, de grande taille, forme une matrice dans laquelle se trouvent d'autres éléments massifs de plus d'un mètre de diamètre. Cette dernière génération de conglomérats est considérée ici comme des olistolithes, témoins d'un événement tectonique qui s'est manifesté au Langhien, ayant affecté les dépôts précédents (Burdigalien au plus récent : « chevauchement », « nappes » ?). Les olistolithes semblent donc avoir été transportés et redéposés pendant la transgression langhienne. Elles sont suivies de conglomérats en progression et de grès contenant de grosses boules de grès diagénétiques (Fig. 9, 13). Ces dernières ont été probablement démantelées des niveaux de boules de grès diagénétiques antérieures (barres : **b**, **c**, **d**, **e** et **f** : Fig. 11, 12). Les sédiments langhiens représentent des lobes frontaux deltaïques progradants, témoins probables d'un soulèvement de la marge méridionale du bassin du bas Chélif ; ceci entraîne une régression forcée. Ce bassin a continué à s'approfondir avec les marnes intermédiaires marines du Langhien inférieur et moyen.

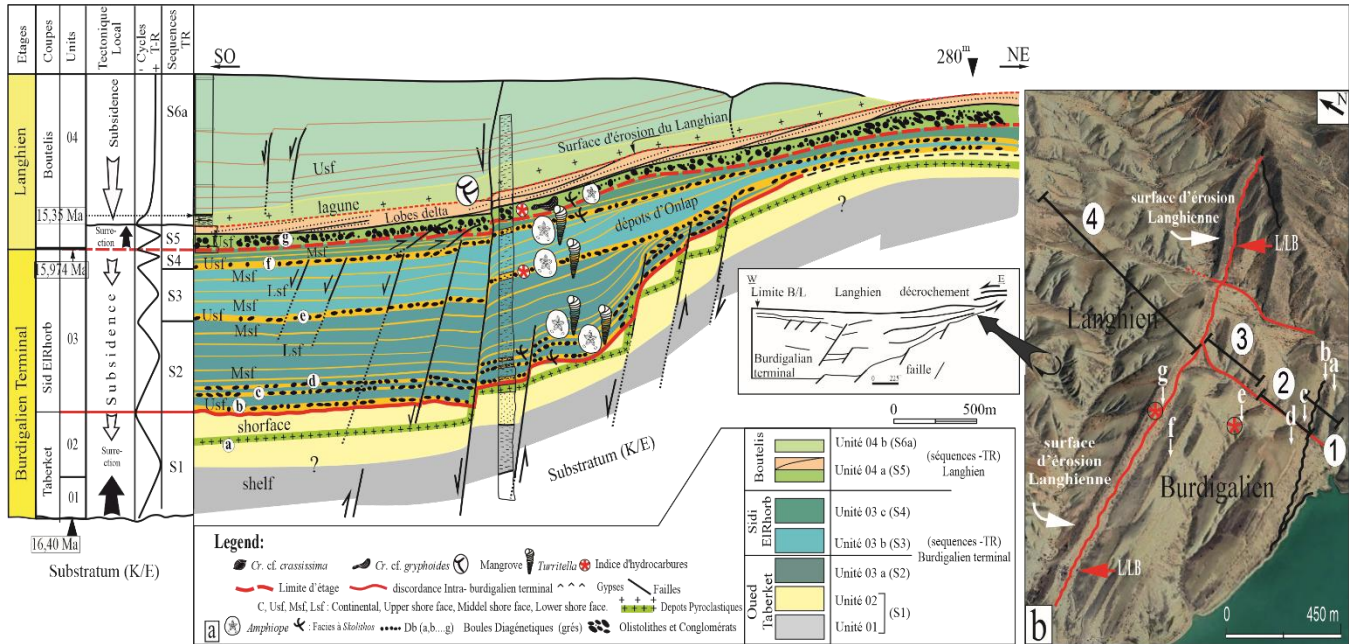


Fig. 23 : Modèle interprétatif (a) et localisation des coupes biostratigraphiques (b) de l'Oued Rhiou (Burdigalien terminal et Langhien inférieur) et de leur environnement. a : Disposition des corps sédimentaires dans un contexte de progradation, en relation avec la subsidence et la marge de soulèvement. b : Localisation (N-S) par Google map de la série géologique des coupes de l'Oued Rhiou. Ligne fléchée rouge : B/LB : Limite Burdigalien/Langhien. **a, c, d, e, f, et g** : Barres gréseuses avec boules de grès diagenétiques (Coupes inférieure et supérieure de Sidi El Rhorb et de l'Oued Boutelis). **b** : Barre conglomératique (Coupe de l'Oued Taberket).

Les unités lithologiques de la coupe de Sidi Bou-Kebar décrivent, à leur tour, une évolution sédimentaire complexe au Miocène moyen, dominée par l'alternance de phases transgressives et régressives. Une première phase, datée du Langhien terminal, est marquée par des conglomérats à filonnets de gypse témoignant d'une forte érosion et d'un environnement riche en fluides sulfatés (évacués) dont les dépôts sont fortement accidentés (tectonique). Elle est suivie par une transgression exprimée par des dépôts marneux riches en foraminifères, évoluant vers des milieux côtiers peu profonds. La huitième séquence, datée du Serravallien, débute par un niveau bioclastique à grosses huîtres reposant sur une discordance de ravinement majeure qui marque la limite entre le Langhien et le Serravallien. Elle évolue ensuite vers des faciès plus côtiers avec des apports terrigènes et pyroclastique, une alternance de dépôts détritiques (conglomérats) et évaporitiques. Les séquences 8 à 10 (Fig. 24) montrent une dynamique côtière à haute énergie, avec des dépôts conglomératiques rougeâtres et des structures sédimentaires

caractéristiques d'environnements littoraux influencés par les tempêtes, les transgressions et les apports continentaux.

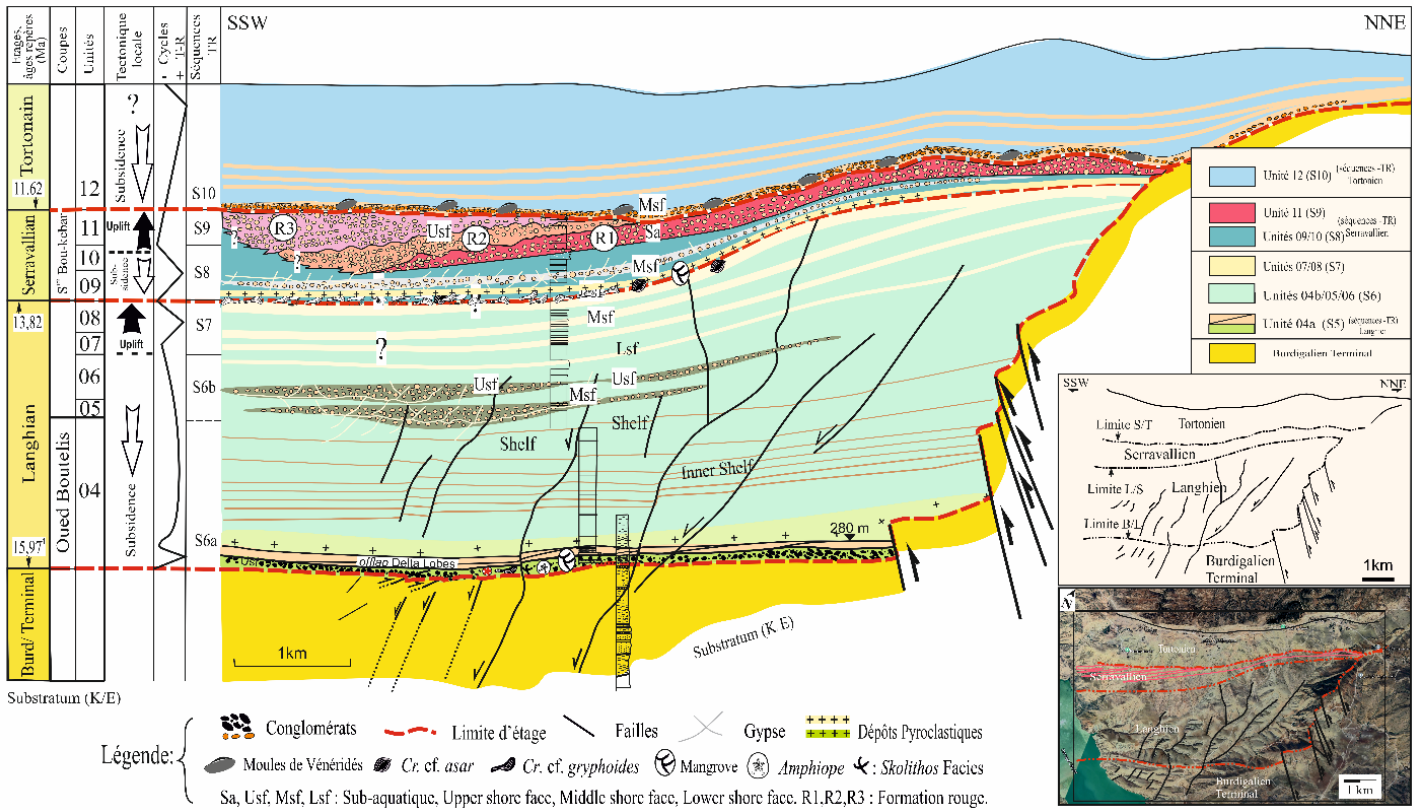


Fig. 24 : Modèle interprétatif et localisation des coupes biostratigraphiques (b) de l'Oued Rhiou (Miocène moyen) et de leur environnement.

4. Les conditions climatiques au Miocène inférieur et moyen de la série géologique du piémont NW de l'Ouarsenis (Oued Rhiou, Bassin du bas Chélif).

Plusieurs caractéristiques paléontologiques de l'environnement plaident en faveur de conditions chaudes qui ont dominé la fin du Burdigalien et le Langhien inférieur dans le bassin du bas Chélif. En effet, l'existence de conditions environnementales suffisamment chaudes est y attestée par la présence de restes de Scléractiniaires récifaux dans les dépôts inférieurs des coupes de l'Oued Taberket et de Sidi El Rhorb inférieur (Belkhir *et al.*, 2019), constatée également par Neurdin-Trescartes (1992) ; Ces restes sont associés avec des dents de requins, entre autres. Les témoins de ces conditions, comme les oursins irréguliers (*Scutella* et *Amphiope*), sont très nombreux

dans ces sédiments. Les concentrations faunistiques (ostreïdés, pectinidés et *Turritella*...) sont associées avec des pyroclastes et des grains glauconieux, rassemblés par une matrice jaunâtre dans la coupe de l'Oued Taberket (Neurdin-Trescartes, *op. cit.*), et situés sous le dépôt pyroclastique (Belkhir *et al.*, 2019). Certaines concentrations fossilifères, coiffant les dépôts conglomératiques, contiennent (exclusivement) une population d'*Amphiope* sp. et de *Scutella* sp., bien enregistrée au début de la coupe inférieure de Sidi El Rhorb. Cette dernière est constituée de lits calcaires montrant à la surface une croûte ferrugineuse et une forte concentration de macrofaune (Fig. 7, 8). Récoltées dans ces coupes, la macrofaune est significatif de conditions marines peu profondes, synonymes de biotope corallien (Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkhir *et al.*, 2022), suggérant des eaux chaudes dans un environnement côtier à haute énergie (Stara *et al.*, 2012 ; Stara et Sanciú, 2014). La permanence des *Amphiope* dans la série géologique de l'Oued Rhiou (Oued Taberket, parties inférieure et supérieure de Sidi El Rhorb) indique un milieu marin modérément à fortement agité, suggérant un climat chaud de type tropical (Stara *et al.*, 2012 ; Stara et Sanciú, 2014). La partie supérieure de la série de l'Oued Rhiou (Oued Boutelis) révèle la présence de nombreuses ichnites telles que *Skolithos* et *Ophiomorpha*, suggérant un environnement marin peu profond à haute énergie (Bendella, 2012). Ces conditions environnementales ont persisté jusqu'aux dépôts de grès à *Amphiope* et à *Crassostrea* cf. *gryphoides*. Les huîtres à grande coquille indiquent un environnement subtidal chaud (Videt et Néraudeau, 2002), généralement commun dans les zones estuariennes d'aujourd'hui (Demarcq *et al.*, 1974 ; Georgiades Dikeoulia *et al.*, 2000 ; Hoşgör, 2008). Les populations appartenant à cette espèce vivent aujourd'hui dans des environnements marins côtiers peu profonds ; les individus sont attachés aux racines de palétuviers (Plaziat, 1970), ce qui caractérise les mangroves tropicales dont le substrat se trouve dans la zone intertidale (Demarcq et Demarcq, 1989 ; Georgiades-Dikeoulia *et al.*, 2000 ; Hoşgör, 2008).

