

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'enseignement Supérieur et de la recherche Scientifique
Université Badji Mokhtar – Annaba
Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie



Thèse

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

Doctorat LMD

Spécialité : Géodynamique des bassins sédimentaires

Par :

BRIOUA Hamed

Thème :

Caractérisation paléontologique et sédimentologique du passage Crétacé- Tertiaire dans l'Atlas saharien oriental (Tébessa, NE Algerien)

Thèse soutenue le 08 février 2026 devant le jury composé de :

N°	Nom et prénom	Grade	Etablissement	Qualité
01	Chouabbi Abdelmadjid	Prof	Université Badji Mokhtar -Annaba	Président
02	Tlili Mohamed	MCA	Université Badji Mokhtar -Annaba	Directeur de thèse
03	Salmi-Laouar Sihem	Prof	Université Badji Mokhtar -Annaba	Examineur
04	Chellat Smaine	Prof	Université Frères Mentouri-Constantine	Examineur
05	Ameur Zaimeche Ouafi	MCA	Université Kasdi Merbah Ouargla	Examineur

Résumé

Cette étude examine les dépôts de la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg) dans l'Atlas oriental de la région de Tébessa (Algérie), à travers une approche intégrée combinant analyses biostratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques de deux coupes clés : Djebel Dyr et Tarfaya.

À Djebel Dyr, l'étude de la Formation El Haria a révélé, pour la première fois en Algérie, une coupe continue et complète dépourvue de hiatus sédimentaires de cette transition. Elle enregistre l'intégralité des biozones à foraminifères planctoniques et préserve les cinq marqueurs diagnostiques de la limite K-Pg : (1) l'extinction massive des formes maastrichtiennes à l'exception d'espèces opportunistes, (2) l'apparition des espèces daniennes, (3) un niveau millimétrique à hydroxyde de fer (goethite), (4) une nette anomalie positive en iridium (0,11 % en poids), et (5) une chute brutale de la teneur en carbonate de calcium (CaCO_3), proche de 0 %.

En revanche, les analyses biostratigraphiques de la section de Tarfaya ont révélé la présence de la dernière Biozone du Maastrichtien (Zone à *Plummerita hantkeninoides*), suggérant une continuité sédimentaire au cours du Maastrichtien terminal dans la région de Djebel El Onk. Bien que cette section enregistre la limite K-Pg, attestée par un horizon ferrugineux enrichi en iridium et une chute des teneurs en CaCO_3 , un hiatus sédimentaire est identifié dans le Danien basal, comme en témoigne l'absence des deux premières biozones.

L'analyse des faciès, microfaciès de la coupe de Djebel Dyr indique un milieu de dépôt correspondant à une zone épibathyale au passage K-Pg, caractérisé par un environnement ouvert, profond, calme et transgressif. En revanche, la section de Tarfaya, correspond à un milieu de plate-forme interne peu profonde le plus souvent communicant avec la mer ouverte, marquée par des épisodes transgressifs et régressifs.

Cette étude démontre que les environnements de dépôt ont joué un rôle important dans la préservation des archives sédimentaires de l'événement K-Pg. Les résultats obtenus comblent une lacune significative dans la connaissance de cette limite en Algérie et ouvrent de nouvelles perspectives pour la compréhension des conditions de sédimentation lors de cette transition majeure de l'histoire de la Terre.

Mots clés : Limite K-Pg, Tébessa, Biostratigraphie, Sédimentologie, Iridium.

Abstract

This study investigates the Cretaceous-Paleogene (K-Pg) boundary deposits in the eastern Atlas Mountains of the Tébessa region (Algeria) through an integrated approach combining biostratigraphic, sedimentological, and geochemical analyses of two key sections: Djebel Dyr and Tarfaya.

At Djebel Dyr, the examination of the El Haria Formation has revealed, for the first time in Algeria, a continuous and complete section devoid of sedimentary hiatuses across this transition. It records the entirety of the planktonic foraminiferal biozones and preserves the five diagnostic markers of the K-Pg boundary: (1) the mass extinction of Maastrichtian taxa, with the exception of opportunistic species, (2) the appearance of the earliest Danian species, (3) a millimetric iron hydroxide (goethite) layer, (4) a positive iridium (Ir) anomaly reaching 0.11 wt.%, and (5) a sharp decrease in calcium carbonate content (CaCO_3), approaching 0%.

In contrast, biostratigraphic analyses of the Tarfaya section have revealed the presence of the uppermost Maastrichtian Biozone (*Plummerita hantkeninoides* Zone), suggesting sedimentary continuity during the latest Maastrichtian in the Djebel El Onk region. Although this section records the K-Pg boundary, evidenced by a ferruginous horizon enriched in iridium and a sharp decrease in CaCO_3 content, a sedimentary hiatus is identified in the basal Danian, as indicated by the absence of the two lowermost biozones.

Facies and microfacies analysis of the Djebel Dyr section indicates a depositional environment corresponding to an upper bathyal setting at the K-Pg transition, characterized by an open, deep, calm, and transgressive context. Conversely, the Tarfaya section corresponds to a shallow inner platform environment, generally connected to the open sea, and marked by transgressive and regressive episodes.

This study demonstrates that depositional environments played a significant role in the preservation of the sedimentary record of the K-Pg event. The results obtained fill a significant gap in the understanding of this boundary in Algeria and open new perspectives for comprehending the sedimentation conditions during this major transition in Earth's history.

Keywords: K-Pg boundary, Tébessa, Biostratigraphy, Sedimentology, Iridium.

ملخص

تتناول هذه الدراسة تحليلاً متكاملًا للترسبات الحدية بين العصرين الطباشيري والبالوجيني (حدود K-Pg) في الجزء الشرقي من سلسلة الأطلس الصحراوي بمنطقة تبسة (الجزائر)، بالاعتماد على منهجية تجمع بين التحاليل الحياتية الطبقيّة (البيوستراتيغرافية)، والدراسات الرسوبية، والتحليل الجيوكيميائية لمقطعين جيولوجيين رئيسيين، هما: جبل دير طرفاية. في مقطع جبل دير، أسفرت دراسة تشكيلة "الهريا"، ولأول مرة في الجزائر، عن وجود مقطع رسوبي متواصل وكامل، يخلو من الانقطاعات الرسوبية لحدود K-Pg. يسجل هذا المقطع جميع المناطق الحيوية للمنخربات الطافية، ويحافظ على المؤشرات التشخيصية الخمسة لهذه الحدود : (1) الإنقراض الجماعي لجميع المنخربات العوالق لعصر الماستريشيتيان، باستثناء الأنواع الانتهازية، (2) ظهور أولى الأنواع العائدة للعصر الثلاثي ، (3) وجود مستوى ميّمتري غني بهيدروكسيد الحديد (الجويثيت)، (4) شذوذ إيجابي واضح في تركيز الإيريديوم (بنسبة 0.11 جزء من الوزن)، (5) انخفاض حاد في مستوى كربونات الكالسيوم ($CaCO_3$) ليصل إلى قرابة 0 %.

في المقابل، كشفت التحاليل البيوستراتيغرافية لمقطع طرفاية عن وجود آخر منطقة حيوية من عصر الماستريشيتيان (*Plummerita hantkeninoides Zone*)، مما يشير إلى استمرارية رسوبية في الماستريشيتيان المتأخر في منطقة جبل العنق. وعلى الرغم من أن هذا المقطع يسجل حدّ الطباشيري-البالوجيني، بدليل وجود أفق حديدي مُشبع بالإيريديوم وانخفاض قيم كربونات الكالسيوم، فقد تم تحديد إنقطاع رسوبي في عصر الدانيا السفلي، بدليل غياب أول منطقتين حيويتين.

يشير تحليل السحن الرسوبية، والسحن المجهرية لمقطع جبل دير إلى بيئة ترسب تتوافق مع منطقة بحرية عميقة (*épibathyale*) عند الحدّ الفاصل، وتتميز بكونها في بيئة مفتوحة على البحر، وتتسم بطابع بحري تقدمي (*transgressif*). في المقابل، يُشير مقطع طرفاية إلى بيئة ترسب في السطح القارية الداخلية أقل عمقا، إذ كانت تتصل في الغالب بالبحر المفتوح، وتميزت بحلقات ومراحل بحرية تصاعدية وتراجعية.

تبرهن هذه الدراسة على أن البيانات الترسبية لعبت دورًا محوريًا في حفظ السجل الرسوبي لحدث حدود العصرين الطباشيري والبالوجيني، وتسد النتائج المحصلة فراغًا معرفيًا كبيرًا في دراسة هذه الحدود بالجزائر، وتفتح آفاقًا جديدة لفهم ظروف الترسب أثناء هذا التحول الرئيسي في تاريخ الأرض.

الكلمات المفتاحية: حدود الطباشيري-البالوجين (K-Pg)، تبسة، الطبقيّة الحيوية، علم الرواسب، الإيريديوم.

Remerciements

Au terme de ce travail, je voudrais exprimer mes remerciements et ma gratitude à toutes les personnes qui ont contribué, d'une manière ou d'une autre, à son achèvement et son bon déroulement.

*Je tiens à exprimer ma gratitude et ma reconnaissance à mon directeur de thèse, le professeur **Tlili Mohamed** (UBMA) d'avoir suivi ce travail, son expertise précieuse et son soutien constant qui ont largement contribué à mon développement académique ainsi qu'à la réalisation de cette thèse.*

*Mes remerciements les plus sincères s'adressent à Monsieur **Mohamed Ben Youssef**, professeur à la CERTE en Tunisie, qui a suivi l'élaboration de ce travail depuis le début. Il m'a fait bénéficier de son expérience et de ses remarques constructives. Qu'il en soit chaleureusement remercié.*

*Je remercie profondément Mme **Amri Ahlem**, Maître assistante à la CERTE en Tunisie de m'avoir fait bénéficier de son soutien scientifique. Elle m'a consacré beaucoup de son temps malgré ses obligations professionnelles et personnelles. Ses larges connaissances biostratigraphiques m'ont aidée à bien mener ce travail à terme.*

*Mes remerciements et ma gratitude vont au professeur **Chouabbi Abdelmadjid** (UBMA) de m'avoir honoré de présider ce jury.*

*Je suis honoré que le Professeur **Salmi-Laouar Sihem** (UBMA) fasse partie de ce jury et ait accepté d'examiner mon travail. Je lui dois un respect particulier pour ses qualités scientifiques et humaines. Qu'elle trouve ici mes vifs remerciements.*

*Mes remerciements les plus sincères s'adressent à Monsieur **Chellat Smaine** professeur à l'Université Frères Mentouri - Constantine 1 pour avoir accepté d'examiner ce travail et de faire partie de mon jury de thèse.*

*Je tiens également à remercier Monsieur **Ameur Zaimeche Ouafi**, Maître de conférence à l'Université Kasdi Merbah Ouargla, d'avoir accepté de juger ce travail et de faire partie de mon jury de thèse.*

*Je remercie également Mr **Allem Djaafar** de m'avoir porté assistance pour la réalisation de lames minces par les moyens matériels disponibles au laboratoire.*

*Je remercie chaleureusement l'ensemble des **professeurs, chercheurs et personnels administratifs** du **département de géologie** de l'Université Badji Mokhtar -Annaba- pour leur contribution à mon parcours académique. Cette thèse est le fruit de plusieurs années d'apprentissage, j'exprime toute ma reconnaissance pour la qualité de l'enseignement et l'accompagnement dont j'ai bénéficié tout au long de mes études de licence et de master.*

*Enfin, j'exprime toute ma reconnaissance à **ma famille** pour son soutien indéfectible et son amour inconditionnel tout au long de mon parcours académique. Chacun d'entre eux mérite ici une place particulière dans mes remerciements. Un mot tout spécial pour vous, **mes parents bien-aimés**, pour votre amour sans limite, vos encouragements permanents et votre confiance inébranlable : ce travail vous est aussi dédié.*

Table des matières

Résumé	
Remerciements	
Table des matières	
Liste des figures	
Liste des Tableaux	
Liste des planches	
Introduction	1

Chapitre I : Généralités

1. Définition du sujet	5
2. Matériels et Méthodologie du travail	5
2.1. Provenance du matériel étudié :	5
2.2. L'analyse micropaléontologique :	6
2.3. Les déterminations :	6
2.4. Les analyses géochimiques :	6
2.5. L'analyse minéralogique :	7
3. La transition Crétacé-Paléogène à travers le monde : Une exploration des sections clés.	7
3.1. La coupe d'El Kef « Global Stratotype Section and Point (GSSP) » :	8
3.2. Exploration des coupes auxiliaires de la transition Crétacé-Paléogène, Molina (2009) :	9
3.2.1. La coupe d'Aïn Settara (Tunisie) :	9
3.2.2. La coupe d'Ellès (Tunisie) :	9
3.2.3. La coupe Caravaca (Espagne) :	9
3.2.4. La coupe Zumaya (Espagne) :	10
3.2.5. La coupe de Bidart (France) :	10
3.2.6. La coupe El Mulato (Mexique) :	11
3.2.7. La coupe Bochil (Mexique) :	11
4. Synthèse des travaux antérieurs sur la limite Crétacé-Paléogène en Algérie	12
6. Les biozones :	16
6. L'échelle magnétostratigraphique	18
8. La paléogéographie :	18
9. La tectonique des plaques :	18
10. L'impact météorique :	19
10.1. Les arguments en faveur de l'impact météorique :	19

11.	Le volcanisme :	20
------------	------------------------------	-----------

Chapitre II : Litho-stratigraphie

1.	Contextualisation : Le Passage Crétacé-Paléogène dans la Recherche Académique 22	
2.	Cadre géographique des secteurs d'étude	22
3.	Contexte géologique de l'Atlas saharien oriental	24
4.	Aperçu de la litho-stratigraphie régionale (Trias au Quaternaire)	25
4.1.	Trias	25
4.2.	Jurassique	25
4.3.	Le Crétacé	26
4.3.1.	Le Crétacé inférieur	26
4.3.1.	Barrémien	26
4.3.1.	Aptien	26
4.3.1.	Albien	26
4.3.1.4.	Vraconien	27
4.3.2.	Le Crétacé supérieur	27
4.3.2.	Cénomaniens	27
4.3.2.2.	Turonien	28
4.3.2.	Coniacien	28
4.3.2.4.	Santonien	28
4.3.2.5.	Campanien	29
4.3.2.6.	Maastrichtien	29
4.4.	Paléocène	29
4.5.	Eocène	30
4.6.	Miocène	30
4.7.	Pliocène	30
4.8.	Quaternaire	30
5.	Contexte structurale régionale et évolution géodynamiques dans le bassin atlasique :	31
6.	L'évolution paléogéographique de la région de Tébessa	31
6.1.	Trias et Jurassique :	31
6.2.	Crétacé inférieur (Barrémien à Albien)	32
6.3.	Crétacé supérieur (Cénomaniens à Maastrichtien inférieur à moyen)	32
6.4.	La transition Crétacé-Tertiaire et Paléocène-Eocène	32
6.5.	Post-Lutétien et Miocène	33

7.	Le passage Mésozoïque-Cénozoïque dans le domaine atlasique :.....	33
8.	Le passage Mésozoïque-Cénozoïque dans l'atlas saharien oriental (Dans la région de Tébessa).....	34
8.1.	Le passage Maastrichtien-Danien à Djebel Dyr.....	34
8.1.1.	Description litho-stratigraphique de la coupe Dyr.....	35
8.2.	Le passage Maastrichtien-Danien à Djebel El Onk :	38
8.2.1.	Description litho-stratigraphique de la coupe Tarfaya	39
	Unité 1 : Argiles gypsifères basales.....	40
	Unité 2 : Marnes légèrement phosphatées	41
	Unité 3 : Argiles indurés et limite Crétacé-Paléogène (K-Pg).....	43
	Unité 4 : Banc de calcaire phosphaté à surface durcie	43
	Unité 5 : Faciès marneux danien supérieur	43
9.	Synthèse des Marqueurs Lithologiques à la Limite K-Pg : Comparaison entre les Djebels Dyr et El Onk (Tarfaya).....	44

Chapitre III : Biostratigraphie

1.	Focus sur le Passage Crétacé-Paléogène :.....	47
2.	Caractérisation de la limite Maastrichtien-Danien par les foraminifères Planctoniques :.....	48
3.	Approche historique des systèmes de nomenclature parallèle dans les biozonations du Maastrichtien par les foraminifères planctoniques :.....	49
4.	Approche historique des systèmes de nomenclature parallèle dans les biozonations du Danien par les foraminifères planctoniques.....	49
5.	Zonation des foraminifères planctoniques du Maastrichtien terminal.....	52
5.1.	Zone à <i>Plummerita hantkeninoides</i>	52
6.	Zonation des foraminifères planctoniques du Danien inférieur	53
6.1.	Zone à <i>Guembelitra cretacea</i> (Zone D1).....	53
6.2.	Zone à <i>Parvularugoglobigerina eugubina</i> (Zone D2)	54
6.3.	Zone à <i>Parasubbotina pseudobulloides</i> (Zone D3).....	55
6.3.1.	Sous-Zone à <i>Eoglobigerina trivialis</i> (Sous-Zone D3a)	57
7.	Les espèces index : distribution biostratigraphique et morphologie distinctive : .	58
7.1.	<i>Plummerita hantkeninoides</i> :	58
7.2.	<i>Guembelitra cretacea</i>	60
7.3.	<i>Parvularugoglobigerina eugubina</i>	60
7.4.	<i>Parasubbotina pseudobulloides</i>	62
8.	Répartition biostratigraphique des foraminifères planctoniques dans les secteurs étudiés dans la région de Tébessa :	64

8.1. Coupe Dyr	64
8.2. Coupe Tarfaya	74

Chapitre IV : Sédimentologie

1. Analyse pétrographique.....	86
1.1. Éléments figurés biologiques	86
1.1.1. Les foraminifères planctoniques	86
1.1.2. Les foraminifères benthiques	88
1.1.3. Les Ostracodes.....	88
1.1.4. Les Bivalves :.....	89
1.1.5. Les échinodermes	89
1.1.6. Les gastéropodes.....	90
1.1.7. Les bryozoaires.....	90
1.2. Les éléments figurés non biologiques	90
1.2.1. La pyrite	90
1.2.2. La glauconie	91
1.2.3. Phosphates.....	91
1.2.4. Matière organique	92
1.2.5. Dolomie.....	92
1.2.6. Gypse	92
2. Principaux facies et microfaciès	97
2.1. Marnes à foraminifères planctoniques.....	97
2.2. Calcaire phosphaté.....	97
2.3. Argiles noires à foraminifères planctoniques	98
2.4. Marno-calcaire à foraminifères planctoniques et ostracodes légèrement phosphatées	99
2.5. Marno-calcaires dolomitiques	100
3. Description et signification des discontinuités sédimentaires rencontrées	101
3.1. Les surfaces ferrugineuses.....	101
3.2. La surface durcie.....	103
3.3. Surface d'érosion.....	104
4. Conclusion.....	105

Chapitre V: Géochimie

1. Résultats analytiques de la teneur en carbonate de calcium (CaCO ₃)	107
1.1. La Coupe Dyr	107
1.2. La coupe Tarfaya	108

2.	Discussion des analyses du carbonate de calcium (CaCO₃)	111
3.	Variabilité stratigraphique et signatures géochimiques de la limite K-Pg à l'échelle globale : du proximal au distal.....	113
4.	Analyses MEB-EDS : résultats et interprétations	114
5.	Discussions des analyses MEB-EDS	118
6.	Réponse géochimique à la limite K-Pg	119
	Conclusions générales et perspectives	121
	Références bibliographiques	125

Liste des figures

Fig.1. Les 5 extinctions massives au cours du phanérozoïque sur Terre, Source du graphique : modifié depuis (https://ourworldindata.org/mass-extinctions).....	2
Fig.2. Localisation géographique des zones d'étude dans la région de Tébessa.....	23
Fig.3. les principales unités structurales de l'Est algérien (Herkat, 2007).....	24
Fig.4. Carte géologique simplifiée de la feuille Morsott n° 178 (modifiée, d'après J. L. Blès et J. J. Fleury. 1970).....	34
Fig.5. Carte schématique géologique de la région de Morsott, illustrant la position de la zone étudiée (d'après (J. L. Blès et J. J. Fleury. 1970), modifiée par (Brioua et al., 2025)).....	36
Fig.6. Vue panoramique sur la coupe de Djebel Dyr.....	37
Fig.7. Colonne litho-stratigraphique de la section Dyr.....	38
Fig.8. Carte schématique géologique de la région de Bir El Ater, illustrant la position de la zone étudiée (Tarfaya) ; (d'après EREM, S, Chabou-Mostefai), (modifiée).....	40
Fig.9. Vue panoramique sur la coupe de Djebel El Onk.....	41
Fig.10. Colonne litho-stratigraphique de Tarfaya.....	42
Fig.11. Résumé des âges numériques des époques/séries et des limites d'âge/étage du Crétacé supérieur (Maastrichtien) avec des zonations biostratigraphiques marines sélectionnées et les principales fluctuations du niveau de la mer (Gradstein et al., 2020).....	46
Fig.12. Chronostratigraphie du Paléocène, schémas de biozonation des microfossiles calcaires marins, et cycles transgressifs-régressifs. (Gradstein et al., 2020). (Note : La biostratigraphie des foraminifères planctoniques est basée sur Wade et al. (2011)).....	47
Fig.13. Distribution verticale des espèces index de foraminifères planctoniques dans la section de Dyr (Tébessa, NE- Algérie).....	55
Fig.14. Distribution vertical des espèces index de foraminifères planctoniques dans la section Tarfaya (Tébessa, NE- Algérie).....	57
Fig.15. <i>Plummerita hantkeninoides</i> , a1 : face spirale évoluée ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involuée.....	59
Fig.16. <i>Guembelitra cretacea</i> , a1 : vue de profil ; a2 : vue de profil ; a3 : vue latérale.....	60

Fig.17. <i>Parvularugoglobigerina eugubina</i> , a1 : face spirale évolutive ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involute.....	61
Fig.18. <i>Parasubbotina pseudobulloides</i> , a1 : face spirale évolutive ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involute.....	62
Fig.19. <i>Eoglobigerina trivialis</i> , a1 : face spirale évolutive ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involute.....	63
Fig.20. <i>Subbotina triloculinoides</i> , a1 : face spirale évolutive ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involute.....	64
Fig.21. Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques de la coupe Dyr.....	68
Fig.22. Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques de la coupe Tarfaya.....	77
Fig. 23. Surface ferrugineuse à la limite K-Pg (Coupe de Dyr).....	102
Fig. 24. Surfaces ferrugineuses de la limite K-Pg (Coupe de Tarfaya).....	102
Fig. 25. Concrétion ferrugineuse à la limite K-Pg de la coupe Tarfaya.....	103
Fig. 26. Surface durcie (Hardground) à éléments phosphatés (Echantillon TO, coupe de Tarfaya).....	104
Fig. 27. Données géochimiques en CaCO ₃ de la coupe de Dyr.....	107
Fig. 28. Données géochimiques en CaCO ₃ de la coupe Tarfaya.....	110
Fig. 29. Analyse MEB-EDS de deux zones sélectionnées de l'échantillon (D K/Pg Boundary). (a) Image MEB et spectre EDS de la zone 1 avec le tableau des pourcentages massiques/atomiques correspondant. (b) Image MEB de la zone 2 et (c) Cartographie élémentaire montrant la distribution de l'iridium (Ir) dans l'échantillon.....	115
Fig. 30. Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (D K/Pg Boundary) montrant la composition minéralogique.....	116
Fig. 31. Analyse MEB-EDS de la zone sélectionnée de l'échantillon D 0-4 S : (a) image MEB, (b) tableau des pourcentages massiques et atomiques des éléments détectés et (c) spectre EDS.....	117
Fig. 32. Analyse MEB-EDS de la zone sélectionnée de l'échantillon TG : (a) image MEB, (b) tableau des pourcentages massiques et atomiques des éléments détectés et (c) spectre EDS.....	118

Liste des tableaux

Tab.1. Comparaison de la biozonation proposée avec les zonations des foraminifères planctoniques la plus pertinente de l'intervalle Maastrichtien terminal-Danien basal (Brioua et al., 2025).....	51
---	----

Liste des planches

Pl.1. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Maastrichtien terminal de la coupe de Dyr.....	71
Pl.2. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Danien inférieur de la coupe de Dyr.....	73
Pl.3. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Maastrichtien supérieur de la coupe de Tarfaya.....	80
Pl.4. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Danien inférieur de la coupe de Trafaya.....	82
Pl.5. Marno-calcaire à foraminifères planctoniques et ostracodes légèrement phosphatées : FP. Foraminifère planctonique ; FB. Foraminifère benthique ; Dol. Dolomie ; Rad. Radiole d'échinide ; Ost. Ostracode ; Mo. Matières organiques ; Ph. Phosphate.....	93
Pl.6. Constituants typiques des phosphorites et dents de poissons : a. Dent de poisson (échantillon D 26 1-4 sus), b. Dent de poisson (échantillon TPm). ; c. Pellet (échantillon TB) ; d. Glauconie (échantillon D 26 1-4 sus) ; e. Coprolite (échantillon TPm).....	94
Pl.7. Éléments figurés biologiques et non biologiques : a. Ost : Ostracodes (échantillon T7); b. Rad : Radioles d'échinides (échantillon Tv) ; c. Os : Ossement des vertébrés (échantillon TO) ; Gas : Gastéropodes (échantillon TO) ; d. Bry : Bryozoaires (échantillon T2) ; e : Biv : Bivalves (échantillon TP) ; f. vue rapprochée de l'échantillon prélevé au niveau de la limite K-Pg (échantillon D K/Pg Boundary).....	95
Pl. 8. : Calcaire phosphaté : Gl : Glauconie ; Pel. Pellet ; Cop. Coprolite ; Dnt. Dent ; Pat. Patine phosphatée ; Lam. Lamellibranche.....	96

Introduction

L'évolution du monde vivant n'a pas été régulière au cours des temps géologiques. Au contraire, elle montre des épisodes de crises séparant des phases de radiations évolutives (Lethiers, F., 2021). Depuis plusieurs décennies, les découvertes paléontologiques et les avancées conceptuelles ont mis en lumière l'importance des causes extrinsèques dans l'évolution de la biosphère. Parmi ces facteurs figurent les impacts météoritiques, la géodynamique interne de la Terre, les variations climatiques et eustatiques, entre autres (Lethiers, F., 2021). Cinq crises biologiques majeures, ou extinctions de masse, marquent ainsi l'histoire de la vie sur Terre (Bond et Grasby, 2017). Ces événements, relativement brefs à l'échelle des temps géologiques, comptent parmi les plus dévastateurs de l'histoire de la vie sur Terre. Ils se caractérisent par la disparition d'au moins 75 % (Barnosky et al., 2011) des espèces animales et végétales disparaît pendant un temps bref du point de vue des durées géologiques, tant sur les continents que dans les océans. Pour être qualifié d'extinction de masse, un tel événement doit répondre à plusieurs critères spécifiques :

- Il faut toucher un grand nombre de taxon.
- Sur une répartition géographique mondiale.
- Durée relativement brève.

L'évolution de la biosphère terrestre est donc entrecoupée de crises biologiques, notamment cinq épisodes d'extinctions massives ont été répertoriés au cours des 500 derniers millions d'années (figure 1), elles sont aussi connues sous le nom de « Big Five » :

- La première crise biologique au passage de l'Ordovicien et du Silurien « 444 millions d'années »,
- La seconde crise biologique au Dévonien supérieur « 360 millions d'années »,
- La troisième crise biologique au Permo-Trias « 250 millions d'années ». Cette dernière extinction serait la plus grande que la Terre a connue où 90% des espèces ont disparu,
- La quatrième crise biologique est connue au Jurassique inférieur « 200 millions d'années »,
- La cinquième crise biologique est survenue à la fin du Crétacé « 66 millions d'années » et qui l'objective de ce présent travail.

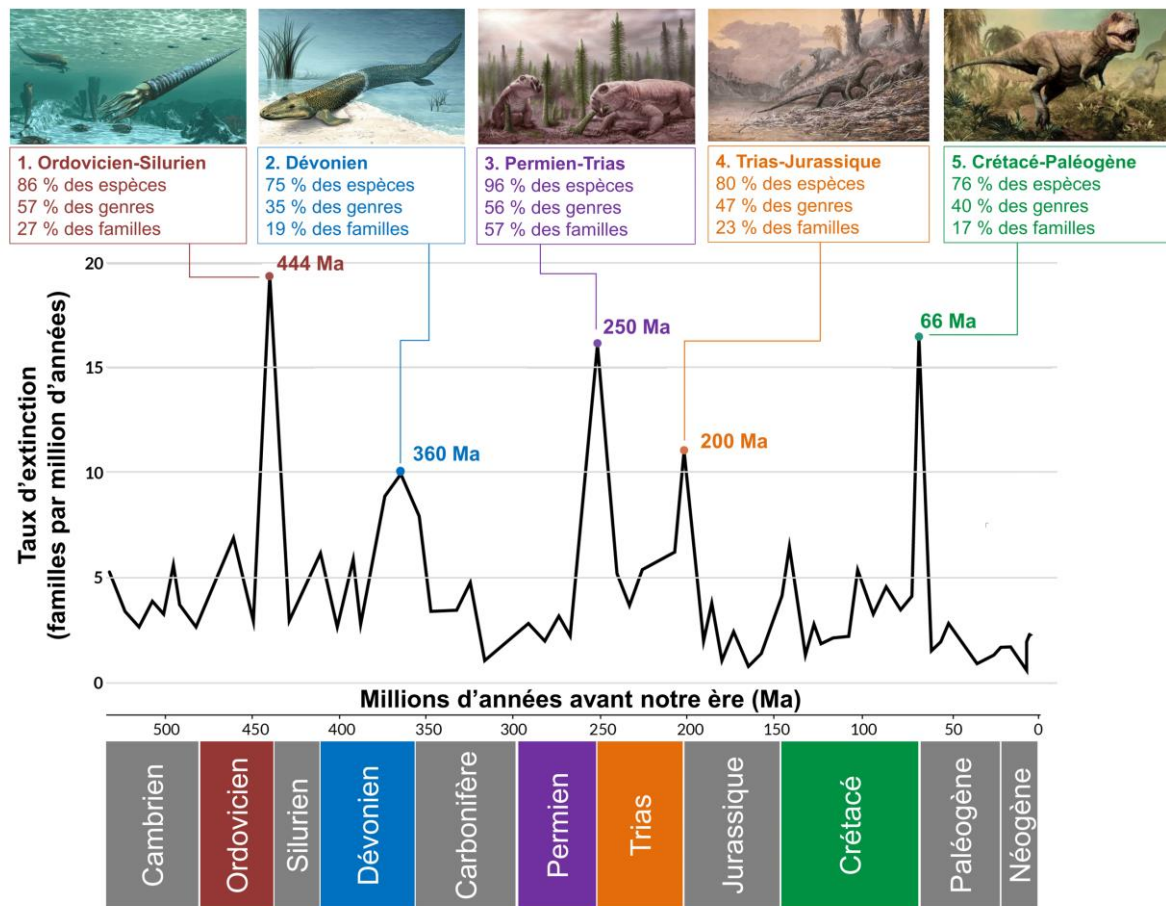


Figure. 1. Les 5 extinctions massives au cours du phanérozoïque sur Terre, Source du graphique : modifié depuis (<https://ourworldindata.org/mass-extinctions>).

Au Crétacé supérieure, la vie sur le globe est diversifiée car des conditions favorables règnent à sa surface, comprenant une transgression marine la plus étendue du phanérozoïque, il n'y a pas de grande glaciations aux pôles et le gradient thermique latitudinal est faible. A l'extrême fin du Crétacé, Cette belle ordonnance bascule en conséquence de l'événement de la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg), qui survient il y a 66,02 millions d'années (Clyde et al., 2016 ; Keller et al., 2017 ; Sprain et al., 2019), marque l'une des extinctions de masse les plus importantes de l'histoire de la Terre. Cet événement est le plus récent et le plus connu des cinq grandes extinctions de masse du Phanérozoïque, il a eu des répercussions mondiales sur la biodiversité, les écosystèmes et la géologie. Deux explications largement acceptées par les experts pour cet événement se concentrent souvent sur la relation avec l'impact météoritique (Schulte et al., 2010 ; Lowery et al., 2018 ; Hull et al., 2020 ; Senel et al., 2023) de 10 à 15 km de diamètre. Cette hypothèse est largement acceptée pour expliquer cette extinction qui est liée au cratère d'impact de Chicxulub, d'environ 180 kilomètres découvert dans la péninsule du Yucatan, au Mexique

(Hildebrand et al., 1991). Ainsi qu'au rôle de l'Activité volcanique, certains scientifiques suggèrent que les volumineux volcanisme de basalte lors de l'éruption volcanique du Deccan, dans le centre-ouest de l'Inde (Keller et al., 2011 ; Punekar et al., 2014 ; Renne et al. 2015 ; Schoene et al., 2015 ; Font et al., 2016 ; Sprain et al., 2019), ces éruptions ont également joué un rôle important dans l'extinction et libéré d'énormes quantités de gaz à effet de serre et de particules dans l'atmosphère. La crise Crétacé Tertiaire a provoqué l'extinction d'environ 75 % des taxons marins et terrestres. Les estimations chez les experts dans le domaine marin annoncent environ 76% d'extinctions chez les espèces, 45% chez les genres et 16% chez les familles. En outre, les perturbations environnementales comprennent notamment des changements climatiques rapides (Punekar et al., 2014 ; Vellekoop et al., 2015 ; Kaiho et al., 2016 ; MacLeod et al., 2018). Dans le domaine marin, la base de la chaîne alimentaire a été touchée par une crise de l'écosystème, qui a éradiqué 99 % des foraminifères planctoniques et provoqué des extinctions majeures de nannoplancton calcaire (Keller, 2001 ; Luciani, 2002), en conjonction avec l'acidification des océans (Alegret et al., 2015 ; Henehan et al., 2019 ; Patra et al., 2024). Cet événement a également entraîné l'extinction des reptiles marins et de nombreux groupes d'invertébrés, dont les ammonites (Sheehan et Fastovsky, 1992 ; Marshall et Ward, 1996). Concernant les écosystèmes terrestres, l'extinction des dinosaures non aviaires est l'exemple le plus célèbre d'extinction massive du K-Pg (Wilson, 2014).

La transition K-Pg se compose d'une fine couche de goethite rougeâtre à jaunâtre d'un à deux millimètres d'épaisseur et de quelques centimètres d'argile sombre, enrichie en éléments du groupe du platine, en sphérules d'éjecta, en quartz choqué et en spinelles riches en nickel (Schulte et al., 2010), cette couche est considérée comme une preuve clé de l'impact d'un astéroïde.

De nombreuses sections célèbres du K-Pg ont été étudiées dans le monde entier, dans des zones proximales et distales du cratère d'impact de Chicxulub, au Mexique, dans toutes les paléop profondeurs de dépôt et toutes les paléolatitudes à travers le monde. Nombre de ces sections sont situées autour du golfe du Mexique, à proximité du cratère d'impact de la météorite comme : Bochil et El Mulato au Mexique ; Beloc à Haïti ; la rivière Brazos à Texas ; El Caraibe au Guatemala ; la carrière Poty près de Récife au Brésil. De nombreux sondages dans les océans Atlantique et Pacifique ainsi que dans le golfe du Mexique et la Mer des Caraïbes ; L'île de Seymour en Antarctique ; en Europe occidentale où d'autres sections comme la coupe Bidart en France ; Zumaia en Espagne ; Nye Klov et Stevens Klint en Danemark. Dans la zone

occidentale du Téthys, à des latitudes basses et moyennes, où l'on trouve les sections stratigraphiques les plus continues de l'environnement pélagique (Gallala, 2013). Il s'agit notamment de la section d'El Kef (Tunisie), sélectionnée comme section et point stratotype mondial (GSSP) pour la limite K-Pg (Molina et al., 2006). Plusieurs autres sections sont désignées comme sections auxiliaires, notamment Aïn Settara et Ellès (Tunisie), Caravaca (Espagne) (Molina et al., 2009). Une autre section bien connue est celle de Gubbio (Italie) (Coccioni et Premoli Silva, 2015 ; Coccioni et al., 2016).

Néanmoins, la rareté des recherches en Algérie a empêché l'exploration d'autres sections complètes et a sédimentations continues K-Pg en domaine pélagique, en particulier la chaîne montagneuse de l'Atlas oriental, qui présente des faciès similaires à ceux de la Tunisie. La présente étude biostratigraphique, sédimentologie et géochimique a été proposée pour caractériser les séries Maastrichtiennes-Daniennes du domaine montagneux de l'Atlas Saharien oriental, précisément Djebel Dyr situé au Nord de la ville de Tébessa et Djebel el Onk au sud-ouest de la ville de Bir El Ater au sud de Tébessa (Algérie), dans le but de contribuer à la compréhension de l'événement K-Pg.

CHAPITRE I

Généralités

1. Définition du sujet

Le présent travail s'inscrit dans une démarche pluridisciplinaire visant à caractériser le passage Crétacé-Tertiaire (K/Pg) dans l'Atlas Saharien oriental, située dans la région de Tébessa au Nord-Est de l'Algérie. Cette étude repose sur un couplage des données biostratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques, permettant d'appréhender de manière intégrée les événements et les changements survenus lors de cette transition. Cette période charnière de l'histoire géologique de la Terre, marquée par une extinction massive d'espèces, en particulier les foraminifères planctoniques, présente un intérêt scientifique majeur pour comprendre les principaux bioévénements qui la caractérisent. Cet intérêt est soutenu par des arguments géochimiques et des études sédimentologiques, qui élucident les dynamiques environnementales et les processus ayant défini cette transition. Une attention particulière a été portée sur les sites prometteurs pour l'identification de la transition Crétacé-Tertiaire (K-Pg) est clairement exprimée. À cette fin, deux coupes géologiques ont été réalisées en détail, couvrant la succession stratigraphique des terrains encadrant cette limite. La première coupe, dénommée Dyr, est localisée au nord de la ville de Tébessa, tandis que la seconde, nommée Tarfaya, se situe au sud de la ville de Bir El Ater. Cette tentative permettra aussi d'établir d'éventuelle corrélation avec les contrées voisines.

Afin d'appréhender cette thématique, l'accent sera mis sur les points suivants :

- Caractériser la biostratigraphie de la limite Crétacé-Tertiaire à l'aide des foraminifères planctoniques, retracer l'évolution des espèces index et appliquer une zonation biostratigraphique à haute résolution à la transition Crétacé-Tertiaire (K-Pg).
- L'étude sédimentologique des facies tributaire d'une analyse séquentielle et des caractérisations calcimétriques permet de reconstituer les variations paléobathymétriques et l'évolution des paléoenvironnements au cours de l'intervalle stratigraphique concerné.
- L'étude géochimique, afin d'apporter un complément d'informations sur le passage Crétacé-Tertiaire.

2. Matériels et Méthodologie du travail

2.1. Provenance du matériel étudié :

Deux coupes sont levées au Nord et au Sud de la ville de Tébessa. Visant à fournir une caractérisation détaillée de la limite Crétacé-Tertiaire. Cette recherche s'est appuyée sur la distribution des foraminifères planctoniques, les changements lithologiques et l'analyse géochimique à travers les deux sections.

Nous avons effectués un échantillonnage serré afin d'augmenter la résolution des analyses biostratigraphiques, de préciser la limite Crétacé-Paléogène et de mettre en évidence les principaux bio-événements caractérisant cette limite. Pour cela, Plus d'une centaine d'échantillons de marnes, d'argiles, de calcaires et de phosphates ont été prélevés. Le pas d'échantillonnage était de l'ordre centimétrique près de la limite K-Pg, puis est devenu progressivement décimétrique à métrique de part et d'autre.

2.2. L'analyse micropaléontologique :

Chaque roche meuble a été désagrégée dans l'eau, puis lavée à travers une colonne de tamis (RETSCH Analysensieb), avec des mailles successives de 63 μm , 125 μm , 200 μm et 2 mm, sous l'eau courante. Quatre fractions ont été récupérées pour chaque échantillon. Suite aux lavages, les résidus récupérés séparément ont été séchés à l'étuve à une température de 50°C. L'étude des différentes espèces de foraminifères planctoniques a été réalisée suite à un balayage systématique des résidus provenant de tous les échantillons prélevés sous un microscope binoculaire ZEISS Stemi 2000-C. Ces taxons ont été photographiés à l'aide d'une machine Thermo Scientific Q 250 SEM, au laboratoire de l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP).

2.3. Les déterminations :

Pour l'identification des espèces (Foraminifères planctoniques) on s'est basé sur des ouvrages spécialisés. Parmi ceux-ci on cite les traités de Loeblich et Tappan (1964, 1988). L'Atlas des globotruncanidae du Crétacé supérieur de Robaszynski et al. (1984). L'ouvrage « Microbiostratigraphie de la Tunisie » de JOSEPH SALAJ. (1980). Celui de Nederbragt (1991). « Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera » de Olsson et al. (1999) ; et d'autres travaux ayant discuté la taxonomie et illustré les espèces que nous avons déterminées, notamment celui de (Arenillas et al., (2021).

2.4. Les analyses géochimiques :

Les analyses géochimiques ont été réalisées sur des échantillons prélevés au niveau des matériels rougeâtres (rouillée) définissant la limite K-Pg (Crétacé-Paléogène) et des argiles

noires sus-jacentes, en utilisant un microscope électronique à balayage couplé à une spectroscopie à dispersion d'énergie (MEB-EDS) avec la machine FEI QUANTA 250, à l'École des Mines d'Annaba (Algérie). Des analyses supplémentaires ont été effectuées à l'ETAP en Tunisie. L'analyse calcimétrique a été réalisée à l'aide du calcimètre de Bernard sur tous les échantillons prélevés tout au long des deux sections étudiées, au Laboratoire de Géoresources du Centre de Recherche et des Technologies des Eaux (CERTÉ) en Tunisie.

2.5. L'analyse minéralogique :

L'analyse par diffraction des rayons X (DRX) a été utilisée pour identifier la composition minéralogique de la couche de la limite K-Pg, et les sédiments sous et sus-jacentes et les échantillons de phosphates à l'aide d'un diffractomètre Rigaku Ultima IV X-RAY, au Centre de Recherche en Technologies Industrielles (CRTI) d'Annaba. Les conditions de mesure pour la DRX sont les suivantes : Axe de balayage : $2\theta/\theta$, Points de données : 8001, Plage de balayage : $[5^\circ - 100^\circ]$, Pas de balayage : 0,02, Vitesse de balayage : $5^\circ/\text{min}$ et Mode de balayage : Continu. Les données de diffraction ont été interprétées à l'aide du logiciel Highscore Plus et de la base de données COD 2021.