Ces conditions chaudes ont été mentionnées (Carbonnel et Courme-Rault, 1997) dans la description faunique de nombreuses séries stratigraphiques d'âge similaire, situées à l'est du bassin du bas Chélif (Médéa, Béjaïa, Jijel, Constantine). L'abondance des échinodermes et des huîtres, adaptés à un milieu de vie restreint (bassin de la Soummam) est en accord avec les assemblages d'ostracodes (*Neomonoceratina laskarevi*, *Miocyprideis*

bertholloni et *Hemicyprideis dacica*), indiquant pour le Burdigalien supérieur (N7) et le Langhien précoce (N8), un milieu marin calme et chaud de mangrove (peut-être tropical : Carbonnel et Courme-Rault, 1997). Il est à noter que ce type de formation aquatique vit actuellement dans les estuaires où la composante végétale est à l'abri des vents et des courants marins. La région nord du bassin de Constantine bénéficie également de ce cadre thermique au Langhien (N8 et N9 de Blow, 1969). L'espèce *Hemicyprideis dacica* récoltée dans les dépôts langhiens marins (biozone N8, Blow, 1969) du bassin du moyen Chélif (Médéa, Berrouaghia) indique un environnement de mangrove, tout comme celles enregistrées dans les dépôts marins du bassin du Hodna (Carbonnel et Courme-Rault, *ibid.*) ; leur contenu d'ostracodes (*Miocyprideis bertholloni* n. sp., *Cistacythereis medeaensis* n. sp., *Agelaiocypris schweyeri*) est caractéristique du même biotope de mangrove. Ces données illustrent donc une vaste paléogéographie des milieux de mangrove (Burdigalien terminal et Langhien inférieur), s'étendant sur un rayon de 300 km dans le centre et l'est algérien. Ces environnements fauniques de mangrove (Burdigalien, Langhien) s'accordent bien avec leur paléogéographie et leur distribution dans les régions méditerranéennes occidentales et particulièrement avec celle de l'Afrique du Nord durant cette période (Rögl, 1998 ; voir : Fig. 7 : Burdigalien tardif et Langhien ; Meulenkamp et Sissingh, 2003 ; voir : Fig. 8 : début du Langhien).

Vers l'ouest, la persistance de la mangrove (*Avicennia*) est signalée au Maroc (Taza : Miocène supérieur) avec des taxons mégathermes d'*Euphorbiaceae* et de *Rubiaceae* (type *Canthium*) sur les basses terres (Bachiri Taoufiq et Barhoum, 2001). Aujourd'hui, ces plantes se trouvent dans les régions intertropicales. Dans le bassin du bas Chélif, des études palynologiques réalisées dans les dépôts messiniens des monts Tessala et Beni Chougrane révèlent la présence, en milieu marginal-littoral (estuaire), d'une mangrove appauvrie à *Avicennia* (Chikhi, 1992), non loin des constructions coralliennes (Saint Martin *et al.*, 1992). Chikhi (1992) note la présence d'éléments végétaux mégathermes (tropicaux/subtropicaux) (*Alchornea*, *Justicia*, *Bombax*, *Icacinaceae* (type épineux), *Sapindaceae*. Un certain nombre de ces taxons, observés en Méditerranée au cours du Messinien (Poumot et Suc, 1984 ; Suc et Bessais, 1990), vivent actuellement dans des régions de basse latitude à climat subtropical à tropical : *Bombax*, *Arecaceae*, *Icacinaceae*, *Alchornea*, *Combretaceae*, *Sapotaceae*, *Symplocos*, *Justicia*, *Avicennia*, entre

autres. Cette répartition de la mangrove méditerranéenne à *Avicennia* est cohérente avec la paléogéographie de la période burdigalienne-langhienne en Méditerranée occidentale (Rögl, *ibid.*, Meulenkamp et Sissingh, *ibid.*). L'antiquité de ces mangroves appauvrie à *Avicennia* est connue dans le sud de la France et en l'Espagne depuis le Miocène inférieur (Bessedik, 1981, 1984, 1985 ; Bessedik et Cabrera, 1985 ; Demarcq *et al.*, 1983 ; Suc, 1989 ; Plaziat, 1995 ; Plaziat *et al.*, 2001 ; Suc *et al.*, 1999 ; Bialkowski, 2002 ; Jiménez-Moreno, 2005 ; Besson *et al.*, 2005 ; Bauer, 2006 ; Châteauneuf *et al.*, 2006 ; Jiménez-Moreno et Suc, 2007 ; Popescu *et al.*, 2021). Ces biotopes de mangrove (faune et flore) ont envahi plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres (ex. : vallée du Rhône). Cela justifie leur extension vers le nord, vers 43 ° de latitude nord, différente de celle d'aujourd'hui (Bessedik, 1984).

L'analyse de la série géologique de l'Oued Rhiau révèle la présence d'un environnement chaud régi par un climat de type subtropical à tropical durant le Burdigalien terminal et le Langhien inférieur. Cet écosystème a permis le développement d'une faune marine côtière chaude « low and medium shorefaces », souvent associée avec des biotopes estuariens de mangrove. Sur le plan floristique, la présence de la mangrove à *Avicennia*, du Burdigalien supérieur au Messinien en Afrique du Nord, est en bon accord avec sa limite d'extension septentrionale, atteinte au cours de cette période, dans les régions méditerranéennes nord-occidentales (Bessedik, 1981 ; Bessedik et Cabrera, 1985 ; Jiménez-Moreno, 2005 ; Châteauneuf *et al.*, 2006). Des conditions thermiques favorables ont permis à cette mangrove (biotope) de coloniser plus d'espace compte tenu du contexte paléogéographique de la mer téthysienne qui était largement ouverte sur l'Océan Atlantique (Rögl, 1998 ; Meulenkamp et Sissingh, 2003).

Cet environnement du Burdigalien terminal et Langhien inférieur semble avoir été exacerbé par le paroxysme volcanique et tectonique enregistré à l'ouest d'Alger, dans le bassin de Menacer (Bellon *et al.*, 1977) et dans le nord-est algérien (Maury *et al.*, 2000 ; El Azzouzi *et al.*, 2014 ; Abbassene *et al.*, 2019). Appelée « le maximum transgressif » (Bessedik, 1981, 1984 ; Bessedik et Cabrera, 1985 ; Belkebir *et al.*, 1994), cette phase mise en évidence, entre 16,40 et 16 Ma, dans le bassin du bas Chéelif semble correspondre chronologiquement à l'optimum climatique du Miocène moyen (MMCO) (Fig. 21 et 25). Ce dernier est bien illustré par l'évolution de la courbe

isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (‰) (Zachos *et al.*, 2001 ; Westerhold *et al.*, 2020 ; Goto *et al.*, 2023 ; Wubben *et al.*, 2023, entre autres).

Très tôt, cet optimum climatique a été mis en évidence grâce aux fréquences élevées (acmé) des grains de pollen d'*Avicennia* durant deux périodes géologiques en régions méditerranéennes nord-occidentales (Bessedik, 1984 ; Jiménez-Moreno, 2005 ; Bauer, 2006 ; Châteauneuf *et al.*, 2006) ; la première (b) correspond au cycle eustatique TB2.3 (Haq *et al.*, 1987) (partie inférieure) d'âge Burdigalien terminal (Jiménez-Moreno, 2005), et la seconde (a) au cycle eustatique TB2.3 (Haq *et al.*, 1987) (partie supérieure) d'âge Langhien inférieur (Bessedik et Cabrera, 1985) (Fig. 21).

Ce réchauffement climatique est suivi d'une phase de transition majeure : le Climat de Transition du Miocène moyen (the Middle Miocene Climate Transition : MMCT) (Fig.21 et 25). Il est marqué par un abaissement drastique des températures globales (Fig.21 et 25) et une légère chute du niveau marin mondial (TB2.4 : Haq *et al.*, 1987). Ce changement se manifeste localement par une modification dans la nature des dépôts (détritiques de plus en plus grossiers) dans les unités 10 et 11 de la coupe de Sidi Bou-Kebar, indiquant une tendance régression (relative) globale. Cette baisse du niveau marin débute, selon Haq et Ogg (2024), légèrement avant le Serravallien (phase Nse1) et se prolonge jusqu'à environ 13,4 Ma ; elle coïncide avec le cycle TB2.5, période correspondant à une expansion de la calotte glaciaire antarctique accompagnée d'une intensification de la circulation océanique profonde (Shevenell *et al.*, 2004 ; Holbourn *et al.*, 2005 ; Zachos *et al.*, 2001). Cette transition reflète un passage vers un climat globalement plus froid, provoquant une restructuration du bilan énergétique terrestre. Néanmoins, certaines régions du bassin méditerranéen occidental continuent à bénéficier de conditions chaudes entre 14,04 et 13,75 Ma (Baldassini *et al.*, 2021). En effet, ces conditions thermo-climatiques sont associées, en Algérie centrale et occidentale, avec des phases volcaniques et tectoniques intenses, *e.g.* le bassin de Menacer (13,6 et 12,4 Ma : Bellon *et al.*, 1977) (Fig.21 et 25), le bassin de la Moyenne Tafna (13,52 Ma : Megartsi, 1985 ; Louni-Hacini, 2002). Ce contexte climatique régional a permis le développement de biotopes tropicaux et subtropicaux (Stara *et al.*, 2012 ; Stara et Sanci, 2014), tels que des mangroves, des patch reef (récifs coralliens) localisés dans le massif du Dahra.

Ces éléments paléoécologiques marquent le début du Serravallien à Sidi Bou-Kebar (13,82 Ma). Le climat de transition du Miocène moyen (MMCT) (Figs. 21 et 25) s'installe autour de 13,8 et 13,75 Ma (phases **Nse1** et **Nse2** de Haq et Ogg, 2024), provoquant la mise en place d'une phase froide prolongée « Ice House Model » ou IHM (Bessedik, 1984 ; Baldassini *et al.*, 2021 ; Westerhold *et al.*, 2005 ; Holbourn *et al.*, 2013). Ce basculement climatique, accompagné d'une chute significative du niveau marin, est amorcé durant le cycle eustatique TB2.5 et atteignant son minimum vers 13,1 Ma (phase **Nse2**). Cette régression est immédiatement suivie par une remontée notable du niveau marin au cours du cycle TB2.6, en réponse à l'accroissement du volume des glaces au niveau de la calotte glaciaire du pôle nord (Haq *et al.*, 1987 ; Miller *et al.*, 2005). Cet abaissement eustatique majeur a entraîné des régressions marines globales, notamment à la fin du Serravallien, lors de la phase terminale du cycle TB2.6 (Haq *et al.*, 1987). Ces régressions ont profondément modifié la distribution des environnements marins peu profonds, en favorisant l'émersion de nombreuses plateformes et en réorganisant les zones de sédimentation littorale à l'échelle régionale voire mondiale. Dans le domaine parathéthysien, l'épisode glacio-eustatique associé avec la MMCT a entraîné une isolation partielle, voire une fermeture temporaire des connexions marines avec la Méditerranée naissante (Rögl, 1998 ; Popov *et al.*, 2004), bien que des ouvertures intermittentes aient ponctuellement rétabli la circulation marine durant le Miocène moyen (Simon *et al.*, 2019).

Dans la région d'Oued Rhiou, ces perturbations se manifestent à travers deux phases distinctes de circulation de fluides chargés en sulfates (gypse) : la première se produit à la fin du Langhien, et la seconde au Serravallien supérieur, coïncidant avec les dépôts à gypse bien connus dans le Dahra et sur le littoral oranais (Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik et Belkebir, 1985/1986). Ces épisodes sont interprétés comme des marqueurs sédimentaires de conditions restreintes, liées à l'isolement temporaire des bassins, dans un contexte climatique plus aride et soumis à des variations eustatiques rapides (Fig. 21).

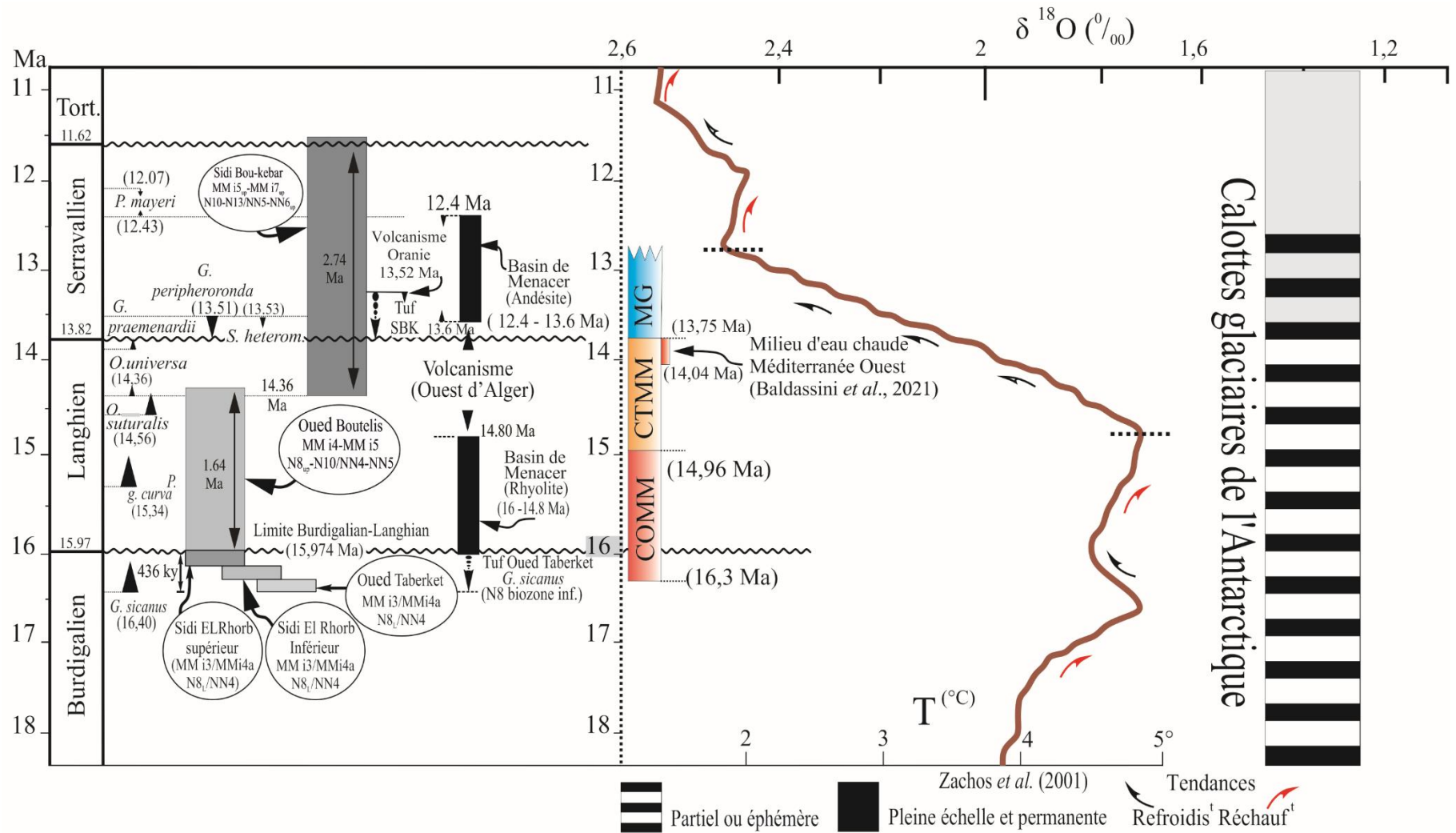


Fig. 25 : Données biostratigraphiques et corrélation avec l'Optimum climatique du Miocène moyen (MMCO), climat transitionnel du Miocène moyen (MMCT), glaciation modèle (IHM = Ice House Model) près de la limite Langhien-Serravalien dans le bassin du bas Chélif. Corrélation avec la courbe du rapport isotopique $\delta^{18}O$ (‰) (Zachos *et al.*, 2001 ; Baldassini *et al.*, 2021 ; Belkhir *et al.*, 2025).

Chapitre V

Conclusion générale

Conclusion générale

V. Conclusion générale :

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen de l'Oued Rhiou (bassin du bas Chélif) ont révélé la présence de foraminifères planctoniques, de nannoplancton calcaire et d'ostracodes, ayant permis de les dater et de calibrer les biozones en fonction de leurs échelles biostratigraphiques.

La présence de *Globigerinoides trilobus*, *G. sicanus*, *Helicosphaera ampliaperta* et *Sphenolithus heteromorphus* dans les coupes d'Oued Taberket et Sidi El Rhorb indique, en l'absence de *Praeorbulina*, les biozones N8-NN4 (Blow, 1969 ; Martini, 1971), correspondant à un âge Burdigalien terminal.

La présence de *Globorotalia siakensis*, *Praeorbulina glomerosa curva*, et *P. glomerosa glomerosa* associés avec *S. heteromorphus* et *H. ampliaperta* dans les marnes marines grises de la coupe de l'Oued Boutelis indique les biozones N8/NN4, correspondant au Langhien inférieur. Cette attribution est corroborée par la présence d'ostracodes dans les 100 premiers mètres de marnes brunes marines saumâtres. Le Langhien moyen y est indiqué par l'apparition de *Praeorbulina glomerosa circularis* associée avec *Helicosphaera ampliaperta* et *S. heteromorphus* (biozones N9 et NN4 supérieure). La partie supérieure de la biozone N9, correspondant à la biozone NN5 (Langhien terminal), est attestée par l'apparition d'*Orbulina suturalis* (sans *H. ampliaperta*) et suivie d'*O. universa* (biozone basale N10). L'apparition de *Globorotalia praemenardii*, associée avec *G. peripheroronda* et *Sphenolithus heteromorphus* dans la coupe de Sidi Bou-Kebar, indique un âge Langhien terminal à Serravallien basal. La première apparition (FO) de *G. praemenardii*, datée de 13,92 Ma, permet de situer cet intervalle dans les biozones N10, NN5 et MMi5c. L'âge Serravallien inférieur, est attribuée aux biozones N10 supérieure, NN6 inférieure et MMi6, comme le suggère l'absence de *G. peripheroronda* et *S. heteromorphus* dans l'unité 09, ainsi que l'absence de *Paragloborotalia mayeri*. Cette calibration entre biozones (foraminifère planctonique et nannoplancton calcaire) est en accord avec l'âge des pyroclastes (par corrélation) de Sidi Bou-Kebar. L'apparition de *Paragloborotalia mayeri* associée avec *Globoturborotalia cf. druryi* suggérant un âge serravallien supérieur (N12, NN6 supérieur et MMi7b). L'extension biostratigraphique de la série géologique de l'Oued Rhiou est donc estimée entre le Burdigalien terminal et le Serravallien terminal. Ces intervalles stratigraphiques sont marqués par trois discontinuités majeures. La première est illustrée par la présence d'un niveau conglomératique d'écoulement

Conclusion générale

qui sépare la partie supérieure de Sidi El Rhorb de la partie inférieure de l'Oued Boutelis. Cette discontinuité est interprétée comme correspondant à la limite Burdigalien–Langhien, universellement reconnue à 15,974 Ma (GTS 2020). La seconde discontinuité sépare deux cycles sédimentaires distincts mise en évidence dans la coupe de Sidi Bou-Kebar. Elle coïncide avec la base du Serravallien (13,82 Ma). Elle est repérée sur le terrain par un platier à Ostréidés (notamment *Crassostrea cf. gryphoides*). La dernière discontinuité est enregistrée au passage des dépôts conglomératique rouges serravalliens et l'unité 10 conglomératique marine attribuée au Tortonien (Badsì, 1991 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002).

La série géologique de l'Oued Rhiou montre une nette tendance évolutive, se traduisant par une succession remarquable de faciès sédimentaires à milieux variés. Cette succession révèle la présence de six séquences T-R dont l'organisation hiérarchique montre des tendances séquentielles cohérentes déclinées en plusieurs étapes pouvant être corrélées aux fluctuations globales du niveau de la mer (Haq *et al.*, 1987 ; Haq et Ogg, 2024). Ces étapes illustrent, au cours du Miocène Moyen, une sédimentation dynamique de remplissage d'un important sillon (dépocentre), localisé sur le piémont nord-ouest du massif de l'Ouarsenis ; ce processus est caractérisé par des séquences transgressives-régressives de troisième ordre. Elles sont représentées par une sédimentation marine côtière soumise à des variations eustatiques dont la dynamique témoigne de l'instabilité des reliefs environnants.

L'évolution spatio-temporelle de cette succession met en évidence la présence de huit phases environnementales dont les deux premières sont attribuées au Burdigalien terminal (**Bu1** et **Bu2**), la troisième et la quatrième étant rapportées au Langhien (**La1**, **La2**). Le Serravallien en compte trois (**Se1**, **Se2** et **Se3**), expriment clairement les tendances eustatiques révélées dans le bassin du bas Chélif que l'on peut aisément corréler aux fluctuations eustatiques globales au Miocène inférieur et moyen. Notons que les phases burdigaliennes (**Bu1** et **Bu2**) et langhiennes (**La1**) correspondent à l'optimum climatique du Miocène moyen (**MMCO**), mises en évidence, pour la première fois en Algérie (bassin du Chélif). Deux phases chaudes (**Se1**, **Se3**) y sont repérées grâce à la présence de platiers à *Crassostrea cf. gryphoides* (base du Serravallien) et corallien à *Tarbellastraea anomala* et *Plarycoenia turonensis* (Serravallien supérieur). La phase chaude **Se1** est corrélée au climat de transition du Miocène moyen (**MMCT**) suivi d'une glaciation (**IHM**). Cette dernière se traduit dans le bassin par une sédimentation détritique

Conclusion générale

grossière à caractère érosif et une tendance à l'aridité (fréquence de sulfates). En effet, deux épisodes de circulation des fluides chargés de sulfates (gypse : Oued Rhiou, Dahra), traduisent au cours du Langhien et Serravallien supérieur, ces conditions évaporitiques locales dans un contexte aride (Bessedik *et al.*, 2002 ; Belkebir *et al.*, 1996). Dans les régions parathéthysiennes, ces fluctuations eustatiques ont provoqué des isolements marins temporaires, affectant la salinité et les écosystèmes (Rögl, 1998 ; Popov *et al.*, 2004).

La période Burdigalien terminal-Langhien est caractérisée par une période chaude (Scléractiniaires, *Amphiope*, *Scutella*, ostracodes, requins, ...) correspondant au MMCO. La période Langhien à Serravallien marque une baisse progressive des températures globales et une chute du niveau marin (cycles TB2.4–TB2.6 ; Haq *et al.*, 1987), suivant un processus majeur dans l'évolution du climat terrestre ; Ce processus est accompagné par une intensification de la glaciation antarctique et de la circulation océanique profonde (Shevenell *et al.*, 2004 ; Holbourn *et al.*, 2005 ; Zachos *et al.*, 2001). Localement, ces changements sont visibles dans la coupe de Sidi Bou-Kebar par une variation des dépôts sédimentaires. En dépit de cette tendance globale au refroidissement, des conditions thermales chaudes persistent encore en Méditerranée occidentale, entre 14,04 et 13,75 Ma (Baldassini *et al.*, 2021). Ceci peut être expliqué par l'activité volcanique en Algérie (Bellon *et al.*, 1977 ; Maury *et al.*, 2000). Ce contexte a favorisé le développement de biotopes tropicaux (mangroves, patch reefs, ostréidés) dans le Dahra. La microflore pollinique collectée dans les sédiments nord-africains datés du Burdigalien supérieur au Messinien atteste de la présence d'une végétation de mangrove dans les basses terres côtières, comprenant des plantes tropicales à subtropicales (Chikhi, 1992 ; Ben Mokhtar et Tayech, 2015 ; Bachiri Taoufiq et Barhoum, 2001). Cette période chaude du Burdigalien terminal et Langhien inférieur, mise en évidence dans le bassin du bas Chélif, semble correspondre chronologiquement (16,40 à 15 Ma) à l'Optimum climatique du Miocène moyen (MMCO), et le climat de transition du Miocène moyen (Middle Miocene Climate Transition = MMCT) (13,8 et 13,75 Ma), bien documenté par l'évolution de la courbe isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (0/00) (Zachos *et al.*, 2001 ; Wubben *et al.*, 2023, ...).

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abbassene, F. Chazot, G., Bellon, H., Maury, R.C., Courme-Rault, M.D., Ouabadi, A., Coutelle, A., 2019. New chronostratigraphic constraints on the emplacement of Miocene high-K calc-alkaline igneous rocks from West Edough-Cap de Fer, NE Algeria. *Arab. J. Geosci.* 12, 1-19. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-4196-9>.
- Abbouda, M., Bouhadad, Y., Benfedda, A., Slimani, A., 2018. Seismotectonic and seismological aspects of the Mostaganem (Western Algeria) May 22, 2014 (Mw 4.9) seismic event. *Arab. J. Geosci.* 11 (57), 1–9. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3404-y>
- Abdul Aziz, H., Di Stefano, A., Foresi, L.M., Hilgen, F.J., Iaccarino, S.M., Kuiper, K.F., Lirer, F., Salvatorini, G., Turco E., 2008. Integrated stratigraphy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of early Middle Miocene sediments from DSDP Leg 42A, Site 372 (Western Mediterranean). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 257, 123–138. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.09.013>.
- Aguirre, J., & Jiménez, A. P. 1998. Fossil oyster assemblages and their palaeoenvironmental significance: the Cabo de Gata-Níjar Natural Park (Almería, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140(3–4), 345–362.
- Aguirre, J., Perfectti, F., Braga, C.B., 2010. Integrating phylogeny, molecular clocks, and the fossil record in the evolution of coralline algae (Corallinales and Sporolithales, Rhodophyta). *Paleobiology*, 36(4 : 519–533. <https://doi.org/10.1666/09041.1>
- Allen, P.A., & Allen, J.R. 2013. *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment* (3rd ed.). Wiley-Blackwell.
- Allen, G. P., & Posamentier, H. W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. In : *Journal of Sedimentary Research*, 63(3), 378–391.
- Ameur-Chehbeur, A., 1988. Biochronologie des formations continentales du Néogène et du Quaternaire de l'Oranie : contribution des micromammifères. Thèse Doctorat d'Etat, Université d'Oran, 432 p. (unpublished).
- Ameur-Chehbeur, A., 1992. Age accuracy of some Hipparion fossiliferous sites in Algeria. In: F. Spitz, G., Janeau, G., Gonzalez, & S., Aulagnier, (Eds.). *Ongulés/Ungulates*, 91, S.F.E.P.M.I.R.G.M., Paris Toulouse: 27-30.
- Anderson, R. V., 1933. Révision des feuilles Bosquet et Renault. Notices explicatives. Bull.Serv. Carte Géol. Algérie, Alger, travaux récents des coll., Fasc. 2 : 87-105, 1 pl., coupes h. t.