3. La transition Crétacé-Paléogène à travers le monde : Une exploration des sections clés.

Dans le monde, plusieurs coupes géologiques d'une importance scientifique géochimique, sédimentologique et biostratigraphique ont été identifiées pour leur capacité à fixer et à définir avec précision la limite K-Pg, souvent considérées comme des références globales, fournissent des preuves incontestables de l'impact météoritique survenu il y a environ 66 millions d'années. Parmi ces preuves figurent des indicateurs géochimiques et minéralogiques, tels que l'anomalie en iridium (Ir), ainsi que la présence de spinelles riches en nickel, qui témoignent des conditions extrêmes générées par l'impact. De plus, ces coupes enregistrent une extinction massive des micro et nanofossiles planctoniques, marquant une transition brutale dans les écosystèmes marins de l'époque.

Ces sections géologiques sont non seulement les plus continues et les plus étendues, mais aussi les plus représentatives de la sédimentation marine au passage du Crétacé au Paléogène. Parmi elles, la coupe d'El Kef (GSSP), en Tunisie. Cette localité offre une séquence sédimentaire exceptionnelle, préservant de manière détaillée les événements associés à cette transition. En complément, d'autres coupes auxiliaires, ont été proposées par Molina et son équipe de recherche en 2009. Ces sections sont classiques, très bien connues physiquement

accessibles, ont été étudiées de manière exhaustive et permettent une corrélation globale très détaillée.

3.1. La coupe d'El Kef « Global Stratotype Section and Point (GSSP) » :

La section d'El Kef est située à environ 5 km au sud-ouest de la ville d'El Kef, au nord-ouest de la Tunisie, dans la région d'Oued Mallègue (36°09'13.2''N, 8°38'54.8''E). En 1989, lors du 28e Congrès Géologique International tenu à Washington, elle a été officiellement désignée comme Global Stratotype Section and Point (GSSP) (Journel, 1989).

À cet endroit, les strates du Maastrichtien supérieur au Paléogène inférieur sont bien exposées et continues, offrant l'une des sections de la limite K-Pg les plus étendues et stratigraphiquement complètes au monde (Molina et al., 2006). La limite elle-même est incluse dans la formation El Haria, qui s'étend du Maastrichtien supérieur au Thanétien. Cette formation, d'une épaisseur de 700 m, est principalement composée de marnes grises et d'argiles intercalées avec des bancs épais de calcaires argileux (Zaghib-Turki et al., 2001). Durant le Maastrichtien supérieur-Paléogène inférieur, El Kef était situé sur la plate-forme continentale externe ou le talus supérieur (Alegret, 2003) de l'île de Kasserine - Sidi Bouzid, sur la marge sud de la mer Téthys. Les sédiments du Maastrichtien supérieur sont représentés par une série de marnes blanc-gris riches en foraminifères planctoniques (Keller, 1988a), avec un taux de sédimentation relativement élevé dans un environnement de plate-forme externe à bathyal supérieur durant le Maastrichtien terminal et le Danien inférieur (MacLeod et al., 2018).

La limite K-Pg à El Kef est définie par une couche ferrugineuse de couleur rouille, d'une épaisseur de 1 à 3 mm. Cette couche contient une anomalie en iridium et est composée d'hématite, de goethite, de pyrite et de moins de 1 % en poids de CaCO₃ (Robin et Rocchia, 1998 ; Molina et al., 2006). Au-dessus de la limite K-Pg se trouve une couche d'argile gris foncé de 50 cm d'épaisseur, contenant des matériaux liés à l'impact, notamment des spinelles riches en nickel (Robin et al., 1991) et des sphérules de sanidine et d'hématite, interprétées comme des microtectites altérées (Smit, 1982 ; Robin et al., 1991).

Le stratotype d'El Kef, ayant fait l'objet de dizaines de travaux publiés, constitue la coupe stratigraphique la plus étudiée et la plus largement citée dans les recherches relatives à la limite Crétacé-Paléogène (K/Pg) à ce jour. Son importance majeure à l'échelle internationale s'explique par le fait que cette coupe type réunit l'ensemble des critères lithologiques, micropaléontologiques, géochimiques et minéralogiques déterminants pour la caractérisation de la limite K-Pg.

3.2. Exploration des coupes auxiliaires de la transition Crétacé-Paléogène, Molina (2009) :

3.2.1. La coupe d'Aïn Settara (Tunisie) :

La section d'Aïn Settara est située dans le centre de la Tunisie, à 50 km au sud de la coupe géologique de référence d'El Kef, dans une zone comprise entre Kalaat Senan, Tajerouine et Kalaa Khasba. Ses coordonnées géographiques sont : latitude 35°80' N et longitude 9°50' E. À Aïn Settara, la couche d'argile de 55 cm marquant la transition K/Pg (Dark Boundary Clay) se trouve dans la partie médiane de la formation marneuse d'El Haria. Cette coupe a fait l'objet d'une étude multidisciplinaire approfondie par Dupuis et al. (2001), incluant des analyses micropaléontologiques (foraminifères planctoniques, kystes de dinoflagellés, nannofossiles calcaires), minéralogiques et géochimiques. Par ailleurs, Arz et Arenillas, dans leurs thèses de doctorat, ont décrit les assemblages de foraminifères planctoniques du Maastrichtien et du Danien de la section d'Aïn Settara, documentant un événement d'extinction massive catastrophique coïncidant avec la limite K-Pg.

3.2.2. La coupe d'Ellès (Tunisie) :

La section d'Elles est située à 75 km au sud-est de la ville d'El Kef, entre les villes de Siliana et Maktar, au sein de l'Atlas tunisien central. Elle traverse les points de coordonnées Lambert 426/295,7 et 426,5/294,1, situés sur la feuille de Maktar à l'échelle 1/50 000, et appartient au synclinal d'Ellès. Dans cette coupe, la limite K-Pg est caractérisée par une fine couche d'oxyde de fer de 2 à 3 mm d'épaisseur, surmontée d'un intervalle de 2 à 3 cm d'argiles, totalement dépourvu de traces de fossiles (Zaghib-Turki et al., 2000). Cette coupe a fait l'objet d'études approfondies portant sur divers aspects géologiques et paléontologiques, notamment les nannofossiles calcaires, les foraminifères, les kystes de dinoflagellés, les isotopes stables, la minéralogie des argiles, les variations du rapport Sr/Ca, l'expression des cyclicités orbitales, ainsi que des analyses cyclostratigraphiques et des assemblages de nannofossiles calcaires (Karoui-Yaacoub, 1999 ; Gardin, 2002 ; Adatte et al., 2002 ; Stüben et al., 2003 ; M'Hamdi et al., 2013 ; Thibault et al., 2015).

3.2.3. La coupe Caravaca (Espagne) :

La limite K-Pg dans la section de Caravaca (38°04'36.39"N, 1°52'41.45"O) se situe dans le Barranco del Gredero, à 4 km au sud-est de la ville de Caravaca de la Cruz (province de Murcia), dans le sud-est de l'Espagne. Le sommet du Maastrichtien dans la section de Caravaca est caractérisé par des marnes gris clair, passant progressivement à une couche transitionnelle verte de 3 mm d'épaisseur. La limite K-Pg y est marquée par une discontinuité nette, recouverte

par un intervalle d'argile gris noir de 7 à 10 cm d'épaisseur. À la base de cet intervalle se trouve une couche rouillée, appelée « couche d'éjecta » (2-3 mm d'épaisseur), qui contient des preuves de l'événement d'impact, notamment des sphérules de la limite K-Pg, de l'iridium, d'autres éléments du groupe du platine, ainsi que des anomalies en Ni, Co, Cr et Fe (Smit, 2005). L'intervalle de la limite K-Pg dans la section de Caravaca a fait l'objet d'études approfondies et multidisciplinaires, incluant des analyses micropaléontologiques, ichnologiques, minéralogiques et géochimiques à haute résolution (MacLeod & Keller, 1991 ; Widmark & Speijer, 1997a ; Smit, 2005 ; Gallala, 2013 ; Gilabert et al., 2021a ; Li et al., 2023 ; Rodríguez-Tovar, 2024).

3.2.4. La coupe Zumaya (Espagne) :

La section de Zumaya est située dans le nord de l'Espagne (province de Guipúzcoa, Pays basque), près du village de Zumaya, au niveau de la falaise de Punta Aitzgorri. Ses coordonnées géographiques sont 43°17'56" N, 2°16'04" O. La lithologie se compose de marnes violettes au Maastrichtien supérieur, d'argiles gris foncé à la limite K-Pg et de calcaires marneux rouges au Danien. La limite K-Pg coïncide avec une veine de calcite de 2 à 3 cm d'épaisseur de nature supergénétique, recouverte par 7 à 8 cm d'argiles gris foncé, suivis de 25 cm de marnes grises.

Cette coupe a fait l'objet de nombreuses études par des chercheurs tels qu'Apellaniz et al. (1997) et Arenillas et al. (1998), qui se sont concentrés sur les analyses biostratigraphiques des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires. Par ailleurs, des études minéralogiques et géochimiques détaillées ont été réalisées par Ortega Huertas et al. (1995).

3.2.5. La coupe de Bidart (France) :

L'une des transitions K-Pg les mieux préservées d'Europe, la section de Bidart qui affleure le long de la plage d'Erreteguia, à 2 km au nord de la ville de Bidart, et est accessible par la route nationale R.N.10 (43°26'N, 1°35'O). Elle est constituée de sédiments hémipélagiques à pélagiques déposés à des profondeurs bathyales moyennes à supérieures dans les Pyrénées, au cœur du bassin basco-cantabrique, dans le sud-ouest de la France. La limite K-Pg est identifiée sur le terrain par une couche "rouillée" de 2 mm à la base d'une couche d'argile de 8 à 15 cm d'épaisseur, contenant l'anomalie en iridium reconnue mondialement (Bonté et al., 1984 ; Apellaniz et al., 1997). La section de Bidart a été étudiée par de nombreux auteurs sous différents angles, tels que la biostratigraphie (par exemple, Bonté et al., 1984 ; Minoletti et al., 2004 ; Gallala, 2013), la sédimentologie (Peynernes., 1997), la géochimie (Font et al., 2022), l'analyse des isotopes stables (Thibault et al., 2018), et la magnétostratigraphie. Des études

biostratigraphiques détaillées à travers l'intervalle K/Pg (Apellaniz et al., 1997 ; Gallala. 2013 ; Punekar et al., 2016 ; Patra et al., 2024).

3.2.6. La coupe El Mulato (Mexique) :

La section d'El Mulato, située aux coordonnées géographiques N 24°54' et O 98°57', est localisée à environ 500 mètres au nord du village d'El Mulato, dans l'État de Tamaulipas, au nord-est du Mexique. L'Unité Clastique de la limite K-Pg (Crétacé/Tertiaire) présente une épaisseur d'environ 2 mètres contenant de nombreuses sphérules ainsi que des galets marneux et argileux issus de la Formation Méndez attribuée au Crétacé supérieur et des microsphérules. La section d'El Mulato a fait l'objet de nombreuses études multidisciplinaires menées par divers auteurs, couvrant des domaines variés tels que la biostratigraphie, la lithostratigraphie, la sédimentologie, la minéralogie, l'ichnologie et les analyses paléoenvironnementales. Parmi les contributions notables figurent les travaux de Smit et al. (1996), Adatte et al. (1996), Pospichal (1996), Keller (1996), Ekdale et Stinnesbeck (1998), ainsi que les recherches approfondies d'Alegret et al. (2001, 2002b).

3.2.7. La coupe Bochil (Mexique) :

La section de Bochil est située au kilomètre 11,7 sur la route menant au puits PEMEX Soyalo-1A, à environ 40 km au nord-est de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (coordonnées géographiques : 17°00.32'N, 92°55.38'W). La transition K-Pg est caractérisée par des lamines d'argile rouge et verte d'environ 1 cm d'épaisseur, contenant du matériel choqué selon Vega et al. (1993). Une anomalie en Ir a été détectée dans ces lamines d'argile Montanari et al. (1994). Au-dessus de l'anomalie en Ir, une succession de 10 cm d'épaisseur de calcaire micritique, d'argile et de craie contient des tests abondants de *Parvularugoglobigerina eugubina*, indicateurs du Danien inférieur. La section de Bochil a fait l'objet d'études approfondies et multidisciplinaires, incluant des analyses biostratigraphiques, sédimentologiques, minéralogiques, géochimiques, ainsi que des études paléoclimatiques et paléoenvironnementales (Vega et al., 1993 ; Smit et al., 1996 ; Smit, 1999 ; Grajales-Nishimura et al., 2000, 2003, 2009 ; Arenillas et al., 2002 ; Stüben et al., 2005 ; Snedden et al., 2024).

4. Synthèse des travaux antérieurs sur la limite Crétacé-Paléogène en Algérie

Les recherches portant sur la transition Crétacé-Paléogène (K-Pg) en Algérie en sont encore à leurs débuts. Il est crucial de mettre en évidence le déficit de données disponibles pour cet intervalle stratigraphique, ainsi que l'absence d'études systématiques approfondies consacrées à cette période charnière. Cette lacune scientifique a pour conséquence que de vastes

régions du territoire algérien restent, à ce jour, largement inexplorées. Voici une synthèse des travaux antérieurs sur la limite Crétacé-Paléogène en Algérie :

Dans la région sud-ouest de la Téthys, au nord de l'Algérie, quatre sections correspondant à la transition Crétacé-Paléogène (K/Pg) ont été identifiées, échantillonnées et analysées dans le Tell méridional par Metsana-Oussaid (2021). Parmi ces sections, celles de Djebel Zakhamoune, Sidi Ziane et Rebaïa ont été prélevées dans le domaine du Titteri (région de Médéa), tandis que la section de Bougaa a été décrite au sein de la nappe de Djemila, appartenant au domaine des Babors occidentaux. Cette recherche s'appuie principalement sur l'étude des assemblages de foraminifères planctoniques à la limite K-Pg. Dans la nappe de Djemila (Bougaa, Sétif), la section de Bougaa présente une sédimentation continue et permet d'identifier l'ensemble des biozones, malgré l'absence de contrastes lithologiques marqués ! La transition entre le Maastrichtien terminal et le Danien basal s'effectue au sein d'argiles marneuses sombres !. Il est à noter que les argiles marneuses noires du Danien inférieur n'ont pu être distinguées de celles du Maastrichtien sur la base de critères lithologiques !.

Les analyses biostratigraphiques menées ont mis en évidence la présence de la dernière sous-zone à *Plummerita hantkeninoides* ou à la zone CF1 du Maastrichtien terminal dans les quatre sections étudiées. Toutefois, un hiatus sédimentaire a été identifié au niveau du Danien basal dans les trois sections de la région de Médéa, se traduisant par l'absence des premières biozones caractéristiques de cette période.

Djoulah et al. (2022) ont étudié la sépiolite au passage Crétacé-Paléogène dans la région de Dyr (NE Tébessa) comme baromètre du paléo-CO₂ et un outil de reconstitution paléogéographique. Ils ont mis en évidence deux types de sépiolite aux conditions de formation opposées : une forme liée à un réchauffement climatique, et une forme associée à un refroidissement post-impact.

Les recherches menées par Matsa (2023) dans sa thèse de doctorat sur la limite Crétacé-Tertiaire ont permis de recentrer et d'approfondir les investigations scientifiques dans trois zones géographiques spécifiques. Parmi celles-ci, deux sont situées dans le domaine atlasique (El Kantara et El Kohol), tandis que la troisième se trouve dans le domaine de la plateforme saharienne, plus précisément dans la partie orientale du Plateau du Tademaït. Les séquences sédimentaires étudiées révèlent des environnements de dépôt qui ont joué un rôle crucial dans la préservation des structures et des minéraux associés à la transition K/Pg. Les sections sédimentaires les mieux conservées sont principalement observées dans des contextes

aquatiques marins ou mixtes, comme dans le cas du Plateau du Tademaït et d'El Kantara. En revanche, dans le domaine continental, notamment à El Kohol, les fossiles et les indicateurs géologiques liés à la limite K-Pg sont extrêmement rares, voire totalement absents.

Dans l'Aurès occidental, des découvertes paléontologiques significatives ont été récemment mises en évidence au sein de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, comme le rapporte Matsa (2023). Parmi les fossiles identifiés figurent des foraminifères benthiques, des charophytes, des ostracodes ainsi que des fragments de coquilles d'œufs de dinosaures. La présence de charophytes, notamment du genre *Laffitteina*, ainsi que d'oortaxons, suggère un âge Maastrichtien terminal pour la partie inférieure de cette formation. La partie supérieure, quant à elle, se distingue par un niveau sombre argileux azoïque enrichi en gypse, contenant des microtectites !, de la magnétite et des débris d'oxyde de fer, éléments interprétés comme des marqueurs d'un impact météoritique majeur !. Par ailleurs, à El Kohol, une séquence sédimentaire composée d'une alternance argilo-calcaire rouge a été identifiée. Ce membre calcaro-détritique basal renferme des *Laffitteinas* et des microtectites !, indiquant un âge situé à la transition entre le Crétacé terminal et le Paléocène basal. Enfin, dans le Tademaït oriental, deux événements de haute énergie, interprétés comme des tsunamis associés à des séismes sous-marins, ont été enregistrés. La découverte de quartz choqué au sein des dépôts de tsunamites suggère que ces séismes pourraient être liés à des impacts météoritiques, selon les travaux de Matsa (2023). En perspective, Matsa et al. (2022) recommandons la réalisation d'analyses géochimiques afin de chercher des marqueurs cosmiques, tels que l'anomalie en iridium et les spinelles nickélifères, au sein de certaines coupes étudiées. Ces investigations permettraient d'apporter des précisions et d'éclaircir les conditions et les processus associés à la limite Crétacé-Paléogène.

Notre travail consiste à étudier la limite Crétacé-Paléogène (KPB) dans l'Atlas saharien oriental, plus précisément au niveau du massif de Dyr (Tébessa, Nord-Est de l'Algérie). Cette étude s'appuie sur des preuves biostratigraphiques et géochimiques. Des investigations détaillées de la formation d'El Haria, principalement composée d'argiles et de marnes, ont permis d'identifier cinq critères marqueurs de la K/ PB. Ces critères incluent : (1) l'extinction massive de tous les foraminifères planctoniques du Maastrichtien, à l'exception de *Guembelitra cretacea* ; (2) l'évolution des premières espèces tertiaires ; (3) la présence d'une couche d'hydroxyde de fer (goethite) à la KPB ; (4) une anomalie en teneur d'iridium (Ir) ; et (5) une diminution abrupte des teneurs en CaCO₃, atteignant environ 0 %. Grâce à un échantillonnage à haute résolution et à l'évolution des espèces index à travers cet intervalle stratigraphique.

Toutes les biozones de foraminifères planctoniques ont été identifiées. Celles-ci comprennent : la Zone à *Plummerita hantkeninoides*, correspondant au Maastrichtien terminal ; la Zone à *Guembelitra cretacea* ; la Zone à *Parvularugoglobigerina eugubina* ; et la Zone à *Parasubbotina pseudobulloides*. Cette dernière est subdivisée en deux sous-zones : *Eoglobigerina trivialis* et *Subbotina triloculinoïdes*, qui caractérisent le Danien basal. Par ailleurs, l'apparition de neuf nouvelles espèces de foraminifères planctoniques au cours du Danien inférieur a été documentée. Sur la base de ces éléments, la section de Dyr est considérée comme la première section algérienne type la plus complète, montrant clairement des affinités avec la limite Crétacé-Paléogène (KPB) dans un domaine pélagique de la Téthys.

5. Généralités géologiques :

Sur le terrain la reconnaissance précise de la limite Crétacé-Tertiaire s'avère capitale afin de décrypter l'évolution des organismes et les événements géologiques au passage de l'ère Mésozoïque à l'ère Cénozoïque. Cet événement attire de nombreux chercheurs, avec des milliers d'ouvrages publiés sur le sujet jusqu'à nos jours. Cet événement a été identifié sur la base de ses caractéristiques lithologiques, des analyses géochimiques effectuées en laboratoire et de son contenu fossilifère. Selon Keller et al (2017), l'évènement K-Pg. en domaine marin, est caractérisé par généralement les cinq critères suivants :

(1) Une extinction massive des foraminifères planctoniques : Avant l'extinction, les assemblages de foraminifères planctoniques dans le domaine marin étaient diversifiés et abondants dans les océans du Crétacé. Ces assemblages ont été gravement affectés par les changements environnementaux majeurs, dont (1) l'impact d'un astéroïde à Chicxulub, cela a entraîné un "hiver d'impact", avec une réduction drastique de la lumière solaire et une chute des températures, perturbant la photosynthèse et la chaîne alimentaire marine. (2) une activité volcanique intense en Inde : L'augmentation du CO₂ atmosphérique, due à l'impact et aux éruptions volcaniques, a conduit à une acidification des océans. Les foraminifères planctoniques, dont les coquilles sont composées de carbonate de calcium, sont particulièrement sensibles à ces changements de pH. Cependant, environ 99% des espèces de foraminifères planctoniques ont disparu lors de l'extinction K-Pg (Keller, 2001 ; Luciani, 2002).

(2) Evolution des premières espèces du Danien : L'évolution de nouvelles espèces commence par les espèces de *Guembelitra cretacea* immédiatement après l'extinction massive catastrophique avec de très petites espèces mesurant environ 63 µm et d'autres espèces de morphologies trochospirales comme *Parvularugoglobigerina eugubina* et *Parvularugoglobigerina longiapertura*. L'opportuniste de la catastrophe *Guembelitra*

cretacea est le seul espèce de foraminifères planctonique qui a survécu à l'extinction (Arenilas et al., 2022) et s'est rapidement diversifié au début du Danien, cette espèce avait un potentiel de survie élevé. La faible diversité de l'assemblage au-dessus de la limite Crétacé-Paléogène indique une période de crise prolongée. Le rétablissement de l'écosystème commence par une prolifération des taxons tertiaires.

(3) Lit d'argile et un mince niveau rouge : un lit d'argile souvent de couleur noirâtre, fine de quelques centimètres d'épaisseur surmonte un mince niveau généralement rougeâtre à jaunâtre de quelques millimètres (2 à 5 millimètres). L'ensemble est d'une importance capitale pour comprendre l'extinction massive survenue il y a environ 66 millions d'années et présente dans de nombreux sites à travers le monde et contient des indices clés sur les événements catastrophiques qui ont marqué cette transition. Ce niveau fournit des preuves tangibles de l'impact d'un astéroïde et montre une concentration anormalement élevée en iridium (un élément rare sur la planète Terre mais abondant dans les météorites et les astéroïdes), de 20 à 160 fois par rapport aux couches sous et sus-jacentes déposées au fond des mers durant la transition K-Pg. Cette anomalie en iridium a été détectée pour la première fois à Gubbio (Italie) par Luis et Walter Alvarez en 1980. Le niveau rouge contient des concentrations élevées d'autres éléments traces, comme le nickel, le cobalt le chrome et l'osmium.... Les rapports isotopiques de certains éléments (comme l'osmium) diffèrent de ceux des roches terrestres, confirmant une origine extraterrestre, qui contient également des cristaux de spinelles nickélifères, microtectites (Sphérules) et de quartz choqué.

(4) anomalie d'iridium (Ir) : L'anomalie en iridium (Ir) à la transition Crétacé-Tertiaire (limite K-Pg) est l'une des découvertes les plus marquantes en géologie et en paléontologie. Elle a joué un rôle central dans l'élaboration de la théorie de l'impact d'un astéroïde comme cause de l'extinction massive il y a environ 66 millions d'années. Il a été identifiée pour la première fois en 1980 par le physicien Luis Alvarez, son fils le géologue Walter Alvarez, et leurs collaborateurs, dans une couche d'argile à Gubbio (Italie). En revanche, l'iridium est relativement abondant dans les météorites et les astéroïdes, où il est présent à des concentrations similaires à celles observées dans la couche K-Pg, l'impact aurait vaporisé une grande quantité de matériaux, dont l'iridium, qui se serait dispersé dans l'atmosphère avant de retomber à la surface de la Terre, souvent associée à d'autres indicateurs d'impact, comme les sphérules (billes de verre) et les quartz choqués. Donc, L'anomalie en iridium à la transition Crétacé-Tertiaire est une preuve géochimique incontestable de l'impact d'un astéroïde et de ses conséquences dévastatrices.

(5) Chute négative du $\delta^{13}\text{C}$: Les variations isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ à la transition Crétacé-Tertiaire fournissent des preuves claires des perturbations environnementales, associées à l'extinction massive. Elles illustrent l'effondrement de la productivité biologique et les interactions complexes entre les processus géologiques et biologiques. Avant la limite K-Pg : Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont relativement stables, reflétant un cycle du carbone équilibré et une productivité biologique élevée. À la limite K-Pg : Une chute brutale du $\delta^{13}\text{C}$ est observée dans les sédiments marins et terrestres. Ce changement est interprété comme une réduction de la productivité phytoplanctonique (confirme un effondrement massif de la productivité primaire) en particulier dans les océans. Cet effondrement a perturbé les chaînes alimentaires, entraînant l'extinction de nombreux organismes marins (foraminifères planctoniques, ammonites) et terrestres (dinosaures). Après la limite K-Pg : Une reprise progressive du $\delta^{13}\text{C}$ est observée, indiquant une restauration de la productivité biologique.

6. Les biozones :

Les biozones à microfossiles notamment **les foraminifères planctoniques, les kystes de dinoflagellés, les nannofossiles calcaires et Les radiolaires**, servent à définir la limite Crétacé-Tertiaires :

- ❖ L'étude des **foraminifères planctoniques** présente un intérêt scientifique majeur en raison de leur abondance et de leur potentiel à retracer l'évolution des espèces par la biostratigraphie à haute résolution. Dans le cadre de la biozonation des foraminifères planctoniques, le Maastrichtien terminal est défini par la zone à *Plummerita hantkeninoides* (Ion et Szasz, 1994 ; Keller, 1993 ; Li et Keller, 1998 ; Coccioni et Premoli-Silva, 2015 ; Gale et al., 2020 ; Bazeen et al., 2021 ; Farouk et al., 2023 ; Patra et al., 2024 ; Brioua et al., 2025). Cette biozone joue un rôle crucial dans les régions des latitudes tropicales et subtropicales, où elle sert de marqueur stratigraphique essentiel pour caractériser le Maastrichtien terminal. Le Danien débute par la Zone basale à *Guembelitra cretacea* (Keller, 1993 ; Arenillas et al., 2004 ; Berggren and Pearson, 2005 ; Wade et al., 2011 ; Speijer et al., 2020 ; Arenillas et al., 2021 et Brioua et al., 2025), suivie par la Zone *Parvularugoglobigerina eugubina* (Keller, 1993 ; Keller et al., 1995 ; Arenillas et al., 2004 ; Berggren and Pearson, 2005 ; Wade et al., 2011 ; Speijer et al., 2020 et Brioua et al., 2025).
- ❖ **Kystes de dinoflagellés** : Les applications des kystes de dinoflagellés fossiles dans la biostratigraphie et la paléoécologie globales du Paléogène ont été examinées en détail

dans plusieurs articles, notamment ceux de Powell (1992), Williams et al. (2004), et Fensome et Williams (2004). Cependant, la limite K-Pg est définie par la dernière occurrence des espèces caractéristiques du Maastrichtien terminal, notamment *Dinogymnium acuminatum*, *Pterodinium cretaceum* et *Dinogymnium cretaceum*. La base du Danien est quant à elle marquée par l'apparition de plusieurs espèces des Kystes de dinoflagellés, dont *Damassadinium californicum* (espèce index de la Zone à *Damassadinium californicum*), *Carpatella cornuta* et *Senoniasphaera inornata* (M'hamdi et al., 2015). Ces marqueurs biostratigraphiques jouent un rôle clé dans la caractérisation de cette transition géologique.

- ❖ **Nannoplanctons calcaires** : les schémas les plus largement utilisés dans les études stratigraphiques des basses à moyennes latitudes étaient la zonation NP de Martini (1971) et la zonation CP d'Okada et Bukry (1980). La zonation de Martini reposait principalement sur des séquences terrestres provenant de zones tempérées, tandis que la zonation d'Okada et Bukry résultait d'analyses d'enregistrements océaniques des basses latitudes. À la suite de la crise biotique à la limite K-Pg, les nannoplanctons calcaires ont connu une importante diversification au cours du Paléocène inférieur à moyen, donnant naissance à plusieurs lignées de taxons marqueurs biostratigraphiques par exemple : *Biantholithus sparsus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Coccolithus pelagicus*, *Chiasmolithus danicus*, *Fasciculithus*, *F. ulii*, *Discoaster multiradiatus*.
- ❖ **Les radiolaires** : Riedel (1957) a été le premier à reconnaître le potentiel des radiolaires pour la biostratigraphie. Ses travaux, fondés sur l'analyse de carottes de sédiments marins profonds, ont permis d'établir une zonation cénozoïque pour les régions de basses latitudes. Par la suite, des schémas de zonation alternatifs, couvrant différentes parties du Paléogène, ont été développés pour les régions de hautes latitudes (Funakawa et Nishi, 2005 ; Hollis, 2002). L'apparition de *Lithomelissa hoplites* marque la dernière Biozone RK9 du Crétacé terminal. En revanche, l'apparition de *Amphisphaera aotea* coïncide avec la limite Crétacé-Tertiaire, à la base de la biozone RP1, suivie de la biozone *Amphisphaera kina* (RP2) du Danien.

6. L'échelle magnétostratigraphique

La combinaison des $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et des âges astronomiques sur la section classique de Zumaia, Kuiper et al. (2008) ont proposé un âge de ~ 65,95 millions d'années (Ma) pour la limite Crétacé-Paléogène, tandis que Westerhold et al. (2008) ont corrélié la position du GSSP (Global Stratotype Section and Point) exactement au milieu de la Chron magnétique C29r. La calibration astronomique de l'âge par Dinarès-Turell et al. (2014) date désormais cette limite à 66,00 Ma. La durée astronomiquement calibrée du Danien selon le modèle d'âge de Dinarès-Turell et al. (2014) est (66,00-61,66 Ma). Le niveau argileux de la limite K-Pg représente une fraction minime dans la partie inférieure de l'inversion magnétique C29r, dont la durée est estimée à environ 400 000 ans. Cela implique que les événements enregistrés dans ce niveau argileux se sont déroulés sur une échelle de temps extrêmement courte.

8. La paléogéographie :

La fin du Crétacé est marquée par la poursuite de l'ouverture de l'océan Atlantique. Le domaine caraïbe se trouve ainsi séparé du domaine méditerranéen par un espace océanique d'environ 5 000 km. On note également une transgression marine majeure, qui affecte l'Amérique du Nord, les nombreuses plates-formes de la Téthys au sud de l'Eurasie et au nord de l'Afrique, elle-même est traversée par un bras de mer qui relie épisodiquement la Téthys à l'Atlantique Sud.

9. La tectonique des plaques :

En lien avec l'expansion des océans au Crétacé terminal, la tectonique mondiale était particulièrement active. Une compression intense affectait l'espace téthysien, engendrant la formation de nouvelles orogènes. Des zones de subduction bordaient les marges sud de l'Eurasie, accompagnées de nombreux arcs volcaniques, tandis que des zones d'obduction mettaient en place des ophiolites sur la plate-forme arabe (Oman, Syrie, etc.).

L'histoire du Crétacé supérieur au Paléogène inférieur de la plaque continentale de l'Asie du Sud-Est marque la période précédant la collision de l'Inde avec l'Asie. Durant cette période, l'Asie du Sud-Est, s'étendant de la Téthys à l'ouest jusqu'au Paléo-Pacifique à l'est, se trouvait dans la plaque supérieure des zones de subduction. Le Deccan, situé dans le nord-ouest de la péninsule indienne, constitue un exemple majeur d'une province de basaltes de plateau continental associée à un rift (Mahoney, 1988). Son activité volcanique s'étend de part et d'autre de la limite Crétacé-Tertiaire (K-T), avec l'émission des principales unités de coulées

basaltique entre le Maastrichtien supérieur et le Danien inférieur environ 67-64 Ma ; chrons 30N-29N (Chenet et al., 2007).

Parallèlement, la tectonique de la plaque caraïbe était particulièrement intense, s'accompagnant d'un volcanisme andésitique à dacitique très important.

10. L'impact météorique :

Malgré plusieurs propagateurs, parfois influents, la recherche sur les impacts de météorites a longtemps été reléguée à un statut périphérique jusqu'aux années 1980. Depuis lors, une recherche intense s'est concentrée sur les paires impact-extinction, motivée par l'acceptation rapide de l'hypothèse d'Alvarez, selon laquelle un impact catastrophique a marqué la fin de l'ère mésozoïque et aurait causé des effets dévastateurs sur la biosphère. Aujourd'hui, les enregistrements biotiques, sédimentologiques et géochimiques de la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg) sont connus en détail à l'échelle mondiale (Schulte et al., 2010) formant une base solide pour la théorie du catastrophisme d'impact initiée par Alvarez.

10.1. Les arguments en faveur de l'impact météorique :

En 1991, Hildebrand et ses collègues ont publié le premier article évalué par des pairs affirmant qu'il existait une structure circulaire sous le nord du Yucatán (Mexique), correspondant à un **cratère d'impact** d'environ 180 km de diamètre. Cette découverte a stimulé des investigations supplémentaires pour caractériser la stratigraphie, la structure et la morphologie enfouie, où les estimations du diamètre variaient entre 180 et 300 km, en raison des définitions variables de la taille des bassins d'impact (Hildebrand et al., 1991 ; Urrutia-Fucugauchi et al., 1996). En 1996, une expérience sismique terrestre et offshore a permis d'imager le cratère en mer à l'aide de données de réflexion sismique et de générer des profils 2D de la structure. Les résultats clés ont démontré que la structure d'impact de Chicxulub était enfouie sous 600 à 1000 mètres de carbonates cénozoïques, qu'elle présentait un anneau central préservé (une caractéristique typique des grands cratères d'impact), et que le regroupement de failles et de blocs affaissés vers l'anneau central, entourant le cœur de la structure.

Une anomalie positive de la teneur en **iridium** : À la base de la couche argileuse de la limite K/Pg, une anomalie en iridium a été découverte pour la première fois par Alvarez et al. (1980) à Gubbio, en Italie. Cette anomalie, dont la teneur est 30 fois supérieure à la valeur moyenne habituelle des sédiments terrestres, résulte de la pulvérisation d'une météorite. Les poussières issues de cet impact, enrichies en éléments du groupe du platine (PGE) tels que l'iridium,

l'osmium et le platine, ont enveloppé la Terre avant de se déposer progressivement. De plus, les analyses élémentaires ont révélé des anomalies en Ni, Zn, Cr, V, Zr, Pb, Th, Nb, Ce et La dans la couche d'impact. Selon Li et al. (2023), ces anomalies représentent environ 150 à 200 % des valeurs mesurées dans les échantillons prélevés en dessous de la couche limite.

Les **spinelles nickélifères** : sont de très petits cristaux de 10 à 100 micromètres d'oxydes métalliques du groupe des spinelles qui se trouvent à la limite Crétacé-Tertiaire. Elles se forment à partir de la croûte de fusion de celles-ci, réagissant avec l'atmosphère à haute température et à forte pression d'oxygène.

Le **quartz choqué** : en lame mince présentant des défauts sous la forme de fines lamelles orientées parallèlement à des plans cristallographiques spécifiques. Ces déformations, caractéristiques d'un métamorphisme de choc d'une intensité extrême, sont exclusivement identifiées dans des contextes de sites d'impact météoritiques. Elles constituent par ailleurs une composante des éjectas provenant d'une croûte continentale siliceuse affectée par un tel impact.

Des **sphérules** ou **microtectites** : se présentent sous forme de verre de l'ordre du millimètre. Ces sphérules sont interprétées comme des gouttes de roches fondues lors de l'impact.

11. Le volcanisme :

Les grandes éruptions volcaniques ont un impact significatif sur la biosphère. Elles réduisent la luminosité et provoquent un refroidissement global, suivis par un effet de serre dû au CO₂, une acidification des eaux et des pluies acides. Des preuves précises soutiennent l'idée que ce mécanisme a joué un rôle à la limite Crétacé-Tertiaire, notamment avec un épanchement volcanique massif : les trapps du Deccan en Inde.

Le soutien pour l'hypothèse du Deccan inclut des preuves géochronologiques indiquant qu'une grande partie des trapps du Deccan s'est éruptée autour de la frontière Crétacé-Paléogène (KPB) sur une période d'environ 1 million d'années (Ma), principalement durant le chron C29r (Renne et al., 2015 ; Chenet et al., 2009). De plus, le volcanisme du Deccan coïncide approximativement avec les archives des changements climatiques du Crétacé supérieur. Il correspond également à des signes de stress écologique observés dans certaines faunes terrestres et marines (Tobin et al., 2014 ; Barnet et al., 2017).

Les tentatives récentes visant à établir l'histoire éruptive de la province magmatique des Trapps du Deccan ont utilisé à la fois la géochronologie U-Pb (Schoene et al., 2019) et la

géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Sprain et al., 2019). Ces deux études rapportent des datations d'une grande précision, et s'accordent à dire que la phase principale des éruptions a commencé près de la limite K-Pg.

CHAPITRE II

Litho-stratigraphie

1. Contextualisation : Le Passage Crétacé-Paléogène dans la Recherche Académique

À l'échelle planétaire, la transition K-Pg est définie par un ensemble de marqueurs lithologiques, paléontologiques et géochimiques distincts, largement attribués à un impact bolide majeur, potentiellement aggravé par une activité volcanique intense. Ces marqueurs incluent notamment une anomalie en iridium, la présence généralisée de sphérules d'impact, et une transformation drastique des assemblages fauniques.

La compréhension des expressions régionales de cet événement global est d'une importance capitale. Les études menées sur des sites spécifiques, en particulier dans les zones présentant des enregistrements sédimentaires continus tel que les sections d'El Kef, Ellès, Ain Settara, Caravaca, Dyr... , fournissent des informations précieuses sur les impacts locaux de l'événement et les trajectoires de récupération subséquentes des écosystèmes. Bien que l'événement K-Pg soit un phénomène planétaire, son expression peut varier considérablement d'une région à l'autre. Les marqueurs lithologiques et géochimiques spécifiques, tels que la couche de goethite, l'anomalie en iridium, la diminution (Chute) du CaCO_3 , et les extinctions de foraminifères spécifiques observées au Djebel Dyr et au Djebel El Onk, sont cohérents avec les signatures globales de la limite K-Pg. Cependant, la nature des faciès locaux, comme les niveaux phosphatés au Djebel El Onk ou les marnes bitumineuses au Djebel Dyr, témoignent de conditions locales uniques. Par conséquent, l'analyse lithologique détaillée, qui met en évidence les changements dans les types de sédiments (marnes, calcaires, présence de gypse, niveaux phosphatés), les assemblages fauniques (foraminifères benthiques et planctoniques, récifs, huîtres) et les anomalies géochimiques (iridium, CaCO_3) à travers les différentes périodes, fournit une preuve directe des changements paléoenvironnementaux. Ces variations reflètent directement les modifications de la profondeur de l'eau, de l'oxygénation, de la disponibilité des nutriments et de la productivité marine globale, faisant de la lithologie un outil primordial pour la reconstitution des environnements passés. Ce chapitre présente une analyse lithologique détaillée de la limite K-Pg dans la région de Tébessa (Atlas Saharien Oriental, Algérie) afin d'apporter une compréhension spécifique de cette période charnière dans ce bassin.

2. Cadre géographique des secteurs d'étude

Les secteurs étudiés sont situés dans la wilaya de Tébessa, à l'extrême-est de l'Algérie, à quelques kilomètres seulement de la frontière ouest tunisienne. Cette région est délimitée au

nord par la wilaya de Souk Ahras, au Sud par celle d'El Oued, et à l'ouest par les wilayas de Khenchela et d'Oum El Bouaghi (fig.2).

Deux secteurs d'étude spécifiques ont été retenus pour cette analyse :

L'un des secteurs étudiés se situe à « **Djebel Dyr** », dans la zone septentrionale de la wilaya de Tébessa. Il est localisé à environ 25 km à vol d'oiseau au nord de la ville de Tébessa, à 5,5 km au sud de la localité d'Aïn Zerga et à seulement 8 km de la frontière tunisienne. Ses coordonnées géographiques précises sont $35^{\circ}36'2.21''$ Nord, $8^{\circ}15'55.51''$ Est. Sur le plan cartographique, ce secteur couvre la feuille de Morsott n°178 (échelle 1/50 000) et est délimité par les djebels Zitouna et Chemla au nord-ouest, et le djebel Kouif au sud-est.

L'autre secteur étudié se situe dans le bassin minier du **Djebel EL Onk**, à environ 100 km au sud de la ville de Tébessa, à 5,5 km au sud de Bir El Ater et à seulement 22 km de la frontière algéro-tunisienne. Ses coordonnées géographiques précises sont : (latitude : $34^{\circ}42'44.64''$ Nord, longitude : $7^{\circ}59'34.22''$ Est). Ce secteur couvre la feuille Bir EL Ater n°327 (échelle 1/50 000).

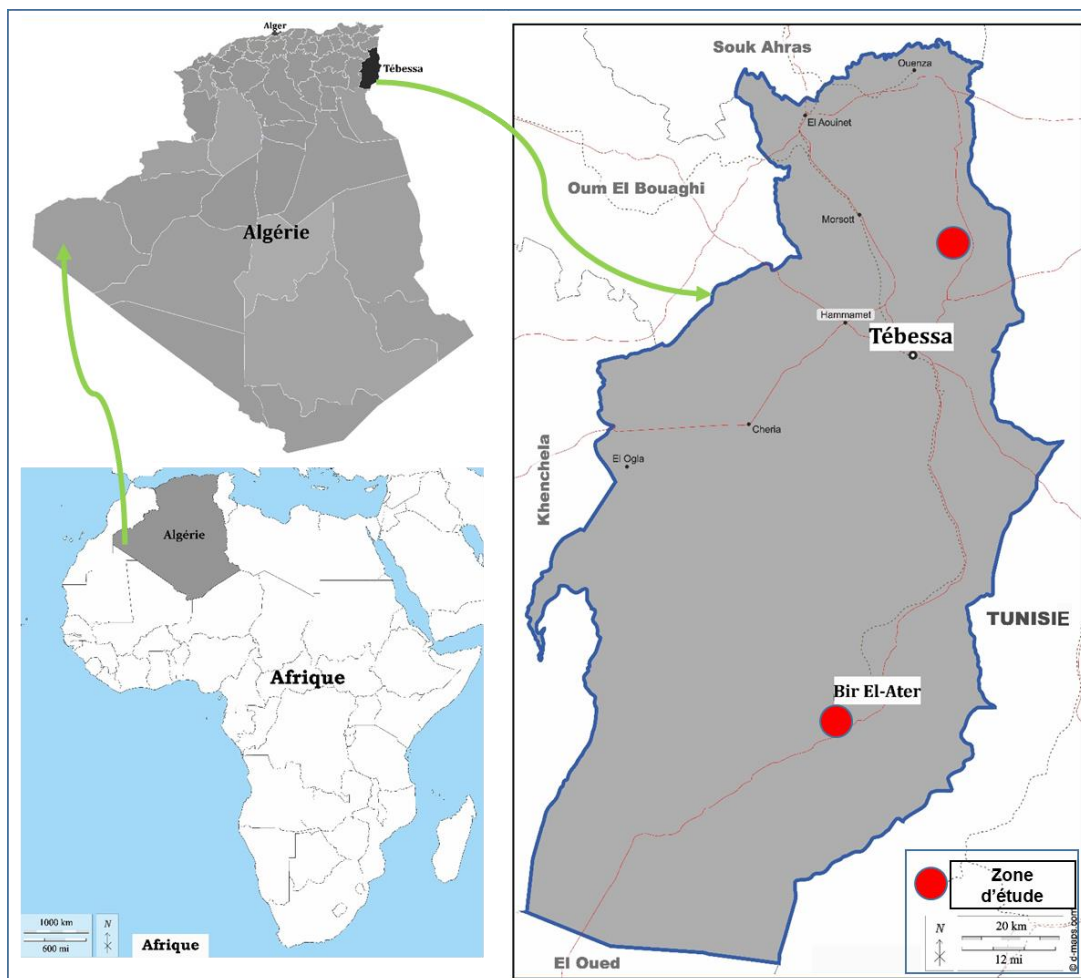


Fig.2. Localisation géographique des zones d'étude dans la région de Tébessa.

3. Contexte géologique de l'Atlas saharien oriental

La région de Tébessa fait partie de l'Atlas saharien oriental algérien, précisément des monts de Mellègue qui s'étend vers le nord-est en direction de la Tunisie (Fig.3). La géologie et les contextes géodynamiques de ce domaine ont été étudiés par de nombreux auteurs (Dubourdiou, 1956 ; Kowalski et Hamimed, 2000). Les formations lithologiques y sont principalement constituées de roches sédimentaires mésozoïques à cénozoïques, composées principalement de marnes, calcaires et grès, pouvant atteindre jusqu'à 9 km d'épaisseur (Buroillet et Stamatakis, 2004). Les formations géologiques les plus anciennes de la région appartiennent au Trias se composent essentiellement de sédiments évaporitiques (Kowalski et Hamimed, 2000). Les dépôts jurassiques sont absents, tandis que les sédiments du Crétacé inférieur, qui commencent par des argiles sableuses du Barrémien, évoluent vers des calcaires à l'Aptien, puis vers des faciès marno-calcaires durant l'Albien. La sédimentation du Crétacé supérieur est constituée d'alternances de marnes et calcaires et se poursuit jusqu'au Paléocène-Éocène. L'activité tectonique décroît du nord (les zones dites internes de l'Algérie) vers le sud (les zones externes), c'est-à-dire l'Atlas saharien, considéré comme un domaine plus stable.

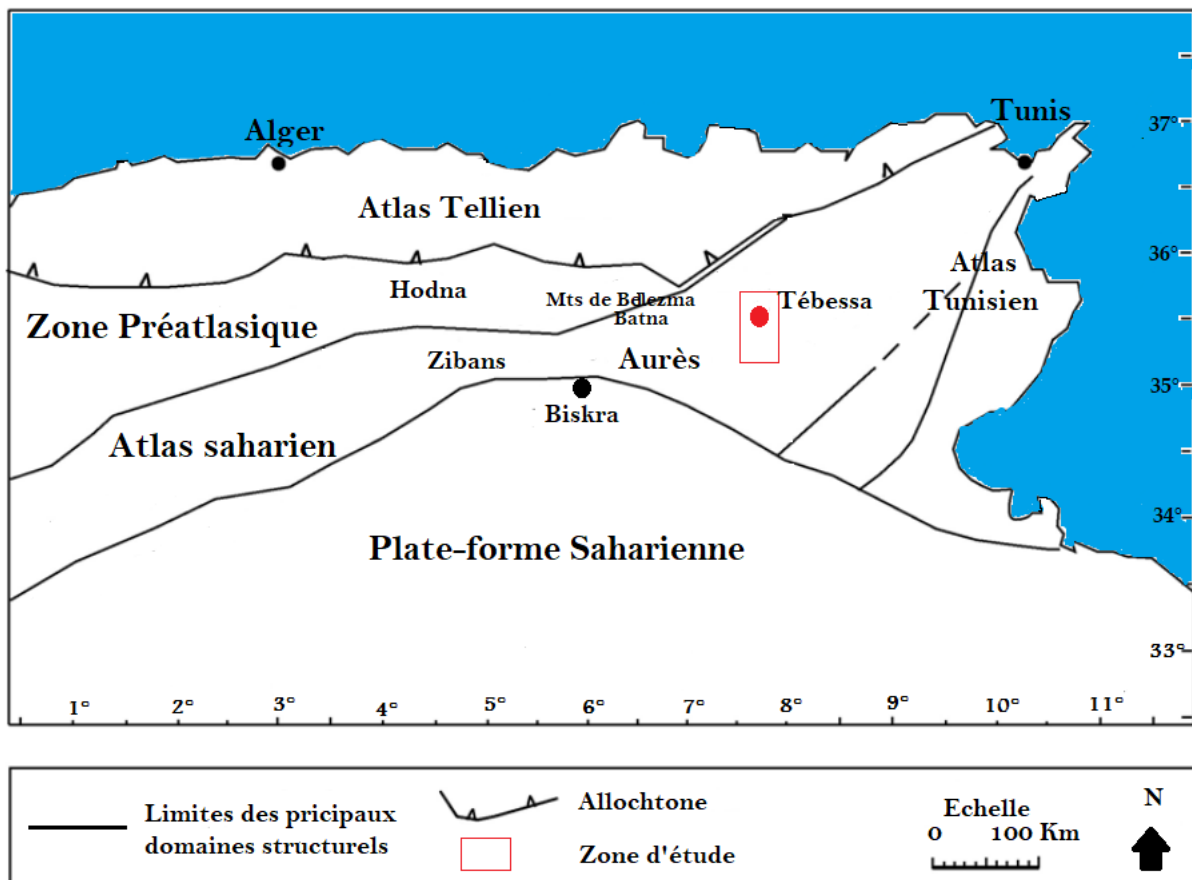


Fig.3. les principales unités structurales de l'Est algérien (Herakat, 2007).

4. Aperçu de la litho-stratigraphie régionale (Trias au Quaternaire)

Dans la région de Tébessa, les formations sédimentaires affleurantes présentent une dominante carbonatée couvrant une période allant du Trias au Miocène, avec une lacune stratigraphique correspondant au Jurassique. Ces unités sont recouvertes par des dépôts superficiels d'âge quaternaires (Blès & Fleury, 1970).

La caractérisation lithologique des faciès sédimentaires et le découpage stratigraphique reposent sur une synthèse des travaux géologiques antérieurs, notamment ceux de : Flandrin (1948), Dubourdiou (1956), Burollet (1956), Fleury (1969), Blès & Fleury (1971), Masse et al., (1979), Chikhi Aouimer. (1982), Nedjari-Belahcène et Nedjari (1984) ; Othmanine (1987) Damotte & Fleury (1987), Chevenine et al. (1989), Yahiaoui (1990), Bouzenoune (1993), Perthuisot (1994), Salmi-Laouar (1998), Kowalski et Hamimed. (2000), Salmi-Laouar (2004), Tlili (2008), Mendir et al. (2019), Mendir et al. (2021), S. Nemouchi et al. (2024), S. Salmi-Laouar et al. (2025), Brioua et al. (2025).

Voici un aperçu détaillé des principales unités lithostratigraphiques :

4.1.Trias

Les formations triasiques, les plus anciennes de la zone d'étude, se caractérisent par leur nature diapirique, localisée principalement dans les cœurs des anticlinaux (Flandrin, 1948). Elles affleurent notamment dans les secteurs de l'Ouenza, Boukhadra, Mesloula et Hameimat (Dubourdiou, 1956). Leur lithologie comprend des marnes/argiles bariolées à gypse, des dolomies, des calcaires dolomitiques, des grès micacés et des fragments de roches vertes, souvent remobilisés lors de la remontée diapirique (Masse et al., 1979, 1982). En Atlas saharien orientale et allant jusqu'à Tunisie, le Trias évaporitique, généralement dépourvu de sel affleurant mais confirmés en profondeur (Bouzenoune, 1993 ; Perthuisot, 1994), présentent des corps de dimensions variables, souvent elliptiques et parfois très étirées, orientés généralement NE-SW. Leur importance géologique est renforcée par leur association avec des minéralisations polymétallique et leur rôle dans l'exploration pétrolière et minière (Bertrand, 1989).

4.2.Jurassique

Les dépôts jurassiques sont absents dans la région étudiée, comme l'ont indiqué Dubourdiou (1956) ainsi que Chevenine et al. (1989). Toutefois, des sondages pétroliers réalisés en dehors des zones diapiriques ont permis de recouper ces dépôts. La seule formation dolomitique

jurassique identifiée provient du diapir triasique de Hamimat Meskhouta, située sur la feuille cartographique à l'échelle 1/50 000 d'Ain Télidjène, au sud de Tébessa.

4.3.Le Crétacé

4.3.1. Le Crétacé inférieur

4.3.1.1.Barrémien

Les affleurements barrémiens sont localisés principalement dans l'anticlinal de Sidi Embarka (NE de Djebel Ouenza), sur le flanc SW de l'anticlinal de Mesloula, le long de l'Oued Batma et au NW de Dehar Mesloula (Dubourdiou, 1956). Ces formations, d'une épaisseur maximale de 250 m, se composent à la base de marnes grises ou jaunes argileuses à ammonites pyriteuses, surmontées d'intercalations marno-calcaires et de minces passées de calcaires noduleux gris clair (Dubourdiou, 1956 ; Masse et Thieuloy, 1979; Masse et Chikhi Aouimer, 1982). À Mesloula, le Barrémien présente également des faciès gréseux avec des conglomérats.

Ces dépôts indiquent un environnement de haut-fond peu profond, persistant jusqu'à l'Aptien inférieur (Dubourdiou, 1956). Des indices suggèrent une extension possible dans les calcaires et dolomies du flanc est du Djebel Bouroumane (Dubourdiou, 1956 ; Durozoy, 1956). Ailleurs, les séries antérieures à l'Aptien sont masquées par des mouvements effondrements (secteur Boukhadra-Hameimet) ou la poussée triasique (Ouenza-Hameimet).

4.3.1.2.Aptien

L'Aptien dans la région de Hameimat, Mesloula, Kef Rekhma, M'Khiriga et Djebel Boudjaber affleure principalement dans les noyaux anticlinaux et à proximité des formations triasiques. Sa puissance est associée au développement de faciès récifaux, jouant un rôle métallotecte en encaissant des minéralisations ferrifères et polymétalliques (Dubourdiou, 1956 ; Bouzenoune, 1993). Ces dépôts carbonatés néritiques se sont formés en milieu marin chaud et peu profond. L'Aptien inférieur se compose d'alternances marneuses, argileuses, gréseuses et calcaires à faune marine (gastéropodes et échinoïdes...), tandis que l'Aptien supérieur est caractérisé par des calcaires massifs à Orbitolines, intercalés de marnes (Dubourdiou, 1956). Cette série est généralement recouverte par le Clansayésien, constitué de marnes à ammonites, d'argiles et de calcaires lumachelliques, avec des variations d'épaisseur entre 40 et 300 m selon les secteurs.

4.3.1.3.Albien

L'Albien dans les monts de Tébessa se caractérise principalement par des dépôts carbonatés riches en faune benthique, témoignant d'un environnement marin peu profond (Bouzenoune, 1993 ; Nedjari-Belahcène et Nedjari, 1984 ; Othmanine, 1987 ; Salmi-Laouar, 2004). Cette

formation débute par un faciès récifal à la base, évoluant vers des marnes et marno-calcaires dans ses niveaux moyens à supérieurs. L'épaisseur des séries albitiennes varie considérablement, atteignant 450 m en moyenne et dépassant localement 1300 m à Djebel Hameima (Dubourdiou, 1956).

La partie inférieure est dominée par des calcaires gris bioconstruits, tandis que les niveaux moyens à supérieurs présentent des marnes gris foncé bitumineuses à foraminifères benthiques, intercalées de bancs calcaires et gréseux. Une discordance stratigraphique anté-vraconienne marque la transition entre l'Albien inférieur calcaire et l'Albien moyen marneux. Par ailleurs, la couverture albo-aptienne est fréquemment affectée par des intrusions triasiques, provoquant un redressement des couches et une structuration complexe, généralement scellée par le Vraconien, comme observé à Ouenza, Boukhadra et M'zouzia (Bouzenoune, 1993 ; Othmanine, 1987).

4.3.1.4. Vraconien

Le Vraconien se distingue par une série marneuse à intercalations de calcaires argileux, atteignant une épaisseur de 500 à 600 m (Dubourdiou, 1956). Ces dépôts pélagiques témoignent d'une phase transgressive et ont été datés à l'aide d'ammonites (Fleury, 1969 ; Othmanine, 1987). Sa lithologie constitue un écran imperméable jouant un rôle clé dans le contrôle des minéralisations polymétalliques.

Dans la région sud de Boujaber, la barre albienne est recouverte par un niveau marneux à foraminifères planctoniques, attribué au Vraconien-Cénomaniens (Salmi-Laouar, 1998). Ces formations affleurent également sur le versant nord-est du Hameimat Nord, où elles se présentent sous forme de marnes noires à foraminifères pélagiques, interstratifiées de minces lits calcaires argileux, avec une épaisseur moyenne de 100 m (Fleury, 1969 ; Othmanine, 1987).

4.3.2. Le Crétacé supérieur

4.3.2.1. Cénomaniens

Dans la région de Tébessa, le Cénomaniens est constitué de sédiments marneux, incluant quelques bancs calcaires épais riches en fossiles (Dubourdiou, 1956 ; Yahiaoui, 1990). Ces caractéristiques lithologiques et paléontologiques servent de repères pour l'identification régionale de cet étage. Le Cénomaniens y est représenté par la Formation Fahdene. Sur la base de leur lithologie et de leur contenu faunique, Mendir et al. (2019) l'ont subdivisée en plusieurs unités lithostratigraphiques et biozones à ammonites.

D'un point de vue paléoenvironnemental, la région de Tébessa se situait dans une zone de rampe moyenne à distale (Mendir et al., 2021). Les analyses écologiques des associations fauniques révèlent des variations temporelles mineures : les niveaux inférieurs et moyens du Cénomaniens montrent une prédominance de taxons épi-fauniques, tandis que les taxons dépositivores deviennent plus abondants dans le Cénomaniens supérieur (S. Salmi-Laouar et al., 2025).

4.3.2.2. Turonien

Le Turonien est bien représenté dans la région, avec une puissance dépassant les 600 mètres. Il présente principalement un faciès carbonaté, constitué de marno-calcaires, de marnes et de rares calcaires lumachelliques. Le Turonien inférieur se distingue par des bancs massifs de calcaires gris clair à patine rousse, riches en gastéropodes de grande taille, interstratifiés avec des niveaux de calcaires argileux et de marnes grises calcaires. Cette séquence est surmontée par une formation marneuse contenant une microfaune diversifiée, incluant des Globigérines et des Globotruncana, ainsi que quelques bancs calcaires lumachelliques. Par ailleurs, le Turonien constitue un métallotecte favorable à la minéralisation polymétallique.

4.3.2.3. Coniacien

Les dépôts coniaciens de la région de Tébessa sont principalement constitués d'une épaisse série monotone de marnes noires ou verdâtres, devenant jaunâtres en altération, ces marnes renferment une abondante macrofaune invertébrée. La partie supérieure de ces dépôts présente des niveaux plus calcaires, comme l'ont documenté Dubourdieu (1956) et Durozoy (1956).

Dans le secteur d'Essen, les dépôts coniaciens atteignent une puissance de 333 m (S. Nemouchi et al., 2024). Ils sont principalement représentés par des marnes riches en macro-invertébrés benthiques : bivalves, échinides et, plus rarement, gastéropodes. La limite inférieure du Coniacien est marquée par la barre calcaire à rudistes d'âge turonien, présentant un caractère récifal. Sa limite supérieure est quant à elle caractérisée par une importante population d'*Hemitissotia morreni* (Coquand) (S. Nemouchi et al., 2024).

4.3.2.4. Santonien

Le Santonien est caractérisé par une série sédimentaire pouvant atteindre 300 mètres d'épaisseur, composée principalement de marnes grises avec quelques intercalations calcaires à la base. Sa limite supérieure est définie par la disparition des espèces *Globotruncana carinata* (Dalbiez) et *Sigalia deflaensis* (Sigal), ainsi que par l'apparition des formes typiques du Campanien. Ce niveau présente une richesse en foraminifères planctoniques et en échinides. En revanche, sa limite inférieure reste difficile à identifier en raison du faciès non

propice. Durant cette période, un environnement marin relativement profond s'établit, favorisant le dépôt d'une épaisse série marneuse qui se poursuit jusqu'au Campanien.

4.3.2.5. Campanien

On trouve dans sa partie inférieure des marnes sombres, grises ou verdâtres d'environ 150m d'épaisseur. Dans ses niveaux moyens, il est représenté par des calcaires blancs à gris clair, crayeux en gros bancs alternant avec des petits niveaux de marnes claires. Au Campanien supérieur on trouve des marnes gris clair à patine jaunâtre, crayeux, en gros bancs.

4.3.2.6. Maastrichtien

Le Maastrichtien inférieur est caractérisé par des calcaires massifs, en gros bancs, contenant des empreintes d'Inocerames. Ces calcaires bioclastiques renferment fréquemment une microfaune variée, comprenant notamment des Hétérohélicidés et des Globotruncanidés... (Bles & Fleury, 1970).

Au Maastrichtien moyen à supérieur, les dépôts consistent principalement en des argiles et des marnes de teinte sombre à l'état humide, devenant gris clair et verdâtres avec une patine jaunâtre une fois desséchées. Ces formations sont généralement dépourvues d'intercalations calcaires, à l'exception de leur base (de la Formation Abiod). Les macrofaunes y sont bien représentées, avec notamment d'abondants petits Madréporaires, des Gastéropodes, des Brachiopodes et de petites Ammonites (Damotte & Fleury, 1987). Ces dépôts montrent une richesse en foraminifères planctoniques, parmi eux les genres suivants : *Guembelitra*, *Plummerita*, *Pseudotextularia*, *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Rugoglobigerina*, *Contusotruncana*, *Heterohelix*, et *hedbergella* (Brioua et al., 2025).

4.4. Paléocène

Le Paléocène est caractérisé par des dépôts marneux similaires à ceux du Maastrichtien supérieur, intercalés de calcaires argileux crayeux de couleur gris clair dans la partie inférieure. Ces derniers sont surmontés par une séquence de marnes grises d'une puissance moyenne d'environ 200 mètres, occupant les niveaux moyens à supérieurs. Au sommet de cette série apparaissent des niveaux phosphatés ainsi qu'une lumachelle riche en huîtres. Les formations phosphatées contiennent également des nodules siliceux, particulièrement bien développés dans leur partie terminale.

4.5. Eocène

Les formations éocènes se distinguent par des calcaires à silex et des calcaires à nummulites, bivalves et gastéropodes. Dans les Monts de Tébessa, leur épaisseur atteint environ 200 mètres.

Ces dépôts incluent également des niveaux phosphatés, souvent surmontés par une silicification au niveau de leur sommet.

4.6.Miocène

Les dépôts miocènes affleurent largement au nord de l'Oued Mellègue, avec une puissance atteignant 1 000 m (Dubourdiou, 1956 ; Kowalski et al., 2000). Ces formations reposent en discordance sur des couches plus anciennes (Albien-Sénonien et Trias) et constituent une accumulation de marnes et de grès. Dans le bassin des Ouled Soukiès (nord-ouest de l'Ouenza), leur épaisseur peut également atteindre 1 000 m (Dubourdiou, 1956 ; Kowalski et Hamimed, 2000). La série Miocène continental comprend des graviers quartzeux à traces ferrugineuses et stratification entrecroisées ont été signalés par (J. Flandrin. 1948), dans la partie centrale de la cuvette du synclinal du Djebel Dyr. Le Miocène comprend également des conglomérats à éléments variés (calcaires, silex gris, galets ferrugineux et matériaux triasiques), indiquant une activité diapirique (Bouzenoune, 1993).

4.7.Pliocène

Les dépôts pliocènes sont constitués de sables quartzeux, d'argiles rougeâtres et de conglomérats polygéniques bien cimentés. Cette formation recouvre en discordance les calcaires éocènes situés en bordure nord du fossé d'effondrement de Tébessa. Les travaux de Degaichia (2014) ont permis de préciser l'organisation séquentielle des sédiments pliocènes dans ce bassin et ses marges.

4.8.Quaternaire

Les dépôts quaternaires d'origine continentale sont largement répandus dans les zones basses des reliefs, recouvrant d'importantes surfaces telles que les plaines et les vallées actuelles de la région de Tébessa. Leur épaisseur varie généralement entre 10 et 30 mètres. Ces formations se composent principalement de croûtes calcaires, de limons, d'éboulis, de cailloutis et de poudingues (Dubourdiou, 1956).

5. Contexte structurale régionale et évolution géodynamiques dans le bassin atlasique :

La zone d'étude s'inscrit dans le bassin atlasique algéro-tunisien, une province paléogéographique s'étendant de part et d'autre de la frontière orientale algéro-tunisienne. Ce bassin, orienté NE-SW, présente une largeur plus importante dans sa partie sud-occidentale (Aurès) et se rétrécit progressivement vers le nord-est tunisien. Structuré par des accidents

tectoniques, il inclut la région distale des monts du Mellègue, caractérisée par une tectonique en blocs basculés.

L'évolution géodynamique de ce bassin résulte de mouvements polyphasés, marqués par une subsidence importante, un diapirisme triasique, un plissement des séries sédimentaires et la formation de fossés d'effondrement (Dubourdiou, 1956 ; Benabbas, 2006). Dubourdiou (1956) a mis en évidence un effondrement du socle algéro-tunisien entre le Barrémien et la fin du Crétacé, accompagné d'une accumulation sédimentaire atteignant 5000 m d'épaisseur. Dès l'Aptien, cette subsidence a été perturbée par l'apparition de hauts fonds favorisant une sédimentation carbonatée subrécifale, attribuée par certains auteurs au diapirisme des formations triasiques (Chikhi-Aouimeur, 1982).

L'Atlas saharien oriental se distingue par des plis anticlinaux à grand rayon de courbure, dont l'ossature est constituée de calcaires crétacés, souvent percés par le Trias. Ces structures, orientées NE-SW, résultent de la phase compressive atlasique et présentent des fermetures périclinales tronquées par des accidents orthogonaux (Benabbas, 2006). Une tectonique distensive post-Miocène inférieur a engendré des fossés d'effondrement NW-SE, comblés par des dépôts plio-quadernaires pouvant atteindre 300 m d'épaisseur (Kowalski et Hamimed, 2000). Ces fossés, marqués par une ascension polyphasée du matériel triasique, représentent des éléments morpho-structuraux majeurs de l'Atlas saharien oriental.

6. L'évolution paléogéographique de la région de Tébessa

L'évolution paléogéographique de la région de Tébessa, située dans l'Atlas saharien oriental, est étroitement liée à la dynamique structurale de la couverture méso-cénozoïque. Cette évolution est marquée par plusieurs phases clés :

6.1. Trias et Jurassique :

L'absence du Jurassique et du Crétacé inférieur antérieurs au Barrémien est attribuée à des mouvements diapiriques anté-Aptiens provoquant bombements et percement, favorisant la migration de matériel évaporitique (Beghoul, 1974). Ces zones hautes ont vu la formation de séries néritiques réduites, tandis que les bordures subsidentes accueillait des séries marneuses épaisses (Othmanine, 1987).

6.2. Crétacé inférieur (Barrémien à Albien)

Le Barrémien est caractérisé par une régression marine avec des dépôts sur un haut-fond peu profond la profondeur d'eau ne dépassant pas 200-250 m (Dubourdiou, 1956). À l'Aptien, la mer s'étend davantage, avec des formations carbonatées en eaux chaudes peu profondes et le

développement de récifs sur des rides allongées (Dubourdiou, 1956). L'Aptien supérieur voit la formation de plates-formes isolées contrôlées par des remontées diapiriques, ce complexe fait partie du domaine des hauts fonds qui sépare des domaines profonds (sillon de Sellaoua et sillon atlasique oriental). L'Albien est marqué par une faune benthique de zones peu profondes, suivi d'une sédimentation transgressive à la fin de l'Albien moyen (Chevenine et al., 1989). Des percements et redressements des couches, structuraux complexes interviennent à l'Albien supérieur, liés au Trias sous-jacent.

6.3. Crétacé supérieur (Cénomaniens à Maastrichtien inférieur à moyen)

La sédimentation cénomaniens se déroule en conditions abyssales profondes (Salmi-Laouar, 2004), avec des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (Othmanine, 1987). Au Turonien inférieur, un changement rapide s'opère, avec remplacement des marnes argileuses par des couches des carbonates (Dubourdiou, 1956), témoignant des conditions néritiques, d'une mer chaude et moins profonde. Le Turonien supérieur voit l'installation d'une mer relativement profonde avec accumulation marneuse jusqu'au Campanien. Les dépôts du Campanien supérieur et Maastrichtien indiquent un milieu peu profond et chaud (Chevenine et al., 1989), dominé par des calcaires crayeux.

6.4. La transition Crétacé-Tertiaire et Paléocène-Eocène

La combinaison des données lithostratigraphiques, biostratigraphiques et géochimiques fournit des preuves claires des changements environnementaux drastiques qui se sont produits pendant la transition K-Pg. Ces changements sont reflétés sur le site par cinq critères marqueurs du KPB : (1) extinction massive de tous les foraminifères planctoniques du Maastrichtien, à l'exception de *Guembelitria cretacea* ; (2) évolution des premières espèces tertiaires ; (3) couche d'hydroxyde de fer (goethite) du PKB ; (4) anomalie de la teneur en iridium (Ir) ; et (5) forte diminution de la teneur en CaCO_3 , jusqu'à ~0% (Keller et al., 2017) comme signalés à Djebel Dyr par (Brioua et al., 2025). Dubourdiou en 1959 a déduit l'installation des calcaires qui marque en partie le Danien moyen (Dubourdiou, 1959). Un horizon phosphaté au Paléocène supérieur précède une sédimentation calcaire néritique jusqu'au Lutétien inférieur, caractérisée par des variations d'épaisseur et une répartition spécifique des nummulites (Dubourdiou, 1959).

6.5. Post-Lutétien et Miocène

L'absence de dépôts marins à partir du Lutétien est liée à une phase de compression, marquée par la formation de fractures conjuguées évoluant en failles inverses et plis concentriques. Les dépôts continentaux du Miocène inférieur reposent sur une surface d'érosion, avec une flexure

NE-SW. Une reprise des compressions tangentielles affecte ces dépôts, conservés dans des structures synclinales éocènes. Le remplissage des fossés sédimentaires est constitué par des sédiments continentaux se poursuit jusqu'au Plio-Villafranchien et Quaternaire récent, avec des glissements de terrain actifs en bordure des reliefs (Dubourdiou, 1959).

En résumé, la paléogéographie de Tébessa reflète une évolution complexe contrôlée par des mouvements diapiriques, des variations du niveau marin, des phases de régression et transgression, ainsi que par une tectonique polyphasée qui a façonné la région depuis le Trias jusqu'au Quaternaire. Cette histoire est marquée par des environnements marins peu profonds à profonds, des épisodes anoxiques au Crétacé supérieur, et une transition progressive vers des conditions continentales à partir du Miocène.

7. Le passage Mésozoïque-Cénozoïque dans le domaine atlasique :

L'Atlas saharien est constitué d'une succession sédimentaire s'étendant du Trias à l'Éocène, recouverte par des dépôts discordants d'âge Miocène continental (J. Flandrin, 1948), (par exemple : la partie centrale de cuvette synclinal du Djebel Dyr (Fig.4). Les études menées par plusieurs auteurs (Laffite, 1939 ; Flandrin, 1948 ; Burollet, 1956 ; Kazi-Tani, 1986) ont mis en évidence l'accumulation, au sein d'un bassin subsident, d'épais dépôts d'origine néritique durant le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque. La répartition lithostratigraphique le long de la chaîne révèle une nette dominance des terrains créacés prédominant dans la partie nord-orientale avec un Jurassique absent. L'orogénèse atlasique trouve son origine dans l'évolution géodynamique d'un ancien sillon subsident, caractérisé par une sédimentation mésozoïque (marine et continentale) dont l'épaisseur peut localement atteindre 4000 m (Durand-Delga & Fontboté, 1980).

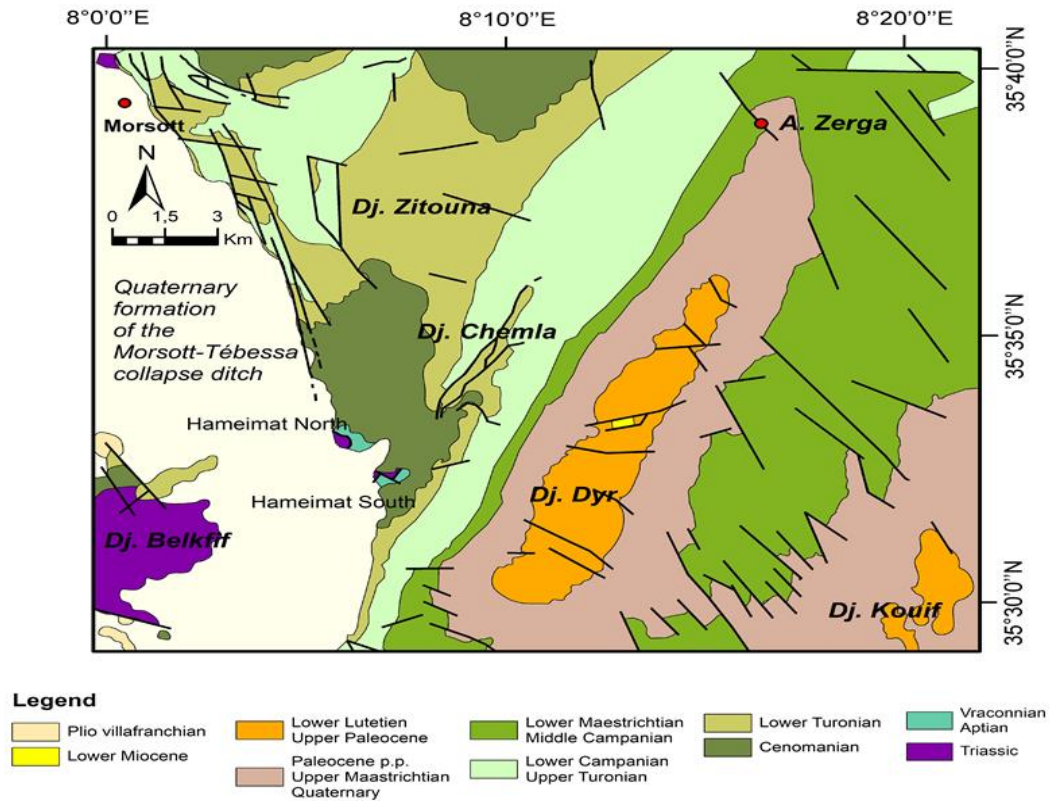


Fig.4. Carte géologique simplifiée de la feuille Morsott n° 178 (modifiée, d'après J. L. Blès et J. J. Fleury. 1970).

8. Le passage Mésozoïque-Cénozoïque dans l'atlas saharien oriental (Dans la région de Tébessa)

8.1. Le passage Maastrichtien-Danien à Djebel Dyr.

La zone d'étude, représentée par le synclinal du Djebel Dyr, couvre la feuille de Morsott n° 178 à l'échelle 1/50 000 (Blès & Fleury, 1970). Située près de la frontière algéro-tunisienne, cette région appartient aux monts de Tébessa, à 25 km au nord de la ville éponyme, dans le bassin de l'Atlas saharien oriental au sud-ouest de la Téthys. Le massif du Dyr, structuré selon une direction atlasique NE-SW, constitue le dernier témoin de la sédimentation marine paléogène, correspondant à l'Yprésien supérieur de la Formation de Metlaoui, formant une barre paysagère distinctive.

Le massif est affecté par des failles normales d'orientation NW-SE et E-W, qui délimitent des aires plus ou moins effondrées, avec une subsidence du socle algéro-tunisien du Barrémien jusqu'au Crétacé supérieur (Dubourdieu, 1956). Durant l'intervalle Crétacé-Paléocène (K-Pg), la zone d'étude appartenait au « Sillon tunisien », correspondant à un golfe orienté NE-SW (Burollet, 1956). Ce sillon, très subsident au Crétacé supérieur, se caractérise par un taux de

sédimentation élevé, dominé par des faciès marneux-argileux (Fleury, 1969). Les dépôts de cette période constituent la Formation El Haria (Burollet, 1956).

La coupe du Dyr est encadrée par les djebels Zitouna et Chemla au NW et le djebel Kouif au SE. Elle présente des faciès variés, principalement argilo-marneux à calcaires, s'étendant du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen (Blès & Fleury, 1970), avec des affinités sédimentaires proches de celles de la région ouest tunisienne (Burollet, 1956). La Formation El Haria, cible de cette étude, présente des variations d'épaisseur atteignant 450 m, suivant un gradient positif SE-NW (Blès & Fleury, 1970). Cette répartition reflète clairement l'influence de la sédimentation sur le périclinal nord du Djebel Dyr, ainsi qu'une réduction sur le périclinal sud (Burollet, 1956), témoignant d'une subsidence différentielle et d'un approfondissement vers le nord.

La Formation El Haria est généralement recouverte par des dépôts superficiels, des terres agricoles, et n'affleure qu'à la base de certaines ravines.

8.1.1. Description litho-stratigraphique de la coupe Dyr

Une seule coupe, traversant la limite K-Pg, a été explorée à Tébessa. Considérée comme la première section à sédimentation continue jusqu'à nos jours en Algérie, elle a été décrite par Brioua et al. (2025) au sein de la Formation El Haria, à Djebel Dyr (Fig.5). Les dépôts analysés par ces auteurs sont principalement composés de lithologies marneuses à argileuses, ou l'on observe :

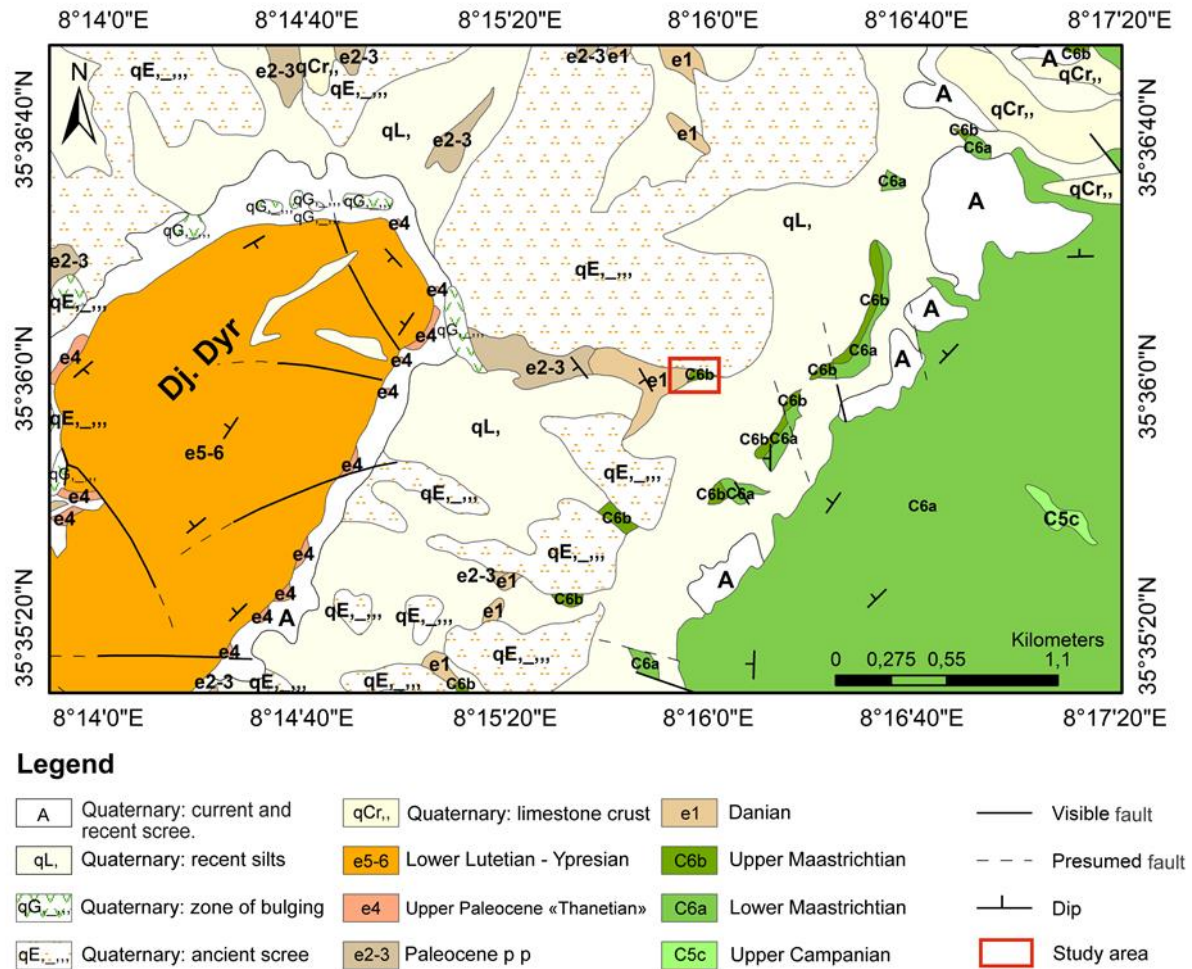


Fig.5. Carte schématique géologique de la région de Morsott, illustrant la position de la zone étudiée (d’après (J. L. Blès et J. J. Fleury. 1970), modifiée par (Brioua et al., 2025).

Le Maastrichtien terminal (U 1) est représenté par des marnes consolidées, de teinte gris-verdâtre (Fig. 6) dont la teneur en carbonates varie entre 33% et 46 %, contenant localement du gypse secondaire. Vers leur sommet, ces marnes deviennent bitumineuses. Ce faciès montre une richesse en foraminifères planctoniques notamment : *Pseudoguembelina hariansis*, *Pseudoguembelina palpebra*, *Pseudotextularia elegans*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana arca*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanella petaloidea*, *Contusotruncana contusa*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Heterohelix glabrans*, *Heterohelix labellosa*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix planata*, *Hedbergella holmdelensis*, *Hedbergella monmouthensis*, et *Guembelitra cretacea* ; cet assemblage microfaunistique est dominé par l’espèce index *Plummertia hantkeninoides* (marqueur stratigraphique du Maastrichtien terminal) (BRIOUA et al., 2025)

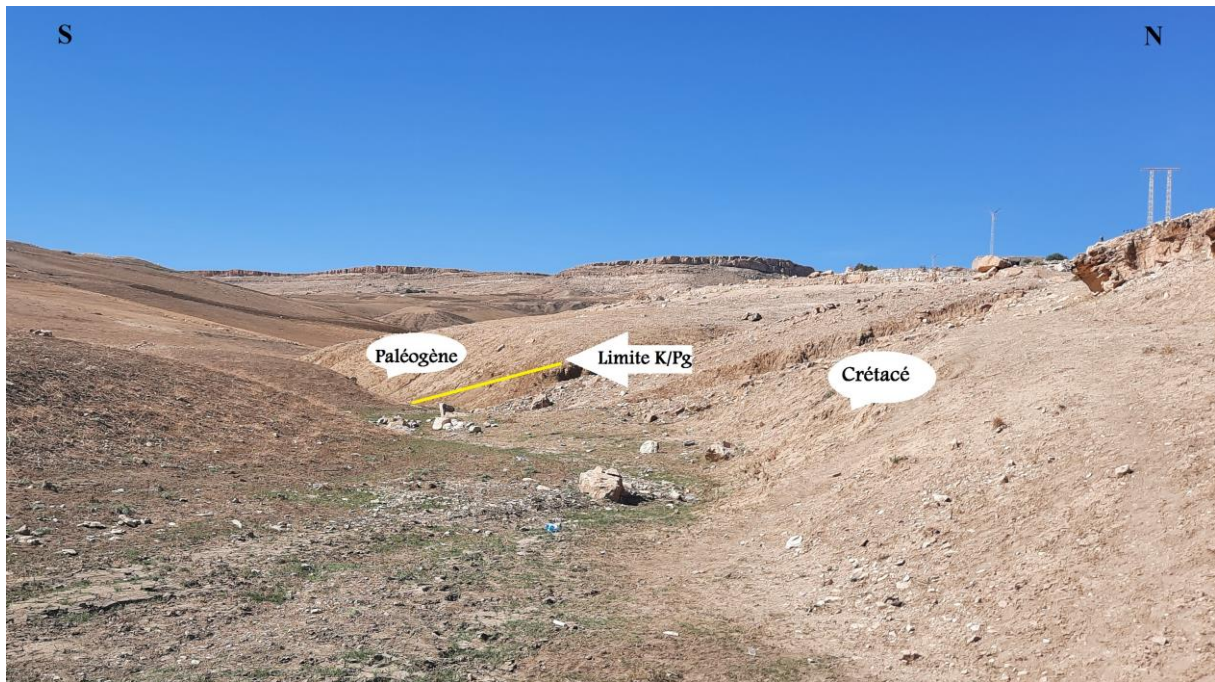


Fig.6. Vue panoramique sur la coupe de Djebel Dyr.

La limite K-Pg est caractérisé par une couche millimétrique (1 à 5 mm) de goéthite, de gypse et de quartz. Ce niveau, de couleur jaunâtre à brun-rougeâtre, est azoïque et se présente sous forme d'une fine couche continue, parfois lenticulaire. Il est intercalé avec un niveau gypseux, dont les fibres sont disposées perpendiculairement à la limite. À cet horizon stratigraphique, une extinction de masse a affecté l'ensemble des foraminifères planctoniques, reflétant une crise biotique majeure à la limite K-Pg (Brioua et al., 2025).