Références bibliographiques

- Anderson, R. V., 1936. Geology in the Coastal Atlas of Western Algeria. Geol. Soc. Amer. Mem., New York, 450 p. <https://doi.org/10.1130/MEM4-p1>
- Arab, M., Bracene, R., Roure, F., Zazoun, R.S., Mahdjoub, Y., Badji, R., 2015. Source rocks and related petroleum systems of the Chelif Basin (western Tellian domain, north Algeria). Mar. Petrol. Geol. 64: 363-385. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.017>
- Archer, A.W., Maples, C.G., 1984. Trace fossil distribution across a marine to nonmarine gradient in the Pennsylvanian of South Western Indiana. J. Paleontol., Lawrence, 58: 448-466. <https://www.jstor.org/stable/1304794>
- Atif, K.F.T., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansour, B., Saint Martin, J.-P., 2008. Le passage mio-pliocène dans le bassin du Bas Chélif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. Geodiversitas 30 (1) : 97-116. https://www.researchgate.net/publication/280955580_Le_passage_mio-pliocene_dans_le_Bassin_du_Bas_Chelif_Algerie_Biostratigraphie_et_paleoenvironnements
- Atik, A., Mansouri, M.H., Bessedik, M., Osman, M.K., Belkebir, L., Saint Martin, J.P., Chaix, C., Belkhir, A., Gorini, C., Belhadji, A., Satour, L., 2024. New insights on the latest Messinian-to-Piacenzian stratigraphic series from the Dahra Massif (Lower Chelif Basin, Algeria): Lago Mare, reflooding and bio-events. BSGF - Earth Sciences Bulletin, 195, 2: 1-25. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2023012>
- Bachiri Taoufiq, N., Barhoum, N., 2001. La végétation, le climat et l'environnement marin au Tortonien supérieur dans le bassin de Taza-Guercif (corridor rifain, Maroc oriental) d'après la palynologie. Geobios, 34/1 : 13-24. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(01\)80039-5](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(01)80039-5)
- Backman, J., Raffi, I., 1997. Calibration of Miocene nanno-fossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. In: Curry, W. B., Shackleton, N. J., Richter, C., Bralower, T. J., et al., Proceedings ODP Scientific Results 154 (Ocean Drilling Program, College Station, TX): 83–99. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.154.101.1997>
- Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., Pälike, H., 2012. Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. Newsl. Stratigr., 47(2): 221-244. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042>
- Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsì, M., Ribodetti, A., Benaïssa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., Beslier, M.O., 2015. Geophysical evidence for a transform margin offshore Western

Références bibliographiques

- Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator. *Geophys. J. Int* 200: 1027–1043.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu454>
- Badsì M. H. 1991. Etude de la série miocène de la bordure nord-occidentale du massif de l'Ouarsenis (Oued Rhiou, Djidiouia). *Mémoire d'Ingéniorat*. Université d'Oran, 118 pp., 30 fig., 4 pl.
- Baldassini, N., Foresi, L. M., Lirer, F., Sprovieri, M., Turco, E., Pelosi, N., & Di Stefano, A. 2021. Middle Miocene stepwise climate evolution in the Mediterranean region through high-resolution stable isotopes and calcareous plankton records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 575, 110437.
- Bauer, H., 2006. Influence du climat, de l'eustatisme et de la tectonique dans l'architecture des séries continentales cas du Miocène inférieur et moyen du bassin de Digne-Valensole (SE, France). Thèse Doct., Ecole des Mines de Paris, 311 p. (unpublished).
- Belhadji, A., Belkebir, L., Saint Martin, J.-P., Mansour, B., Bessedik, M., Conesa, G., 2008. Apports des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie). *Geodiversitas*, 30 (1): 79-96.
<http://sciencepress.mnhn.fr/fr/periodiques/geodiversitas/30/1/apports-des-foraminiferes-planctoniques-la-biostratigraphie-du-miocene-superieur-et-du-pliocene-de-djebel-diss-bassin-du-chelif-algerie>.
- Belkebir, L., Anglada, R., 1985. Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif du Dahra. 110^e Congr. natl. Soc. Savantes, Sciences, 6 : 279-290, Montpellier. <https://cths.fr/ed/edition.php?id=156>
- Belkebir, L., Bessedik, M., 1991. Essai de synthèse biostratigraphique du Miocène post- et synchronappes en Oranie (Tafna, Bas Chélif). *Iib Séminaire " Géologie pétrolière "*, Boumerdes : 32-34.
https://www.researchgate.net/publication/342165629_ESSAI_DE_SYNTHEESE_BIOSTRATIGRAPHIQUE_DU_MIOCENE_POST-ET_SYNCHRO-NAPPES_EN_ORANIE_TAFNA_BAS-CHELIF
- Belkebir, L., Bessedik, M., Ameur-Chehbeur, A., Anglada, R., 1996. Le Miocène des bassins nord-occidentaux d'Algérie : biostratigraphie et eustatisme. In : S. Jardiné, I. de Kász. & J.-P. Debeney (Eds), *géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud*. Edition Elf Aquitaine, Pau, 16 : 549-561.
https://www.researchgate.net/publication/341830293_Le_Miocene_des_bassins_nord-occidentaux_d'Algerie_biostratigraphie_et_eustatisme_The_Miocene_of_the_North-western_Algerian_basins_biostratigraphy_and_eusatsy

Références bibliographiques

- Belkebir, L., Bessedik, M., Mansour, B., 2002. Le Miocène supérieur du bassin du BasChélif : attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mém. Serv.Géol. Alg.*, n° 11 : 187-194.
- Belkebir, L., Labdi, A., Mansour, B., Bessedik, M., Saint Martin, J.P., 2008. Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implications sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Geodiversitas* 30 (1), 9-19.
<http://sciencepress.mnhn.fr/fr/periodiques/geodiversitas/30/1/biostratigraphie-et-lithologie-des-series-serravallo-tortonniennes-du-massif-du-dahra-et-du-bassin-du-chelif-algerie-implications-sur-la-position-de-la-limite-serravallo-tortonienne>
- Belkebir, L., Mansour, B., Bessedik, M., Saint Martin, J.-P., Belarbi, M., Chaix, C., 1994. Présence d'une construction récifale à djebel Chott (Dahra occidental, Algérie) : témoin du maximum transgressif du Miocène moyen en Méditerranée. *Géol. Méditerran.*, Marseille, 21, 1/2: 1-7.
<https://doi.org/10.3406/geolm.1994.1492>
- Belkhir, A., Bessedik, M., Mansouri, M.E.H., Zache, W., Atik, A., Doukani, M.A., Belkebir, L., 2025. Lower detrital and intermediate marine series of Oued Rhiou (Lower Chelif Basin, Algeria): biostratigraphic calibration, paleoenvironment dynamics and climate near the Burdigalian-Langhian boundary. *J. Afr. Earth Sci.* 229, 105682 <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2025.105682>
- Belkhir, A., Bessedik M., Belkebir, L., Mansouri, M.H., Atik, A., Osman, M.K., 2022. Fossiliferous concentration levels of uppermost Burdigalian age from the Ouarsenis northwestern margin. 3^{ème} CIGCM, 3-6 décembre, Sétif, Algérie.
- Belkhir, A., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansouri, M.H., Benramdane, H., Osman M.K., Atik A., 2019. Calibrated age (foraminifers, nannofossils) and implications of the Lower Miocene transgression on the northwestern margin of the Ouarsenis massif (Chelif Basin, Algeria). 1^{er} Colloque sur la « Géologie des bassins sédimentaires maghrébins (CGBSM) », 28-30 avril, USTHB, Alger.
- Bellon, H., 1976. Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. *Phd thesis*, Univ. Paris Sud Orsay, 367 p. (unpublished).

Références bibliographiques

- Bellon, H., Guardia, P., Magne, J., 1984. Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale), Conséquences géodynamiques. *Géol Méditerran.*, ,XI/3 : 255–264. <https://doi.org/10.3406/geolm.1984.1326>
- Bellon, H., Lepvrier, C., Magné, J., Raymond, D., 1977. L'activité éruptive dans l'Algérois : nouvelles données géochronologiques. *Géol Méditerran.*, 4(4) : 291-298. <http://doi:0.3406/geolm.1977.1010>
- Ben Moktar, N., Mannaï-Tayech, B., 2016. Climatic control on vegetation and sedimentary dynamics during the Miocene (Burdigalian to Langhian) in northeastern Tunisia. *Rev. Micropaleontol.* 59/1: 1-17. <http://dx.doi.org/10.1016/j.revmic.2015.07.006>
- Benbakhti, I.M., Maouche, S., Belhai, D., Harbi, A., Ritz, J.F., Rabai, G., Rezouk, A., Doumaz, F., 2018. Characterizing the active tectonics in the Oran region (Algeria) and recasting the 1790 earthquake. *J Seismol*, 22 : 1549–1561. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9784-3>
- Bendella, M., 2012. Evolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des événements anoxiques. *Thèse Doctorat État*. Université d'Oran, 161 p. (unpublished).
- Benkhedda, A., 2022. Etude de la microfaune du Miocène de la région de Tébessa (NE Algérie) : Systématique, Stratigraphie et Paléoenvironnement. PhD Thesis. Univ-Tebessa. Algérie. (Unpublished). https://www.researchgate.net/publication/365748249_Etude_de_la_microfaune_du_Miocene_de_la_region_de_Tebessa_NE_de_l'Algerie_systematique_stratigraphie_et_paleoenvironnement
- Berggren, W.A., Kent, D.W., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and Chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.* 54 : 129-212. <https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0129>
- Bessedik, M., 1981. Une mangrove à *Avicennia* L. en Méditerranée occidentale au Miocène inférieur et moyen. Implications paléogéographiques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, ser. 2, 293 : 469–472.
- Bessedik, M., 1984. The Early Aquitanian and Upper Langhian-Lower Serravallian environments in the Northwestern Mediterranean region. *Paléobiol. Contin.*, Montpellier, 14, 2: 153-179. https://www.researchgate.net/publication/284106037_The_Early_Aquitania_and_Upper_Langhian-Lower_Serravalian_environments_in_the_Northwestern_Mediterranean_region

Références bibliographiques

- Bessedik M., 1985. Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes partir de la Palynologie. Thèse Doctorat d'état, Université de Montpellier 2, 162 p. (Unpublished).
- Bessedik, M., Belkebir, L., 1985/1986. Présence du Miocène moyen et supérieur dans la série de la Pointe de Canastel (Oran, Algérie). *Géol. Méditerran.*, 12-13, 3/4 : 147-150. <https://doi.org/10.3406/geolm.1985.1344>
- Bessedik, M. and Cabrera, L. (1985) Le couple récif-mangrove à Sant Pau d'Ordal (VallèsPenedès, Espagne), témoin du maximum transgressif en Méditerranée nord occidentale (Burdigalien supérieurLanghien inférieur). *Newsletter Stratigraphy*, 14/1, 20-35.
- Bessedik, M., Benammi, M., Jaeger, J.J., Ameer-Chehbeur, R., Belkebir, L., Mansour, B., 1997. Gisement à rongeurs d'âge tortonien dans des dépôts lagunaires et marins de transition en Oranie : corrélation marin continental. Actes du congrès Biochrom 97, Aguilar, J.-P., Legendre, S., Michaux, J. (Eds.), *Mém. Trav. EPHE, Inst. Montpellier*, 21 :293-300.
- Bessedik, M., Belkebir, L., Mansour, B., 2002. Révision de l'âge miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du Bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie) : conséquences biostratigraphique et géodynamique. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 11 : 167–186.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.L., Aguilar, J.P., Aubry, M.P., Beaudoin, B., Berggren, W.A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcoté, Y., Fiet, N., Iaccarino, S., Jimenez Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., von Salis, K., Suc, J.P., Reynaud, J.Y., Wernli, R., 2005. Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *Comptes Rendus Géoscience*, 337 : 1045–1054. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2005.05.009>
- Bialkowski, A., 2002. Stratigraphie isotopique (carbone et oxygène) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du bassin de Digne-Valensole) : paléoenvironnements et séquences de dépôt. *Thèse Doct.*, Ecole des Mines de Paris. <https://theses.hal.science/tel-00819770v1>
- Bismuth, H., Keij, A.J., Oertli, H.J., Szecehura, J., 1978. The genus *Loculicytheretta* (Ostracoda). *Bull. Centre Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 2(2) : 227-263.
- Bizon, G., Bizon, J.J., 1972. Atlas des principaux foraminifères planctoniques du Bassin méditerranéen : Oligocène à Quaternaire. Technip, Paris, 316 p

Références bibliographiques

- Blondel, C., 1992. Initiation à la micropalaeoichthyologie des microrestes des vertébrés du Ludlow Bone Bed (Silurien supérieur, Angleterre). Memoire de Maitrise de Geologie Fondamentale et Appliquée. Université des Sciences et Technologies de Lille, Flandres, Artois.
- Blow, H.M., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proc. Intern. conf. Plank. Foram, Genève, 1: 199-422.
- Blow, W.H., 1956. Origin and Evolution of the Foraminiferal Genus *Orbulina* d'Orbigny. Micropaleontology. 2(1): 57-70. <https://doi.org/10.2307/1484492>
- Blow, W.H., 1959. Age, correlation and biostratigraphy of the Upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, Eastern Falcon, Venezuela. Bulletins of American Paleontology. 39(178): 59-251. <https://www.biodiversitylibrary.org/part/120479#/summary>
- Bojar, A.V., Barbu, V., Wojtowicz, A., Bojar, H.P., Hałas, S., Duliu, O. G., 2018. Miocene Slănic Tuff, Eastern Carpathians, Romania, in the Context of Badenian Salinity Crisis. *Geosciences*, 8(2), 73. <https://doi.org/10.3390/geosciences8020073>
- Bonaduce, G., Ciampo, G., Masoli, M., 1975. Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea. Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli, 40 (suppl.): 1-304.
- Bonaduce, G., Russo, A., 1985. The Miocene ostracods of Sardinia. Boll. Soc. Paleontol. Ital. 23, 421–437.
- Boureau, E., Cheboldaeff-Salard, M., Koeniguer, J.C., Louvet, P., 1983. Evolution des flores et de la végétation tertiaires en Afrique, au nord de l'équateur. *Bothalia*, 14(3/4): 355-367.
- Brady, H.B., in: Tizard, Murray, J., 1882. Exploration of the Faroe Channel during the summer of 1880, in Her Majesty's hired ship Knight-Errant, Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, 11: 638–720. <https://doi.org/10.1017/S0370164600047994>
- Bramlette, M.N., Riedel, W.R., 1954. Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores. J. Paleontol., 28 (4): 385-403. <http://www.jstor.org/stable/1300155>
- Bramlette, M.N., Wilcoxon, J.A., 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero section, Trinidad, W. I. Tulane Studies in Geology and Paleontology, 5(3): 93-131.
- Brives, A., 1897. La carte géologique de Renault au 1/50 000è, Feuille n° 104 et notice explicative. *Edition du Service géographique de l'Armée*.