Le Danien (U 2) est marqué par un niveau d'argiles gypsifères noires (Fig. 7), dont la teneur en carbonates varie entre 4 et 16 % dans le premier mètre de sédiments au-dessus de la limite K-Pg. Ces argiles sont riches en bioclastes ferruginisés. À 30 cm au-dessus, la ferruginisation diminue progressivement, tandis que les foraminifères planctoniques deviennent abondants. Cet intervalle est surmonté par des marnes grisâtres, dont la teneur en carbonates atteint 37 %. Cette unité a livré une association de foraminifères benthiques et planctoniques, notamment : *Guembelitra cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina*, *Parvularugoglobigerina longiapertura*, *Parvularugoglobigerina sabina*, *Eoglobigerina simplicissima*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Praemurica inconstans* et *Subbotina triloculinoïdes* (Brioua et al., 2025).

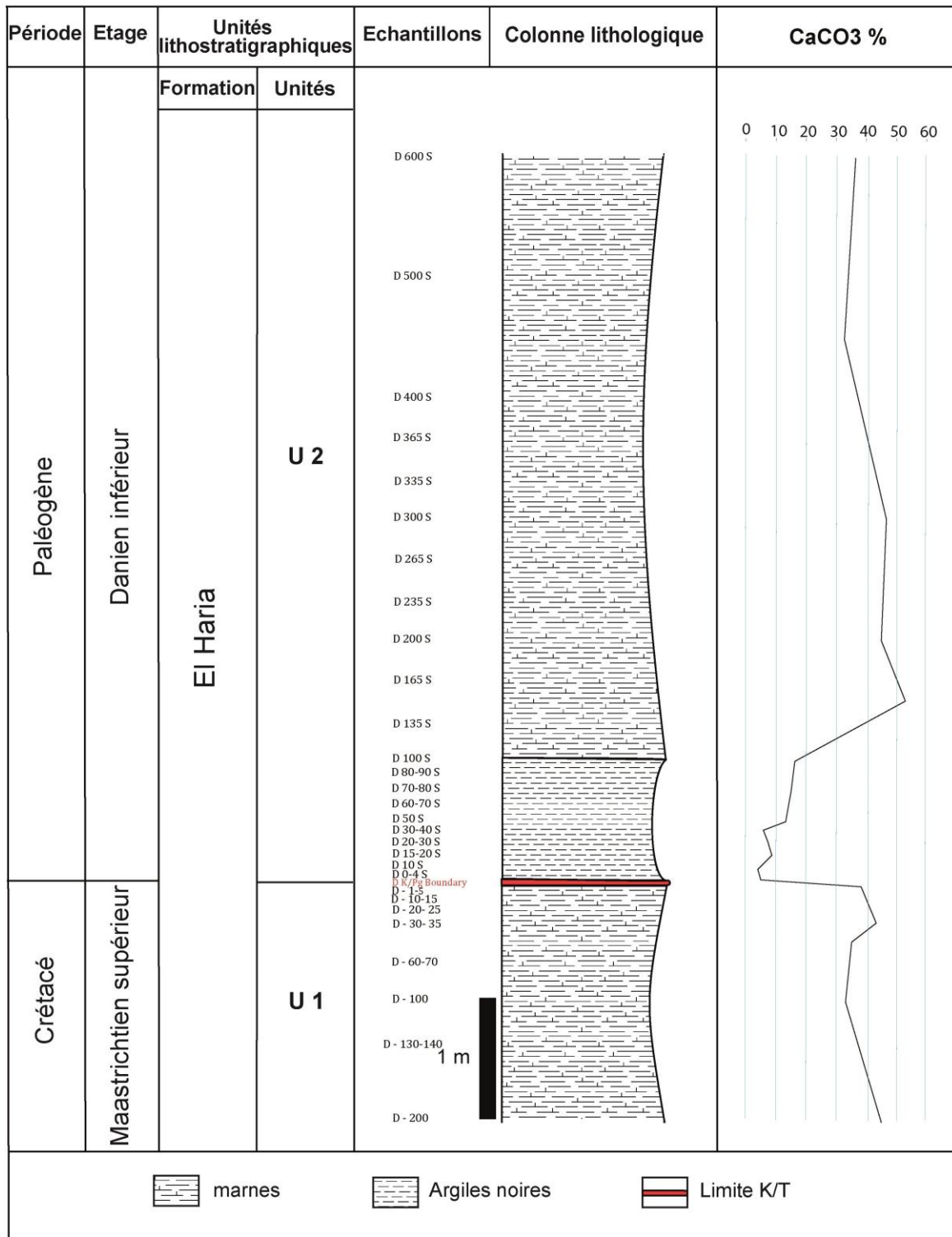


Fig.7. Colonne litho-stratigraphique de la section Dyr.

8.2. Le passage Maastrichtien-Danien à Djebel El Onk :

Le long des parties méridionales de l'Atlas saharien, la région du Djebel El Onk présente une structure anticlinale asymétrique orientée NE-SO (Fig. 8), avec le flanc sud-est inclinant doucement d'environ 10° vers le SE (Visse, 1952). En surface, la structure du Djebel Onk,

recoupée par des failles décrochantes d'orientation N140°, se compose d'un cœur Crétacé supérieur et de lithologies sédimentaires calcaires, marneuses et phosphatées du Paléocène-Éocène sur les flancs, recouvertes en discordance par des roches sédimentaires sableuses du Miocène. Le Crétacé supérieur est constitué de calcaires massifs, blancs à gris, et quelques mètres d'argiles verdâtres du Maastrichtien terminal, surmontés par des roches sédimentaires du Paléocène-Éocène. Les sédiments daniens sont principalement des argiles et des calcaires ; le Sélandien, d'environ 100 m d'épaisseur, est calcaire et (calcaire lumachellique parfois), tandis que le Thanétien (environ 80 m) constitue le niveau hébergeant la couche phosphatée de 30 m d'épaisseur reposant sur 40 à 50 m de marnes. Les dépôts Yprésiens sont constitués d'environ 70 m de calcaires riches en silex (Laouar et al., 2024) , tandis que le Lutétien (~140 m) est formé de calcaires et de dolomies, surmontés de marnes gypseuses. L'ensemble de la série est recouvert en discordance par des sables miocènes contenant de rares niveaux argileux (Cielensky et al., 1988).

La description litho-stratigraphique de la région du Djebel El Onk est clairement décrite par Chabou Mostefai (1987). Cette étude couvre notamment la zone de Tarfaya, qui constitue l'objet du présent travail. Les caractéristiques lithologiques et la structure géologique de cette région présentent des similitudes frappantes avec celles décrites pour les secteurs de Metlaoui, Oued El Ousif et Seldja en Tunisie (Thomas, 1913 ; Keller et al., 1998).

8.2.1. Description litho-stratigraphique de la coupe Tarfaya

Le passage Crétacé-Tertiaire dans la région de Djebel El Onk est complexé, cela est due au paléo-environnement, paléoclimat, nature des sédiments, contexte structural et les conditions spécifiques de sédimentation à l'époque, ainsi la série s'articule comme suit :

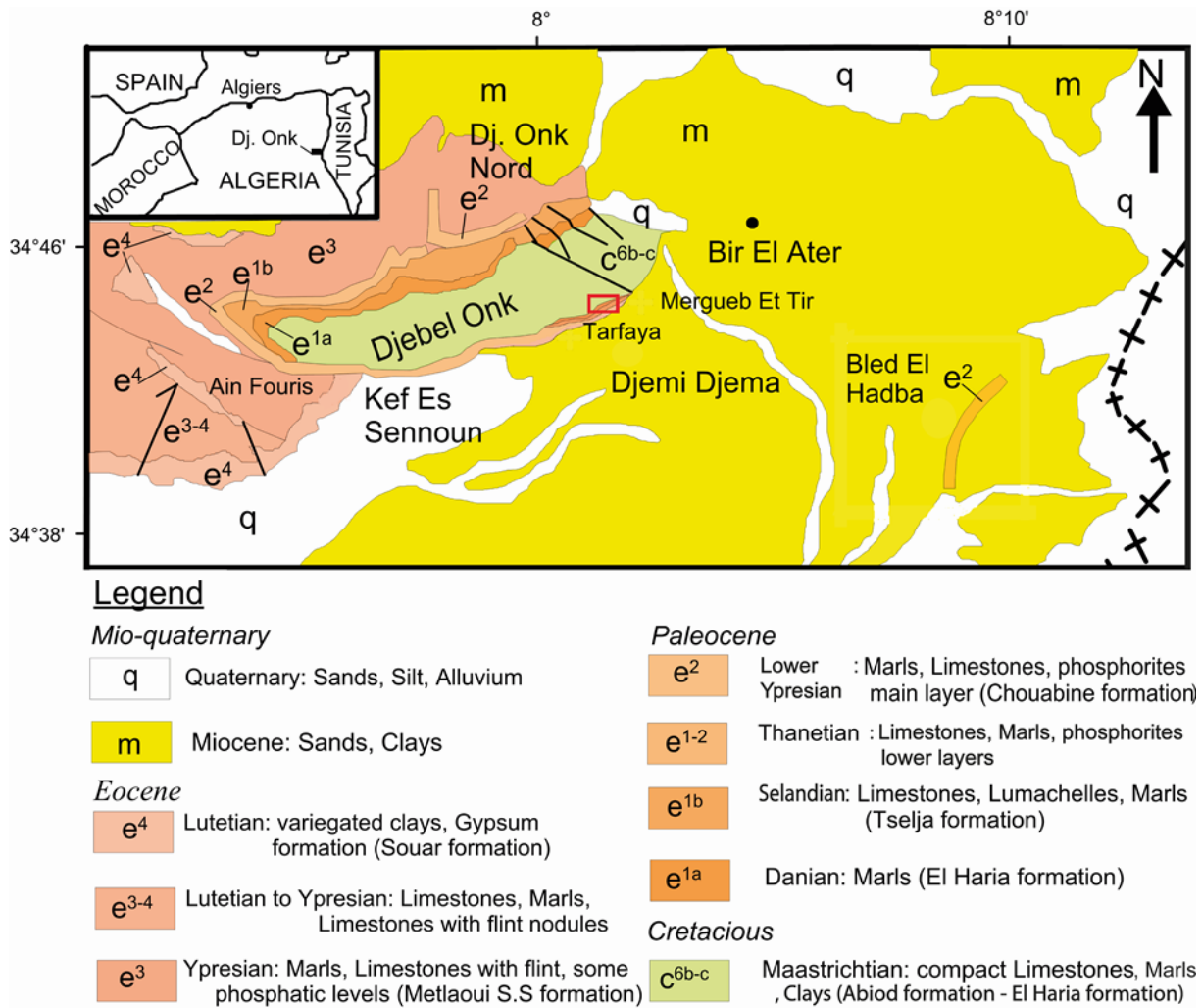


Fig.8. Carte schématique géologique de la région de Bir El Ater, illustrant la position de la zone étudiée (Tarfaya) ; (d'après EREM, Chabou-Mostefai, 1987), (modifiée).

Unité 1 : Argiles gypsifères basales

Ce membre basal, d'une épaisseur d'environ 4,5 mètres, est constitué d'argiles grisâtres à brun verdâtre, très gypsifères et feuilletées en profondeur. Sa calcimétrie ne dépasse guère 11 %. Il renferme une microfaune maastrichtienne constituée de la microfaune planctonique généralement pyriteuse notamment (*Heterohelix globulosa*, *Heterohelix planata*, *Leaviheterohelix dentata*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Guembeltria cretacea*), des formes benthiques, des bryozoaires pyritisés, des ostracodes et des dents de poissons.

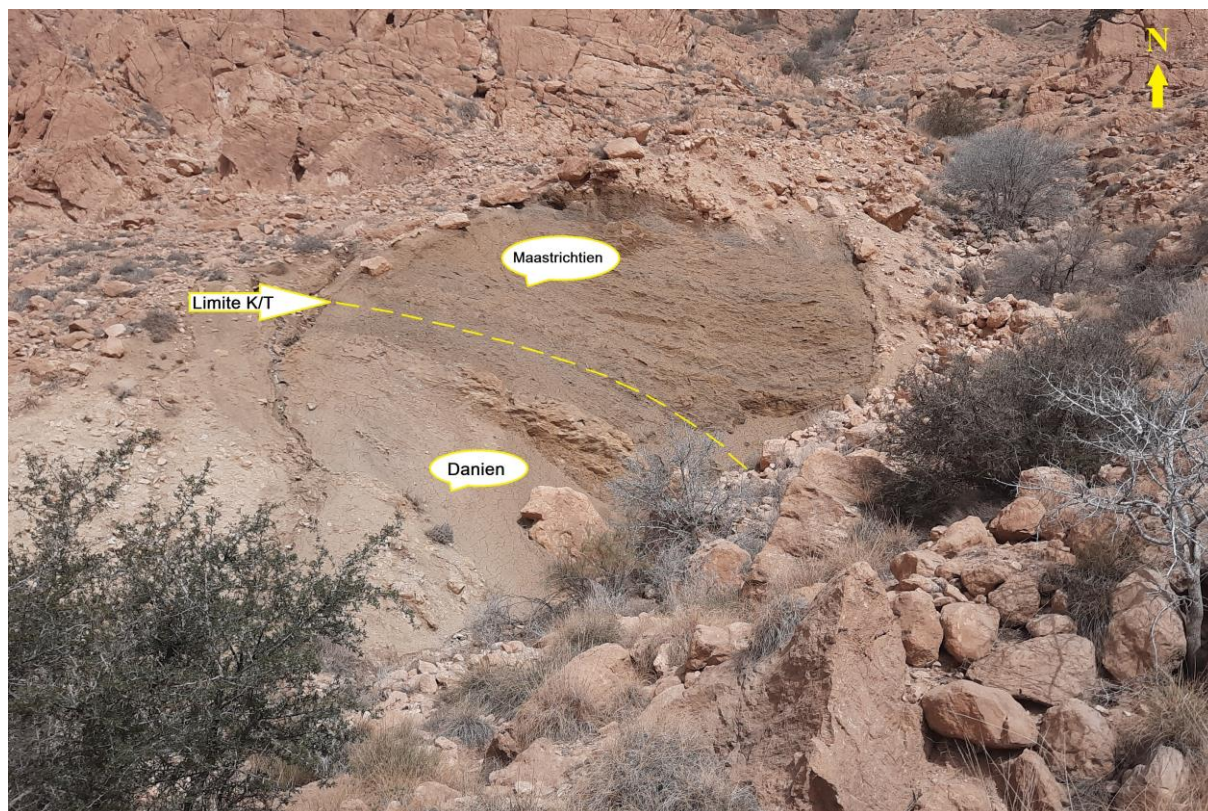


Fig.9. Vue panoramique sur la coupe de Djebel El Onk.

Unité 2 : Marnes légèrement phosphatées

Reposant sur les argiles grisâtres de l'unité 1 (Fig. 10), ce membre est composé d'argiles marneuses brunes à jaunâtres, très gypsifères, atteignant une épaisseur totale de 3 mètres. Il contient trois minces horizons marneux, peu ferrugineux, interstratifiés, légèrement phosphatés, présentant une teinte jaune et une faible épaisseur moyenne de 10 cm chacun. Ces horizons montrent des taux de calcimétrie atteignant 50 %.

Ce membre est particulièrement riche en foraminifères planctoniques, notamment *Plummerita hantkeninoides* (biomarqueur stratigraphique du Maastrichtien terminal, Zone *Plummerita hantkeninoides* ou Zone CF1), des *Rugoglobigérinidés*, des *Globotruncanidés* et des *Hétérohélicidés*.... On y trouve également des formes benthiques telles que *Lenticulina* sp. , des *Lagénidés*, ainsi que des ostracodes et des dents de poissons.

Le horizon marneux supérieur, nettement stratifié et pyriteux et livre des grains de dolomie, passant à des argiles phosphatées grisâtres à jaunâtres d'environ 50 cm d'épaisseur en moyenne. Ces argiles, très gypsifères, livrent une microfaune maastrichtienne abondante en bon état de conservation, et d'autres en fragments pyriteux, des dents de poissons, des bryozoaires pyritisés et de petits gastéropodes pyritisés. Elles contiennent également des grains de pellets et de

nombreux nodules d'aspect pyriteux de teinte noire, rouge ou ocre, souvent accompagnés de moules de fossiles épigénèses en phosphate. À 50 cm au-dessus de cette zone phosphatée, la microfaune devenu rare signée au sein des argiles grisâtres très gypsifères.

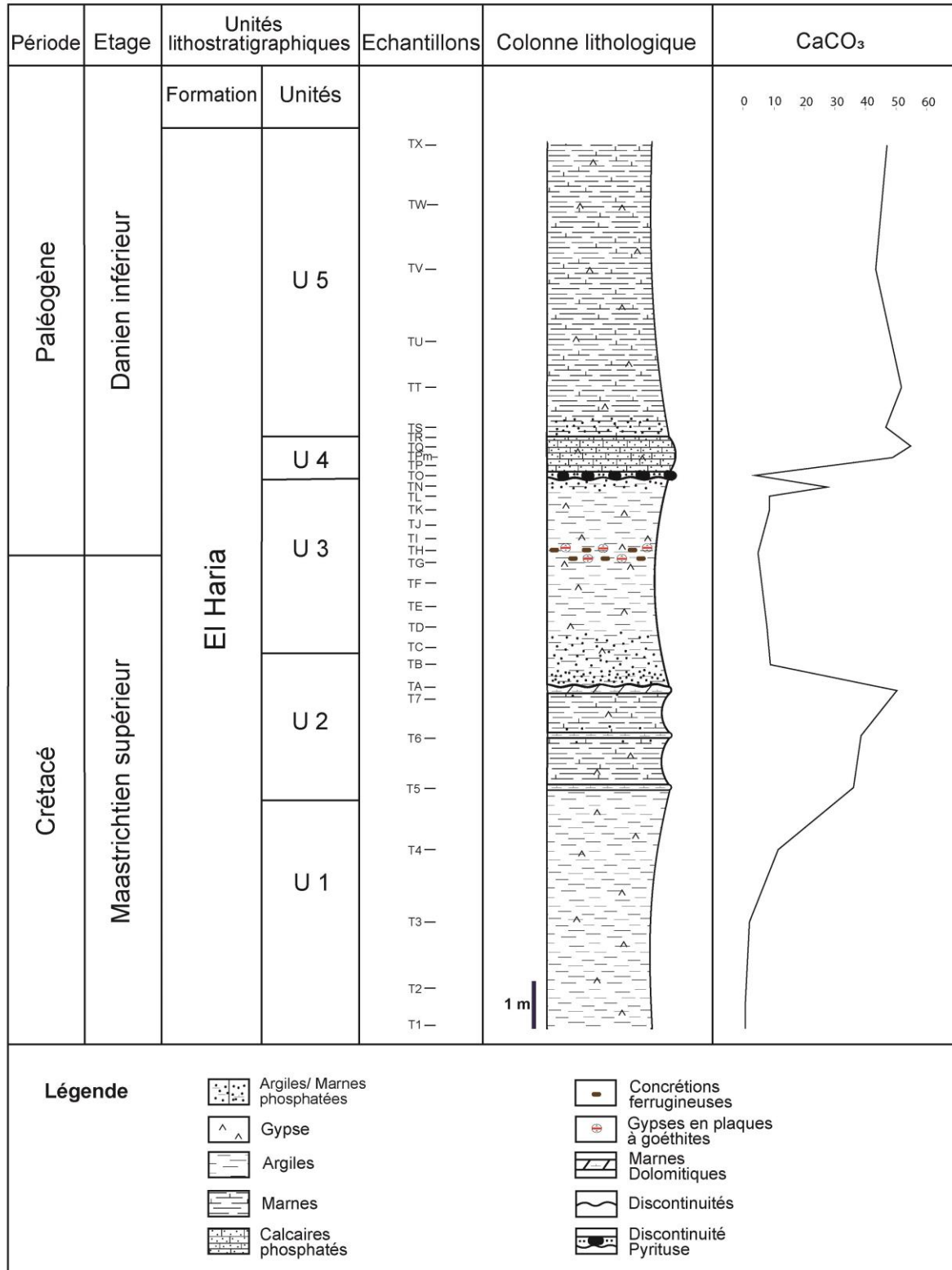


Fig.10. Colonne litho-stratigraphique de Tarfaya.

Unité 3 : Argiles indurés et limite Crétacé-Paléogène (K-Pg)

Ce membre est caractérisé par des argiles grises compactes en profondeur friable en surface, atteignant une épaisseur de 3,50 mètres. Vers le milieu de ce membre, une zone jaunâtre à rougeâtre et ferrugineuse apparaît sous forme de petits galets discontinus. Cette zone est riche en feuillettes (strates centimétriques) de gypse, parfois déformés, et remplis de goethite, d'argile rouge ou jaune ferrugineuse interstratifiée entre les plaquettes de gypse.

Cette zone ferrugineuse contient également des concrétions pyriteuses qui semblent être de la jarosite. Les analyses géochimiques de l'ensemble des composants ferrugineux révèlent une teneur positive (anomalie) en iridium, ce qui suggère pourriez coïncider avec la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg) dans la section de Tarfaya.

Les derniers termes de ce membre, une microfaune danienne, dont la taille ne dépasse pas 90 µm, a été recueillie pour la première fois suite au lavage des marnes.

Unité 4 : Banc de calcaire phosphaté à surface durcie

Ce membre est constitué d'un banc de calcaire phosphaté d'une épaisseur de 80 cm, caractérisé par une surface durcie, ferrugineuse et pyriteuse à la base. Cette surface présente une couleur rougeâtre rouille à l'œil nu et un éclat métallique à la cassure. Elle s'apparente à un conglomérat phosphaté rougeâtre rouille, riche en microfossiles d'aspect à cachet Crétacé, remaniés et épigénies en phosphate, souvent accompagnés de moules de fossiles également phosphatés. On y distingue de nombreux moules internes de gastéropodes, des bivalves et quelques dents de poissons.

Cette couche contient également de pellets, riches en petites sphérules de teinte marron, brillantes, des microfossiles et parfois de la patine phosphatée incluse dans la pyrite. L'ensemble de cette zone phosphatée mesure quelques centimètres d'épaisseur, et passe progressivement à un calcaire phosphaté (70 cm d'épaisseur) de grano-classement positif. Ce dernier contient des pellets, des ossements de vertébrés (des poissons), des moules internes de gastéropodes, des bivalves et des dents de poissons (dont des dents de squales). Ce niveau phosphaté présente une couleur jaunâtre avec un taux de calcimétrie atteignant 54 %.

Unité 5 : Faciès marneux daniens supérieur

L'ensemble est surmonté par un faciès marneux de couleur grise, très gypsifère, dont la puissance dépasse 10 mètres. Ce faciès est riche en foraminifères planctoniques à cachet daniens, et les *Stainforthia* constituent plus de 50 % de la microfaune. La teneur en CaCO₃ dans ce membre dépasse 45 %.

9. Synthèse des Marqueurs Lithologiques à la Limite K-Pg : Comparaison entre les Djebels Dyr et El Onk (Tarfaya)

Les analyses lithologiques détaillées menées au Djebel Dyr et au Djebel El Onk (section de Tarfaya) fournissent des informations importantes sur l'expression régionale de l'événement K-Pg mondial. Bien que les deux sites enregistrent cette transition pivot, ils présentent des caractéristiques distinctes qui reflètent les conditions de dépôt locales.

Bien que les deux sites enregistrent la transition K-Pg, leurs expressions lithologiques diffèrent significativement. Au Djebel Dyr, la limite est marquée par une couche millimétrique continue de goethite, gypse et quartz, associée à une chute brutale des carbonates ($\text{CaCO}_3 \approx 0\%$). En revanche, au Djebel El Onk, elle se caractérise par une zone ferrugineuse discontinue, constituée de lentilles gypsifères déformées, enrichies en goethite et en argiles ferrugineuses, avec seulement une légère diminution des carbonates. Ces contrastes reflètent des conditions de dépôt locales distinctes, tout en confirmant l'anomalie en iridium, marqueur global de l'événement K-Pg.

Il est nécessaire à noter que zone ferrugineuse à la limite au Djebel El Onk indiquant une perturbation générale dans leur sédimentation, a juger par l'état discontinu des gypse a goethite, ainsi que la nature et l'aspect des divers éléments constitutifs

La présence de ferruginisation de concrétions pyriteuses, et les argiles noires indiquent des conditions redox fluctuantes, signalant un état d'oxygénation instable des eaux de fond. Ces observations démontrent que les conséquences environnementales de l'événement K-Pg se sont étendues bien au-delà de l'événement initial, perdurant dans le Paléogène inférieur, plutôt que de se limiter à un événement ponctuel suivi d'une récupération rapide.

Les changements lithologiques immédiatement au-dessus de la limite K-Pg indiquent une instabilité environnementale prolongée. Au Djebel Dyr, le Danien débute par des "argiles gypseuses noires" avec une faible teneur en carbonates, qui augmente progressivement. Au Djebel El Onk, le Danien commence aussi par les argiles gypseuses, le plus souvent ravinées, dont les gouttières sont remplies des débris phosphatés. La présence de ces ravinements explique les hiatus stratigraphiques observés dans la série lithologique. Ces lithologies post-limite ne représentent pas un retour immédiat aux conditions pré-impact. La faible teneur en carbonates suggère une acidification continue des océans, dissolution ou un effondrement de la production de carbonates, potentiellement dû à un stress environnemental persistant. La nature

phosphatée au Djebel El Onk implique une productivité élevée soutenue ou une remontée d'eaux profondes, ce qui pourrait être lié à une réorganisation océanographique post-impact.

Cette différence de faciès suggère des environnements de dépôt locaux distincts et des réponses post-impact variées.

CHAPITRE III
Biostratigraphie

La biostratigraphie est une discipline fondamentale en géologie qui permet d'organiser, subdiviser et de dater les séries sédimentaires en se basant sur le contenu fossilifère. Elle s'appuie sur la distribution verticale des fossiles stratigraphiques ou fossiles index, c'est-à-dire des espèces ayant eu une répartition géographique large, une évolution rapide et une durée de vie courte à l'échelle géologique, ce qui en fait d'excellents marqueurs stratigraphiques. Ces espèces permettent de définir des biozones, unités de base de la biostratigraphie. Parmi les groupes fossiles les plus utilisés figurent les foraminifères planctoniques, les nanofossiles calcaires, les ammonites, et les kystes de dinoflagelles (Fig. 11 et 12).

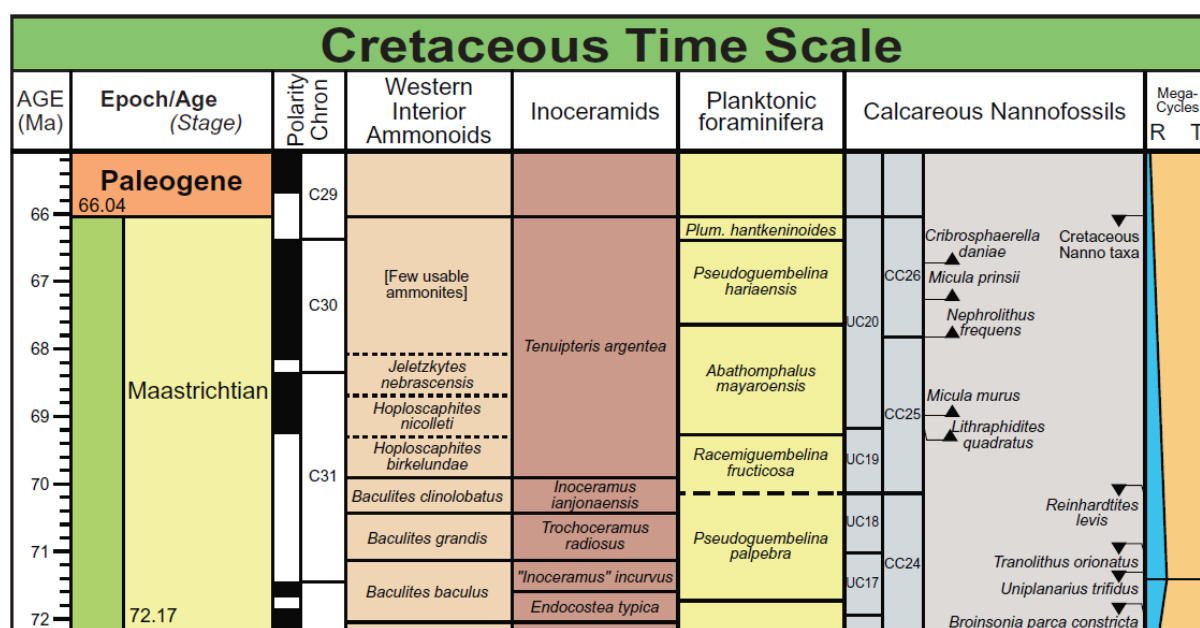


Fig.11. Résumé des âges numériques des époques/séries et des limites d'âge/étage du Crétacé supérieur (Maastrichtien) avec des zonations biostratigraphiques marines sélectionnées et les principales fluctuations du niveau de la mer (Gradstein et al., 2020).

Ces espèces permettent de définir des biozones, unités fondamentales en biostratigraphie. Les biozones reposent principalement sur les premières occurrences (FO : first occurrence) et dernières occurrences (LO : last occurrence) d'espèces stratigraphiques, Ces niveaux d'apparition et d'extinction sont appelés bio-horizons. Ces taxons, qualifiés de fossiles index, marqueurs biostratigraphiques, espèces guides ou fossiles indicateurs. Ces fossiles vont permettre d'établir des Intervalles stratigraphiques précis offrant ainsi une résolution temporelle fine au sein de l'enregistrement géologique.

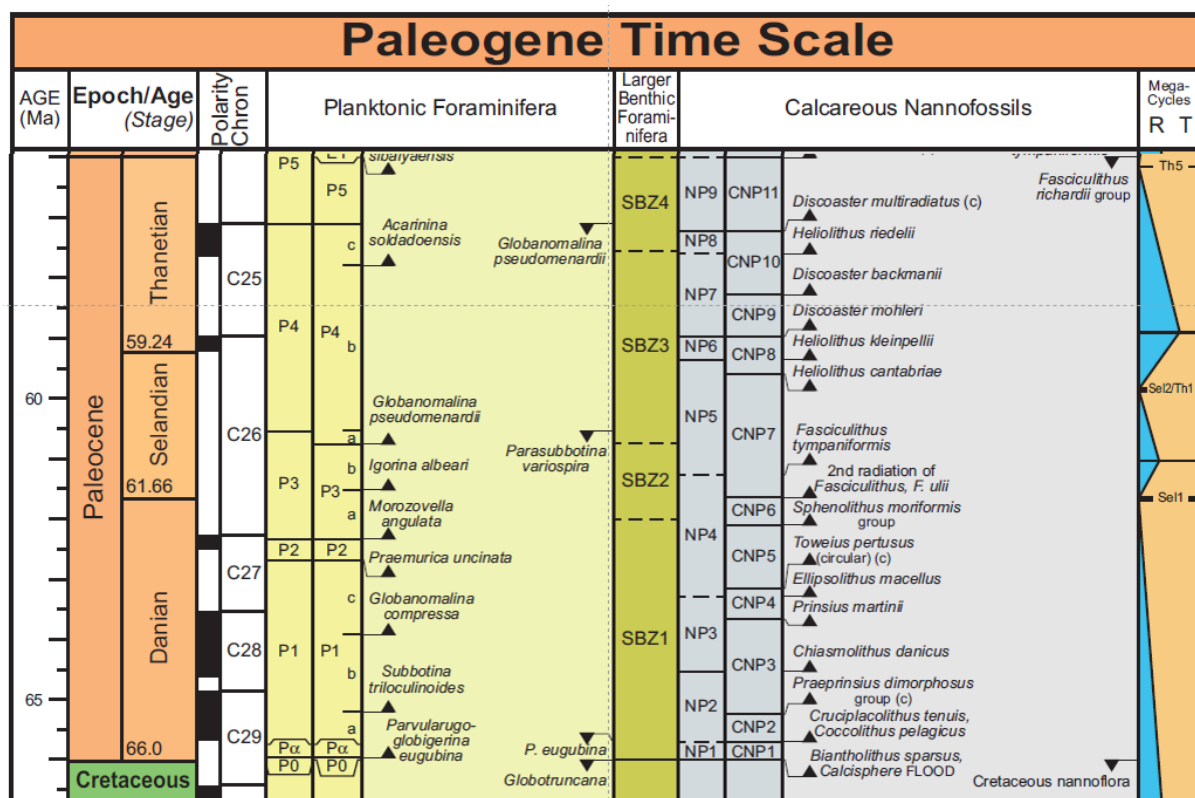


Fig.12. Chronostratigraphie du Paléocène, schémas de biozonation des microfossiles calcaires marins, et cycles transgressifs-régressifs. (Gradstein et al., 2020). (Note : La biostratigraphie des foraminifères planctoniques est basée sur Wade et al. (2011))

Nous rappelons brièvement les différents types de biozones les plus utiliser, et décrites par Berggren et Pearson (2005), Wade et al. (2011) dans leur biozonation standard sur les foraminifères planctoniques du paléogène. Ces deux biozonations, elle-même corrélables, seront discutées et comparées avec celles proposées dans les travaux antérieurs (Tableau 1).

- Zone de type TRZ ou « Total Range Zone » : Dans ce cas, la biozone correspond à la durée totale d'existence de son fossile index.
- Zone d'étendue partielle PRZ ou « Partial Range Zone » : Dans ce cas, la biozone correspond à l'intervalle de temps comprenant le fossile index de la zone, lui-même compris entre l'extinction d'un autre fossile et la première apparition d'un autre fossile.
- Zone d'intervalle IRZ ou « Interval Range Zone » : Dans ce cas, la biozone correspond à l'intervalle compris entre les apparitions successives du fossile index de la zone et d'un autre fossile.

1. Focus sur le Passage Crétacé-Paléogène :

Notre étude se concentre sur deux intervalles clés de la limite Crétacé-Paléogène : le Maastrichtien terminal et le Danien basal. Ces périodes ont fait l'objet de recherches approfondies concernant la biozonation par foraminifères planctoniques, en particulier dans la province téthysienne.

Pour le Maastrichtien terminal, des contributions significatives ont été apportées par divers auteurs, notamment Saïd (1978), Salaj (1980), Bellier (1983), Caron (1985), Robaszynski et Caron (1995), Arz (1996), Li et Keller (1998a, b), Arz et Molina (2002), Robaszynski et al. (1984, 2000), Gallala (2013), Coccioni et Premoli Silva (2015), Gale et al. (2020), Bazeen et al. (2021), Farouk et al. (2023) et Patra et al. (2024). Ces travaux ont permis d'établir des biozonations détaillées et de mieux comprendre la distribution des foraminifères planctoniques à cette époque.

De même, le Danien basal a été étudié par plusieurs chercheurs, dont Bolli et al. (1985), Keller et al. (1993, 1995), Arz (1996), Li et Keller (1998a, b), Arz et Molina (2002), Arenillas et al. (2004, 2021), Berggren et Pearson (2005), Wade et al. (2011) et Gallala (2013). Leurs travaux ont fourni des informations cruciales sur la biozonation de cet intervalle et les changements fauniques qui ont suivi l'extinction massive de la limite Crétacé-Paléogène.

2. Caractérisation de la limite Maastrichtien-Danien par les foraminifères Planctoniques :

La limite Maastrichtien-Danien (K-Pg) est l'une des coupures stratigraphiques majeures dans l'échelle géologique. Cette limite est définie par une extinction massive des foraminifères planctoniques, marquant la fin de l'ère mésozoïque. Cette extinction sélective a entraîné la disparition des espèces les plus spécialisées, notamment les foraminifères planctoniques, tandis que les formes opportunistes ont proliféré, entraînant une chute brutale de la diversité et de la taille des assemblages. La zone à *Plummerita hantkeninoides* caractérisait le Maastrichtien ; terminal (Gallala, 2013 ; Coccioni et Premoli Silva, 2015 ; Gale et al., 2020 ; Bazeen et al., 2021 ; Farouk et al., 2023 ; Patra et al., 2024 et Brioua et al., 2025) avant la disparition de la majorité des formes Crétacées, tandis que la zone P0, initialement désignée par le nom de son micro-fossile indicateur, *Guembelitra cretacea*, est suivie par l'apparition de *Parvularugoglobigerina eugubina* (fossile index de la Zone à *Parvularugoglobigerina eugubina*). Ces marqueurs biostratigraphiques sont fiables pour définir la base du Danien (Keller et al., 1993 ; Arenillas et al., 2004 ; Berggren et Pearson, 2005, Wade et al., 2011 ; Gallala, 2013 ; Speiger et al., 2020 ; Arenillas et al., 2021 ; et Brioua et al., 2025), et la

reconstitution des communautés de foraminifères. L'analyse des assemblages de foraminifères permet de reconstituer ces deux bio-événements et de préciser formellement la limite Maastrichtien-Danien dans la province téthysienne.

3. Approche historique des systèmes de nomenclature parallèle dans les biozonations du Maastrichtien par les foraminifères planctoniques :

L'évolution des biozonations du Maastrichtien par les foraminifères planctoniques révèle une progression marquée par des approches régionales avant une intégration globale. Les années 1950-1970 voient émerger deux écoles majeures : l'école caribéenne (Bolli, 1957), qui définit la Biozone à *Abathomphalus mayaroensis* pour le Maastrichtien supérieur, et l'école européenne/nord-américaine (Blow, 1969 ; Loeblich & Tappan, 1988), fondée sur *Gansserina gansseri* et *Contusotruncana contusa*, mais marquée par des divergences taxonomiques. À partir des années 1980, l'essor des forages océaniques permet à Robaszynski & Caron (1979-1995) d'établir une zonation unifiée (CF8-CF9). La biostratigraphie s'affine ensuite avec le schéma zonal de Li & Keller (1998a, b) pour le Crétacé (CF), qui remplace la zone à *Abathomphalus mayaroensis* par quatre sous-zones, offrant une résolution temporelle plus précise pour le Maastrichtien supérieur. Le Maastrichtien terminal, situé sous la limite K-Pg, est défini par l'intervalle d'occurrence de *Plummerita hantkeninoides* (zone CF1), couvrant les derniers 300 000 ans de l'étage (Pardo et al., 1996 ; Li & Keller, 1998a, b). Cette zonation est renforcée par des données magnétostratigraphiques (Li et al., 1999) et isotopiques. Depuis les années 2000, les études s'appuient majoritairement sur la zone CF1 (ou zone à *Plummerita hantkeninoides*) pour délimiter le Maastrichtien terminal situé sous la limite K-Pg (Arenillas et al., 2004 ; Metsana Oussaid et al., 2019 ; Gale et al., 2020 ; Metsana Oussaid, 2021 ; Bazeen et al., 2021 ; Farouk et al., 2024 ; Patra et al., 2024 ; Brioua et al., 2025), bien que des défis persistent, liés aux variations régionales et aux révisions taxonomiques continues.

4. Approche historique des systèmes de nomenclature parallèle dans les biozonations du Danien par les foraminifères planctoniques

Les premières zonations de foraminifères planctoniques dans les années 1950 et 1960 pour le Danien inférieur utilisaient le système conventionnel de nomenclature binomiale pour nommer les biozones : c'est-à-dire en utilisant le nom ou les noms des espèces index employées pour les définir (Bolli, 1957 ; Leonov & Alimarina, 1961 ; Subbotina, 1953 ; Berggren et Pearson., 2005 ; Wade et al., 2011). L'utilisation d'un système de nomenclature alphanumérique, c'est-à-dire la numérotation séquentielle des biozones, s'est généralisée dans les années 1970 (Blow, 1979).

Les biozones dotées d'une telle nomenclature alphanumérique présentent l'inconvénient d'être très rigides (inflexibles) et, une fois publiées, elles ne se prêtent pas facilement à l'insertion de nouvelles biozones ou à l'élimination des anciennes, car cela modifie l'ordre et crée de la confusion. La même désignation alphanumérique peut être utilisée dans un sens différent par les biostratigraphes, ce qui accroît la confusion.

Ce problème est particulièrement pertinent pour le Danien inférieur, car au moins quatre biozonations alphanumériques différentes utilisant la notation « P » ont été proposées (Smit et al., 1985 ; Keller., 1995), ce qui est très déroutant pour les non-spécialistes. Cependant, ce système offre aux biostratigraphes un moyen de communication mnémotechnique utile et pratique, car il indique automatiquement l'ordre et la position relative des biozones et présente des avantages aussi bien à l'écrit qu'à l'oral. Pour cette raison, un système de nomenclature combinant binomiale et alphanumérique suffit à lever les doutes concernant les désignations alphanumériques. En 2021, Arenillas et leur équipe de recherche proposent une notation alphanumérique (Dan) pour les biozones du Danien. Récemment, Brioua et al., (2025) ont introduit une nouvelle notation alphanumérique (D) (Tab.1) applicable aux biozones daniennes, cette notation 'D' indique l'étage Danien, cette dernière vient pour éviter toute confusion avec la notation 'P'.

5. Zonation des foraminifères planctoniques du Maastrichtien terminal

5.1. Zone à *Plummerita hantkeninoides*

Définition : Il s'agit d'une Zone d'extension totale. Sa limite inférieure est déterminée par la première occurrence de *Plummerita hantkeninoides* et sa la limite supérieur et déterminée par la dernière occurrence du marqueur zonal *Plummerita hantkeninoides*, correspondant à l'extinction de la plupart des foraminifères planctoniques du Crétacé.

Auteur : Ion and Szasz (1994)

Remarques : L'intervalle géologique que nous avons étudié est inclus dans la partie supérieure de la Zone à *Plummerita hantkeninoides*, vu que ce marqueur est présent dans les niveaux analysés en association avec d'autres fossiles index de zones indiquant un âge plus ancien, notamment *Pseudoguembelina hariaensi*, *Pseudoguembelina palpebra*.

Cette biozone occupe le Maastrichtien terminal, identifiée par la présence de l'espèce nominale (Ion et Szasz, 1994 ; Keller, 1993 ; Li et Keller, 1998 ; Coccioni et Premoli-Silva, 2015 ; Bazeen et al., 2021 ; Farouk et al., 2023 ; et Patra et al., 2024). Elle est équivalente à la Zone à *Plummerita hantkeninoides* de Gale et al., (2020), Bazeen et al., (2021) et à la Zone CF1 identifiée par Farouk et al., (2023) et Patra et al., (2024). Elle revêt une importance significative dans les localités des latitudes tropicales et subtropicales, car elle caractérise le Maastrichtien terminal. Dans la section de Dyr, cette zone s'étend sur plus de 2 mètres en dessous de la limite K-Pg (Fig.13), et dans l'intervalle stratigraphique qui s'étende de l'échantillon T5 jusqu'à l'échantillon TE de la coupe Tarfaya (Fig 14). On note l'absence de l'espèce *Abathomphalus mayaroensis* dans l'intervalle stratigraphique des deux coupes que nous avons étudiées.