Références bibliographiques

- Brives, A., 1897. Les terrains miocènes du bassin du Chélif et du Dahra. Thèse Doctorat, Lyon, 136 p.
<https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0129>
- Brives, A., 1913. Carte géologique au 1/50 000 de Ténès - Cap Ténès. *Service Géologique de l'Algérie*.
- Brives, A., 1920. Sur l'âge des gypses du Dahra. *C R somm Soc Géol Fr* :54-55.
- Bromley, R.G., 1996. Trace fossils in Biology, taphonomy and applications, 2nd edition. Chapman and Hall, London, 361 p. <https://doi.org/10.4324/9780203059890>
- Brönnimann, P., 1951. *Globigerinita naparimaensis* n. gen., n. sp., from the Miocene of Trinidad, B. W. I. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research. 2(1): 16-18. https://cushmanfoundation.allenpress.com/portals/_default/files/pubarchive/CCFFR/02ccffr1.pdf
- Brouwers, E.M., 1988. Sediment transport detected from the analysis of ostracod population structure: an example from the Alaskan continental shelf. In: De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet, J.P. (Eds.), *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam : 231-244.
- Bukry, D., 1973. Coccolith and Silicoflagellate stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 18, eastern North Pacific. In: Kulm, LD., *et al.* (Eds.): Initial Reports of the DSDP, Washington (U.S. Government Printing Office), 18: 817-831 http://deepseadrilling.org/32/volume/dsdp32_24.pdf
- Bukry, D., 1975. Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 29. In: Kennett, JP., *et al.* (Eds.): Initial Reports of the DSDP, Washington (U.S. Government Printing Office), 29: 845-872 http://deepseadrilling.org/29/volume/dsdp29_23.pdf
- Capeder, G., 1902. Contribuzione allo studio degli Entomostraci Ostracodi dei terreni miocenici del Piemonte. *Attidella Reale Accademia delle Scienze di Torino* 37:5-18.
- Carbonel, P., 1980. Les ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de plateforme continentale. Essais d'applications à des domaines anciens. *Mém. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine* 11, 350 p.
- Carbonel, P., Cirac, P., 1978. Essai d'interprétation paléogéographique de la région des Zemmours (Maroc nord-occidental) à la fin du Miocène et au cours du Pliocène. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 24, Bordeaux : 49-69.
- Carbonnel, G., 1969. Les Ostracodes du Miocène rhodanien. Documents des Laboratoires de Géologie. Lyon 32 :1-469. https://www.persee.fr/doc/geoly_0245-9817_1971_hos_1_1_1383

Références bibliographiques

- Carbonnel, G., 1986. Ostracodes tertiaires (Paléogène et Néogène) du Bassin Sénégal-Guinéen. Doc Bur Rech Geol Min., Orleans, 101: 34–231.
- Carbonnel, G., Courme-Rault, M.D., 1997. Ostracodes Miocènes d'Algérie (systématique, biostratigraphie, distribution palinspastique). Mém. Mus. Hist. Nat., Lyon 1 : 6-131.
https://www.persee.fr/doc/mhnly_1285-882x_1997_mon_1_1
- Cas, R.A.F., & Wright, J.V. 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Allen & Unwin.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. First edition, Elsevier B.V., Amsterdam: 1-375.
https://eclass.uoa.gr/modules/document/file.php/GEOL519/ACADEMIC%20YEAR%202023-2024/SEQUENCE%20STRATIGRAPHY%20FUNDAMENTALS/PRINCIPLES%20OF%20SEQUENCE%20STRATIGRAPHY_CATUNEANU%202006.pdf
- Catuneanu, O., 2017. Sequence stratigraphy: guidelines for a standard methodology. Stratigraphy & Timescales, 2, Elsevier Inc. : 1–57. <http://dx.doi.org/10.1016/bs.sats.2017.07.003>
- Catuneanu, O., 2020. Sequence Stratigraphy: The Future Defined. Geological Society, Special Publications.
- Châteauneuf, J-J., Bauer, H., Cojan, I., 2006. Présence d'une mangrove à Avicennia au Miocène moyen dans la région de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, France) : implications stratigraphiques et paléoclimatiques, Comptes Rendus Geoscience, 338/3 : 197–205.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.004>.
- Cherif, A., Bert, D., Benhamou, M., Benyoucef, M., 2015. La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcenien oriental (Takhemaret, Algérie) : données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. Rev. Paléobiol., 34 : 363–384. <http://doi:10.5281/zenodo.34344>
- Chikhi, H., 1992. Une palynoflore méditerranéenne à subtropicale au Messinien pré évaporitique en Algérie. Géol Méditerr, Marseille, 19 (1): 19–30.
- Ciszak R., 1993 : Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Strata, Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université de Paul-Sabatier Toulouse, série 2 : mémoires, vol. 20, pp : 1-513.

Références bibliographiques

- Cita, M.B., 1975. Studi sul Pliocene e agli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep-sea record, a revision. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 81:527–544
- Cojan, I., Thiry, M., 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206, 79-89. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90369-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90369-H)
- Cornée, J.J., Ferrandini, M., Saint Martin, J.P., Münch, P., Moullade, M., Ribaud-Laurenti, A., Roger, S., Saint Martin, S., Ferrandini, J., 2006. The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: new insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 230:129–154. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.07.011>
- Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Conesa, G., Münch, P., André, J.P., Saint Martin, S., Roger, S., 2004. Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 93, 621–633. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0400-0>
- Costa, O.G., 1853. *Paleontologia del regno di Napoli. Parte III.- Giorgio Franz, Monaco, (XVI Pls.): 196 p.*
- Courme-Rault, M.D., Coutelle, A., 1982. Le Miocène de la Soummam (Algérie) : Précisions sur l'âge de ses niveaux de base, existence d'un cycle inférieur anténappes sud-telliennes, corrélation. *Géol. Méditerran.* IX, 2: 99-107. <https://doi.org/10.3406/geolm.1982.1176>
- Curray, J. R., 1964. Transgressions and regressions, in: Miller, R.L., (Ed.). *Papers in marine geology, Shepard commemorative volume: New York, Macmillan: 175-203.*
- Dalloni, M., 1915. Recherches sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. *Bull Soc Géol Fr, Paris*, XV, 4: 428-457.
- Dalloni, M., 1917. Contribution à l'étude des terrains miocènes de l'Algérie. Le Cartennien des environs de Miliana. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 17 : 174-207.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., & Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. In: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6), 1130–1146.

Références bibliographiques

- De Stefani, T., 1952. Su alcune manifestazioni di idrocarburi in provincia di Palermo e descrizione di Foraminiferi nuovi. Plina, Palermo. 3(4) [1950-1951] : 12 p.
- Deflandre, G., 1953. Hétérogénéité intrinsèque et pluralité des éléments dans les coccolithes actuels et fossiles. C.R. Acad. Sc. Paris, 237 : 1785-1787.
- Delfaud, J., Michaux, J., Neurdin, J. Revert, J., 1973. Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : Evolution de la région oranaise (Algérie occidentale) au Miocène supérieur ; conséquences stratigraphiques. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du Nord, 64, 1-2 : 219-241.
- Delteil, J., 1974. Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). Thèse Doctorat d'État, Université de Nice, France, 249 p. (unpublished).
- Demarcq, G., Ballesio, R., Rage, J.-C., Gudrin, C., Mein, P. and Méon, H., 1983. Données paléoclimatiques du Néogène de la Vallée du Rhône (France). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 42, 247-272.
- Demarcq, G., Demarcq, H., 1989. Biostrome à *Crassostrea* du Quaternaire récent (Sénégal), comparaison avec ceux du Miocène (bassin rhodanien). Géol. Méditerran., XV1, 01 : 3-15.
<https://doi.org/10.3406/geolm.1989.1411>
- Demarcq, G., Magné, J., Anglada, R., Carbonnel, G., 1974. Le Burdigalien stratotypique de la Vallée du Rhône : sa position biostratigraphique. Bul. Soc. Géol. Fr., Paris, 16(5) : 509-515,
<https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVI.5.509>
- Derder, M.E.M., Henry, B., Amenna, M., Bayou, B., Maouche, S., Besse, J., Abtout, A., Boukerbout, H., Bessedik, M., Bourouis, S., Ayache, M., 2011. Tectonic evolution of the active “Chelif” Basin (Northern Algeria) from paleomagnetic and magnetic fabric investigations. In: New frontiers in tectonic research at the midst of plate convergence Intech Publisher Book: 3-26. ISBN 978-953-307-594-5.
<https://doi.org/10.5772/19493>
- Derder, M.E.M., Henry, B., Maouche, S., Bayou, B., Amenna, M., Besse, J., Bessedik, M., Belhai, D., Ayache, M., 2013. Transgressive tectonics along a major E-W crustal structure on the Algerian continental margin: Blocks rotations revealed by a paleomagnetic analysis. Tectonophysics 593:183–192.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.007>
- Doruk, N., 1973. On *Chrysocythere paradiscus* Doruk sp. Nov. SteroAtlas Ostracod Shells 2:89–92.

Références bibliographiques

- Edwards, R.A., 1944. Ostracoda from Duplin marl (upper Miocene), north of Carolina. *J Paleontol.*, 18: 505-528.
- Einsele, G. 2000. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer.
- Ekdale, A.A., 1988. Pitfalls of paleobathymetric interpretation based on trace fossil assemblages. *Palaios*, 3 (5): 464–472. <https://doi.org/10.2307/3514720>
- El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Réhault, J.P., 2014. Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *J Geodyn* 77:171–185. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.02.006>
- El Azzouzi, M., Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., 2003. Evolution spatiale et temporelle du magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb : manifestation d'un détachement lithosphérique. *Notes et Mém. Serv Géol Maroc*, 447 :107–116. https://www.researchgate.net/publication/282056643_Evolution_spatiale_et_temporelle_du_magmatisme_neogene_de_la_marge_septentrionale_du_Maghreb_manifestation_d'un_detachement_lithospherique_references
- El-Waer, A., 1988. Late Miocene Ostracoda from NW Libya. *J Micropaleont*, 7:45–52.
- El-Waer, A., 1992. Miocene Ostracoda from Al Khums Formation, northwestern Libya. In: Salem MJ, Hammuda OS, Eliagoubi BA (Eds) *The geology of Libya*. Elsevier, Amsterdam: 1457-1481.
- Embry, A.F., 1993. Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can J Earth Sci.*, 30: 301–320. <https://doi.org/10.1139/e93-024>
- Embry, A.F., & Johannessen, E.P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In *Arctic Geology and Petroleum Potential*, NPF Special Publication.
- Embry, A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: *Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin*. Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P., and Mathieu C. Eds., Norwegian Petroleum Society (NPF), special Publication 5: 1-11, Elsevier, Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0928-8937\(06\)80059-7](https://doi.org/10.1016/S0928-8937(06)80059-7)

Références bibliographiques

- Fenet, B., 1975. Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain. Thèse. Doct. Etat, Univ. Nice, France, 301 p. (Unpublished).
- Fenet, B., Irr, F., 1973. Observations sur le Pliocène inférieur et moyen de la région des Andalouses (littoral oranais, Algérie). C.R. Acad. Sci., Paris, 276: 2761-2764.
- Ficheur, E., 1896. Réunion extraordinaire de la Société géologique en Algérie. Note sur le bassin tertiaire de Médéa. Bull Soc Géol Fr, Paris, XXIV, 3 sér. : 1042–1047.
- Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., Negri, A., 1996. Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. Micropaleontol., New York, 42/1: 37-63. <https://doi.org/10.2307/1485982>.
- Frey, R.W., Curran, H.A., Pemberton, S.G., 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. - J Paleontol. 58: 333–350. https://scholarworks.smith.edu/geo_facpubs/53/
- Fürsich, F.T. & Oschmann, W. 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. Journal of the Geological Society, 150(1), 169–185.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG Bull., 73(2). <https://doi.org/10.1306/703C9AF5-1707-11D7-8645000102C1865D>
- Gartner, S., Chen, M.P., Stanton, R.J., 1983. Late Neogene nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Northeastern Gulf of Mexico and adjacent areas. Mar. Micropaleontol., 8: 17-50. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(83\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0377-8398(83)90003-8)
- Georgiades-Dikeoulia, E., Velitzelos, E., Koskeridou, E., 2000. The *Crassostrea gryphoides* Schlot. Miocene banks of Greece as palaeoenvironmental indicators. Geological Society of Greece, Special Publications, 9 : 101-108. https://www.researchgate.net/profile/EfterpiKoskeridou/publication/287496967_The_Crassostrea_gryphoides_Schlot_Miocene_banks_of_Greece_as_palaeoenvironmental_indicators/links/5c5862c1a6fdccd6b5e24dc8/The-Crassostrea-gryphoides-Schlot-Miocene-banks-of-Greece-as-palaeoenvironmental-indicators.pdf

Références bibliographiques

- Goto, K.T., Tejada, M.L.G., Tajika, E., Suzuki, K., 2023. Enhanced magmatism played a dominant role in triggering the Miocene Climatic Optimum. *Com. Earth. Envi.* 4, 21: 1-8. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00684-x>
- Gourinard, Y., 1952. Chaines telliennes oranaises. Un livret-guide de l'excursion croisière organisée dans la région littorale d'Algérie et de Tunisie. *Publi. XIXe Congr. Géol. Intern.*, Alger : 109-115.
- Gourinard, Y., 1958. Recherches sur la géologie du littoral oranais. Publications du Service de la carte géologique d'Algérie, 111 p.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. The Geologic Time Scale, 1, 1st edit., Elsevier publisher, 413 p.
- Guardia, P. (1990) - Carte géologique no 239 au 1/50 000 de Bensekrane . Serv. géol. Algérie.
- Guardia, P., 1975. Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale (Algérie) : relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe et le Tell et l'avant pays atlasique. Thèse doct. Etat, Sci., Nat., Univ. Nice, 289 p. (Unpublished).
- Guardia, P., 1976. Carte géologique de l'Oranie nord occidentale au 1/100 000è. Nice University, CRGM.
- Guardia, P., Magné, J. ; Moyes, J., 1974. Aperçu sur le Néogène autochtone de l'Ouest oranais (Algérie occidentale). *Mém. B.R.G.M.*, 782 : 695-703.
- Guiraud, M., Plaziat, J.C., 1993. Seismites in the fluvial Bima sandstone: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493-522. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90312-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90312-8)
- Guiraud, R., 1973. Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie : d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse de doctorat Sci. Géologie, Nice University : 270 p. (Unpublished).
- Hart, M.B., Oxford, M.J., & Hudson, W. 2002. The early evolution and palaeobiogeography of Cretaceous planktonic foraminifera. *Cretaceous Research*, 23(1), 1–26.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., & Warwick, G.L. 2010. *Large distributive fluvial systems: Characteristics, distribution, and controls. Earth-Science Reviews*, 102(3–4), 87–110.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156-1167.