Association faunistique :

Le fossile index de cette zone est présent en association avec la majorité des espèces de foraminifères planctoniques reconnue dans les coupes que nous avons étudiés. Notamment *Plummerita hantkeninoides*, *Pseudoguembelina hariansis*, *Pseudoguembelina costulata*, *Pseudoguembelina palpebra*, *Pseudoguembelina kempensis*, *Pseudotextularia elegans*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Racemiguembelina powelli*, *Globotruncana insignis*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana orientalis*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita angulate*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanella petaloidea*, *Globotruncanella minuta*, *Contusotruncana contusa*, *Rugoglobigerina rugosa*,

Rugoglobigerina reicheli, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *Rugoglobigerina scotti*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Heterohelix navarroensis*, *Heterohelix glabrans*, *Heterohelix labellosa*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix planata*, *Hedbergella holmdelensis*, *Hedbergella monmouthensis*, et *Guembelitra cretacea*. Cet assemblage micro-faunistique est typique des zones de latitudes tropicales et subtropicales du domaine téthysien (Arz, 1996 ; Molina et al., 1998 ; Arz and molina, 2002 ; Arenillas et al., 2000 ; Gallala et al., 2013 et Metsana Oussaid, 2021)

6. Zonation des foraminifères planctoniques du Danien inférieur

6.1. Zone à *Guembelitra cretacea* (Zone D1)

Définition : Intervalle stratigraphique compris entre la disparition de *Plummerita hantkeninoides* et l'apparition de *Parvularugoglobigerina eugubina*.

Auteur : Smit (1982) modifiée par Brioua et al. (2025).

Remarques : Elle correspond à la phase de transition entre l'extinction massive des espèces à la limite K-Pg et les premiers renouvellements micro-faunistique du Danien (Smit, 1982). La Zone à *Guembelitra cretacea* correspond à la Zone P0 discutée par Wade et al., (2011) et celle de Berggren et Pearson (2005) , et ensuite maintenue par Speijer et al., (2020). Cette zone n'est pas corrélée à la Zone à *Guembelitra cretacea* d'Arenillas et al., (2004), car la dernière l'a divisée en deux sous-zones : *Parvularugoglobigerina longiapertura* et *Muricohedbergella holmedelensis*. Elle n'est pas non plus équivalente à la Zone Dan1 discutée par Arenillas et al. (2021), car les deux ne représentent pas le même intervalle biostratigraphique. Dans la coupe de Dyr, cette zone s'étend de la limite K-Pg jusqu'à l'apparition de l'espèce index *Parvularugoglobigerina eugubina*. En revanche, la coupe de Tarfaya présente une lacune sédimentaire qui a entraîné l'absence du biozone à *Guembelitra cretacea*.

Association faunistique :

Dans la coupe Dyr, cette zone regroupe un ensemble de spécimens d'espèces du Maastrichtien supérieur, identifiés dans les sédiments du Danien inférieur. En raison de leur mauvaise préservation et de leur coloration jaunâtre, certains spécimens sont probablement le résultat de processus de remaniement notamment : *Globotruncanella petaloidea*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncanella minuta*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Pseudoguembelina palpebra* et *Hedbergella monmouthensis*. Cependant, d'autres spécimens, tels que *Heterohelix navarroensis*, *Heterohelix glabrans*, *Heterohelix labellosa*, *Heterohelix*

globulosa, *Heterohelix planata*, *Hedbergella holmdelensis*, *Pseudoguembelina costulata*, *Pseudoguembelina kempensis* et *Guembelitra cretacea*, semblent bien préservés et non remaniés.

6.2. Zone à *Parvularugoglobigerina eugubina* (Zone D2)

Définition : Intervalle stratigraphique caractérisé par la répartition totale du taxon nominatif *Parvularugoglobigerina eugubina*.

Auteur : Luterbacher and Premoli Silva (1964)

Remarques : Cette définition reste la même que celle de Berggren et Pearson (2005), Wade et al., (2011) et Speijer et al., (2020) pour leur Zone Pa équivalente. Cette zone n'est pas équivalente à la Zone à *Pv. eugubina* définie par Arenillas et al., (2004), et ne peut pas non plus être corrélée à la Zone Dan3 définie par Arenillas et al., (2021), car les deux ne couvrent pas le même intervalle biostratigraphique. Dans la section de Dyr, la première occurrence de *Pv. longiapertura* et *Pv. eugubina* sont synchrones, et cette zone s'étend sur 85 cm. Dans la coupe de Tarfaya, une lacune sédimentaire s'est produite, entraînant l'absence du biozone à *Parvularugoglobigerina eugubina*.

Association faunistique :

Le fossile index de cette zone est présent en association avec de nouvelles espèces daniennes, notamment : *Guembelitra cretacea*, *Parvularugoglobigerina longiapertura*, *Parvularugoglobigerina sabina* et *Eoglobigerina simplicissima*. Cette zone regroupe également un ensemble de spécimens d'espèces du Maastrichtien supérieur, identifiés dans les sédiments, qui ont été attribués à *Heterohelix labellosa*, *Pseudoguembelina costulata*, *Heterohelix navarroensis*, *Heterohelix globulosa* et *Heterohelix planata*.

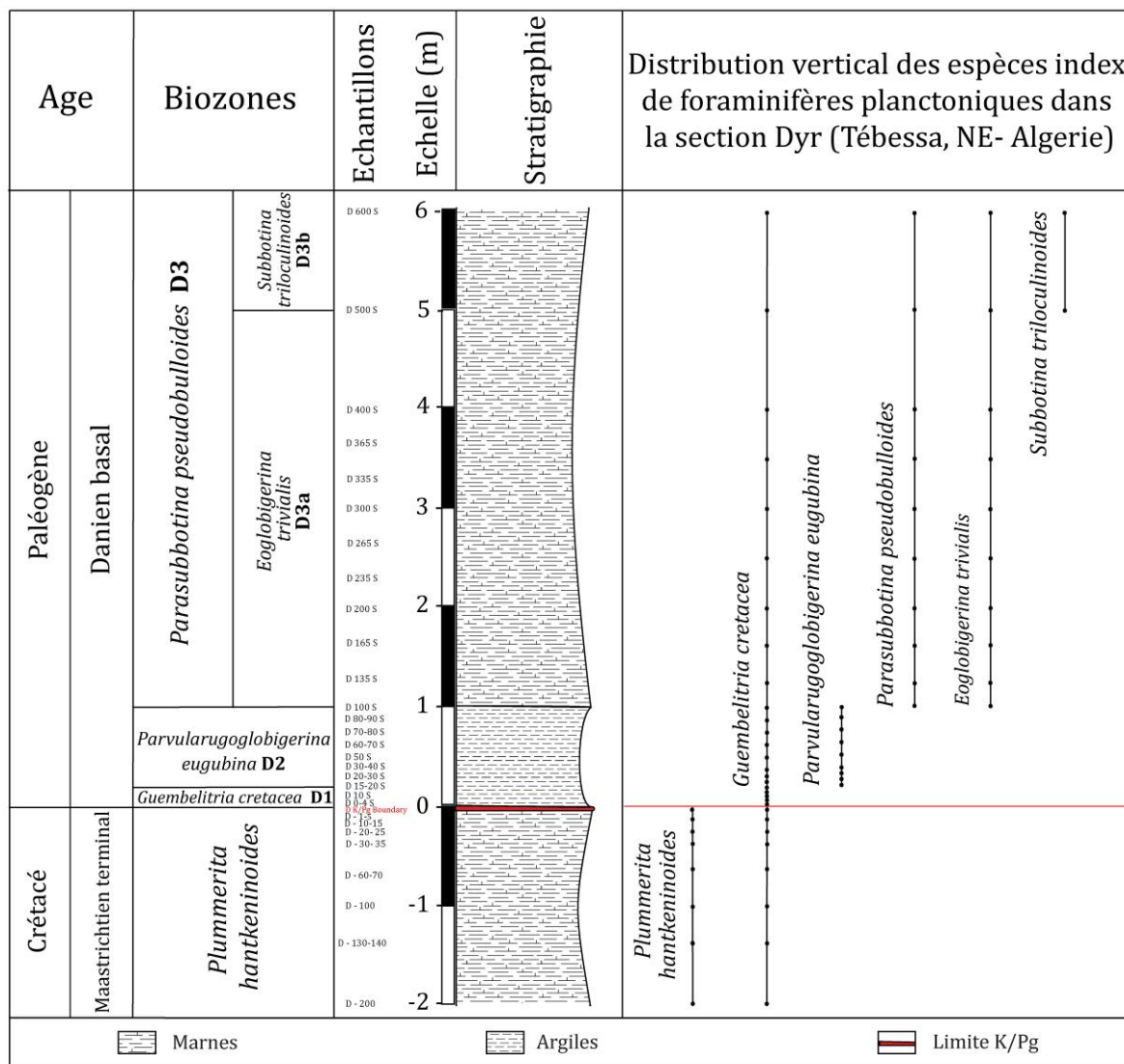


Fig.13. Distribution verticale des espèces index de foraminifères planctoniques dans la section de Dyr (Tébessa, NE- Algérie).

6.3. Zone à *Parasubbotina pseudobulloides* (Zone D3)

Définition : C'est l'intervalle biostratigraphique compris entre la première occurrence de *Parasubbotina pseudobulloides* et la première occurrence de *Praemurica uncinata*.

Auteur : Leonov and Alimarina (1961), modifié par Molina et al. (1996)

Remarques : Cette Zone couvre le même intervalle bio-stratigraphique que la Zone P1 de Wade et al., (2011) et Speijer et al., (2020), bien qu'elle diffère par son marqueur zonal. Elle est également équivalente à la Biozone Dan4, identifiée par Arenillas et al., (2021), bien qu'elles ne couvrent pas les mêmes intervalles biostratigraphiques, car les limites inférieure et supérieure de la Biozone Dan4 ont été définies respectivement comme la première occurrence

de *Parasubbotina pseudobulloides* et la première occurrence d'*Acarinina trinidadensis*. Il convient de noter que, dans la section de Dyr, la dernière occurrence de *Parvularugoglobigerina eugubina* et la première occurrence de *Parasubbotina pseudobulloides* sont synchrones. Dans la coupe de Dyr, cette zone débute à 1 mètre au-dessus de la limite K-Pg, tandis que dans la coupe de Tarfaya, elle a été identifiée immédiatement au-dessus de cette limite et s'étend sur plus de 8 mètres d'épaisseur.

Association faunistique :

Cette zone regroupe le cortège faunistique de foraminifères planctoniques suivants : *Guembelitra cretacea* et *Eoglobigerina simplicissima*. En termes de nouvelles apparitions, nous signalons, en plus de l'espèce index de la zone *Parasubbotina pseudobulloides*, celles d'*Eoglobigerina trivialis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Praemurica inconstans*, *Eoglobigerina fringa*, *Parasubbotina moskvini*, *Woodringina claytonensis* et *Subbotina triloculinoides*. Cette zone comprend également un ensemble de spécimens d'espèces du Maastrichtien supérieur, identifiés dans les sédiments, qui ont été attribués à *Heterohelix globulosa* et *Heterohelix planata* en bon état de conservation.

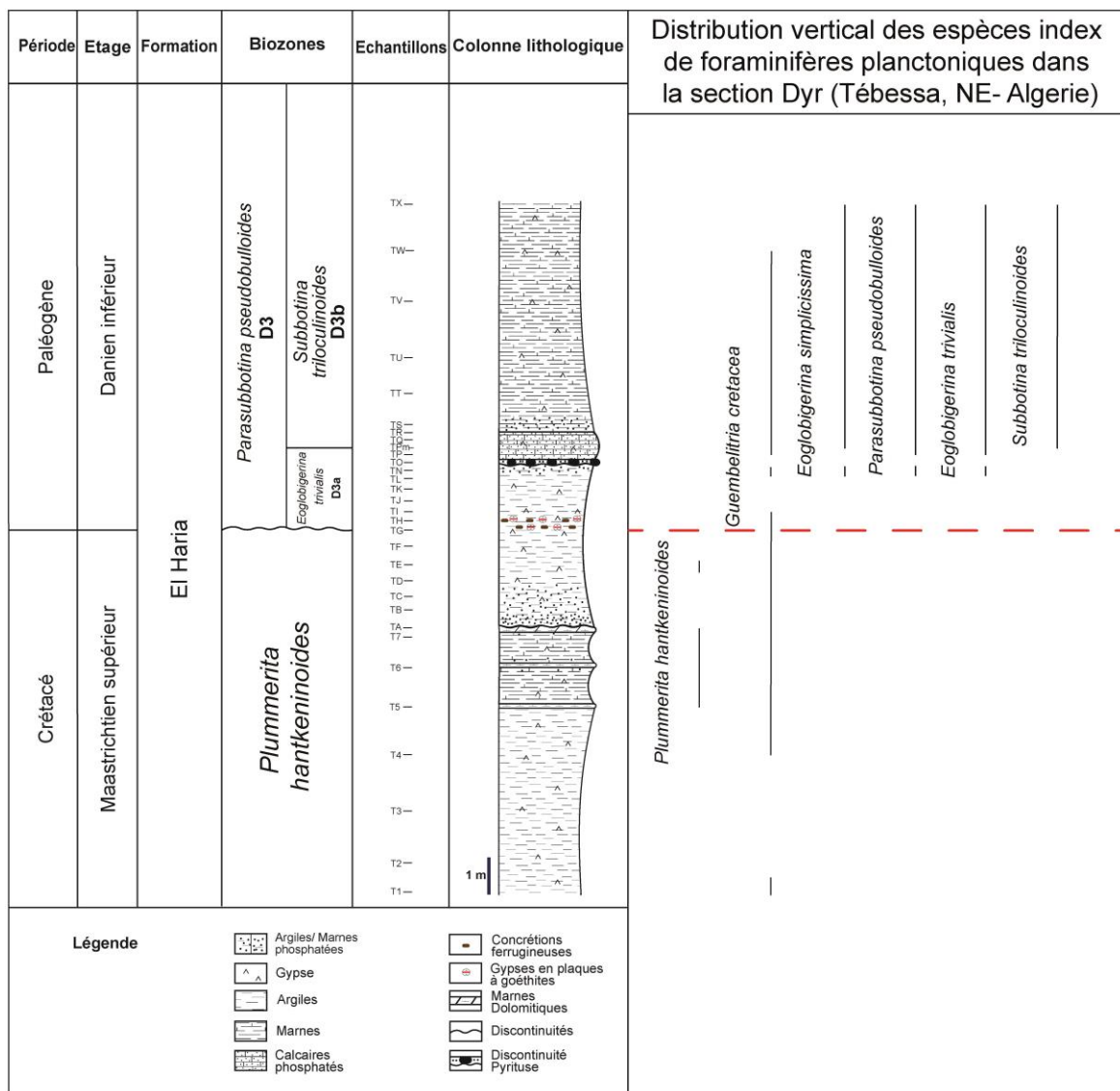


Fig.14. Distribution verticale des espèces index de foraminifères planctoniques dans la section Tarfaya (Tébessa, NE- Algérie).

6.3.1. Sous-Zone à *Eoglobigerina trivialis* (Sous-Zone D3a)

Définition : Intervalle Biostratigraphique compris entre la dernière occurrence de *Parvularugoglobigerina eugubina* et le niveau d'apparition le plus bas de *Subbotina triloculinoides*.

Auteur : Arenillas et al. (2004), modifié par Brioua et al. (2025).

Remarques : Cette sous-zone est équivalente à la Sous-zone P1a de Berggren et Pearson (2005) et est la même que celle de Wade et al. (2011). Cependant, elle ne correspond pas strictement aux intervalles biostratigraphiques de la Sous-zone à *Eoglobigerina trivialis* établie par Arenillas et al. (2004), ni à la Sous-zone à *Praemurica taurica* Dan3 définie par Arenillas et al.

(2021). En effet, la limite inférieure de ces deux zones est définie par la première occurrence de *P. pseudobulloides* plutôt que par la dernière occurrence de *Pv. eugubina*. La présence de cette sous-zone a été documentée dans les deux coupes (Dyr et Tarfaya).

Association faunistique :

Le cortège sédimentaire de cette sous-zone est presque similaire à celui de la zone antérieure, à l'exception de l'espèce *Subbotina triloculinoïdes*, qui apparaît seulement dans la sous-zone suivante. Néanmoins, l'abondance des foraminifères continue d'augmenter. En termes de disparitions, nous signalons dans cette sous-zone la disparition de l'ensemble des spécimens d'espèces du Maastrichtien supérieur, identifiés dans les sédiments, notamment *Heterohelix globulosa* et *Heterohelix planata*.

6.3.2. Sous-zone à *Subbotina triloculinoïdes* (Sous-zone D3b)

Définition : Intervalle biostratigraphique comprise entre la première occurrence de *Subbotina triloculinoïdes* et la première occurrence de *Globanomalina compressa*.

Auteur : Berggren (1969), modifiée par Arenillas et al. (2004).

Remarques : Cette sous-zone correspond à la Sous-zone P1b de Berggren et Pearson, (2005), est la même que celle de Wade et al. (2011) et Speijer et al., (2020). Elle est également approximativement équivalente à la Sous-zone à *S. triloculinoïdes* discutée par Arenillas et al., (2004), Metsana-Oussaid et al., (2019) et Arenillas et al., (2021). Cette Sous-Zone a été identifiée dans les deux sections étudiées (Coupe Dyr et Coupe Tarfaya).

Association faunistique :

Le cortège sédimentaire de cette sous-zone est similaire à celui de la Zone à *Parasubbotina pseudobulloides* (Zone D3). En ce qui concerne les nouvelles apparitions, nous notons la présence de l'espèce index de la sous-zone, *Subbotina triloculinoïdes*. Cette sous-zone se distingue par une prolifération significative des taxons tertiaires.

7. Les espèces index : distribution biostratigraphique et morphologie distinctive :

7.1. *Plummerita hantkeninoïdes* (Brönnimann, 1952) (Fig.15) :

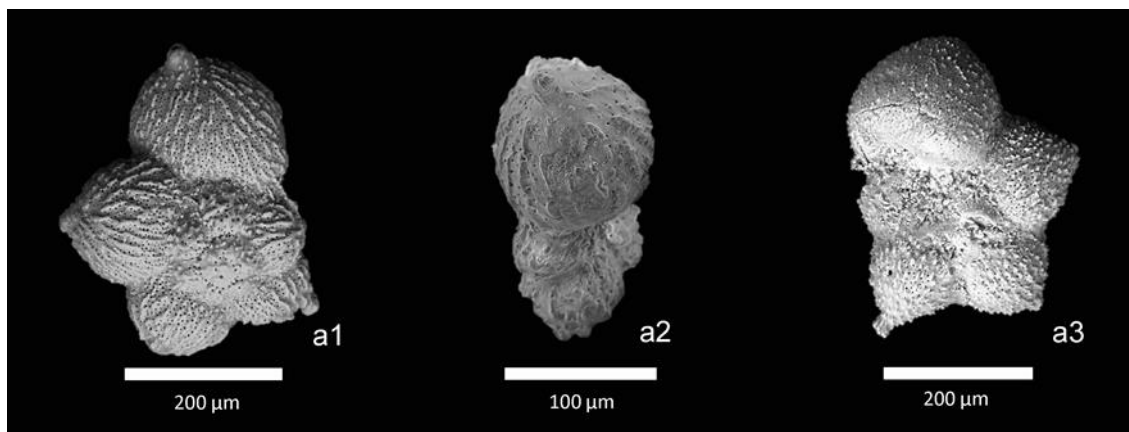


Fig.15. *Plummerita hantkeninoides*, a1 : face spirale évoluée ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involuée.

Principaux caractères spécifiques :

L'espèce ressemble à celle du *Hantkenina (Aragonella) mexicana* Cushman du moyen Éocène. Seule la dernière volute à cinq chambres est visible. Les chambres sont disposées en une spirale trochoïdale indistincte. Les chambres bien séparées périphériquement sont comprimées, à l'exception de la chambre terminale, qui est légèrement gonflée chez certains individus. Les chambres sont allongées radialement et possèdent, tout au long de la dernière spire, des épines situées axialement. Les angles entre les épines mesurent en moyenne 70 degrés. En général, les épines des dernières chambres sont plus petites que celles des précédentes. Il est possible que cette caractéristique devienne obsolète au cours du développement ontogénétique. L'ombilic est indistinct, et les zones centrales des deux côtés sont masquées par la matrice. Les sutures sont droites, peu profondes mais nettement définies. L'ouverture n'est pas connue. Les parois semblent épaisses. La surface est rugueuse et, chez quelques spécimens, on peut même observer un type de motif linéaire. En raison de la spirale trochoïdale indistincte, la direction de l'enroulement ne peut pas être déterminée.

Répartition biostratigraphique :

- **Dernière occurrence (sommet) :** le sommet de la zone de *P. hantkeninoides* (à 66,0 m au Maastrichtien terminal). Correspondant à l'extinction de la plupart des foraminifères planctoniques du Crétacé, Coïncide avec l'anomalie d'iridium.
- **Première occurrence (base) :** au sommet de la zone de *Pseudoguembelina hariaensis* (Arz et Molina, 2002) ou de la zone *Pt. elegans* (Bazeen et al., 2021), dans l'étage Maastrichtien.

7.2. *Guembelitra cretacea* (Cushman, 1933) (Fig.16):

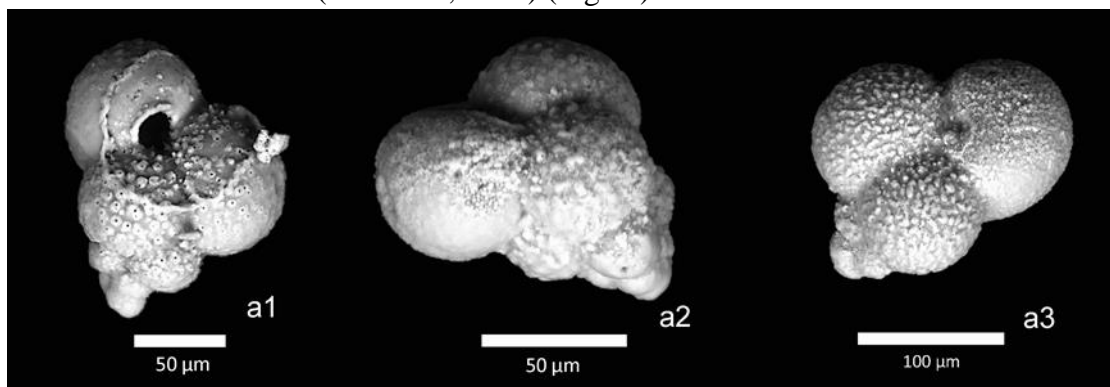


Fig.16. *Guembelitra cretacea*, a1 : vue de profil ; a2 : vue de profil ; a3 : vue latérale.

Principaux caractères spécifiques :

Comme décrit par Cushman (1933), le test est petit, trisérié et composé de chambres globulaires avec des sutures fortement déprimées. L'ouverture est bordée par une lèvre distincte et est souvent légèrement asymétrique. Lorsqu'elle est présente, l'apparence de l'asymétrie de l'ouverture résulte de l'invagination de la lèvre le long d'un côté de l'ouverture (comme chez *Woodringina* et *Chiloguembelina*). La structure de la paroi est microperforée et la texture de surface est souvent caractérisée par des monticules de pores émoussés — des monticules marqués par un ou plusieurs pores (Olsson et al., 1999).

Répartition biostratigraphique:

- **Dernière occurrence (haut) :** au sommet de la sous-zone P1b (selon Berggren et Pearson, (2005)) (100 % vers le sommet, 63,9 Ma, dans l'étage Danien).
- **Première occurrence (base) :** à l'intérieur de la zone G. *elevata* (79,33-83,65 Ma, base dans l'étage Campanien).

7.3. *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher et Premoli Silva, 1964) (Fig.17) :

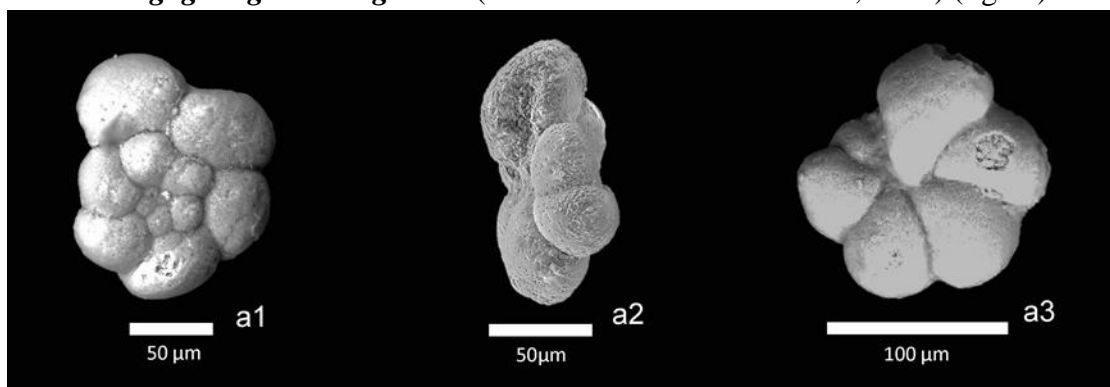


Fig.17. *Parvularugoglobigerina eugubina*, a1 : face spirale évoluée ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involuée.

Principaux caractères spécifiques :

Parvularugoglobigerina eugubina présente une morphologie extrêmement variable. Le test est une petite trochospéroïde avec 2½ tours de spire, chacun composé de 4½ à 8 loges subglobulaires renflées, augmentant lentement de taille. Les premier et dernier tours de spire contiennent généralement le même nombre de loges. La hauteur de la spire est faible à modérée. La paroi du test est microperforée et les spécimens bien conservés présentent parfois des monticules de pores superficiels. L'ouverture est allongée et marquée par un rebord épaissi. La position de l'ouverture varie d'ombilicale à presque périphérique. Des spécimens individuels présentent parfois une ouverture dorsale ou à la fois des ouvertures dorsale et ombilicale sur la dernière loge. Certains peuvent montrer plus d'une ouverture dorsale. (Olsson et al., 1999).

Répartition biostratigraphique:

- **Dernière occurrence (sommet):** au sommet de la zone P α (65,7 Ma, dans l'étage Danien).
- **Première occurrence (base):** à la base de la zone P α (66 Ma, dans l'étage Danien).

Note :

Le Dernier Apparition de l'espèce *Parvularugoglobigerina eugubina* marque le début de la zone P1a et le sommet de la zone P α a (Berggren et Pearson, (2005) ; Wade et al., (2011)), et la zone *Parasubbotina pseudobulloides* D3 décrite par Brioua et al., (2025).

Le Premier Apparition de l'espèce *Parvularugoglobigerina eugubina* marque le début de la zone P α et le sommet de la zone P0 (Berggren et Pearson, (2005) ; Wade et al., (2011)), et la zone *Parvularugoglobigerina eugubina* D2 décrite par Brioua et al., (2025).

7.4. *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1927) (Fig.18):

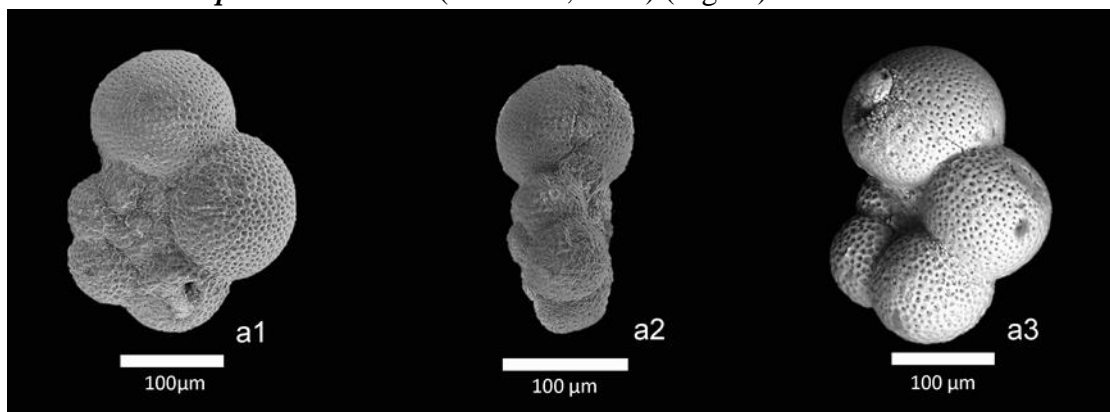


Fig.18. *Parasubbotina pseudobulloides*, a1 : face spirale évoluée ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involuée.

Principaux caractères spécifiques :

Test trochospiralé avec 10-12 chambres, et avec 5 chambres dans la dernière spirale. Les chambres globulaires gonflées, légèrement ovoïdes, augmentent rapidement de taille. L'ouverture est interiomarginale, umbilicale à extraumbilicale, un arc arrondi élevé bordé d'une lèvre étroite. L'ombilic est étroit, profond et ouvert sur les chambres précédentes. La paroi spinose cancellée est faiblement développée dans les formes précoces de cette espèce mais devient plus forte dans les formes ultérieures. Les trous de spines sont nombreux et situés à la jonction et le long des crêtes cancellées. Ils peuvent être obscurcis par une calcification diagénétique. La taille globale du test est généralement supérieure à 250 µm. (Olsson et al., 1999).

Répartition biostratigraphique :

- **Dernière occurrence (sommet) :** dans la zone P3 de l'étage Selandien. (Olsson et al. 1999).
- **Première occurrence (base) :** dans la zone *Parasubbotina pseudobulloides* D3 de l'étage Danien (Brioua et al., 2025), et zone *Parasubbotina pseudobulloides* Dan 4 (Arenillas et al., 2021).

7.5. *Eoglobigerina trivialis* (Subbotina, 1953) (Fig19):

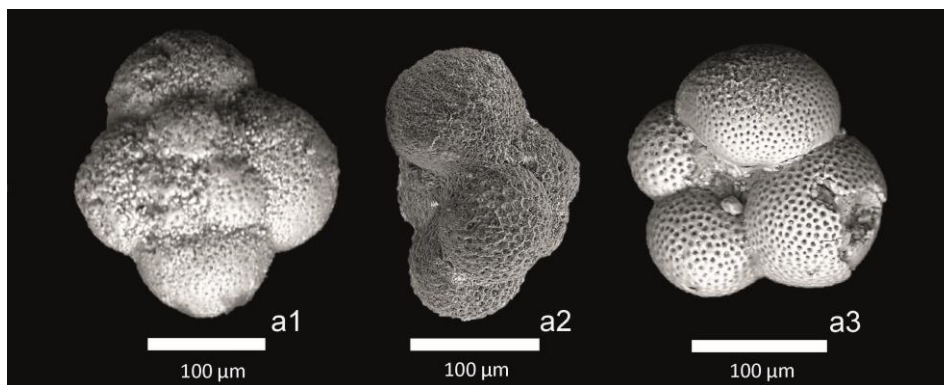


Fig.19. *Eoglobigerina trivialis*, a1 : face spirale évoluée ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involuée.

Principaux caractères spécifiques :

Un test trochospiral bas, enroulé serré, avec 3½ chambres dans la spirale ultime et une ouverture ombilicale munie d'une lèvre mince. La chambre ultime est égale à, ou légèrement plus petite que la pénultième. La paroi est faiblement cancellée et épineuse. Les épines sont disposées aux jonctions des crêtes cancellées. L'ombilic est petit et presque fermé par l'enroulement serré. La taille globale du test est généralement inférieure à 250 µm (Olsson et al., 1999).

Répartition biostratigraphique :

- **Dernière occurrence (haut):** à l'intérieur de la zone P2 (62,29-62,60 Ma, sommet dans l'étage Danien) (Olsson et al. 1999).
- **Première occurrence (base):** à la base de la zone *Parasubbotina pseudobulloides* D3, la sous zone *Eoglobigerina trivialis* D3a (Brioua et al., 2025), la base de la zone *Parasubbotina pseudobulloides* (Arenillas et al., 2004), dans l'étage Danien inférieur.

7.6. Subbotina triloculinoides (Plummer, 1927) (Fig. 20):

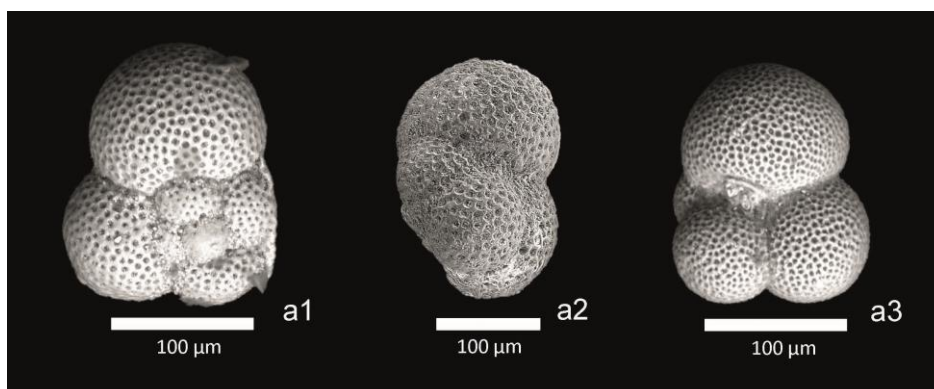


Fig.20. *Subbotina triloculinoides*, a1 : face spirale évolutive ; a2 : vue de profil ; a3 : face ombilicale involute.

Principaux caractères spécifiques :

Un test de taille moyenne, lobé, trilobé avec 3 à 3½ loges dans le dernier tour de spire qui augmentent modérément de taille, la dernière loge occupant jusqu'à ½ de la taille du test. Suture intercamérale déprimée, droite à légèrement courbe sur les faces ombilicale et spirale du test. Ombilic étroit, profond, souvent recouvert par une lèvre aperturale bien développée. Ouverture ombilicale, légèrement asymétrique vers une direction extra-ombilicale. Les parois du test sont fortement réticulées, épineuses, les épines se trouvant à la jonction et le long des crêtes réticulées. (Olsson et al., 1999).

Répartition biostratigraphique :

- **Dernière occurrence (haut):** à l'intérieur de la zone P4 (Olsson et al. 1999) au sommet dans l'étage Thanétien.
- **Première occurrence (base):** à la base de la sous-zone *Subbotina triloculinoides* (Arenillas et al., 2004), à la base de la sous-zone P1b (Berggren and Pearson, 2005; Wade et al. 2011), à la base de la subbiozone Dan4b (Arenillas et al., 2021) et a la base de la sous zone *Subbotina triloculinoides* D3b (Brioua et al., 2025) dans l'étage Danien.

8. Répartition biostratigraphique des foraminifères planctoniques dans les secteurs étudiés dans la région de Tébessa :

8.1. Coupe Dyr

La coupe de Dyr, d'une puissance de 8 mètres, englobe la transition Crétacé-Paléogène au sein de la Formation El Haria. Cette coupe a été étudiée en détail par Brioua et al. (2025), qui ont caractérisé la distribution stratigraphique des foraminifères planctoniques à travers la limite K-Pg dans cette localité. Dans ce travail, les auteures se sont particulièrement basé sur l'extinction du marqueur planctonique *Plummerita hantkeninoides*, pour marquer le Maastrichtien terminal, conformément aux biozonations (Keller et al., 1998 ; Coccioni et Premoli-Silva, 2015 ; Gale et al., 2020 ; Bazeen et al., 2021 ; Farouk et al., 2023 ; et Patra et al., 2024) appliquées pour la province téthysienne.

En se référant aux résultats de Brioua et al. (2025), nous nous sommes proposées d'approfondir dans l'analyse biostratigraphique de la coupe Dyr, à la recherche des marqueurs biostratigraphiques de la limite K-Pg. De même nous nous sommes focalisés sur la réelle

apparition et disparition des formes typiques de l'espèce *Plummerita hantkeninoides*, afin de fixer la limite qui sépare le Maastrichtien terminal du Danien basal.

En fonction de l'évolution verticale du faciès au niveau de cette coupe couplé avec l'évolution vertical des foraminifères planctoniques, nous avons identifiés deux unités comprenant des assemblages micro-faunistiques différentes, qui sont successivement les unités UM et UD (Fig. 21) qui sont détaillées comme suit :

L'unité UM : cette unité a livré une microfaune bien préservée. Cependant nous avons pu connaître dans cette unité, l'ensemble des espèces de foraminifères planctoniques suivantes : *Plummerita hantkeninoides*, *Pseudoguembelina hariansis*, *Pseudoguembelina costulata*, *Pseudoguembelina palpebra*, *Pseudoguembelina kempensis*, *Pseudotextularia elegans*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Racemiguembelina powelli*, *Globotruncana insignis*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana orientalis*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita angulate*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanella petaloidea*, *Globotruncanella minuta*, *Contusotruncana contusa*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rugoglobigerina reicheli*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *Rugoglobigerina scotti*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Heterohelix navarroensis*, *Heterohelix glabrans*, *Heterohelix labellosa*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix planata*, *Hedbergella holmdelensis*, *Hedbergella monmouthensis*, et *Guembelitria cretacea*, certains spécimens de ces espèces sont illustrés dans la planche (Pl.1) ; les foraminifères benthiques comprennent notamment : *Lenticulina macrodisca*, *Pullenia coryelli*, et *Coryphostoma plaitum*; ainsi que des ostracodes rares, tels que : *Cytherella* sp, *Bairdia* sp, *Aphrikanecythere phumatoides*. Cet assemblage de foraminifères susmentionnées se caractérise la présence remarquable de *Plummerita hantkeninoides* dans cet assemblage signale le Maastrichtien terminal (Metsana-Oussaid et al., 2019 ; Patra et al., 2024 ; Coccioni et Frontalini., 2024).

Cet assemblage persiste au sommet de l'unité jusqu'au niveau repère (D K/Pg Boundary) marquant la limite K-Pg, où se produit l'extinction massive de la majorité des espèces de foraminifères planctoniques.

La limite K-Pg (D K/Pg Boundary) : Caractérisée par une fine couche millimétrique (1 à 5 mm) de goethite, gypse et quartz. Ce niveau est de couleur jaunâtre, brune à rougeâtre, **azoïque**, formant une couche continue et mince, parfois lenticulaire. Il s'intercale dans un niveau

gypseux, dont les fibres sont disposées perpendiculairement à la limite. Cette couche contient le marqueur cosmique iridium.

Unit UD: partie supérieure de la coupe, elle est marquée par un niveau d'argiles gypseuses noires. Ces argiles sont riches en bioclastes ferruginisés. À 30 cm au-dessus, la ferruginisation diminue progressivement, tandis que les foraminifères planctoniques prolifèrent. Ce niveau est surmonté par des marnes grisâtres. Cette unité a livré des foraminifères benthiques, notamment : *Lenticulina macrodisca*, *Pullenia coryelli*, *Coryphostoma plaitum*, et *Eponides plummerae*; ainsi que des foraminifères planctoniques, notamment : *Guembelitra cretacea*, *Parvularugoglobigerina eugubina*, *Parvularugoglobigerina longiapertura*, *Parvularugoglobigerina sabina*, *Eoglobigerina simplicissima*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Eoglobigerina trivialis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Praemurica inconstans* et *Subbotina triloculinoides*. Certains spécimens de ces espèces sont illustrés dans la planche (Pl.2). Ces foraminifères planctoniques sont considérés comme des marqueurs bio-stratigraphique (espèces index) du Danien inférieur (Arenillas et al., 2021). Par ailleurs, cette unité contient des radioles d'oursins, des dents de sélaciens rares, quelques spécimens rares de coraux solitaires pyritisés et des grains de glauconite.

L'étude de ces taxons à travers la limite K-Pg a permis d'identifier seize spécimens d'espèces du Maastrichtien supérieur dans les sédiments du Danien basal (voir Fig.21). En raison de leur mauvaise préservation et de leur coloration jaunâtre, sept spécimens sont probablement le résultat de processus de remaniement. Cependant, les spécimens restants, notamment *Heterohelix navarroensis*, *Heterohelix glabrans*, *Heterohelix labellosa*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix planata*, *Hedbergella holmdelensis*, *Pseudoguembelina costulata*, *Pseudoguembelina kempensis* et *Guembelitra cretacea*, sont remarquablement bien préservés.

(Punekar et al., 2014 ; Molina, 2015) ont discuté ce phénomène, l'attribuant soit à des processus de remaniement, soit à une survie au-delà de l'extinction de masse K-Pg. À l'inverse, (Arenillas et al., 2022) considèrent que seule *Guembelitra* aurait survécu, et la majorité des autres taxons étant remaniés. D'autres chercheurs, comme (Marcelle K. BouDagher-Fadel, 2015), soutiennent que certains taxons du Maastrichtien persistent à la base du Paléogène et pourraient représenter les ancêtres de formes paléogènes. L'absence de consensus laisse penser que des preuves concluantes en faveur d'une interprétation unique manquent encore. Cette question demeure non résolue et nécessite des investigations complémentaires pour aboutir à une

conclusion définitive. Néanmoins, les chercheurs s'accordent généralement sur le fait que *Guembelitra cretacea* a survécu à l'extinction de masse.