Références bibliographiques

- Haq, B.U., & Schutter, S.R. 2008. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science*, 322(5898), 64–68.
- Haq, B.U., Ogg, J.G., 2024. Retraversing the Highs and Lows of Cenozoic Sea Levels: *GSA Today*, v. 34: 4-11. <https://doi.org/10.1130/GSATGG593A.1>
- Harbi, H., Maouche, S., Ayadi, A., 1999. Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria. *J Seismol*, 3(1): 95-104. <https://doi.org/10.1023/A:1009743404491>
- Harms, J.C., 1975. Primary sedimentary structures. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 7: 227-248.
- Hernandez, J., Lepvrier, C., 1979. Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algérie) : pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, (7), XXI, 1: 73-86. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXI.1.73>
- Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., 2012. The Neogene period. In: Gradstein et al. edit. *The geological Time scale 2012*. First edit. Elsevier BV. Publisher: 923-977. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110961>
- Hoşgör, I., 2008. Presence of *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim) from the Lower-Middle Miocene sequence of Kahramanmaraş Basin (SE Turkey): Its taxonomy, paleoecology and paleogeography. *Mineral Res. Expl. Bull.*, 136, 17-28. https://www.researchgate.net/publication/258554326_Presence_of_Crassostrea_gryphoides_Schlotheim_from_the_Lower_Middle_Miocene_sequence_of_Kahramanmaras_Basin_SE_Turkey_Its_taxonomy_paleoecology_and_paleogeography
- Hüsing, S.K., Cascella, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Kuiper, K.F., Turco, E., Wilson, D., 2010. Astrochronology of the Mediterranean Langhian between 15.29 and 14.17 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 3/4: 254– 269. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.002>
- Iaccarino, S.M., Di Stefano, A., Foresi, L.M., Turco, E., Baldassini, N., Cascella, A., Da Prato, S., Ferraro, L., Gennari, R., Hilgen, F.J., Lirer, F., Maniscalco, R., Mazzei, R., Riforgiato, F., Russo, B., Sagnotti, L., Salvatorini, G., Speranza, F., Verducci, M., 2011. High-resolution integrated stratigraphy of the upper Burdigalian–lower Langhian in the Mediterranean: the Langhian historical stratotype and new candidate for defining its GSSP. *Stratigraphy*, 8:199–215. <https://doi.org/10.29041/strat.08.2.08>

Références bibliographiques

- Iaccarino, S.M., Premoli Silva, I., Biolzi, M., Foresi, L.M., Lirer, F., Turco, E., 2007. Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera (Neogene Planktonic Foraminifera). Università di Perugia Press, pp. 1–180
- Ied, I.M., Ismail, A.S.A., 2016. Middle Miocene ostracods from Wadi Sudr, west central Sinai, Egypt: systematic, biostratigraphy and palaeobiogeographic affinity with the Mediterranean realm. Arab J Geosci, 9/406 : 1-21. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2416-8>
- Jaeger, J.J., 1977. Les rongeurs du Miocène moyen et supérieur du Maghreb. Palaeovertebrata, Montpellier, 8 (1): 1-166.
- Jiménez-Moreno, G., 2005. Utilizacion del analisis polinico para la reconstruccion de la vegetacion, clima y estimacion de paleoaltitudes a lo largo del arco alpino en Europeo durante el Mioceno (21-8 Ma). Diss. Thèse. Université de Grenade (Espagne) et de l'Université de Lyon 1 (France), 311 p.
- Jiménez-Moreno, G., Suc J-P., 2007. Middle Miocene latitudinal climatic gradient in Western Europe: evidence from pollen records. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 253, 1/2: 208-225. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.040>.
- Keen, M.C., Al-Sheikly, S.S.J., Elsogher, A., Gammudi, A.M., 1994. Tertiary ostracods of North Africa and the Middle East. Micropaleontology and hydrocarbon exploration in the Middle East, edited by MD Simmons, Chaman and Hall, London: 371-388
- Knaust, D., 2002. Pinch-and-swell structures at the Middle/Upper Muschelkalk boundary (Triassic): evidence of earthquake effects (seismites) in the Germanic Basin. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 91: 291–303. <https://doi.org/10.1007/s005310100225>
- Knaust, D., 2017. Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer International Publishing, Berlin, New York, 206 p.
- Laprida, C., Chapori, N.G., Violante, R.A., Compagnucci, R.H., 2007. Mid-Holocene evolution and paleoenvironments of the shoreface–offshore transition, northeastern Argentina: New evidence based on benthic microfauna. Mar. geol., 240(1-4): 43-56. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.02.001>

Références bibliographiques

- Leprêtre, R., De Lamotte, D.F., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., Eschard, R., 2018. The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 189, 10: 1-35. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>.
- Lepvrier, C., Magné, J., 1975. Le Néogène « postnappes » du Tell septentrional et l'ouest d'Alger. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XVII, 4: 612-619.
- LeRoy, L. W., 1939. Some small foraminifers, ostracoda and otoliths from the Neogene ("Miocene") of the Rokan-Tapanoeli area Central Sumatra. *Natuurkunde Tijdschrift voor Nederlandsch-Indië*, 99: 214-296.
- Lirer, F., Foresi, L. M., Iaccarino, S., Salvatorini, G., Turco, E., Cosentino, C., Sierro, F.J., Caruso, A., 2019. Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology, *Earth Sci. Rev.*, 196, 102869 : 1-36. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.013>.
- Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R.C., Megartsi, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., Coutelle, A., 1995. Datation ^{40}K - ^{40}Ar de la transition du volcanisme calcoalcain au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, Sér. IIa : 975-982. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:133426610>
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson D., 2004. The Neogene period, in: Gradstein, F.M., et al., *A geologic time scale 2004*: Cambridge, Cambridge University Press: 409-440.
- Lucas, G., 1942. Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed (Frontière algéro-marocaine). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Sér. 2, Stratigraphie, n°16 : 538 p.
- Magne, J., Raymond, D., 1974. Le Néogène "post-nappes" de la région de Dellys-Tizi Ouzou (Algérie) : un enregistreur de l'évolution dynamique de la Grande Kabylie après le Burdigalien. *Bull. Ser. Géol. Fr.* (7), XVI, 5, 537-542.
- Mahboubi, S., 2014. Les rongeurs du Miocène supérieur et terminal d'Afrique du Nord-occidentale : biochronologie, magnétostratigraphie, biogéographie et paléoenvironnements. *Thèse Doctorat*, Poitiers University: 254 p. (Unpublished). <http://theses.univ-poitiers.fr>
- Mahboubi, S., Bennami, M., Jaeger, J.J., 2015. New datation of the Tafna Basin (Algeria): a combination between biochronological and magnetostratigraphical data. *Palaeovertebrata*, Montpellier, 39(1-e1): 1-11. <https://doi.org/10.18563/pv.39.1.e1>

Références bibliographiques

- Mangano, M.G., Buatois, L., 1991. Discontinuity surfaces in the Lower Cretaceous of the High Andes (Mendoza, Argentina): trace fossils and environmental implications. - *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4, No. 3: 215-229. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90032-G](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90032-G)
- Mansour, B., 2004. Diatomées messiniennes du bassin du bas Chélif (Algérie nord-occidentale). Thèse de Doctorat d'état, Université d'Oran, 285 p. (Unpublished).
- Mansour, B., Saint-Martin, J.-P., 1999. Conditions de dépôt des diatomites messiniennes en contexte de plateforme carbonatée d'après l'étude des assemblages de diatomées : Exemple du Djebel Murdjadjo (Algérie). *Geobios* 32(3) : 395–408. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(99\)80016-3](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(99)80016-3)
- Mansouri, M.E.H., 2021. Les nannofossiles calcaires néogènes du Bassin du bas Chélif (systématique et biostratigraphie). *Thèse de Doctorat Sciences*, Université d'Oran 2 : 206 p. (Unpublished).
- Mansouri, M.E.H., Bessedik, M., Aubry, M.P., Belkebir, L., Mansour, B., Beaufort, L., 2008. Contribution biostratigraphiques et paléoenvironnementales de l'étude des nannofossiles calcaires des dépôts tortono-messiniens du bassin du Chélif (Algérie). *Geodiversitas* 30(1): 59–77. <http://sciencepress.mnhn.fr/fr/periodiques/geodiversitas/30/1/contributions-biostratigraphiqueset-paleoenvironnementales-de-l-etudedes-nannofossiles-calcairesdes-depots-tortono-messiniens-du-bassin-du-chelif-algerie>.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970*, vol. 2. Tecnoscienza, Roma: 739-785.
- Mattauer, M., 1958. Etude géologique de l'Ouarsenis oriental. (Algérie), *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 17: 534 p.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Coutelle, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., 2000. Postcollisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab detachment. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331: 159–173. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01406-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3)
- Mazzola, C., 1971. Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proceeding on the Snd International Conference on the Planktonic Microfossils, Roma*, 2: 787-818.

Références bibliographiques

- McKenzie, K. J., Ducasse, O., Dufour, E., Peypouquet, J.P., 1979. Monographie bibliographique, stratigraphique et paleoecologique sur les Ostracods cenozoïques du Bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne. Bull Inst Geol Bassin Aquitaine, Bordeaux, n° special, 195 p.
- Megartsi, M., 1982. Les roches volcaniques d'âge mio-pliocène de la région de Mohammédia (Oranie). Données pétrographiques et géochimiques préliminaires. Géosciences, Bull. alg. Sci. Terre, 2(1), 1-12. <https://ds.univ-oran2.dz:8443/bitstream/123456789/463/1/THESE%20DE%20>
- Megartsi, M., 1985. Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Oranie. *Thèse doctorat Sci*, Algiers University : 269 p. (Unpublished).
- Meghraoui, M., 1982. Étude néotectonique de la région nord-ouest d'El-Asnam : relation avec le séisme du 10 octobre 1980. Thèse de Doctorat de 3e cycle, Université de Paris VII, France, 210 p. (Unpublished).
- Meghraoui, M., Cisternas, A., Philip, H., 1986. Seismotectonic of the Lower Cheliff Basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) Earthquake. *Tectonics*, 5, 6: 809-836. <https://doi.org/10.1029/TC005i006p00809>
- Meghraoui, M., Philip, H., Albarède, F., Cisternas, A., 1988. Trenches investigations through the trace of the 1980 El-Asnam thrust fault: evidence for paleoseismicity. *Bull Seismol Soc Amer* 78(2): 979–999. <https://www.researchgate.net/publication/281263571>
- Menzoul, B., 2017. Le Facies Numidien (*Oligocène*) des massifs de la "Forêt des Cèdres" (Teniet el Haad, Ouarsenis) : caractéristiques sédimentologiques et implications paléo-environnementales. Mém. Magister, University d'Oran 2, 100 p. (Unpublished).
- Meulenkamp, J., Sissingh, W., 2003. Tertiary paleogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains in the African–Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 196(1/2): 209-228. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00319-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00319-5)
- Miller, K.G., G.S. Mountain, J.D. Wright, and J.V. Browning. 2011. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, 24(2): 40–53, <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.26>
- Moyes, J., 1965. Les Ostracodes du Miocène aquitain. *Univers.* Bordeaux: 1–339 p.

Références bibliographiques

- Murray, J.W., 1973. Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. Heinemann, London, p. 288.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman Scientific and Technical, Harlow, Essex, first Edit, 397 p. <https://doi.org/10.4324/9781315846101>
- Neurdin-Trescartes, J., 1992. Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chélif, modèle de référence de bassins intramontagneux. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Pau & Pays de l'Adour, 1, 332 p.
- Neurdin-Trescartes, J., 1995. Paléogéographie du Bassin du Chélif (Algérie) au Miocène. Causes et conséquences. *Géol Méditerr*, 22, 2, 61-71. <https://doi.org/10.3406/geolm.1995.1569>
- Nichols, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell.
- Okada, H., Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Mar. Micropaleontol.* 5:321–325. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X)
- Orbigny, A.D., 1839. Foraminifères des îles Canaries. Histoire naturelle des Iles Canaries. 2(2) : 120-146. <https://archive.org/stream/HistoirenaturelleIIWebb#page/n375/>
- Osman, M.K., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansouri, M.E.H., Atik, A., Belkhir, A., Rubino, J.L., Satour, L., Belhadji, A., 2021. Messinian to Piacenzian deposits, erosion, and subsequent marine bioevents in the Dahra Massif (Lower Chelif Basin, Algeria). *Arab J Geosci*, 14, 684: 1-36. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06481-0>
- Ouda, K., Ameer, A., 1978. Contribution of the biostratigraphy of the Miocene sediments associated with primitive *Hipparion* fauna of Bouhanifia, North West Africa. *Rev. Esp. Micropaleontol.* . 10(3):407–420. https://www.researchgate.net/publication/258021577_Contribution_to_the_Biostratigraphy_of_the_Miocene_sediments_associated_with_primitive_Hipparion_fauna_of_Bou-Hanifia_Northwest_Algeria
- Palmer, T.J., 1978. Burrows at certain omission surfaces on the Middle Ordovician of the Upper Mississippi Valley. *J. Paleontol.*, 52/1: 109-117. <http://www.jstor.org/stable/1303795>
- Perrodon, A., 1957. Étude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. Publ. Services Carte géol. Algérie 12: 328 p.

Références bibliographiques

- Plaziat, J.C., 1970. Huitres de mangrove et peuplements littoraux de l'Eocène inférieur des Corbières. *Geobios*, 3(1): 7-27.
- Plaziat, J.C., 1995. Modern and fossil mangroves and mangals: their climatic and biogeographic variability. *Geol Soc, London, Special Publications*, 83: 73-96.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.083.01.05>
- Plaziat, J.C., Cavagnetto, C., Koeniguer, J.C., Baltzer, F., 2001. History and biogeography of the mangrove ecosystem, based on a critical reassessment of the paleontological record. *Wetl Ecol Manag*, 9. 161-180.
doi : [10.1023/A:1011118204434](https://doi.org/10.1023/A:1011118204434)
- Polvêche, J., 1960. Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Bull. Ser. Carte géol. Algérie*. 24 (1-2), 577 p.
- Pomel, A., 1873. Description et carte géologique au 200 000è du massif de Milianah. *Bull. Soc. Sci. Nat. et de Climatologie d'Alger*, 184 p.
- Pomel, A., 1892. Sur **la classification** des terrains miocènes de l'Algérie et réponse aux critiques de M. Péron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e sér. : 166-174.
- Popescu, S.M., Suc, J.P., Fauquette, S., Bessedik, M., JiménezMoreno, G., Robin, C., Labrousse, L., 2021. Mangrove distribution and diversity during three Cenozoic thermal maxima in the Northern Hemisphere (pollen records from the Arctic–North Atlantic– Mediterranean regions). *J Biogeogr*, 48, 2771–2784.
<https://doi.org/10.1111/jbi.14238>
- Posamentier, H. W., Allen, G. P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 7: 210 p.
- Poumot, C., Suc, J.-P., 1984. Flore pollinique de la fin du Néogène en Méditerranée sud-orientale. *Paléobiol. Continen.*, 14: 397-401.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quatern Sci Rev* 25(23/24): 3113–3137. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.007>
- Raffi, I., Wade, B.S., Pälike, H., Beu, A.G., Cooper, R., Crundwell, M.P., Krijgsman, W., Moore, T., Raine, I., Sardella, R., Vernyhorova, Y.V., 2020. The Neogene Period. In: Chapter 29: 1141-1215.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00029-2>

Références bibliographiques

- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1973. Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics. Springer Verlag, Latest edition (1980), Berlin: 551 p.
- Reuss, A., 1850. Die fossilen Entomostracea des Österreichischen Tertiärbeckens. Naturwissenschaftliche Abhandlungen Wien, 3:41–92.
- Rodriguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gomez-Gras, D., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 117–135. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00067-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00067-1)
- Rögl, F., 1998. Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Annalen des Natur-historischen Museums in Wien*, 99A: 279-310.
- Rouchy, J.M., 1982a. La genèse des évaporites Messiniennes de Méditerranée. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat. Paris, Série C, Sciences de la Terre*, L, 280 p.
- Rouchy, J.M., 1982b. La crise évaporitique messinienne de Méditerranée : nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bull. Mus. Nation. Hist. Natur. Paris*, c (3-4), 1- 52.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., Pierre, C., Blanc-Valleron, M.M., Bassetti, M.A., 2007. The end of the Messinian salinity crisis: Evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 254 (3-4), 386–417. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.06.015>
- Ruggieri, G., 1967. Due Ostracofaune del Miocene alloctono della Val Marecchia (Appennino settentrionale). *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia* 73:351–384.
- Russo, A. and Bossio, A., 1976. Prima utilizzazione degli ostracodi per la biostratigrafia e la paleoecologia del Miocene dell'Arcipelago Maltese. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, 15: 215-227. https://www.paleoitalia.it/wp-content/uploads/2023/06/07_Russo-Bossio.pdf
- S.N. REPAL, 1952. Le Bassin néogène du Chétif. *Publ. XIXème Congr. Géol. Intern., Alger, Monographies régionales, 1ère sér., n° 16*, 56 p.
- Sadran, G., 1952. Les roches cristallines du littoral Oranais. *Publ. 19è Congr. Géol. Intern. Alger. Monographies régionales, 1ère sér.*, 18: 1-84.

Références bibliographiques

- Sadran, G., 1958. Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. Publ. 19^e Congr. Géol. Intern. Alger. Monographies régionales, 1^{ère} sér, 18: 1-84.
- Şafak, Ü.M.İ.T., 2018. Distribution of eocene-oligocene ostracods in Turkey. Stratigr. Geol. Correl., 26, 798-823. <https://doi.org/10.1134/S0869593818070043>
- Saint-Martin, J.P., 1990. Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 56, 366 p.
- Saint-Martin, J.P., Cornée, J.J., Conesa, G., Bessedik, M., Lahcene, B., Bouhameur, M., Moissette, P., Anglada, R., 1992. Un dispositif particulier de plate-forme carbonatée messinienne : la bordure méridionale du bassin du bas-Chelif (Algérie). C. R. Acad. Sci., 315, Sér. II : 1365-1372.
- Seguenza, G., 1880. Le Formazioni terziarie nella provincial de Reggio (Calabria). Mem. Cl Sci Fis Mat Na, Real Accad Lincei, Ser 3, 6: 416 p.
- Seilacher, A., 1964. Biogenic sedimentary structures. In Imbrie, J., and Newell, N. (eds.), Approaches to Paleoecology. New York : Wiley : 296–316.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. Mar Geol, 5: 413–428.
- Shahin, A., El Baz, S.M., 2021. Biostratigraphy and paleobiogeography of the Early-Middle Miocene ostracods and foraminifera from the northern part of the Gulf of Suez, Egypt. J. Afr. Earth Sci., 182/104252: 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104252>
- Shevenell, A.E., et al. 2004. Middle Miocene Southern Ocean cooling and Antarctic cryosphere expansion. Science, 305(5691), 1766–1770.
- Stara, P., Borghi, E., 2014. The echinoid genus *Amphiope* Agassiz, 1840 (Astriclypeidae) in the Miocene of Sardinia. In: Paolo Stara (Ed.), Studies on some astriclypeids (Echinoidea Clypeasteroida). Biodivers. J., 5 : 245–268.
- Stara, P., Rizzo, R., Sanciu, L., Fois, D., 2012. Note di geologia e paleoecologia relative ad alcuni siti ad *Amphiope* (Echinoidea: Clypeasteroida) in Sardegna, Parva Naturalia, 9: 121–171. https://www.researchgate.net/publication/281475504_Note_di_geologia_e_paleoecologia_relative_ad_a_lcuni_siti_ad_Amphiope_Agassiz_1840_Echinoidea_Clypeasteroida_in_Sardegna
- Stara, P., Sanciu, L., 2014. Analysis of some astriclypeids (Echinoidea Clypeasteroida). In: Paolo Stara (Ed.), Studies on some astriclypeids (Echinoidea Clypeasteroida), Biodivers. J., 5: 291–358.

Références bibliographiques

- Suc, J.P., 1989. Distribution latitudinale et étagement des associations végétales au Cénozoïque supérieur dans l'aire ouest-méditerranéenne. Bull. Soc. Geol. Fr., 8. 5 : 541-550. doi: [10.2113/gssgfbull.V.3.541](https://doi.org/10.2113/gssgfbull.V.3.541)
- Suc, J.P., Bessais, E., 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sci. Paris, 2. 310 : 1701-1707.
- Suc, J.P., Fauquette, S., Bessedik, M., Bertini, A., Zheng, Z., Clauzon, G., Suballyova, D., Diniz, F., Quezel, P., Feddi, N., Clet-Pellerin, M., Bessais, E., bachiri taoufiq, N., Méon, H., Combourieu-Nebout, N., 1999. Neogene vegetation changes in West-European and West circum-Mediterranean areas. In: Agustí, J., Rook, L., Andrews P., eds. Hominoid Evolution and Climatic Change in Europe. Cambridge University Press: 378-388. DOI: [10.1017/CBO9780511542329.018](https://doi.org/10.1017/CBO9780511542329.018)
- Szczuchura, J., Abd-Elshafy, E., 1988. Ostracodes and foraminifera from the middle Miocene of the western coast of the Gulf of Suez, Egypt. Acta Palaeontol. Pol., 33/4: 273–342.
- Tchoumatchenco, P., Uchman, A., 2001. The oldest deep-sea *Ophiomorpha* and *Scolicia* and associated trace fossils from the Uper Jurassic-Lower Cretaceous deep-water turbidite deposit of SW Bulgaria. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 169(1/2): 85-99. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00218-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00218-8)
- Thomas, H., 1985. Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chélif occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse de Doctorat d'État, Université de Pau et Pays de l'Adour, France, 594 p. (Unpublished).
- Thomas, P., 2015. Les boules gréseuses (paramoudras) de l'Éocène du Jaizkibel (Pays basque espagnol). [Les boules gréseuses \(paramoudras\) de l'Éocène du Jaizkibel \(Pays basque espagnol\) — Planet-Terre](#)
- Thunell, R.C., 1979. Climatic evolution of the Mediterranean Sea during the last 5.0 million years. Sediment Geol, 23(1/4): 67–79. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(79\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0037-0738(79)90006-X)
- Turco, E., Cascella, A., Gennari, R., Hilgen, F.J., Iaccarino, S.M., Sagnotti, L., 2011. Integrated stratigraphy of the La Vedova section (Conero Riviera, Italy) and implications for the Burdigalian/Langhian boundary. Stratigraphy, 8(2/3): 89-110.
- Turco, E., Hilgen, F., Raffi, I., Di Stefano, A., Foresi, L.M., Holbourn, A., Iaccarino, S.M., Lirer, F., 2024. The Global stratotype section and point (GSSP) of the Langhian stage and of the middle Miocene

Références bibliographiques

- subseries. Communication of IUGS Geological Standards. Episodes 2024; 47(2): 311-333. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2023/023024>
- Turco, E., Hüsing, S., Hilgen, F., Cascella, A., Gennari, R., Iaccarino, S.M., Sagnotti, L., 2017. Astronomical tuning of the La Vedova section between 16.3 and 15.0 Ma. Implications for the origin of megabeds and the Langhian GSSP. Newsl Stratigr 50(1): 1–29. <https://doi.org/10.1127/nos/2016/0302>
- Uchman, A., 1995. Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). Beringeria, 15: 1- 116.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1962-63, Post-Paleozoic Ostracoda. Amsterdam-London-New York, Elsevier Publishing Co., v. 1-2: 478 p.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. Am. Assoc. Pet. Geol., Methods in Exploration, vol. 7, 55 p. <https://doi.org/10.1306/Mth7510>
- Videt, B., Néraudeau, D., 2002. Distribution paleoenvironnementale des huitres dans le Messinien du bassin de Sorbas (Anadalousie, SE Espagne). Annales de Paléontologie, 88/3 : 147-166. [https://doi.org/10.1016/S0753-3969\(02\)01045-5](https://doi.org/10.1016/S0753-3969(02)01045-5)
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale, Earth-Science Reviews, 104(1–3): 111-142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.003>
- Warren, J. 2016. Evaporites: A geological compendium. Springer.
- Westerhold, T., Marwan, N., Drury, A.J., Liebrand, D., Agnini, C., Anagnostou, E., Barnet, J.S.K., Bohaty, S.M., Vleeschouwer de, D., Florindo, Frederichs, F.T., Hodell, D.A., Holbourn, A.E., Kroon, D., Lauretano, V.1, Littler, K., Lourens, L.J., Lyle, M., Pälike, H., Röhl, U., Tian, J., Wilkens, R.H., Wilson, P.A., Zachos, J.C., 2020. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. Science 369 (6509): 1383–1387. <http://science.sciencemag.org/content/369/6509/1383>
- Wezel, F.C., 1966. "*Globorotalia*" *acrostoma*, a new species of the Italian Oligo-miocene. Riv. ital. paleontol. stratigr., 72: 1297-1312.