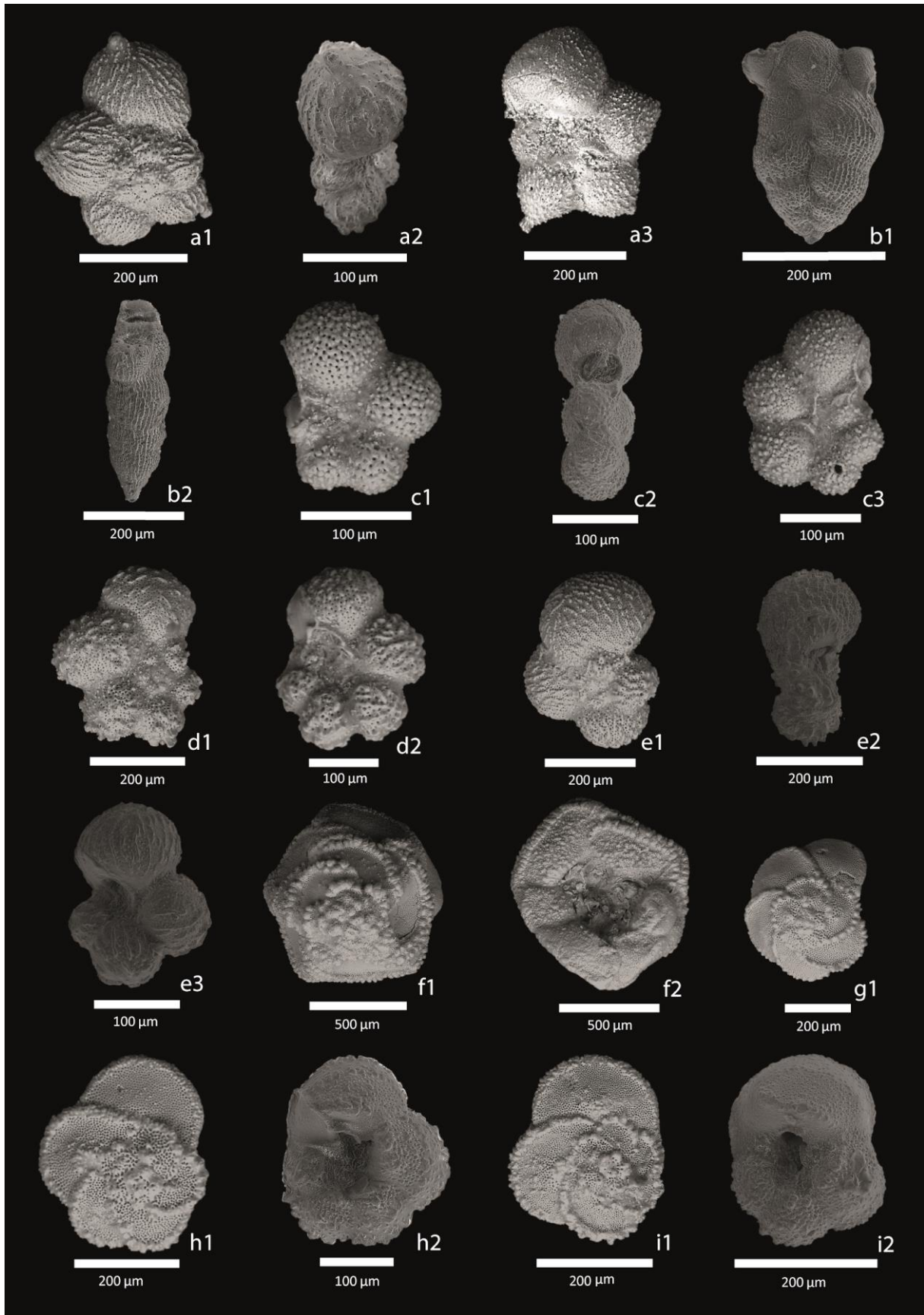
Ainsi, l'évolution de nouvelles espèces dans la coupe Dyr débute avec *Guembelitra cretacea* immédiatement après l'extinction catastrophique, représentée par des espèces de très petite taille (environ 63 μm) et d'autres morphologies trochospirales comme *Parvularugoglobigerina eugubina*.

L'application d'une zonation biostratigraphique de haute résolution à l'étage Danien dans la coupe de Dyr, basée sur l'étude des foraminifères planctoniques, a permis de définir trois biozones distinctes.

Immédiatement au-dessus de la limite K-Pg, les foraminifères planctoniques, progressivement diversifiés, se répartissent selon les Zones biostratigraphique suivante :

- **Zone *Guembelitra cretacea* (Zone D1)** : Identifiée dans l'intervalle compris entre l'échantillon marqueur de la limite K-Pg (D K/Pg Boundary) et l'échantillon (D 15-20 S).
- **Zone *Parvularugoglobigerina eugubina* (Zone D2)** : Succédant à la Zone D1, elle persiste jusqu'à l'apparition du taxon indicateur *Parasubbotina pseudobulloides*. Il convient de noter que dans la coupe de Dyr, la dernière occurrence de *Parvularugoglobigerina eugubina* et la première apparition de *Parasubbotina pseudobulloides* sont synchrones.
- **Zone *Parasubbotina pseudobulloides* (Zone D3)** : Débutant à environ 1 mètre au-dessus de la limite K-Pg, cette zone se subdivise en deux sous-unités :
 - **Sous-Zone *Eoglobigerina trivialis* (D3a)**
 - **Sous-Zone *Subbotina triloculinoides* (D3b)**

L'ensemble de ces biozones est caractéristique du Danien inférieur, reflétant ainsi une succession paléoenvironnementale typique des bassins téthysiens.



Pl.1. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Maastrichtien terminal de la coupe de Dyr.

(a) *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann, 1952) échantillon D-30-35 : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(b) *Pseudoguembelina hariaensis* (Nederbragt, 1991) échantillon D-130–140 : 1-vue spirale, 2-vue de profil ;

(c) *Hedbergella holmdelensis* (Olsson, 1964) échantillon D-30-35 : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(d) *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1927) échantillon D-100 : 1-vue spirale, 2-vue ombilicale ;

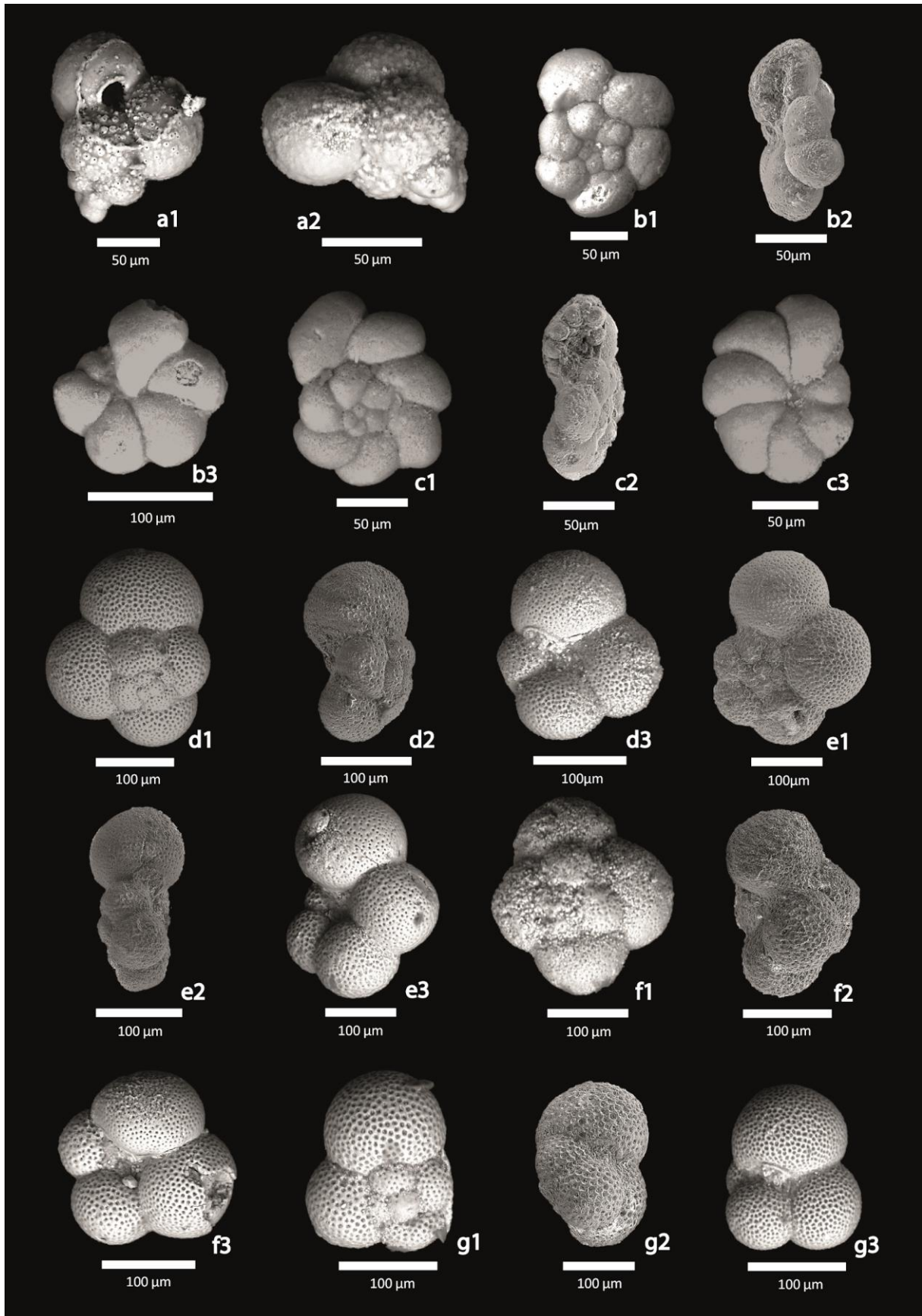
(e) *Rugoglobigerina macrocephala* (Brönnimann, 1952) échantillon D-100 : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(f) *Contusotruncana contusa* (Cushman, 1926) échantillon D-100 : 1-vue spirale, 2-vue ombilicale ;

(g) *Globotruncana arca* (Cushman, 1926) échantillon D-100 : 1-vue spirale ;

(h) *Globotruncana rosetta* (Carsey, 1926) échantillon D-100 : 1-vue spirale, 2-vue ombilicale ;

(i) *Globotruncana aegyptiaca* (Nakkady, 1950) échantillon D-100 : 1-vue spirale, 2-vue ombilicale.



Pl.2. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Danien inférieur de la coupe de Dyr.

(a) *Guembelitra cretacea* (Cushman, 1933) échantillon D 0-4 S : 1-vue de profil, 2-vue de profil ;

(b) *Parvularugoglobigerina eugubina* (Luterbacher et Premoli Silva, 1964) échantillon D 70-80 : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(c) *Parvularugoglobigerina longiapertura* (Blow, 1979) échantillon D 50 S : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(d) *Eoglobigerina simplicissima* (Blow, 1979) échantillon D 100 S : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(e) *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1927) échantillon D 300 S : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(f) *Eoglobigerina trivialis* (Subbotina, 1953) échantillon D 200 S : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale ;

(g) *Subbotina triloculinoides* (Plummer, 1927) échantillon D 600 S : 1-vue spirale, 2-vue de profil, 3-vue ombilicale.

8.2. Coupe Tarfaya

La coupe de Tarfaya présente une succession stratigraphique s'étendant du Maastrichtien terminal au Danien inférieur. L'étude biostratigraphique repose principalement sur l'analyse de la distribution verticale des foraminifères planctoniques, permettant d'établir un découpage biostratigraphique basé sur les espèces index.

La limite K-Pg (Crétacé-Paléogène) est clairement marquée par : une extinction graduelle de la microfaune maastrichtienne et un renouvellement faunistique progressif, suggérant un milieu de dépôt sélectif, probablement lié à un événement biologique et environnemental majeur. Au sein de la Sous-Zone à *Eoglobigerina trivialis* (D3a) du Danien inférieur, une discontinuité lithologique a été signalée, marquée par un hiatus sédimentaire. Cette lacune stratigraphique explique l'absence partielle des dépôts attribuables à cette Sous-Biozone. L'étude démontre une corrélation étroite entre : les biozones (définies par les foraminifères planctoniques), la lithologie, et la distribution verticale des microfossiles. Cette approche intégrée permet d'affiner l'âge de la série sédimentaire et de reconstituer les événements géologiques associés à la limite K-Pg.

En fonction de l'évolution verticale des foraminifères planctoniques au niveau de cette coupe, nous avons identifiés deux unités distinctes, caractérisées par des changements significatifs dans les assemblages micro-faunistiques. Ces unités se succèdent comme suit UT1 et UT2 (Fig. 22).

Unité UT1 : cette unité a livré des microfaunes bien préservées. L'analyse de cette unité a permis de mettre en évidence l'assemblage microfaunistique suivant : *Pseudoguembelina hariansis*, *Plummerita hantkeninoides*, *Pseudoguembelina costulata*, *Pseudoguembelina kempensis*, *Pseudoguembelina palpebra*, *Pseudotextularia elegans*, *Racemiguembelina powelli*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana insignis*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncana orientalis*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana falsostuarti*, *Globotruncanita angulate*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita conica*, *Globotruncanella petaloidea*, *Globotruncanella minuta*, *Contusotruncana contusa*, *Rugoglobigerina reicheli*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *Rugoglobigerina scotti*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Hedbergella holmdelensis*, *Hedbergella monmouthensis*, *Heterohelix glabrans*, *Heterohelix navarroensis*, *Heterohelix labellosa*, *Heterohelix globulosa*, *Heterohelix planata*, et *Guembelitra cretacea*. Certains spécimens de ces espèces sont illustrés dans la planche (Pl. 3). L'assemblage microfaunistique comprend aussi de nombreux foraminifères benthiques, des

ostracodes, des radioles d'oursins et des dents de poissons. La présence marquée de l'espèce biostratigraphique *Plummerita hantkeninoides* dans cet assemblage indique un âge Maastrichtien terminal (Metsana-Oussaid et al., 2019 ; Patra et al., 2024 ; Coccioni et Frontalini, 2024).

À partir de l'échantillon TB, la microfaune diminue progressivement jusqu'au sommet de l'unité, marqué par le repère de la limite K-Pg, où se produit l'extinction de la majorité des foraminifères planctoniques du Maastrichtien.

La limite K-Pg : une zone jaunâtre à rougeâtre et ferrugineuse apparaît sous forme de petits galets discontinus. Cette zone est riche en feuillets (strates centimétriques) de gypse, parfois déformés, et remplis de goethite, d'argile rouge ou jaune ferrugineuse interstratifiée entre les plaquettes de gypse. Cette zone ferrugineuse contient également des concrétions pyriteuses qui semblent être de la jarosite. Cette limite correspond à une discontinuité lithologique bien marquée.

Unité UT2 : immédiatement au-dessus de la limite K-Pg, dans l'intervalle stratigraphique entre les échantillons TI jusqu'à TL, les foraminifères planctoniques sont relativement rares et de nombreux échantillons sont stériles en raison de la dissolution (Keller et al., 1998). Les foraminifères planctoniques remaniées incluent des *hétérohélicidés*, des *guembelitridés*, des *globotruncanidés*, des *régoglobigerinidés*, tandis que les espèces daniennes sont absentes probablement due à la dissolution ! (Keller et al., 1998).

À partir de l'échantillon TN, les premières apparitions des espèces daniennes se manifestent par l'apparition de foraminifères planctoniques, notamment : *Guembelitra cretacea*, *Woodringina claytonensis*, *Eoglobigerina simplicissima*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Eoglobigerina fringa*, *Parasubbotina moskvini*, *Parasubbotina pseudobulloides* et *Eoglobigerina trivialis*. Ces espèces, de petite taille (généralement $\leq 90 \mu\text{m}$) sont typiques du Danien inférieur et caractéristiques de la Zone à *Parasubbotina pseudobulloides* (D3), plus précisément de la Sous-Zone à *Eoglobigerina trivialis* (D3a). Cet horizon livre également quelques genres crétacés de foraminifères planctoniques probablement remaniés, incluant des *Hétérohélicidés*, des *Guembelitridés*, des *Globotruncanidés* et des *Régoglobigerinidés*.

Immédiatement au-dessus de la surface de discontinuité, un hiatus sédimentaire est identifié. Celui-ci est surmonté par un banc de calcaire phosphaté au sein duquel réapparaissent les foraminifères planctoniques daniens, notamment une nouvelle espèce : *Subbotina triloculinoïdes*. Cette dernière espèce index marque le début de la nouvelle Sous-Biozone

à *Subbotina triloculinoidea* (D3b). Ce niveau est recouvert par des marnes grisâtres présentant une teneur en carbonate qui atteint 55%. Cette unité a livré : une association de foraminifères benthiques dominée par les *Stainforthia* ($\approx 50\%$ de l'assemblage faunistique), accompagnées de *Lenticulina*, d'*Eponides*, les foraminifères planctoniques mentionnés précédemment ; et des formes crétacées, probablement remaniées ou des survivantes de la crise biologique K-Pg (voir la Fig.22).

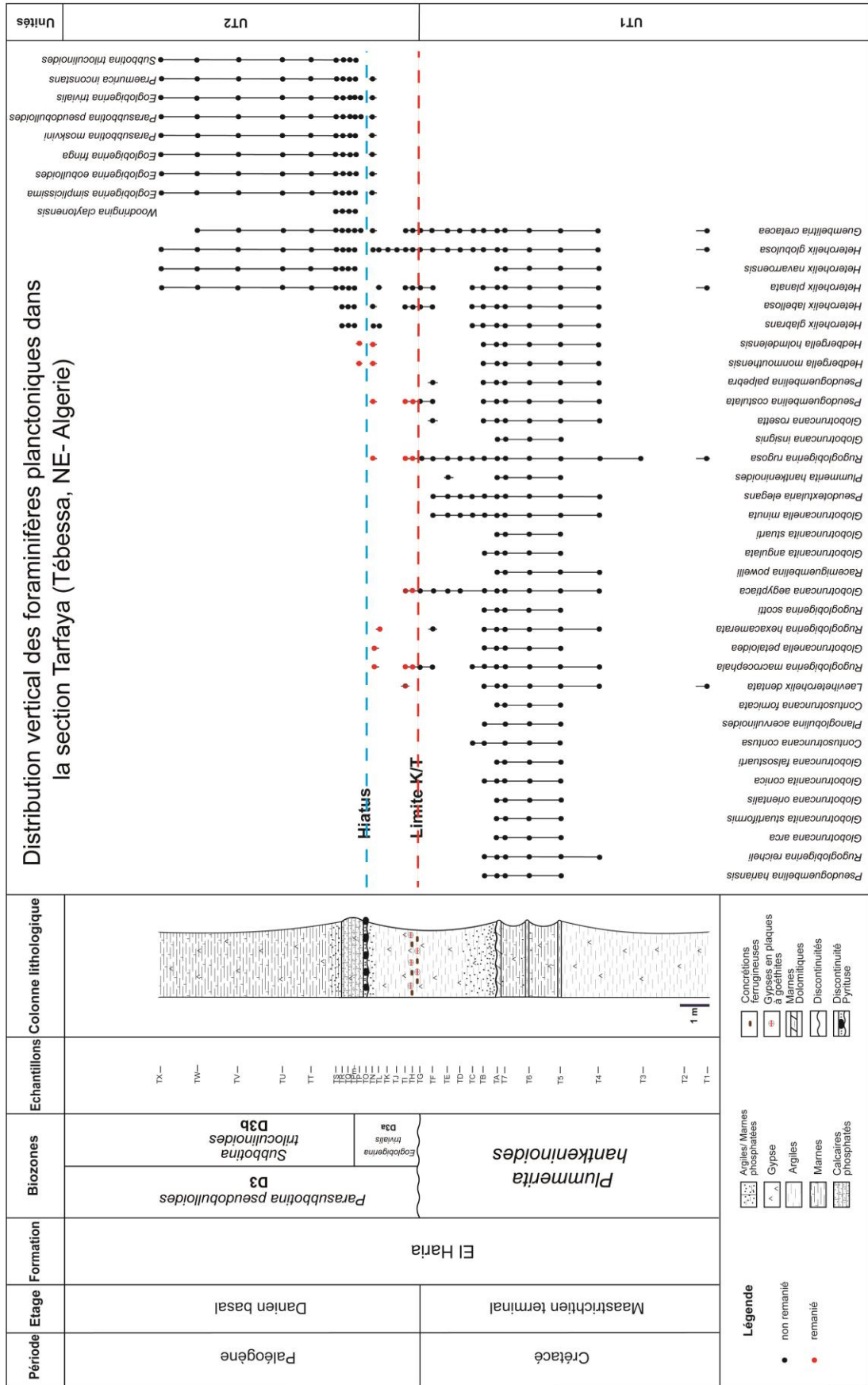


Fig.22. Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques de la coupe Tarfaya.

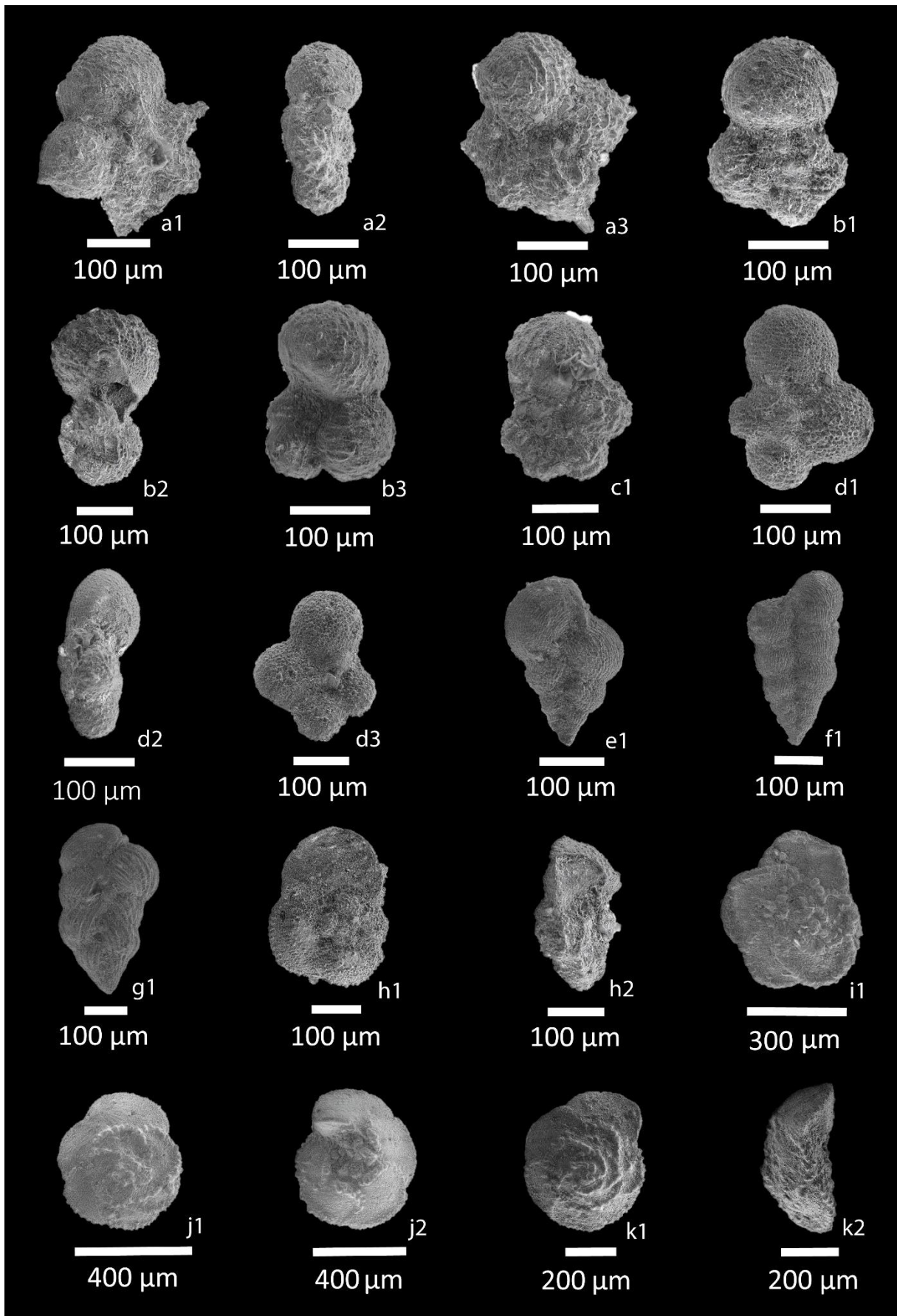
L'application d'une zonation biostratigraphique de haute résolution à la transition Crétacé–Paléocène dans la coupe de Tarfaya, basée sur la distribution verticale des foraminifères planctoniques, a permis de définir deux biozones et deux sous-biozones distinctes.

Pour le Maastrichtien terminal, la zone à *Plummerita hantkeninoides* est bien définie par l'occurrence notable de l'espèce index *Plummerita hantkeninoides* dans les niveaux lithologiques crétacés.

Au-dessus de la limite K-Pg, les foraminifères planctoniques montrent une diversification progressive avec l'apparition de nouvelles espèces daniennes, réparties selon les biozones suivantes :

- Zone à *Parasubbotina pseudobulloides* (Zone D3) : Cette zone débute à environ un mètre au-dessus de la limite K-Pg et se subdivise en deux sous-zones :
 - Sous-zone à *Eoglobigerina trivialis* (D3a)
 - Sous-zone à *Subbotina triloculinoïdes* (D3b)

Il convient de noter que, dans la coupe de Tarfaya, les deux premières biozones du Danien inférieur « la zone à *Guembelitra cretacea* (Zone D1) et la zone à *Parvularugoglobigerina eugubina* (Zone D2) » sont absentes, probablement en raison d'un hiatus stratigraphique ou d'une dissolution des espèces dans un milieu acide.



Pl.3. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Maastrichtien supérieur de la coupe de Tarfaya.

(a) *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann, 1952) : a1—vue spirale, a2—vue de profil, a3—vue ombilicale ;

(b) *Rugoglobigerina macrocephala* (Brönnimann, 1952) : b1- vue spirale, b2- vue de profil, b3- vue ombilicale ;

(c) *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1927) : c1—vue spirale ;

(d) *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi, 1955) : d1—vue spirale, d2—vue de profil, d3—vue ombilicale ;

(e) *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840) : e1—vue spirale;

(f) *Planoheterohelix planata* (Cushman, 1938): e1—vue spirale;

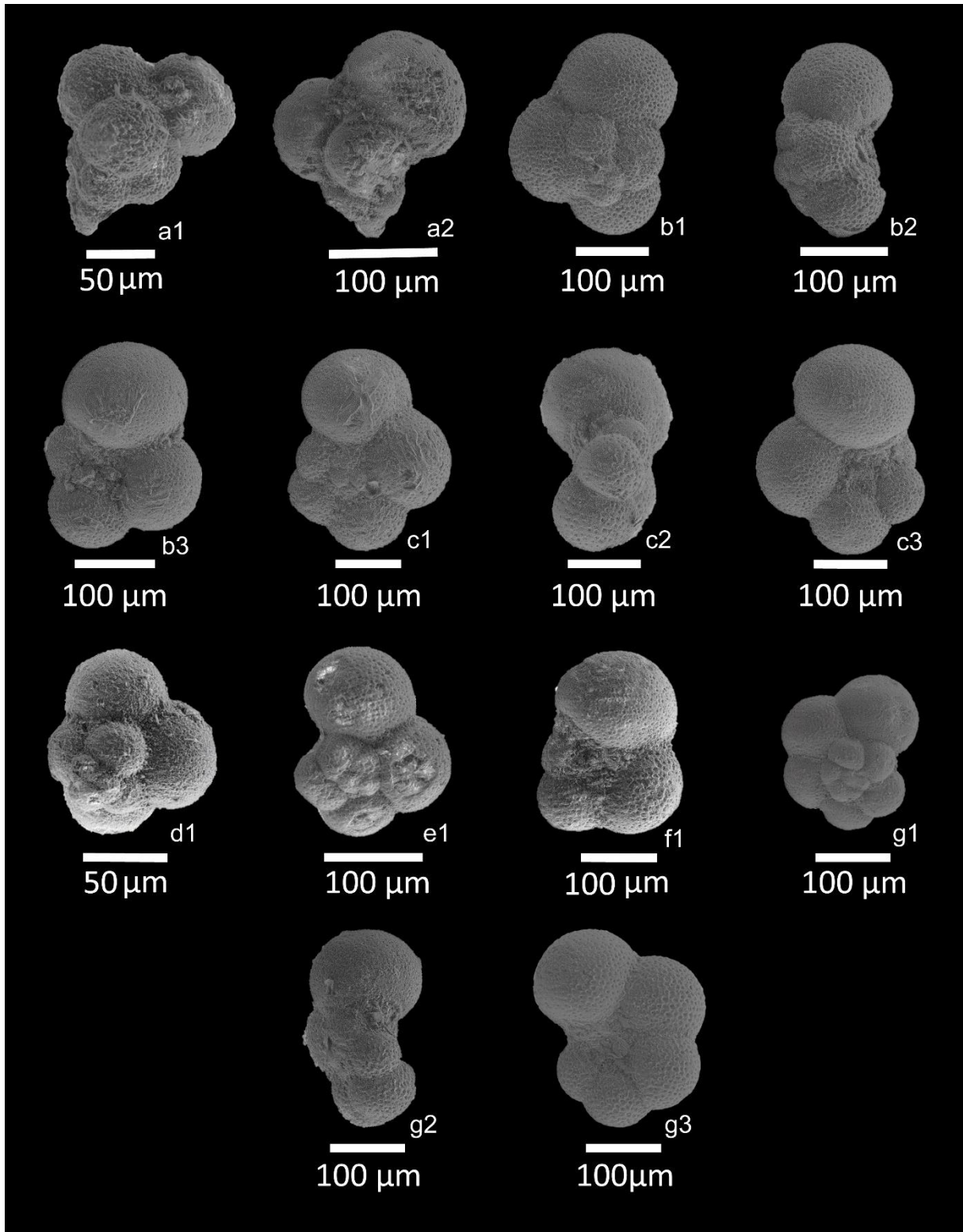
(g) *Pseudoguembelina costulata* (Cushman, 1938) : g1—vue spirale;

(h) *Globotruncana aegyptiaca* (Nakkady, 1950) : h1—vue spirale, h2—vue de profil ;

(i) *Globotruncana rosetta* (Carsey, 1926) : 1—vue spirale;

(j) *Globotruncana rosetta*: 1—vue spirale, 2—vue ombilicale.

(k) *Globotruncana arca* (Cushman, 1926) : k1—vue spirale, k2—vue de profil ;



Pl.4. Planche de photos MEB de quelques espèces de foraminifères planctoniques du Danien inférieur de la coupe de Trafaya.

(a) *Guembelitra cretacea* (Cushman, 1933) : a1—vue de profil, a2—vue de profil ;

(b) *Eoglobigerina simplicissima* (Blow, 1979) : b1—vue spirale, b2—vue de profil, b3—vue ombilicale ;

(c) *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1927) : c1—vue spirale, c2—vue de profil, c3—vue ombilicale ;

(d) *Eoglobigerina trivialis* (Subbotina, 1953) : d1—vue spirale ;

(e) *Eoglobigerina eobulloides* (Morozova 1959) : e1- vue spirale ;

(f) *Subbotina triloculinoides* (Plummer, 1927) : f1—vue ombilicale ;

(g) *Praemurica inconstans* (Subbotina 1953) : g1—vue spirale, g2—vue de profil, g3—vue ombilicale ;

9. Corrélation entre les deux coupes (Djebel Dyr, Djebel El Onk (Tarfaya))

9.1. Le Maastrichtien terminal

Nos investigations ont permis d'identifier la biozone à *Plummerita hantkeninoides*, représentant le Maastrichtien terminal dans la région de Tébessa. Dans la coupe de Dyr, trente-quatre espèces de foraminifères planctoniques ont été recensées sur un intervalle stratigraphique de deux mètres d'épaisseur. La coupe de Tarfaya présente un assemblage comparable, avec trente-cinq espèces documentées sur 7,5 mètres de dépôts du Maastrichtien terminal.

L'analyse comparative révèle des similitudes notables entre les deux assemblages, particulièrement la présence de deux espèces index caractéristiques du Maastrichtien supérieur : *Plummerita hantkeninoides* et *Pseudoguembelina hariaensis*. Ces taxons, reconnus comme marqueurs biostratigraphiques fiables, sont typiques des environnements tropicaux à subtropicaux du domaine téthysien (Arz & Molina, 2002 ; Arenillas et al., 2000 ; Gallala et al., 2013 ; Metsana Oussaid, 2021). La distribution verticale des foraminifères planctoniques dans les deux coupes est illustrée dans les Figures 21 et 22.

Il est remarquable que l'espèce *Plummerita hantkeninoides* soit présente dans la coupe de Dyr sur plus de deux mètres (intervalle étudié) et persiste dans les sédiments jusqu'à la limite à l'iridium de la transition K-Pg. En ce qui concerne la coupe de Tarfaya, cette espèce n'est observée que dans l'intervalle s'étendant de l'échantillon T5 jusqu'à l'échantillon TE, disparaissant à moins d'un mètre sous la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg) proposée dans un milieu sélectif.

9.2. Le Danien basal

L'évolution de nouvelles espèces a débuté dans la Zone P0 (Keller et al., 2017) ou la Zone *Guembelitra cretacea* D1 (Brioua et al., 2025), immédiatement après l'extinction massive, avec des assemblages de faible diversité. Dans la section de Dyr, la Zone à *Guembelitra cretacea* D1 s'étend sur 15 cm au-dessus de la limite K-Pg, tandis qu'elle est absente en raison d'une lacune sédimentaire (hiatus) dans la section de Tarfaya.

Dix nouvelles espèces de foraminifères planctoniques ont été identifiées dans le Danien basal de la section de Dyr, et le même nombre d'espèces dans la section de Tarfaya. Parmi elles, sept sont considérées comme des espèces index pour les biozones et sous-biozones du Danien inférieur (Arenillas et al., 2004, 2021), et cinq servent d'espèces index dans la biozonation de Brioua et al. (2025). Ces espèces sont listées ici selon leur ordre d'apparition stratigraphique :

- *Guembelitra cretacea*,

- *Parvularugoglobigerina eugubina*,
- *Parvularugoglobigerina longiapertura*,
- *Eoglobigerina simplicissima*,
- *Parasubbotina pseudobulloides*,
- *Eoglobigerina trivialis*,
- *Subbotina triloculinoides*.

L'espèce index *Parvularugoglobigerina eugubina* marque la Zone D2 (Brioua et al., 2025). Son épaisseur est plus importante que celle de l'intervalle précédent, atteignant 85 cm dans la coupe de Dyr. Cependant, il est remarquable que la section de Tarfaya présente une absence totale de la Zone *Parvularugoglobigerina eugubina* D2, en raison d'un hiatus stratigraphique.

Les dépôts attribués à la Zone *Parasubbotina pseudobulloides* D3 se caractérisent par une association riche en : *Eoglobigerina simplicissima*, *Eoglobigerina trivialis*, *Eoglobigerina ebulloides*, *Subbotina triloculinoides*.

Cette zone présente des épaisseurs notables dans les deux sections de Tébessa (Dyr et Tarfaya), dépassant 6 mètres dans chacune d'elles.

Enfin, les dépôts de l'intervalle correspondant à la Sous-zone *Eoglobigerina trivialis* D3a et à la Sous-Zone *Subbotina triloculinoides* D3b sont clairement identifiés dans les deux sections étudiées.

10. Conclusion biostratigraphique de la région de Tébessa

L'étude biostratigraphique des coupes de Dyr et Tarfaya a révélé que les foraminifères planctoniques de la zone étudiée présentent des similitudes avec ceux de la coupe de Sidi Ziane, Dj Zakhamoune, Rbaia et Bougaa en Algérie (Metsana Oussaid, 2021). Ils sont analogues à ceux des coupes d'El Kef et d'Elles en Tunisie, tels que documentés par (Karoui-Yaakoub et al., 2002 ; Arenillas et al., 2021). Par ailleurs, les études biostratigraphiques des coupes d'Agost et de Caravaca en Espagne (Gallala, 2013), ainsi que de la coupe de Bottacione dans la province de Gubbio en Italie (Coccioni & Frontalini, 2024), corroborent ces résultats. Les taxons identifiés sont caractéristiques des latitudes moyennes et basses du domaine téthysien au cours de la période étudié (Gallala. 2013).

Grâce à l'échantillonnage de haute résolution et à l'évolution des espèces indicatrices à travers la limite Crétacé-Paléogène (KPB), nous appliquons la nouvelle zonation à foraminifères planctoniques pour cet intervalle proposé par Brioua et al., (2025), comme détaillé dans la zonation des foraminifères planctoniques (Tab.1). Cette zonation proposée est applicable aux latitudes basses et moyennes.

Les études biostratigraphique ont révélé la présence de la dernière biozone au Maastrichtien supérieur dans les deux sections étudiées « la Zone *Plummerita hantkeninoides* », son épaisseur est estimé plus de deux mètres dans la coupe de Dyr, et couvrant sept mètres et 50 centimètres de puissance dans la coupe Tarfaya. Ces résultats suggèrent la continuité du Maastrichtien terminal dans la région de Tébessa, précisément dans la section Dyr et la section Tarfaya.

L'abondance des taxons dans la section de Dyr permet la distribution stratigraphique des espèces de foraminifères planctoniques indicateurs dans un faciès pélagique et la reconnaissance de toutes les biozones à travers la limite K-Pg. notamment la Zone à *Plummerita hantkeninoides*, indiquant le Maastrichtien terminal ; la Zone à *Guembelitra cretacea* (D1) , la Zone à *Parvularugoglobigerina eugubina* (D2) , la Zone à *Parasubbotina pseudobulloides* (D3), subdivisée en deux sous-zones : la sous-zone *Eoglobigerina trivialis* (D3a) et la sous-zone *Subbotina triloculinoïdes* (D3b) caractérisant le Danien inférieur. Ces enregistrements biostratigraphiques ont révélé les premières sédimentations continues à travers la limite K-Pg en Algérie.

Un hiatus sédimentaire a été détecté au Danien basal dans la section Tarfaya traduit par le manque de la Zone à *Guembelitra cretacea* D1 et la Zone à *Parvularugoglobigerina eugubina* D

CHAPITRE IV

Sédimentologie

Au cours de cette recherche, il est apparu crucial de vérifier la continuité de l'enregistrement sédimentaire, car les corrélations à haute résolution risquent d'être faussées par la présence de discontinuités, qu'elles soient de grande ou de petite échelle. En l'absence de certaines observations directes sur le terrain, il devient indispensable de combiner plusieurs types de données pour élaborer un modèle de corrélation présentant une résolution variable selon les cas. Cette étude a conduit à une réflexion approfondie sur l'impact de divers facteurs influençant la succession des faciès sédimentaires, ce qui permet d'interpréter plus précisément les mécanismes de dépôt ainsi que les schémas d'agencement et de succession des faciès en contexte sédimentaire.

Cette approche, qui constitue un fondement essentiel de l'analyse séquentielle, donne la possibilité de saisir et d'analyser les fluctuations du niveau marin en intégrant des données lithologiques, sédimentologiques et micropaléontologiques. L'intégration de ces données combinées conduit à la reconstitution détaillée des paléoenvironnements et à une meilleure compréhension de la paléogéographie.

1. Analyse pétrographique

L'étude pétrographique des dépôts du passage Crétacé-Paléogène, prélevés dans deux coupes de la région de Tébessa, a mis en évidence des caractéristiques microfaciologiques permettant d'approcher la reconstitution des paléo-environnements.

1.1.Éléments figurés biologiques

Ces éléments constituent la fraction la plus observable au sein de la série sédimentaire étudiée, et ce, tout au long des deux coupes stratigraphiques analysées. Contrairement à la limite K-Pg, qui se distingue essentiellement par des variations marquées dans les composantes minéralogiques et géochimiques, cette partie de la séquence présente une diversité taxonomique importante. Plusieurs taxons ont ainsi été identifiés, notamment

1.1.1. Les foraminifères planctoniques

Ces éléments constituent la base des faciès et microfaciès observés dans les formations du Maastrichtien terminal au Danien basal observés dans la région de Tébessa. Les représentants fossiles actuels de ces taxons permettent d'établir des analogues paléo-environnementaux robustes. L'abondance des formes planctoniques présentant un intérêt stratigraphique est observée tout au long des échantillons analysés, ce qui permet de mieux caractériser les changements environnementaux associés à cet intervalle.

L'analyse de la forme du test des foraminifères planctoniques renseigne sur leurs microhabitats dans la colonne d'eau. Ainsi, en suivant le modèle de Hart (1999), nous avons admis que les espèces de foraminifères planctoniques à test trochospéralé caréné (Pl.5a) (ex : les espèces appartenant aux genres ***Globotruncana*** : *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana rosetta*, *Globotruncana orientalis*, *Globotruncana arca*... ; ***Globotruncanita*** : *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita conica*...) sont bien représentés dans les dépôts du Maastrichtien terminal dans les deux coupes étudiées. Ces organismes colonisaient principalement la partie profonde des eaux photiques, et selon (Caron, 1983) les zones de haute profondeur. A celles à test bi et multi-sériés de grande taille et que nous attribuons aux grands *heteohelicidae* (ex : les espèces appartenant aux genres *Pseudotextularia*, *Racemiguembelina*, *Planoglobulina*...). Ces morphotypes préférentiellement habitent la partie photique profondes de la colonne des eaux marines. Particulièrement les *globotruncanidae* du Crétacé supérieur devraient se développer, selon Petrizzo (2002), sous des conditions oligotrophiques ou les plus apports nutritifs sont faibles. Ces formes complexes s'installent dans les strates d'eaux les plus profondes, calmes et chaudes des eaux océaniques intermédiaires formant la « mixed layer » à l'exception des *Contusotruncana*, considérées selon Arz (1996) comme étant des habitats des eaux de surface. Aux manières des espèces appartenant aux *globorotaliidae* actuelles, notamment les *globotruncanidae*, correspondant au morphotype trochospéralé-caréné du Crétacé supérieur devraient vivre en symbiose avec les algues qu'elles abritent pour subsister à leurs besoins en énergie et en oxygène (Hallock, 1985), vu le déficit en apports nutritifs dans ces conditions. La réduction dans l'abondance de ces *globotruncanidae* dans les assemblages traduit la déstabilisation de la stratification des eaux et l'installation de courants de convection à travers la colonne d'eau, leur déclin observé dans les derniers niveaux Maastrichtiens de la coupe de Tarfaya s'explique par les conditions environnementales sévères et déficitaires survenues lors de l'installation de la crise biologique du Crétacé-Paléogène (K-Pg), qui a conduit à leur quasi-disparition. Celle-ci sont favorables à l'épanouissement des morphotypes simplement ornés, et sont qualifiés d'opportuniste (Hart, 1999 ; Petrizzo, 2002). Quant aux espèces à test trochospéralé non caréné, elles devraient subsister les eaux de surface (ex : les espèces des genres *Rugoglobigerina*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides*. Celle a test de petite taille et bi ou trisériel (ex : *Heterohelix* spp., *Guembelitra* spp.) habitaient plutôt les eaux océaniques de surface. Ces derniers petits microfossiles simplement ornés sont qualifiés d'opportunistes et devraient avoir la capacité de se reproduire rapidement et en abondance même dans les eaux froides (Hart, 1999 ; Petrizzo, 2002 ; Mbani, 2008). Capables de proliférer en conditions de stress écologique, notamment lors de la crise biologique du Crétacé-Paléogène.

Leur présence et leur distribution sont bien documentées dans les coupes stratigraphiques de Dyr et Tarfaya, bien observée à la transition du Maastrichtien terminal au Danien basal.

Ainsi la coexistence de ces trois morphotypes dans les assemblages, ajoutée à une diversité spécifique et/ou génétique élevée, renseigne sur une stratégie écologique équilibrée et que les eaux de surface de subsurface et profondes sont bien stratifiées au Maastrichtien terminal et favorables à l'hébergement de tous ces morphotypes de foraminifères.

1.1.2. Les foraminifères benthiques

Les foraminifères benthiques (Pl.5b) constituent un groupe de microfossiles d'une grande importance, tant par la diversité spécifique que par leur abondance. Ils jouent un rôle essentiel dans la caractérisation des conditions paléoécologiques ainsi que dans la reconstitution des environnements sédimentaires. Les spécimens observés présentent un état de conservation modéré et comprennent des morphologies variées telles que des formes enroulées, linéaires (uni- et bisériées) ainsi que pelotonnées.

Les différentes unités stratigraphiques de la formation El Haria étudiées révèlent une faible abondance relative de formes benthiques par rapport aux formes planctoniques. Cependant, dans les argiles noires sus-jacentes à la limite K-Pg, au niveau de la coupe de Dyr, on observe une inversion de cette tendance, avec une prédominance notable des formes benthiques.

Cette étude a permis d'identifier deux types de tests fréquents chez les foraminifères benthiques : les tests calcaires hyalins et les tests calcaires porcelanés. Ces formes, qu'elles soient hyalines ou porcelanées, sont représentées notamment par les genres *Lenticulina* sp., les *Miliolidés*, les *Nodosariidae* et les *Anomalinoïdés*.... Ce type d'assemblage taxonomique est caractéristique d'un milieu de sédimentation profond, avec une paléobathymétrie estimée entre 200 m et 1000 m selon les travaux de Sliter et Baker (1972), Benkherouf (1988), Saint-Marc (1988) et Koutsoukos et Hart (1990).

Donc, la répartition des différentes associations de foraminifères benthiques a permis de caractériser l'un des principaux facteurs contrôlant le milieu de dépôt, à savoir la paléobathymétrie, et d'en déduire une tendance à l'augmentation progressive de l'approfondissement.

1.1.3. Les Ostracodes

Les ostracodes (Pl.5e et Pl.7a) identifiés, trouvés en association avec les assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques, constituent un élément microfaunistique notable

dans la région étudiée. Ils présentent principalement deux morphologies : des formes à test lisse et des formes à carapace ponctuée. À Djebel Dyr, ils sont présents tout au long de la coupe analysée, bien que rares dans l'unité UM et à la base de l'unité UD, notamment dans les argiles noires, alors qu'ils sont fréquents dans les marnes de l'unité UD. En revanche, à Tarfaya, les ostracodes dominent dans les intervalles stratigraphiques correspondant aux termes des unités U2, ainsi qu'à la partie basale et médiane de l'unité U3, et sont très abondants dans l'unité U5.

Les principaux taxons identifiés comprennent : *Cytherella* sp., *Cytherella melleguensis*, *Bairdia* sp., *Krithe* sp., *Aphrikanocythere phumatoides*, *Paracypris* sp ; ainsi que des représentants de la famille *Trachyleberididae* (R. Damotte et J.-J. Fleury, 1987).

L'étude des faunes d'ostracodes permet de préciser les évolutions des conditions de dépôt au cours du temps. Concernant les environs du Djebel Dyr, l'association prédominante des genres *Cytherella*, *Bairdia* et *Krithe* observée dans presque tous les échantillons signale un environnement de profondeur notable, correspondant à une zone épibathyale (R. Damotte et J.-J. Fleury, 1987). De plus, le bon état de conservation des valves témoigne d'un milieu de dépôt caractérisé par un faible hydrodynamisme (N'zaba-Makayo et al., 1998). En ce qui concerne les environs de Tarfaya les *Trachyleberididae* sont plus abondants, ce qui peut indiquer une profondeur de dépôt moins importante (R. Damotte et J.-J. Fleury, 1987).

1.1.4. Les Bivalves :

Dans la section de Tarfaya, ils sont présents uniquement à la base de l'unité U4 (Pl. 7e), sous forme de spécimens de petite taille localisés précisément dans la base des calcaires phosphatés. Cette occurrence traduit une diminution de la profondeur de la colonne d'eau. Les bivalves sont des indicateurs clés en sédimentologie et en paléoenvironnement en raison de leur influence sur la nature des sédiments. Leurs coquilles, majoritairement calcitiques, présentent un fort potentiel de fossilisation et contribuent significativement à la formation de sédiments carbonatés, notamment dans les environnements peu profonds, littoraux et subtidaux.

1.1.5. Les échinodermes

Les débris observés regroupent principalement des radioles d'oursins (Pl. 5d et Pl. 7b). Les échinodermes constituent des indicateurs paléoécologiques pertinents pour caractériser l'intensité de l'hydrodynamisme du milieu. À Djebel Dyr, ils sont rares dans les marnes de l'unité UM. Ils disparaissent dans la partie basale de l'unité UD lors de l'événement K-Pg, puis réapparaissent progressivement dans la partie supérieure des argiles noires, avant de devenir

fréquents dans les marnes daniennes de cette même unité. À Tarfaya, la présence de radioles d'oursins est fréquente dans les termes des unités U2 et U5.

1.1.6. Les gastéropodes

Les gastéropodes (Pl. 7c) jouent un rôle important en sédimentologie et en paléoenvironnement, similaire à celui des bivalves, avec des spécificités liées à leur mode de vie et à leur morphologie. Ils sont généralement indicateurs d'eaux peu profondes. La variation des assemblages de gastéropodes permet de mettre en évidence des changements climatiques, des fluctuations du niveau marin ainsi que des conditions locales telles que l'énergie des vagues et la teneur en oxygène. Dans les deux sections étudiées, la distribution des gastéropodes est limitée à la base de l'unité U4 de la coupe de Tarfaya, précisément dans la partie basale des calcaires phosphatés. Ils y apparaissent transformés en phosphates à paroi lisse et brillante, généralement retrouvés sous forme fragmentaire dans un niveau condensé, ce qui indique une énergie (hydrodynamisme) de milieu élevée.

1.1.7. Les bryozoaires

Ils sont observés à l'état oxydé et pyriteux (Pl.7d) dans les faciès de l'unité U1 de la coupe de Tarfaya. Leur présence permet de renseigner sur des paléop profondeurs comprises entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres, ainsi que sur des environnements de plateforme récifale ou de marge carbonatée néritique.

1.2. Les éléments figurés non biologiques

1.2.1. La pyrite

La pyrite est bien distinguée dans la coupe de Tarfaya, au sein de l'unité U1 dans les argiles gypsifères, ainsi que dans les apports phosphatés des unités U2 et U4. À Djebel Dyr, elle est principalement observée dans les argiles noires de l'unité UD. Elle se présente sous des formes sub-automorphes à automorphes et se localise le plus souvent dans les loges de foraminifères planctoniques. Parfois, ces loges apparaissent entièrement pyritisées (comme celles des foraminifères *Parvularugoglobigerina longiapertura* et *Parvularugoglobigerina eugubina*). On la rencontre également dans de rares valves d'ostracodes, ainsi que dans certains foraminifères benthiques, au sein des bioclastes associés à la limite K-Pg dans la coupe de Dyr et dans les niveaux phosphatés de la coupe de Tarfaya.

La pyrite est fréquemment associée à la glauconie et à des taches d'oxydation. Elle est également remarquable par son association avec la jarosite au niveau de la limite K-Pg, ainsi

qu'avec la discontinuité stratigraphique (surface d'inconformité) de l'unité U4 dans la coupe de Tarfaya. Sa formation nécessite des conditions réductrices (Baudin et al., 2008).

1.2.2. La glauconie

La glauconie (Pl.6d et Pl.8a) est un phyllosilicate ferrique, homéotype de l'illite, qui indique un milieu marin et témoigne de conditions réductrices (Laouar et al., 2024). Elle est observée dans les deux coupes étudiées, se présentant le plus souvent sous forme de petits grains verdâtres à jaunâtres, de morphologie irrégulière ou parfois arrondie. Dans la coupe de Dyr, elle est fréquemment associée aux argiles noires sus-jacentes de la limite K-Pg, ainsi qu'aux marnes du Maastrichtien. Elle est également bien représentée dans le banc de calcaire phosphaté de la coupe de Tarfaya, présente sous forme de grains bien individualisés, indique des conditions de sédimentation lentes, typiquement associées à des environnements marins de plate-forme où la circulation des eaux est réduite. Sa présence, conjointe à l'abondance des composants phosphatés, témoigne de conditions réductrices favorisant à la fois la formation de minéraux argileux glauconitiques et la précipitation du phosphate. Il apparaît parfois dans les niveaux argileux de la transition K-Pg.

1.2.3. Phosphates

La présence de phosphates (Pl.8) est notable dans les faciès de la section de Tarfaya, en particulier dans la partie supérieure de l'unité U2 et de façon marquée dans l'unité U4, où un banc de calcaire phosphaté de 80 cm d'épaisseur a été identifié. Des quantités plus faibles ont également été observées dans les échantillons TL, TN, TS et TT. Ces phosphates se présentent sous forme de grains de petite taille, sphériques et arrondis (pellets) (Pl.6a ; Pl.8a,b,c), ou allongés, rappelant les coprolithes (Pl.6e et Pl.8b,c,e). On y retrouve également des microfossiles phosphatés, ainsi que des fossiles, notamment des dents de poissons (Pl.6b) et de petits ossements de vertèbres, fréquemment associés à la glauconite.

La présence de glauconite, minéral généralement formé dans des environnements marins oxygénés à semi-réducteurs, ainsi que des pellets à structures concentriques, suggèrent une évolution progressive des conditions du milieu de dépôt, sembleraient passer d'un environnement relativement profond et réducteur vers un environnement moins profond et oxygéné (Kechiched et al., 2016; Kechiched et al., 2020; Diab et al., 2024). Ces dépôts phosphatés se forment majoritairement dans des environnements marins riches en nutriments, favorisant une forte productivité biologique.

La présence de la patine phosphatée (pat), traduisant des phénomènes de surcroissance diagénétique et de remobilisation post-dépositionnelle du phosphate. Cette caractéristique souligne l'importance des circulations de fluides enrichis en phosphore après la sédimentation initiale.

1.2.4. Matière organique

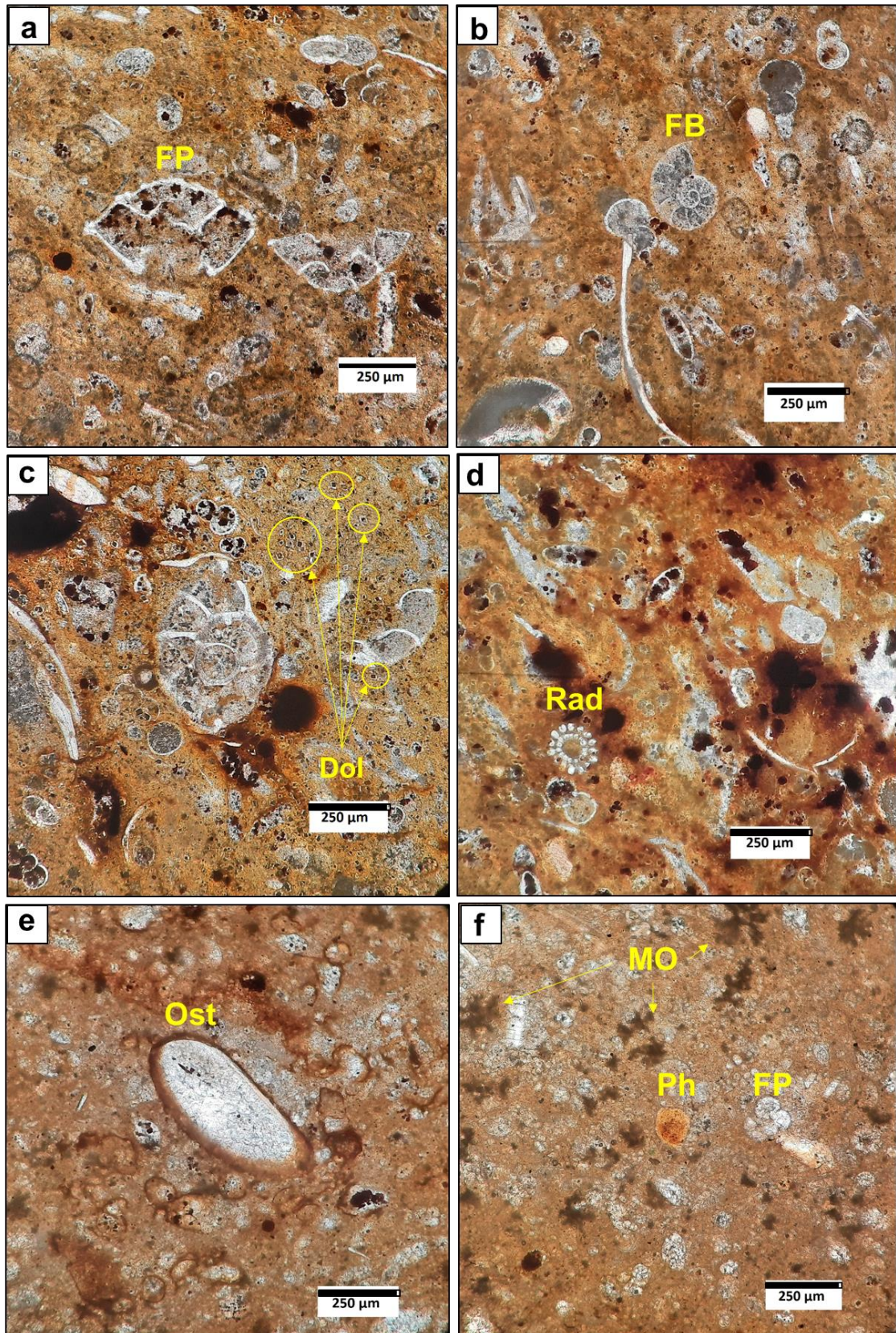
Elle apparaît au sein des microfaciès du Danien de la coupe de Tarfaya, plus précisément à la transition entre le banc de calcaire phosphaté et les marnes sus-jacentes, dans l'échantillon désigné « TS ». Elle se manifeste sous la forme de petits grains noirs opaques, aux contours irréguliers évoquant ceux des structures végétales (Pl.5f). Sa présence indique l'instauration de conditions anoxiques et constitue un marqueur de la productivité primaire, facteur essentiel dans la formation de la matière organique marine.

1.2.5. Dolomie

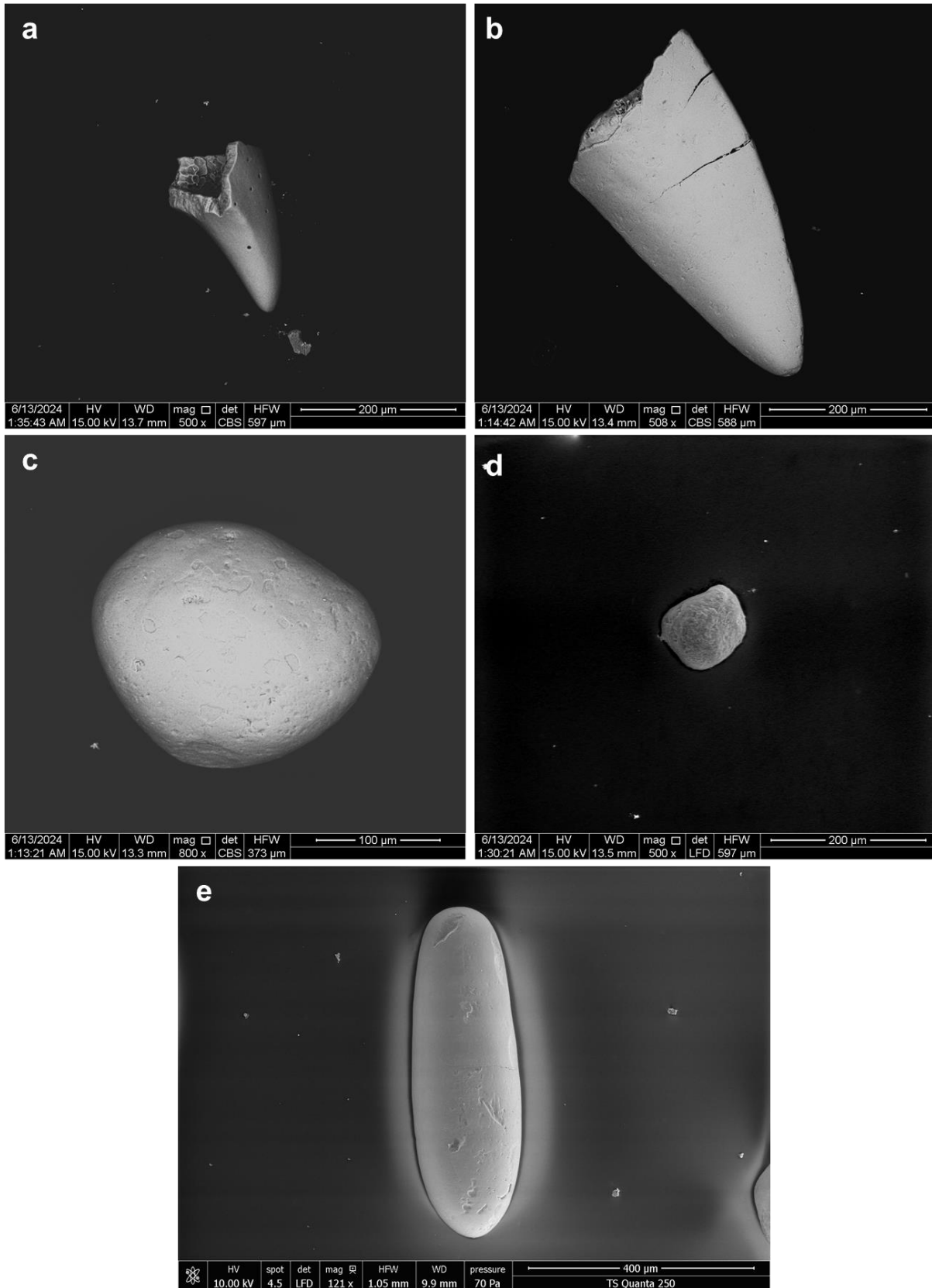
Ces cristaux, observés uniquement dans la coupe géologique de Tarfaya, se présentent sous forme de rhomboèdres automorphes (Pl.5c) localisés dans la partie moyenne à supérieure de l'unité U2. Leur présence témoigne d'un environnement peu profond, avec une tendance à l'émersion.

1.2.6. Gypse

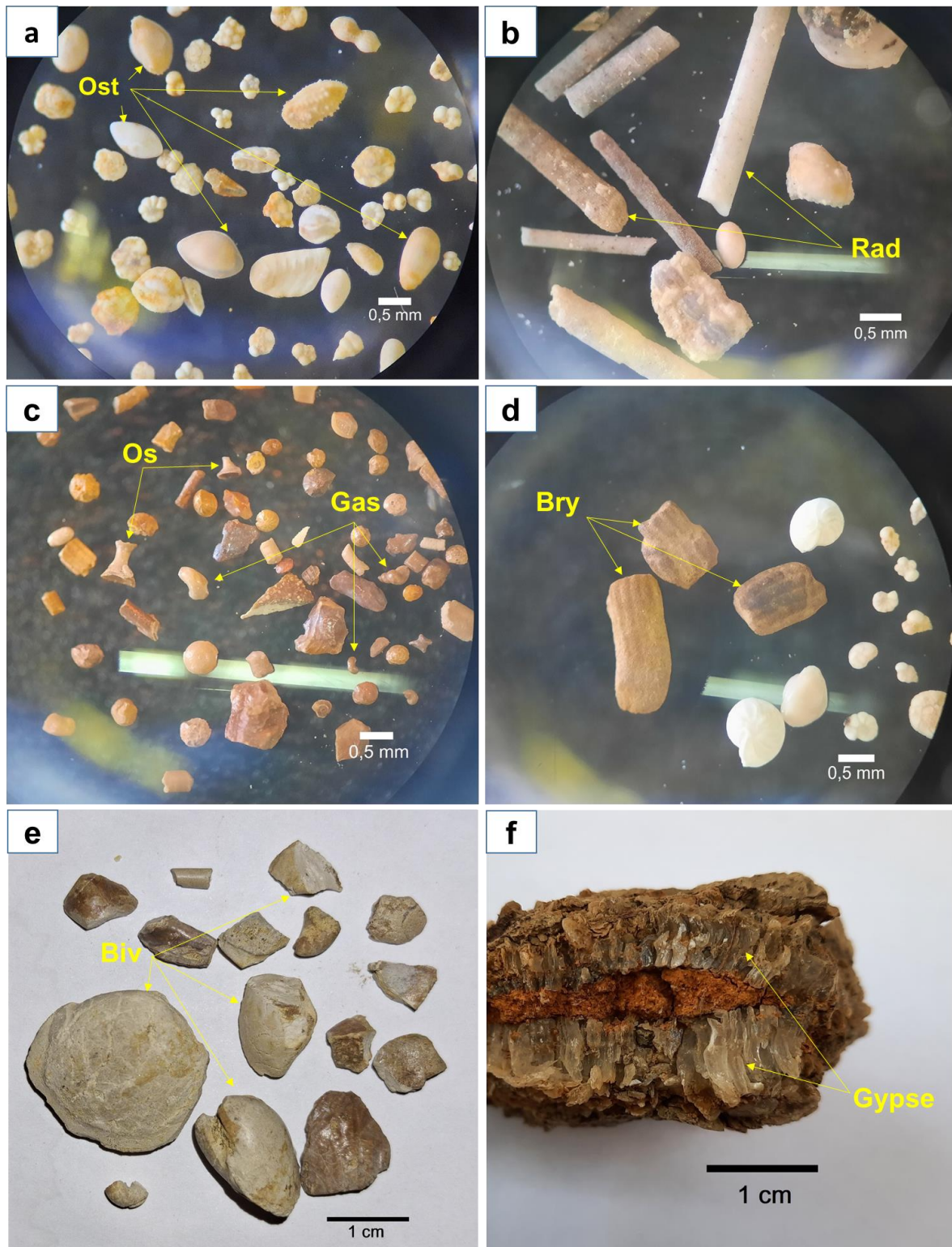
Observé dans les deux coupes, il se présente sous forme de petits cristaux blanchâtres, de forme allongée en baguettes ou feuilletée, et occupe tous les faciès étudiés dans les deux localités. À Tarfaya, on trouve également des plaquettes décimétriques interstratifiées dans les marnes et les argiles. Le fait le plus remarquable est que la limite K-Pg, constituée de goethite et d'oxydes dans une couche millimétrique, est toujours interstratifiée entre le gypse, dont les fibres sont perpendiculaires à cette couche (Pl.7f). La présence de gypse dans le faciès du passage Maastrichtien-Danien est d'origine épigénétique, ce gypse étant secondaire et formé après les processus de diagénèse.



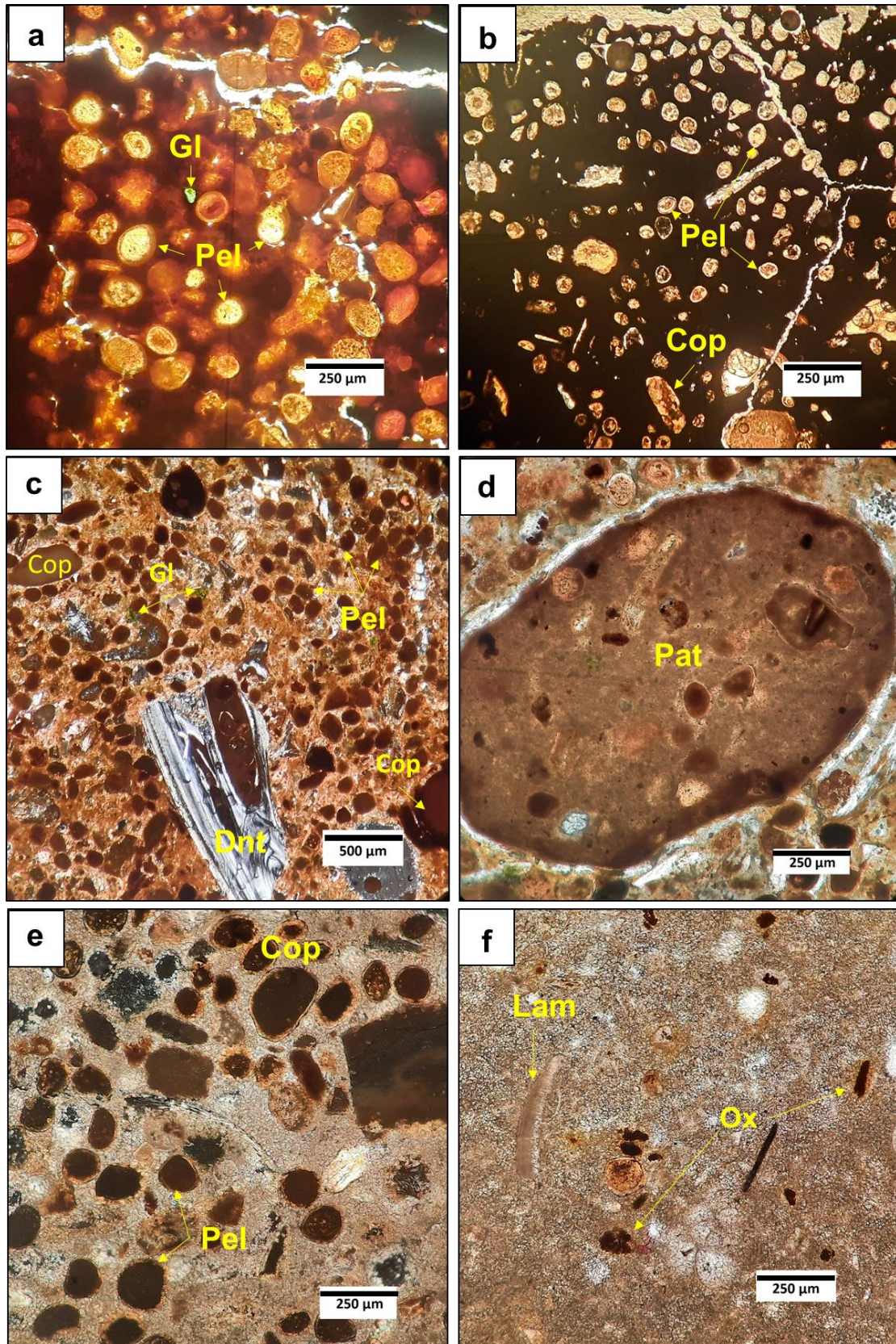
Pl.5. Marno-calcaire à foraminifères planctoniques et ostracodes légèrement phosphatés : FP. Foraminifère planctonique ; FB. Foraminifère benthique ; Dol. Dolomie ; Rad. Radiole d'échinide ; Ost. Ostracode ; Mo. Matières organiques ; Ph. Phosphate.



Pl. 6. Constituants typiques des phosphorites et dents de poissons : a. Dent de poisson (échantillon D 26 1-4 sus), b. Dent de poisson (échantillon TPm). ; c. Pellet (échantillon TB) ; d. Glauconie (échantillon D 26 1-4 sus) ; e. Coprolite (échantillon TPm).



Pl.7. Éléments figurés biologiques et non biologiques : a. Ost : Ostracodes (échantillon T7); b. Rad : Radioles d'échinides (échantillon Tv) ; c. Os : Ossement des vertébrés (échantillon TO) ; Gas : Gastéropodes (échantillon TO) ; d. Bry : Bryozoaires (échantillon T2) ; e : Biv : Bivalves (échantillon TP) ; f. vue rapprochée de l'échantillon prélevé au niveau de la limite K-Pg (échantillon D K/Pg Boundary).



Pl. 8. : Microfaciès du calcaire phosphaté (échantillons TO-TR) : Gl : Glauconie ; Pel. Pellet ; Cop. Coprolite ; Dnt. Dent ; Pat. Patine phosphatée ; Lam. Lamellibranche ; Ox. Oxyde.

2. Principaux faciès et microfaciès

2.1. Marnes à foraminifères planctoniques

Il s'agit de marnes grisâtres à verdâtres à foraminifères planctoniques. Elles sont observées dans les unités UM et UD de la coupe de Dyr, avec une répartition timide des foraminifères benthiques. Ces marnes se retrouvent également dans les unités U2, U3 et U5 de la coupe de Tarfaya, où les foraminifères planctoniques sont abondants, et les foraminifères benthiques sont fréquents dans la coupe Tarfaya plus que dans la coupe Dyr. D'après les résultats des deux coupes, il apparaît que, lors du passage Crétacé-Paléogène, les fluctuations du niveau marin dans les deux environnements étaient différentes. Elles se répartissent comme suit :

Dans les environnements du Djebel Dyr, au cours passage Maastrichtien- Danien, un milieu marin relativement profond et calme s'est installé, correspondant à une zone épibathiale.

En revanche, dans la région de Djebel El Onk (coupe de Tarfaya), un environnement de plateforme carbonatée s'est installé au Maastrichtien terminal. Au sommet de l'unité U2, la régression du niveau marin a culminé avec une phase d'érosion associée au dépôt d'une couche phosphatée qui annonce le début d'une phase transgressive.

La limite K-Pg se situe dans une phase transgressive au sein de la plate-forme interne, caractérisée par une faible diversité biologique dominée par des espèces tolérantes avec l'occurrence des *hétérohelicidae*. Au cours du Danien basal, une phase régressive maintien de faibles niveaux marins, accompagnée d'une érosion importante à surface durcie et d'un apport accru de sédiments terrigènes et chimique à la base de l'unité U3, suivie du dépôt d'un banc de calcaire phosphaté, indiquant une sédimentation condensée dans un environnement marin ouvert en phase transgressive. Au-dessus de ce banc, une phase transgressive marque la réinstallation de conditions marines ouvertes normales.

2.2. Calcaire phosphaté

C'est un banc de calcaire phosphaté micritique à ciment carbonaté de 80 cm d'épaisseur, Ce micro-faciès suggère un environnement marin peu profond, à proximité d'un talus continental. La présence de minéraux phosphatés (phosphate, pellets phosphatés, ossements, dents de poissons) comme illustré dans la « planche. 8 » indique une haute productivité organique et un apport d'eaux riches en nutriments (upwelling) (Kechiched et al., 2016). La présence de microfossiles du Crétacé, remaniés et épigéniés en phosphate, suggère qu'il s'agit d'un

conglomérat de sédimentation condensé où des sédiments plus anciens ont été érodés et incorporés dans la nouvelle couche.

La surface durcie à la base (hardground) à la base de la séquence indique un hiatus stratigraphique se forme en milieu marin peu profond, sous-saturé en carbonate de calcium, où la sédimentation est très lente ou inexistante. Le durcissement et la cimentation des sédiments se produisent sur le fond marin en raison de l'existence de grains de phosphates (Pl.8. a et b) dans la couche pyriteuse au cours de la diagénèse.

La présence de pyrite et de matière ferrugineuse (couleur rougeâtre rouille) à la base indique des conditions d'anoxie ou de faible oxygénation au sein du sédiment, suivies d'une oxydation postérieure. La présence de moules internes de gastéropodes et de bivalves, ainsi que de dents de poissons (y compris de squales), corrobore un milieu marin. Les différents éléments biogéniques (dents, os) (Planche 8. c) et les pellets (pl.8. a, b, c et e) témoignent d'une activité biologique intense.

La glauconite (Gl) (Pl.8. a et c), présente sous forme de grains bien individualisés, indique des conditions de sédimentation lentes, typiquement associées à des environnements marins de plate-forme où la circulation des eaux est réduite. Sa présence, conjointe à l'abondance des composants phosphatés, témoigne de conditions réductrices (Kechiched et al., 2016 ; Kechiched et al., 2020 ; et Laouar et al., 2024).

La présence de la patine phosphatée (pat) (Pl.8. d), traduisant des phénomènes de surcroissance diagénétique et de remobilisation post-dépositionnelle du phosphate. Cette caractéristique souligne l'importance des circulations de fluides enrichis en phosphore après la sédimentation initiale.

Un grano-classement positif signifie que la taille des grains est plus grossière à la base, puis diminue progressivement vers le sommet de la couche. Cela peut indiquer une diminution progressive de l'énergie des courants, ou un milieu agité à la base devenant progressivement plus calme.

2.3. Argiles noires à foraminifères planctoniques

Il s'agit d'un horizon d'argiles gypsifères noires observé dans la basse de l'unité UD de la coupe de Dyr, constitué d'environ 1 m d'épaisseur de sédiments situés juste au-dessus de la limite K-Pg. Ces argiles sont riches en bioclastes pyritisés. À partir de 30 cm au-dessus de cette limite,

la ferruginisation diminue progressivement, tandis que les foraminifères planctoniques deviennent abondants.

Bien que les sédiments du Maastrichtien se soient généralement déposés dans un environnement oxygéné et ouvert, la couleur sombre de cette couche d'argile à la limite, ainsi que sa teneur relativement élevée en pyrite, peuvent indiquer un bref intervalle durant lequel les conditions à l'interface sédiment-eau sont devenues moins oxydantes (Keller et Lindinger, 1989 ; Speijer et Van der Zwaan, 1996), témoignant ainsi d'une période de crise prolongée (Brioua et al., 2025). Par ailleurs, l'extinction de masse de la limite K-Pg a été marquée par un refroidissement climatique pendant les premiers 500 ka du Paléocène inférieur, lié aux éruptions volcaniques du Deccan (Punekar et al., 2014), ce qui ne favorise pas la précipitation d'importantes teneurs en CaCO₃.

Des environnements déficients en oxygène ont également été observés durant les premiers 10-15 ka du Danien (Peypouquet et al., 1986), ainsi que des assemblages de foraminifères benthiques, contenant des abondances plus élevées de taxons opportunistes adaptés aux conditions de faible oxygénation (Alegret, 2003 ; Alegret, 2009), tels que *Heterohelix* et *Guembelitra*. Les sédiments bioturbés des premiers 30 cm sont suivis d'une diminution progressive de la ferruginisation, accompagnée par la prolifération de foraminifères planctoniques dominés par des espèces à morphologie trochospirale, telles que *Parvularugoglobigerina eugubina* et *Parvularugoglobigerina longiapertura*, indiquant un retour progressif à des eaux de fond oxygénées, comme en témoigne l'apparition de nouvelles espèces à morphologie globuleuse bien préservées, telles que l'espèce *Eoglobigerina simplicissima*.

2.4.Marno-calcaire à foraminifères planctoniques et ostracodes légèrement phosphatées

Ce sont des marno-calcaires de couleur jaunâtres à grisâtres légèrement phosphatées un peu friable forme la zone de transition entre la barre de calcaire phosphaté (Unité U4) et les marnes sus-jacentes (Unité U5) de la coupe Tarfaya. Ces marno-calcaires présentent une texture mudstone à wackestone comme illustré dans la « planche. 5 ». Ce microfacies renferme des foraminifères planctoniques (*Parasubbotina pseudobulloides*, *Eoglobigerina trivialis*, *Subbotina trilocolinoides*...), foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp, *stainforthia* sp ...), Ostracodes, éléments ferrugineux, patine phosphatée, pellets (Planche 5. a, b, e, et f). Riches en matières organique (Planche 5. f).

La présence de débris de matière organique (Planche 5. f) indique des conditions de dépôt légèrement réductrices ou des taux élevés de sédimentation qui limitent la bioturbation. Elle témoigne également d'environnements riches en nutriments, où la productivité primaire était très élevée. En raison de la présence notable d'éléments ferrugineux (planche 5. c et d), ce microfaciès révèle très vraisemblablement une discontinuité « hard ground » !, traduisant un ralentissement de la sédimentation. Par ailleurs, la présence de phosphates est fréquemment associée à des environnements marins peu profonds, reflétant parfois des fluctuations d'énergie hydrodynamique, souvent proches de zones d'upwelling où les nutriments sont abondants, favorisant ainsi une productivité biologique élevée.

2.5.Marno-calcaires dolomitiques

C'est un horizon de 15 cm d'épaisseur de marno-calcaire dolomitique légèrement phosphaté riche en foraminifères planctoniques (les *globotruncanidés*, *rugoglobigerinidés*...), foraminifères benthiques et radioles d'oursins (Pl.5. c et d) d'âge Maastrichtiennes, observé dans l'unité U2 de la coupe Tarfaya, de couleur grisâtre à jaunâtre.

La coexistence de ces deux types de foraminifères (planctoniques et benthiques) indique un milieu marin ouvert (planctonique) avec un fond marin habité (benthique), donc un environnement marin relativement peu profond et ouvert permettant la vie au fond et dans la colonne d'eau. La dolomitisation (Pl.5. c) indique un processus chimique où le carbonate de calcium a été transformé en carbonate de magnésium-calcium, souvent lié à des environnements marins peu profonds et chauds à tendance de la régression. La présence de phosphates suggère un milieu marin généralement peu profond, souvent avec une productivité biologique élevée dans des zones d'upwelling où les nutriments sont abondants. Les taches d'oxydation (Pl.5. c et d) sont des marques dues à des phases où l'oxygène a pu pénétrer dans les sédiments, souvent liées à des variations du niveau d'oxygénation, suggérant des fluctuations environnementales peut-être liées à une phase de régression marine, et des arrêts ou ralentissements dans la sédimentation.

Ce microfaciès témoigne d'un environnement marin peu profond, relativement ouvert, dynamique avec une bonne oxygénation périodique, une dolomitisation post-sédimentaire et une productivité biologique élevée favorisant les accumulations phosphatées. Ces caractéristiques sont typiques d'une plateforme carbonatée. Ce microfaciès révèle très vraisemblablement une discontinuité « hard ground » en raison de la présence des taches d'oxydation.

3. Description et signification des discontinuités sédimentaires rencontrées

Les systèmes de dépôts sédimentaires sont contrôlés par l'interaction de plusieurs processus sont : les fluctuations de niveau marin relative, la subsidence et la charge de sédiment. Alors, au cours du temps la sédimentation est un processus discontinu (Sadler, 1981 ; Sadler, 1999). Parmi les éléments clés analysés dans ce domaine, les discontinuités sédimentaires occupent une place centrale. Ces surfaces de discontinuités, souvent matérialisées par des changements brutaux dans la nature, la composition ou la structuration des sédiments, témoignent d'interruptions ou de variations significatives dans les environnements sédimentaires. Leur reconnaissance et interprétation permettent de reconstituer l'histoire géologique, les fluctuations des conditions paléo-environnementales, et les dynamiques tectoniques ou climatiques ayant influencé la sédimentation. Ainsi, l'étude des discontinuités sédimentaires offre non seulement un outil indispensable pour la stratigraphie séquentielle, mais aussi une compréhension approfondie des interactions complexes entre les processus sédimentaires et les facteurs extrinsèques. Les observations de terrain nous ont permis de distinguer les discontinuités suivantes.

3.1. Les surfaces ferrugineuses

Les surfaces ferrugineuses en sédimentologie correspondent à des couches ou revêtements riches en oxydes ou hydroxydes de fer qui se forment souvent à la surface ou une couche dans certaines zones de dépôts sédimentaires. Ces surfaces sont caractérisées par la présence de concrétions ou couches ferrugineuses, souvent d'origine diagentique, résultant de l'oxydation de minéraux ferreux présents dans les sédiments. Elles témoignent généralement d'une interruption ou d'une modification des conditions de dépôt, ou des variations chimiques dans l'environnement sédimentaire, marquant, généralement des discontinuités sédimentaires.

Ce phénomène est marqué à la limite Crétacé-Paléogène dans les deux coupes étudiées, Dyr (Fig. 29) et Tarfaya (Fig. 30). Dans la coupe Dyr, il se manifeste dans la zone de transition entre les unités UM et UD (échantillon D K/Pg Boundary) par une couche ferrugineuse millimétrique (de 1 à 5 mm), rouillée, jaune-brun à rougeâtre, composée de goethite, gypse et quartz. Ce niveau azoïque se présente sous la forme d'une couche mince, continue et parfois lenticulaire. Il s'intercale dans un niveau gypseux présentant des fibres perpendiculaires à la limite. Cette couche contient le marqueur cosmique iridium.



Fig. 23. Surface ferrugineuse à la limite K-Pg (Coupe de Dyr).

Dans la coupe Tarfaya, il se manifeste par une zone jaunâtre et ferrugineuse apparaît sous forme de petits galets discontinus dans les argiles au sein de la partie médiane de l'unité UT3. Cette zone ferrugineuse contient est riche en feuillets de gypse, parfois déformés, et remplis de goethite, d'argile rouge ou jaune ferrugineuse interstratifiée entre les plaquettes de gypse.

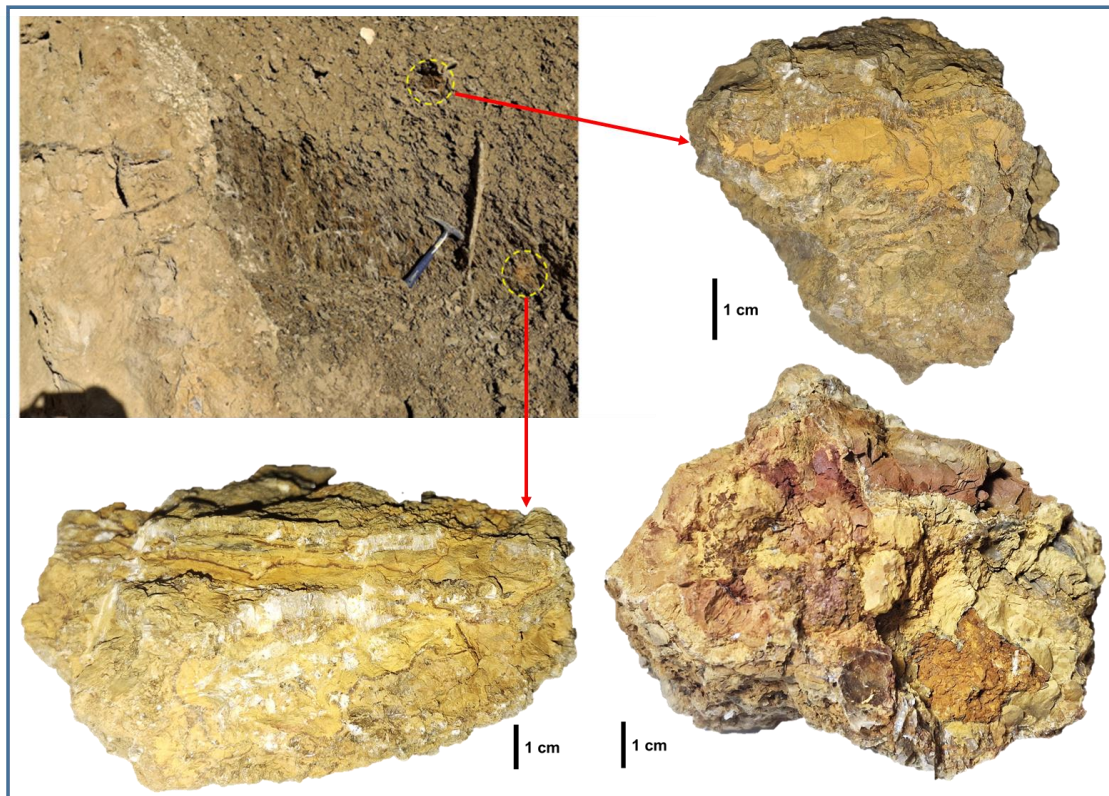


Fig. 24. Surfaces ferrugineuses de la limite K-Pg (Coupe de Tarfaya).