Références bibliographiques

- Whatley, R.C., 1988. Ostracoda and paleobiogeography. In: De Deckker P., Collin P.J.P., Peypouquet T.P. (Eds) Ostracoda in earth science. *Elsevier*, Amsterdam
- Wubben, E., Spiering, B., Veenstra, T., Bos, R., Wang, Z., Dijk, J., Raffi, I., Witkowski, J., Hilgen, F., Peterse, F., Sangiorgi, F., Sluijs, A., 2023. Tropical Warming and Intensification of the West African Monsoon during the Miocene Climatic Optimum. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.*, AGU Advancing Earth and Space sciences: 1-27., 39, 1-27: DOI: [10.1029/2023PA004767](https://doi.org/10.1029/2023PA004767)
- Yassini, I., 1979. The littoral system Ostracods from the bay of Bou Ismail, Algiers, Algeria. *Revista Española de Micropaleontologia*, 11(3): 353–416.
- Yeomans, R., 2018. Paramoudra: observations on large flint structures from the Chalk (Upper Cretaceous) and flint formation. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 62: 1-7. <https://doi.org/10.1144/pygs2017-005>.
- Young, J.R., 1994. Neogene. In: Bown P.R. (Ed.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontol. Soc. Publications Series. Chapman & Hall, London: 225–265. https://doi.org/10.1007/978-94-011-4902-0_8.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292(5517): 686-693. [doi: 10.1126/science.1059412](https://doi.org/10.1126/science.1059412)
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Otharán, G., Irastorza, A., Torresi, A., 2021. Deltas: a new classification expanding Bates's concepts. *J. Palaeogeogr.*, 10(1): 1-15. <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00098-w>

Annexes

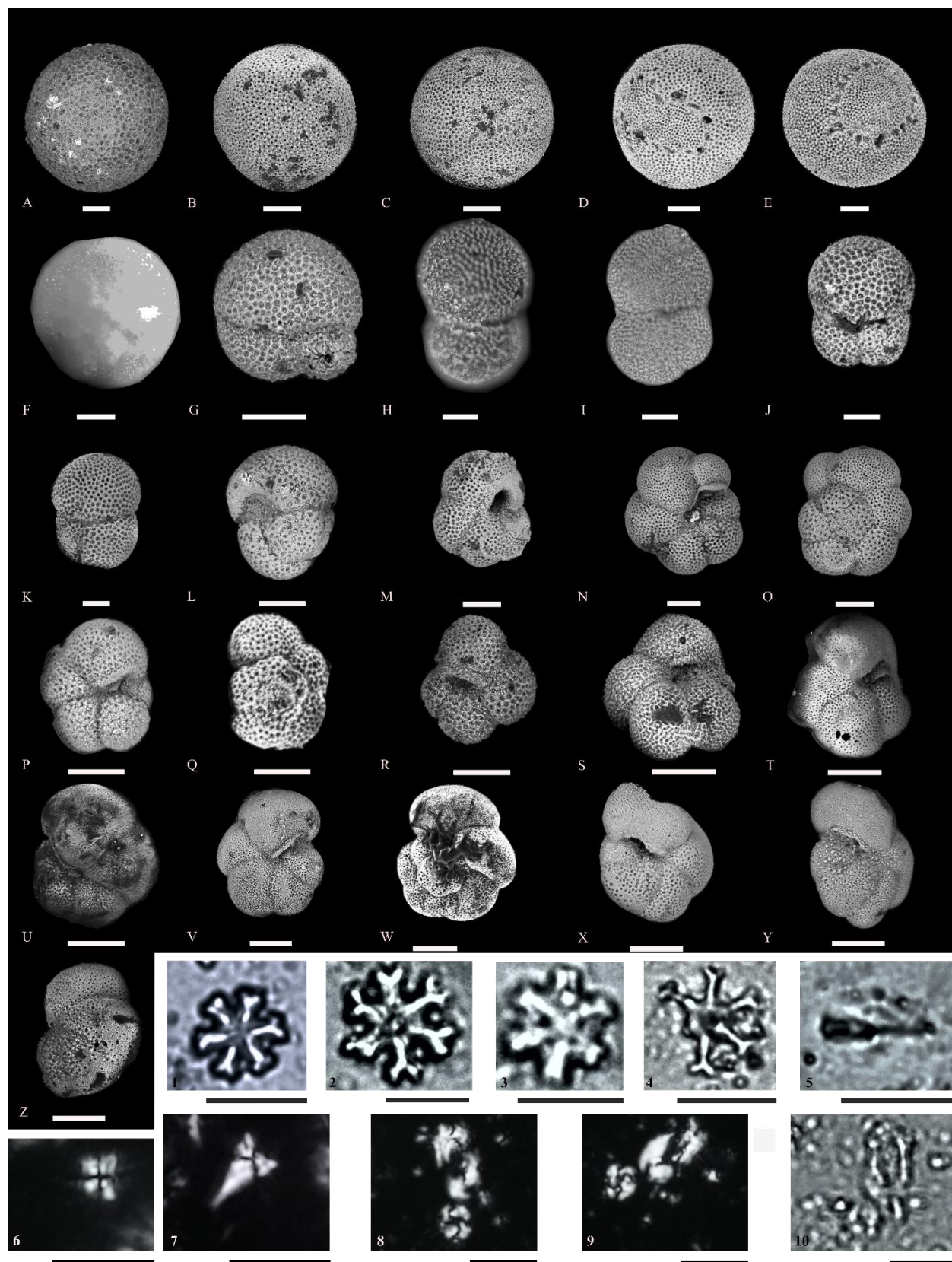


Planche 01 : Foraminifères planctoniques et benthiques/ Nannoplanctons calcaires de coupes d'Oued de Taberket, Sidi El Rhorb, Oued Boutelis, Sidi Bou-kebar. Photo SEM. Echelle de foraminifères 100µm Echelle de nannoplanctons calcaire 5µm

- a, b** : *Orbulina universa* (Orbigny, 1839). Coupe d'Oued Boutelis coupe (Bt17).
- c** : *Orbulina suturalis* (Brönnimann, 1951). Coupe d'Oued Boutelis (Bt16).
- d** : *Praeorbulina glomerosa- glomerosa* (Blow, 1956). Coupe d'Oued Boutelis (Bt5).
- e** : *Praeorbulina glomerosa- circularis* (Blow, 1956). Coupe d'Oued Boutelis (Bt5).
- f, g** : *Praeorbulina glomerosa- curva* (Blow, 1956). Coupe d'Oued Boutelis (Bt5).
- h, i** : *Praeorbulina transitoria* (Blow, 1956). Coupe d'Oued Boutelis (Bt7).
- j** : *Globigerinoides sicanus 3 ap* (De Stefani, 1952). Coupe d'Oued Boutelis (Bt5).
- l** : *Globigerinoides sicanus* (De Stefani, 1952). Coupe d d'Oued Taberket (B2).
- k** : *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850). Coupe d'Oued Taberket (B2).
- m** : *Paragloborotalia acrostoma* (Wezel, 1966). Coupe d'Oued Boutelis (Bt6).
- n, o** : *Paragloborotalia siakensis* (LeRoy, 1939). Coupe d'Oued Boutelis (Bt6).
- p,q** : *Paragloborotalia mayeri* (Cushman and Ellisor, 1939). Coupe de Sidi Bou-kebar (Dj. Bk25).
- r, s** : *Globoturborotalita druryi* (Akers, 1955). Coupe de Sidi Bou-kebar (Dj. Bk25).
- t,z** : *Globorotalia praescitula* (Blow, 1959). Coupe d'Oued Boutelis (Bt7).
- u, v** : *Globorotalia bykovae* (Aisenstat in Subbotina, Pishvanova & Ivanova, 1960). Coupe de Sidi Bou-kebar (Dj. Bk16).
- w, x** : *Globorotalia praemenardii* (Cushman & Stainforth, 1945). Coupe de Sidi Bou-kebar (Dj. Bk18).
- y** : *Globorotalia peripheroronda* (Blow & Banner 1966). Coupe de Sidi Bou-kebar (Dj. Bk16).
- 1** : *Discoaster deflandrei* (Bramlette & Riedel, 1954). Coupe d'Oued Taberket (B3).
- 2** : *Discoaster durioi* (Kaenel & Bergen, 2017). Coupe d'Oued Taberket (B6).
- 3** : *Discoaster druggii* (Bramlette & Wilcoxon, 1967). Coupe d'Oued Taberket (B3).
- 4** : *hoeglundina elegans* (Orbigny, 1826); Coupe d'Oued Boutelis (Bt4).
- 5,6,7** : *Sphenolithus heteromorphus* (Deflandre, 1953). Coupe d'Oued Taberket (B4).
- 8,9,10** : *Helicosphaera ampliaperta* (Bramlette & Wilcoxon, 1967). Coupe d'Oued Taberket (B2).

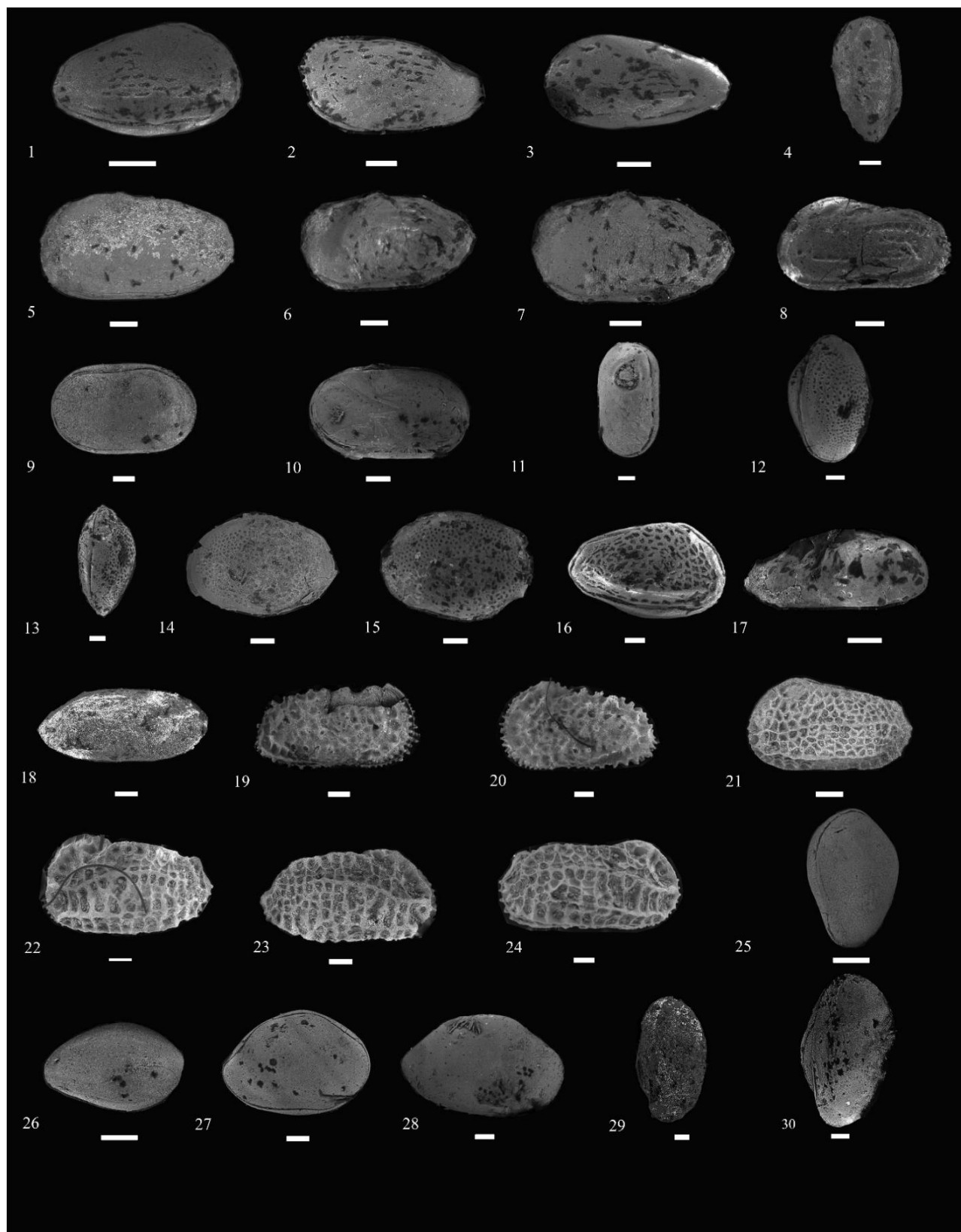


Planche 02 : Ostracodes du Langhien inférieur de coupes de l'Oued Boutelis. Photo SEM. Echelle 100µm

1, 2, 3, 4 : *Keijella punctigibba* (Capedar, 1902). Carapace **1,2** : vue latérale gauche, **3** : carapace en vue droite, **4** : carapace en vue ventrale. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02).

5, 6,7 : *Cytheralla sp1*. Carapace en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 03).

8 : *Ruggieria tetraptera tetraptera* (Seguenza, 1880). Carapace en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02).

9, 10, 11 : *Cytheralla sp2*. Carapace, **1, 2** : vue latérale gauche. **3** : vue ventrale. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 03).

12, 13 : *Loxoconcha ovulata* (Costa, 1853). **12** : Carapace, vue ventrale. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02), **13** : Carapace, vue dorsale. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 04).

14, 15 : *Loxoconcha sp*. Carapace en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 03).

16 : *Aurila sp*. Carapace en vue latérale gauche. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 01).

17,18 : *Propontocypris sp*. Carapace en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 03).

19, 20 : *Acanthocythereis hystrix* (Reuss, 1850). **19** : Vue latérale gauche de la carapace. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02), **20** : Carapace, vue latérale droite. Coupe d'Oued Boutelis (Bt 02).

21 : *Cistacythereis qabilatshurfahensis* (El-Waer, 1988). Carapace en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02).

22, 23 : *Chrysocythere cataphracta muricata* (El-Waer, 1992). **22** : Carapace en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02).

24 : *Chysocythere paradisus* (Doruk, 1973). Carapace en vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 03).

25, 26 : *Xestoleberis reymenti* (Ruggieri, 1967). Carapace, **25** : vue ventrale, **26** : vue latérale droite. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02).

27 : *Bairdia sudriensis* (Ied & Ismail, 2016). Carapace en vue latérale gauche. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02).

28 : *Bairdoppilata triangulate* (Edwards, R A. 1944). Valve droite en vue latérale. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 03).

29, 30 : *Carinivalva carinata* (Moyes, 1965). **29** : Carapace en vue ventrale. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 02), **30** : Carapace en vue ventrale. Coupe de l'Oued Boutelis (Bt 04).