Cette zone ferrugineuse contient également des concrétions pyriteuses (Fig. 31) qui semblent être de la jarosite. Les analyses géochimiques de l'ensemble des composants ferrugineux révèlent une teneur positive (anomalie) en iridium, ce qui suggère pourriez coïncider avec la limite Crétacé-Paléogène dans la section de Tarfaya.



Fig. 25. Concrétion ferrugineuse à la limite K-Pg de la coupe Tarfaya.

3.2.La surface durcie

Elle est observée au contact inférieur du banc de calcaire phosphaté de l'unité U4 dans la coupe Tarfaya (Fig. 32), marquée par une surface durcie (ou hardground en anglais), ferrugineuse et pyriteuse à la base suggérant une période prolongée d'érosion et de non-dépôt (Follmi et al. 1992) ou un ralentissement de la sédimentation (sédimentation condensée). Cette surface présente une couleur rougeâtre rouille à l'œil nu et un éclat métallique à la cassure. Elle s'apparente à un conglomérat phosphaté rougeâtre rouille, riche en microfossiles d'aspect a cachet Crétacé, remaniés et épigénies en phosphate, souvent accompagnés de moules de fossiles également phosphatés.

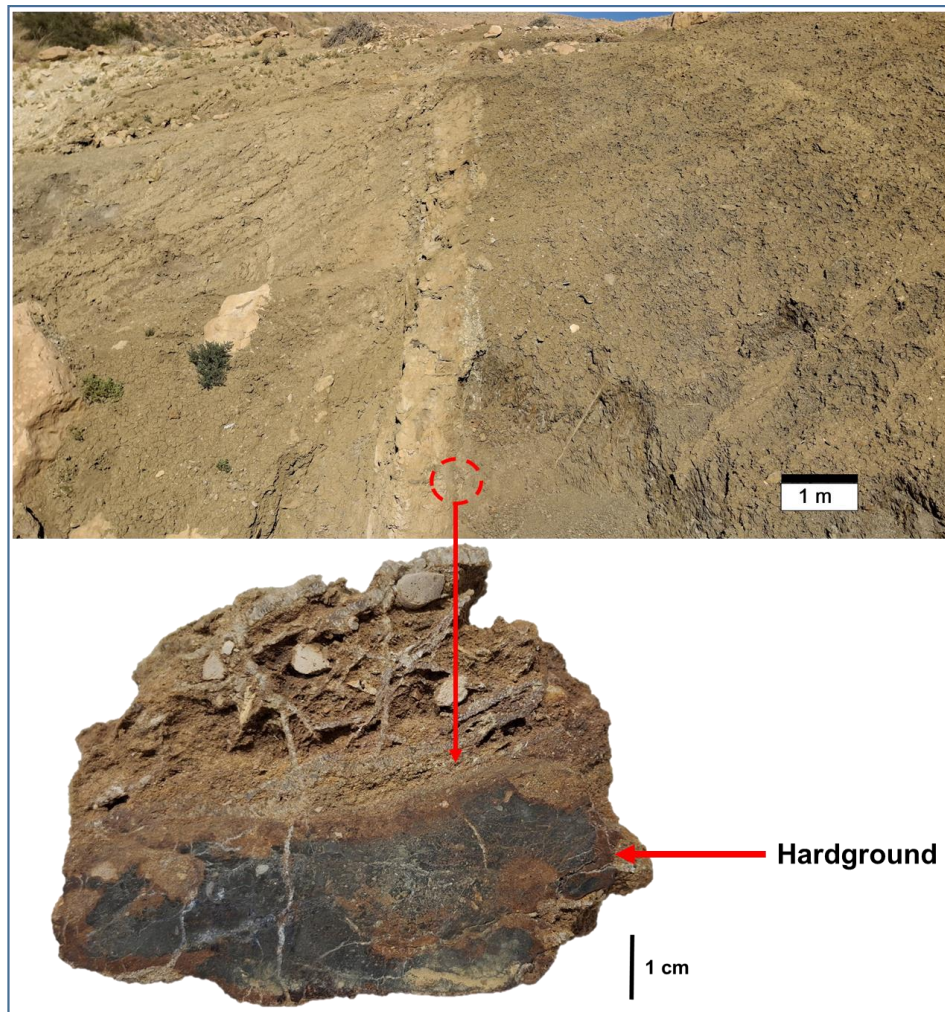


Fig. 26. Surface durcie (Hardground) à éléments phosphatés (Echantillon TO, coupe de Tarfaya).

3.3.Surface d'érosion

Une surface érosive est observée dans l'unité U2 de la coupe Tarfaya, confirmée par un changement lithologique et l'oxydation. Les marno-calcaires dolomitiques sont surmontées par un horizon d'argile phosphatée silteuse et ferrugineuse, de couleur grisâtre à jaunâtre, d'environ 50 cm d'épaisseur en moyenne. Ces argiles phosphatées, très gypsifères, renferment une microfaune maastrichtienne abondante et en bon état de conservation, ainsi que certains restes en fragments pyriteux, des bioclastes ferrugineuses, des dents de poissons, des bryozoaires pyritisés et de petits gastéropodes pyritisés. Elles contiennent également des grains de pellets et d'abondant sphérules d'aspect pyriteux, de teinte noire, rouge ou ocre, souvent accompagnés de moules de fossiles épigénèse en phosphate. Elle est bien observée au contact inférieur du

banc de calcaire phosphaté de l'unité U4 dans la coupe Tarfaya, marquée à la surface durcie par une limite irrégulière (voir la figure 32).

4. Conclusion

L'analyse des faciès, microfaciès et éléments figurés biologiques et non biologiques de la coupe de Dyr indique un milieu de dépôt correspondant à la zone épibathyal au passage K-Pg, caractérisé par un environnement profond, calme, ouvert et transgressif. En revanche, la coupe de Tarfaya, plus développée, correspond à un milieu de plate-forme carbonatée peu profonde, marquée par des épisodes transgressifs et régressifs.

Ainsi, cette étude démontre que les environnements de dépôt ont joué un rôle important dans la préservation des archives sédimentaires de l'événement K-Pg. Les sections les plus complètes et les mieux préservées sont celles des environnements marins ouverts, profonds et calmes (comme à Dyr), à l'inverse des plates-formes peu profondes, où les conditions environnementales instables favorisent les interruptions sédimentaires, comme l'illustre la section de Tarfaya.

CHAPITRE V

Géochimie

La limite Crétacé-Paléogène (K-Pg) constitue actuellement l'un des sujets les plus débattus en géologie. Cette controverse repose sur des preuves minéralogiques et géochimiques associées aux dépôts de cette transition, ainsi que sur les perturbations environnementales ayant entraîné l'extinction massive marquant la fin du Crétacé (~66 Ma). Les marqueurs, surtout géochimiques, sont communément utilisés par la communauté scientifique pour : (1) caractériser l'extension spatio-temporelle des événements paléoenvironnementaux, et (2) établir des corrélations entre différents domaines paléogéographiques (Soua, 2011).

Les différents signaux géochimiques et minéralogiques identifiées dans les sédiments de le passage K-Pg à l'échelle mondiale ont été interprétées comme résultant soit de l'impact d'un météorite extraterrestre, soit de l'activité volcanique prolongée du Trappe du Deccan (Alvarez et al., 1980; Adatte et al., 2002). Ces études visent à établir des corrélations précises permettant de retracer l'enregistrement de cet événement critique, tant à l'échelle locale que globale, au passage K-Pg.

La limite K-Pg à l'échelle mondiale a montré une remarquable cohérence en termes d'évènements catastrophiques. Les analyses géochimiques et minéralogiques révèlent systématiquement une diminution drastique du CaCO_3 et du $\delta^{13}\text{C}$, ainsi qu'une augmentation des teneurs en minéraux argileux (argile), des concentrations en éléments du groupe platine (PGE) notamment Ir (anomalie), Os et en carbone organique total (COT) ont été rapportées (Keller et al. 2003). La couche d'argile aussi présente des signatures géochimiques distinctives par des anomalies élevées en iridium (Ir) et autres éléments du groupe platine (PGE) ainsi que par la présence de sphérules d'impact (ou micro-tectites) (Pal et al., 2015).

Le présent travail porte sur les empreintes géochimiques et minéralogiques de l'évènement Crétacé-Tertiaire dans la région de Tébessa. Les prélèvements serrés pris le long de deux coupes « Dyr » au Nord de la ville de Tébessa et « Tarfaya » au sud de la ville Bir El Ater, dans des faciès d'âge Maastrichtien à Danien ont fait l'objet d'analyses géochimiques multidisciplinaires : calcimétrie, MEB EDS ; et d'analyses minéralogique DRX.

1. Résultats analytiques de la teneur en carbonate de calcium (CaCO₃)

1.1. La Coupe Dyr

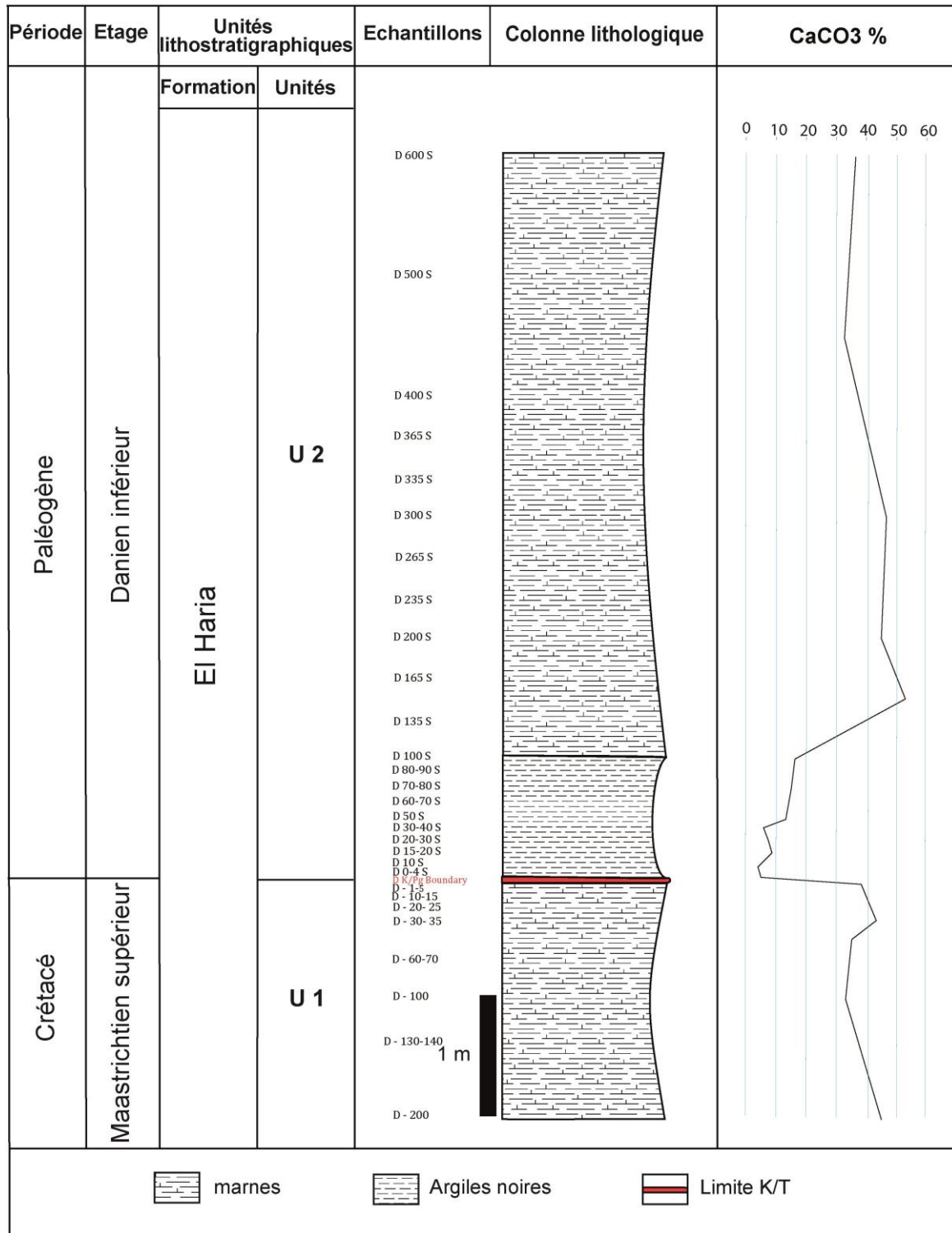


Fig.27. Données géochimiques en CaCO₃ de la coupe de Dyr.

Le profil de la courbe CaCO_3 relatif à la section de Dyr (figure 23), montre des variations significatives des teneurs en CaCO_3 sont enregistrées au passage Maastrichtien-Danien, au sein des faciès marneux et argileux attribué à la formation El Haria. Dans le Maastrichtien terminal (unité UM), les taux de CaCO_3 varient entre 33 % et 45 % avant la limite K-Pg. Une chute drastique, atteignant près de 4 %, est observée immédiatement à la limite et dans la base de l'unité UD (Danien basal). Cette diminution marquée, communément appelée "chute carbonatée", constitue l'un des signaux géochimiques les plus caractéristiques de l'événement K-Pg.

Cette baisse du CaCO_3 coïncide avec :

1. Les dernières occurrences des foraminifères planctoniques du Crétacé.
2. La présence d'un niveau limite ferrugineux (goethite, couleur rouille), qui renferme l'anomalie en iridium (Ir) d'origine extraterrestre.

La reconstitution post-crise se manifeste par une remontée progressive des teneurs en CaCO_3 (<16 %) dans les argiles noires sus-jacentes à la limite. Par la suite, une augmentation marquée (jusqu'à 53 %) est enregistrée dans les marnes à partir de l'horizon de 1m au-dessus de la limite, corrélée à la prolifération des organismes calcaires (foraminifères benthiques et planctoniques) du Danien, reflétant la restauration des écosystèmes marins après l'extinction.

1.2. La coupe Tarfaya

Le profil des variations du taux de CaCO_3 révèle d'importantes fluctuations des teneurs en carbonate à travers les différentes unités lithostratigraphiques (U1 à U5) de la coupe de Tarfaya (figure 24).

Dans la partie inférieure (U1, Maastrichtien terminal), le taux de CaCO_3 est relativement faible, inférieur à 30%, ce qui indique un environnement dominé par les argiles, typique d'un contexte de sédimentation pauvre en carbonate. Cette phase est suivie d'une augmentation progressive du CaCO_3 dans l'unité U2, qui atteint un maximum d'environ 50%, caractérisée par une alternance de marnes et de marno-calcaires, représentative d'une sédimentation carbonatée. Un changement brutal intervient à la transition entre les unités U2 et U3, où le taux de CaCO_3 chute fortement à moins de 10%, correspondant à un changement lithologique marqué par l'installation des argiles phosphatées, conjointement à une discontinuité stratigraphique. Dans la partie médiane de l'unité U3, cette baisse est accentuée, suggérant un événement perturbateur majeur, tel qu'une crise biologique, avec un taux de CaCO_3 tombant à environ 5% à la limite K-Pg, accompagné de l'installation d'un horizon ferrugineux.

Dans la partie supérieure (Danien inférieur, U4), la teneur en CaCO_3 a fortement augmenté à plus de 50%, traduisant une reprise progressive des conditions de dépôt carbonaté, permettent le développement de calcaires phosphatés annonçant une phase transgressive. Par la suite, une stabilité marquée autour 45% de CaCO_3 est enregistrée dans les marnes supérieur.

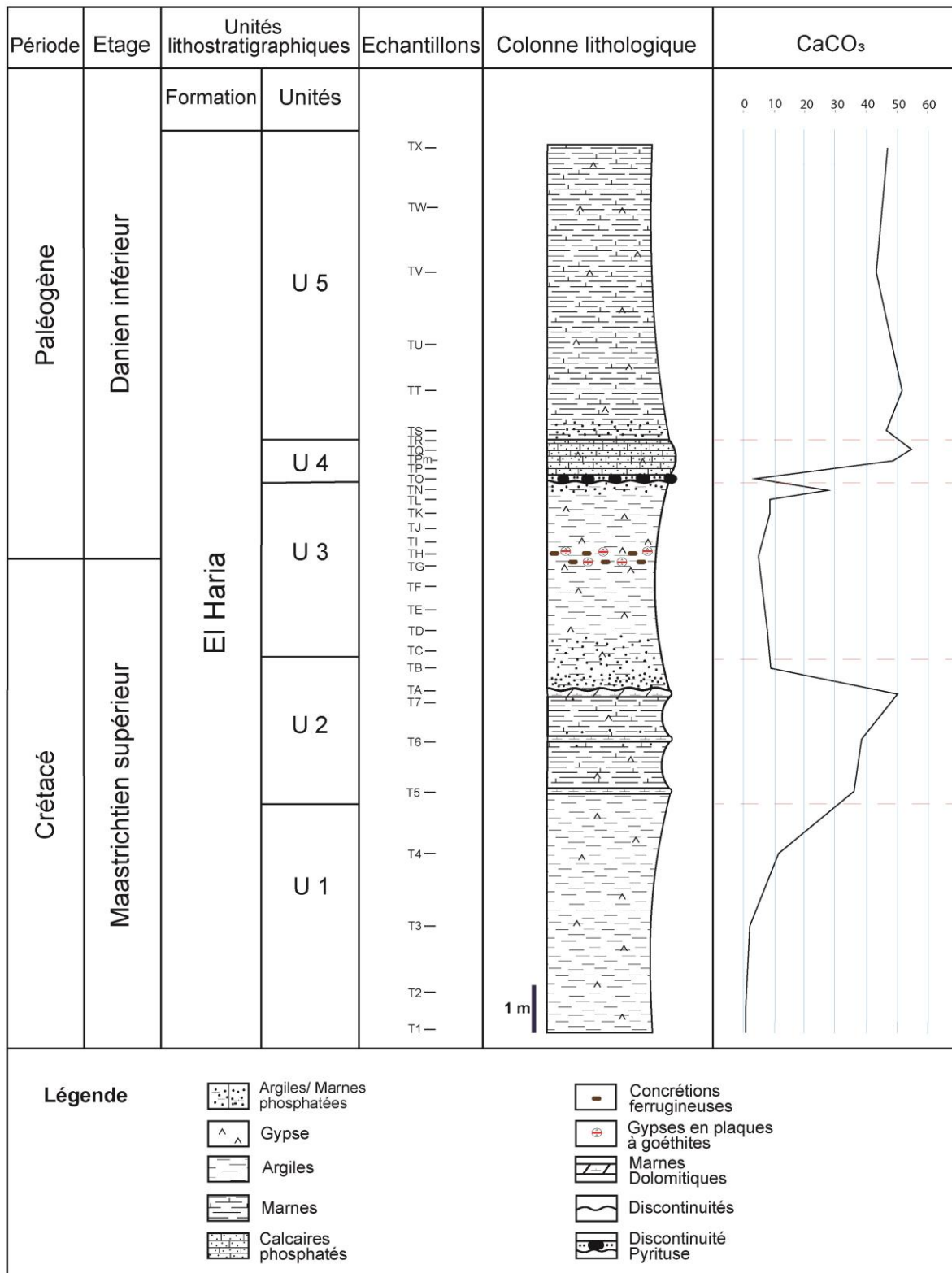


Fig. 28. Données géochimiques en CaCO₃ de la coupe Tarfaya.

2. Discussion des analyses du carbonate de calcium (CaCO₃)

L'analyse du profil vertical de CaCO₃ dans la coupe Dyr révèle des valeurs variant entre 33 % et 45 % au cours du Maastrichtien terminal, atteignant 53 % dans le Danien basal. Ces teneurs en carbonate de calcium caractérisent un faciès marneux. A l'exception de la sédimentation post-crise se manifeste par une remontée progressive des teneurs en CaCO₃ (<16 %) dans les argiles noires sus-jacentes à la limite.

En revanche, le profil vertical de la coupe Tarfaya présente des perturbations marquées des taux de carbonates, avec des valeurs oscillant entre 1 % et 50 % au Maastrichtien terminal, puis entre < 10% - 27 % et 55 % au Danien basal. Ces teneurs en carbonate de calcium attribuées à des faciès marneux et argileux.

L'augmentation du taux de CaCO₃ reflète une diminution de la tranche d'eau, tandis qu'une proportion décroissante s'explique généralement par un approfondissement du milieu de dépôt (Erba, 2004). Selon Punekar et al. (2016), la teneur en CaCO₃ (en pourcentage) des sédiments marins, mesurée sur la roche totale, résulte d'une interaction complexe entre plusieurs facteurs : le paléoclimat local, la paléoproduktivité des nannoplanctons calcaires et des dinoflagellés calcaires, l'abondance des foraminifères planctoniques et le pH (acidité de l'eau). Par ailleurs, les crises de production carbonatée sont généralement interprétées comme la conséquence de perturbations induites, de manière plus ou moins directe, par des émissions accrues de dioxyde de carbone (Soua, 2011). En effet, la précipitation des carbonates dépend à la fois d'une production élevée de CO₂ atmosphérique, tandis que leur dissolution traduit un captage de CO₂, d'où un équilibre. Ces mécanismes mettent en évidence un lien intime entre la précipitation des carbonates et les conditions climatiques au passage K-Pg dans les deux coupes étudiées.

Cette période est marquée par une activité volcanique entraînant une augmentation des températures et d'importants rejets de CO₂ dans l'atmosphère (Punekar et al., 2016), ainsi que par une abondance de foraminifères planctoniques et une productivité primaire élevée. Ces paramètres se traduisent par des teneurs en carbonates variant entre 33% et 45% au Maastrichtien terminal dans un milieu marin profond et ouvert, tel que documenté dans la coupe Dyr, reflétant une relative stabilité des conditions paléoenvironnementales en domaine pélagique. Une diminution de la productivité des eaux de surface, enregistrée dans la coupe de Tarfaya, est indiquée par la réduction graduelle des espèces de foraminifères planctoniques en

domaine moins profond, sous un climat initialement chaud (Keller et al., 1998). Cette baisse s'accompagne de la manifestation d'une sédimentation phosphatée, traduite par une diminution des taux de CaCO_3 à moins de 10% dans les sédiments.

Cependant, à l'approche de la limite Maastrichtien-Danien (K-Pg), sous l'effet combiné des éruptions volcaniques massives du Deccan (en Inde) (Punekar et al., 2016) et de l'impact météoritique dans le golfe du Mexique, une chute drastique du CaCO_3 est enregistrée, atteignant près de 0 % à la limite K-Pg. Cette diminution est associée au déclin massif des organismes à tests calcaires pélagiques lors de l'événement K-Pg (Bown, 2005) et à l'acidification océanique qui en a résulté (Henehan et al., 2019).

Les émissions volcaniques de CO_2 , analogues aux émissions anthropiques modernes (Orr et al., 2005 ; Zeebe et al., 2008), ont provoqué une acidification des océans, entraînant la dissolution des tests carbonatés des organismes planctoniques.

Les données d'abondance absolue des morphogroupes de foraminifères planctoniques robustes et calcifiés de grande taille ($>150 \mu\text{m}$) révèlent des populations instables durant les derniers milliers d'années (la partie supérieur de Zone *plummeritta hantkeninoides*) dans les argiles précédant la limite K-Pg à Tarfaya. Cela indique un scénario de conditions de stress environnemental récurrentes, entrecoupées d'épisodes de récupération intermédiaires. La diminution de la diversité chez les organismes habitant cet intervalle corrobore encore cette interprétation. Par la suite, un effondrement dans l'ensemble des organismes significatifs est observé chez tous les morphogroupes à la limite K-Pg (Patra et al. 2024). Ce phénomène est démontré expérimentalement par la dissolution rapide (en 48 heures) des coquilles de ptéropodes dans des eaux à faible pH (Fabry et al., 2008 ; Doney et al., 2009). Selon Keller et al. (2017), la chute du CaCO_3 à près de 0 % résulte de l'extinction de masse, de la diminution de la productivité primaire et de l'effondrement de la pompe biologique de carbone.

Par ailleurs, la teneur réduite en CaCO_3 (16 %) observée dans la couche d'argile noire sus-jacente à la limite K-Pg dans la coupe Dyr, et la teneur réduite en CaCO_3 (27.50 %) dans la coupe Tarfaya, indique une période de crise prolongée, probablement liée à un refroidissement climatique (hiver d'impact) consécutif à la chute météoritique ou une possible dissolution accentuée due à l'acidification des océans. Le rétablissement progressif de l'écosystème se manifeste ensuite par une augmentation des teneurs en CaCO_3 et une prolifération des taxons tertiaires (Brioua et al., 2025).

Les conditions environnementales optimales durant le Danien inférieur, caractérisées par une élévation de la température des eaux de surface océaniques, se traduisent par une augmentation de la teneur en CaCO_3 pouvant atteindre 50%. Cette élévation de température favorise la précipitation des carbonates ainsi que la manifestation de courants d'upwelling (Kechiched et al., 2016; Kechiched et al., 2020) riches en tests calcaires des fossiles remaniés lors de périodes temporaires de réchauffement climatique. Ces conditions permettent une sédimentation condensée en milieu marin transgressif, illustrée par la présence d'un banc de calcaire phosphaté dans l'unité 4 de la coupe de Tarfaya.

3. Variabilité stratigraphique et signatures géochimiques de la limite K-Pg à l'échelle globale : du proximal au distal.

L'extinction massive à la limite K-Pg est aujourd'hui quasi unanimement attribuée à l'impact d'un astéroïde responsable de la formation du cratère de Chicxulub, situé au large de la péninsule du Yucatán dans le sud du Mexique (Hull et al., 2020). Les preuves géologiques de cet impact sont enregistrées dans des centaines de coupes de la limite K-Pg à travers le monde, bien que leur expression diffère selon la distance relative au cratère (Lowery et al., 2018).

Dans les coupes proximales au cratère, la limite K-Pg se caractérise par des lits détritiques riches en éjectas et sphérules, d'épaisseur variable de 1 m à plus de 80 m, qui ont probablement été déposés par des tsunamis et/ou des courants gravitaires à haute énergie (Schulte et al., 2010 ; Gulick et al., 2019). L'épaisseur de ces lits détritiques tend à diminuer avec l'éloignement par rapport au point d'impact. À des distances intermédiaires (environ 1000 à 5000 km), le dépôt de la limite K-Pg montre typiquement une couche de sphérules d'une épaisseur comprise entre 2 et 10 cm, surmontée d'une couche enrichie en éléments du groupe du platine (PGEs) d'une épaisseur comprise entre 0,2 et 0,5 cm. Cette dernière contient en abondance des minéraux choqués, des grains granitiques, ainsi que des spinelles riches en nickel (Schulte et al., 2009). Dans les coupes distales (> 5000 km du cratère), la limite K-Pg est généralement marquée par une mince couche d'argile et/ou une couche ferrugineuse d'épaisseur millimétrique à centimétrique (Molina et al., 2009 ; Brioua et al., 2025). Cette couche est enrichie en PGEs, notamment en iridium, ainsi qu'en minéraux choqués, sphérules d'éjecta et spinelles riches en nickel (Alvarez et al., 1980 ; Schulte et al., 2010). Selon Hull et al. (2011) et Savel'eva (2016), les éléments du groupe du platine, en raison de leur faible mobilité dans les phases

sédimentaires, constituent d'excellents marqueurs géochimiques pour les études stratigraphiques.

Le présent travail porte sur les signatures géochimiques et minéralogiques de l'événement Crétacé-Paléogène dans la région de Tébessa, considérée comme une zone distale par rapport au cratère de Chicxulub. Des analyses géochimiques (MEB-EDS) et minéralogiques (DRX) ont été conduites sur des prélèvements réalisés au niveau de la limite K-Pg dans deux coupes : « Dyr » et « Tarfaya ». L'objectif de ces analyses est de tracer l'enregistrement géochimique et minéralogique lié à l'impact de l'astéroïde.

4. Analyses MEB-EDS : résultats et interprétations

Les résultats semi-quantitatifs des teneurs en éléments chimiques obtenus par la méthode MEB-EDS montrent une contribution majeure d'anomalies liées aux éléments du groupe du platine, dominées essentiellement par l'iridium (Ir) et l'osmium (Os). Ces anomalies ont été détectées dans tous les échantillons analysés de la limite K-Pg (D K/Pg Boundary, D 0-4 S, et TG), avec des teneurs d'Ir égales à 0,11% en poids dans l'échantillon D K/Pg Boundary (figure 25). À la base de la couche d'argile noire de l'échantillon D 0-4 S, les teneurs sont de 0,03% en Ir et 0,14% en Os en poids (figure 27), tandis que l'échantillon TG de la coupe de Tarfaya présente des teneurs plus élevées (Ir = 0,23% et Os = 0,62% en poids) (voir la figure 28). Ces résultats marquent clairement la limite K-Pg par la présence d'éléments typiquement extraterrestres (Alvarez et al., 1980 ; Claeys et al., 2002). Par ailleurs, les teneurs en Nickel (Ni = 0,06%) indiquant probablement l'existence des spinelles riches en nickel.

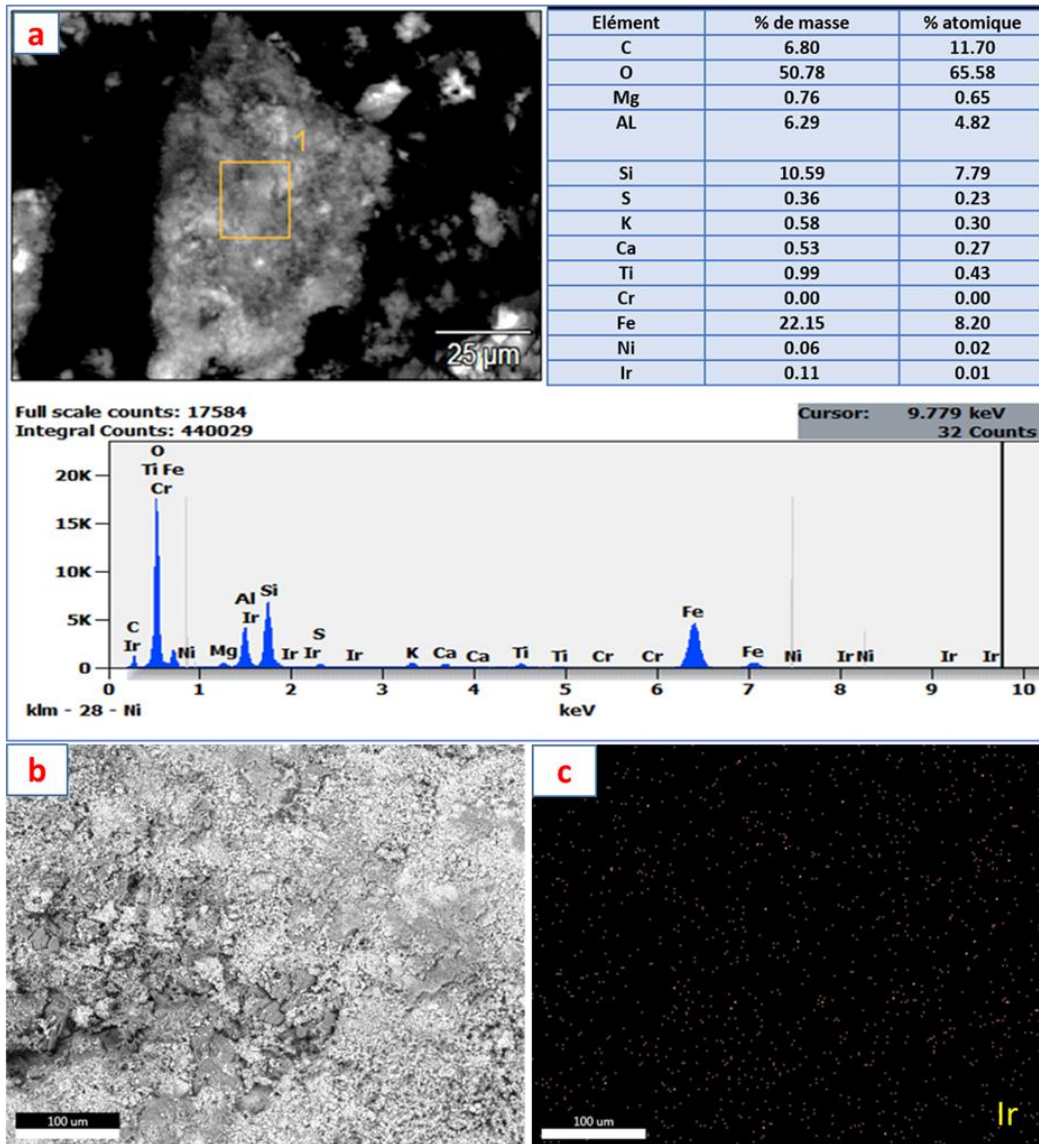


Fig. 29. Analyse MEB-EDS de deux zones sélectionnées de l'échantillon (D K/Pg Boundary).

(a) Image MEB et spectre EDS de la zone 1 avec le tableau des pourcentages massiques/atomiques correspondant. (b) Image MEB de la zone 2 et (c) Cartographie élémentaire montrant la distribution de l'iridium (Ir) dans l'échantillon.

La figure 25 (c) illustre la cartographie analytique par rayons X de l'échantillon (D K/Pg Boundary) obtenue par MEB-EDS, ce qui nous a permis d'observer la composition et la distribution des éléments chimiques à la surface de l'échantillon. Cet échantillon est principalement composé d'hydroxyde de fer. Cette analyse révèle une distribution ponctuelle et dispersée des grains d'iridium, suggérant leur présence sous forme d'inclusions isolées dans la zone d'analyse (figure 25 (C)).

de minéraux argileux, tandis que la présence de soufre ($S = 0,59\%$) confirme la présence de gypse. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus pour la coupe Dyr.

Enfin, les spectres EDS obtenus pour les échantillons D K/Pg Boundary et D 0-4 S de la coupe Dyr ainsi que pour l'horizon de la limite K-Pg (échantillon TG) de la coupe Tarfaya confirment la présence des éléments chimiques principaux détectés par les analyses précédentes.

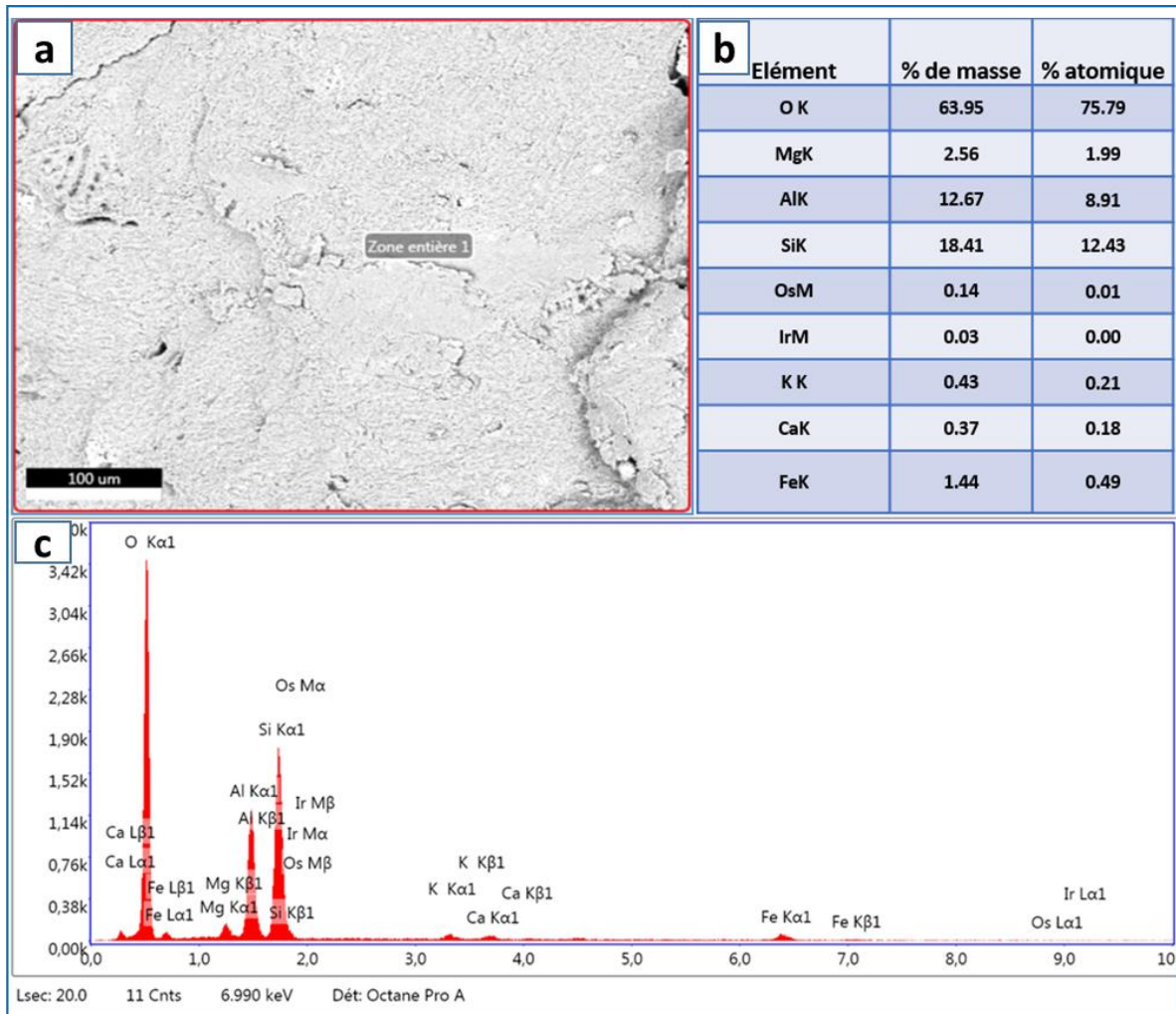


Fig. 31. Analyse MEB-EDS de la zone sélectionnée de l'échantillon D 0-4 S : (a) image MEB, (b) tableau des pourcentages massiques et atomiques des éléments détectés et (c) spectre EDS.

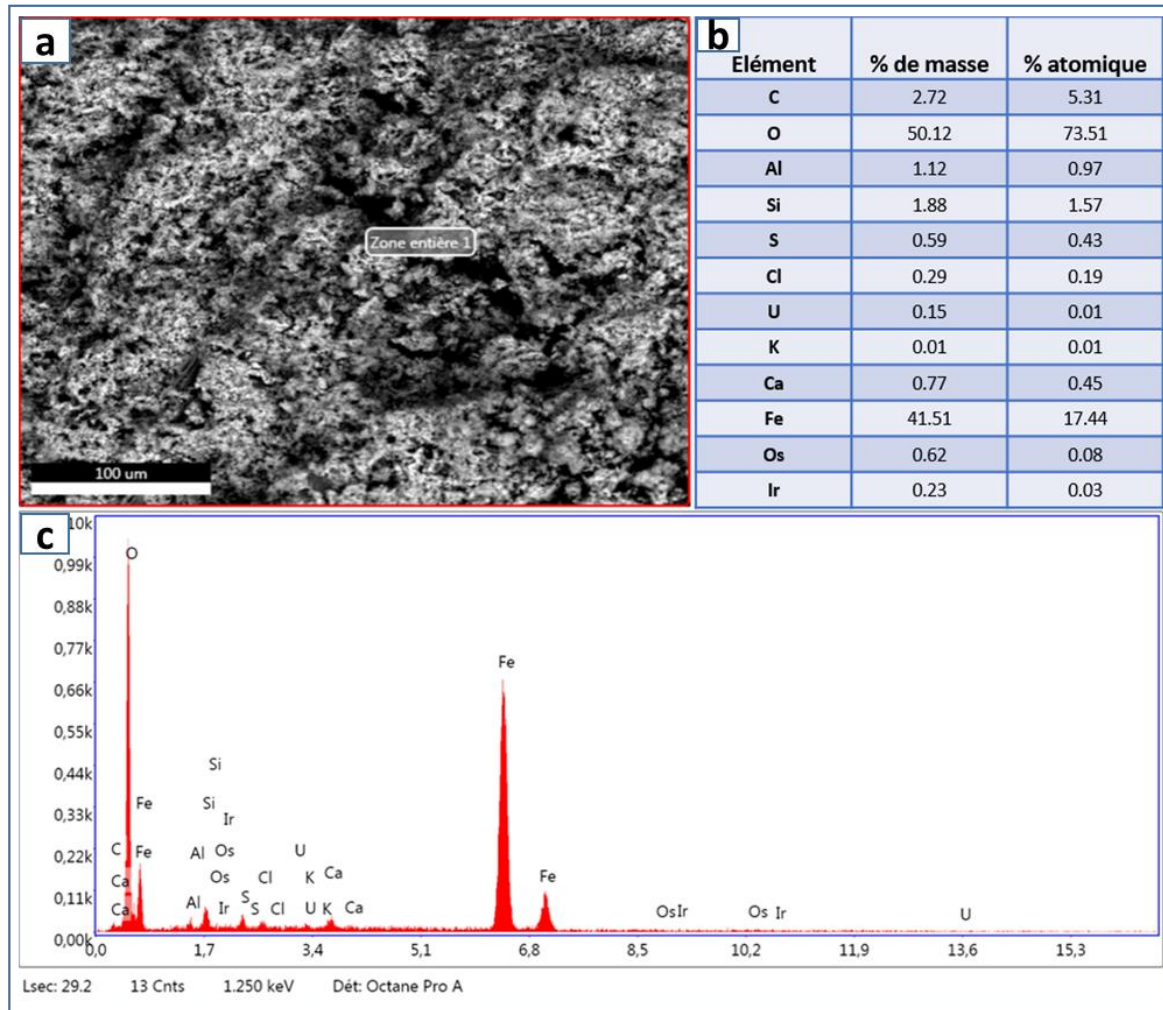


Fig. 32. Analyse MEB-EDS de la zone sélectionnée de l'échantillon TG : (a) image MEB, (b) tableau des pourcentages massiques et atomiques des éléments détectés et (c) spectre EDS.

5. Discussions des analyses MEB-EDS

Les résultats antérieurs ont révélé que la composition géochimique de la couche limite K-Pg à Dyr et Tarfaya soutient la théorie d'un impact météoritique à la fin du Crétacé. Ce scénario est corroboré par l'enrichissement observé dans les sédiments de cette limite en éléments typiquement extraterrestres tels que l'iridium (Ir), l'osmium (Os), le nickel (Ni) et le fer (Fe) (Martínez-Ruiz et al., 1999 ; Martinez-Ruiz et al., 2006 ; Schulte et al., 2010). La contribution majeure de matériel extraterrestre est mise en évidence par la présence d'éléments du groupe du platine et d'autres éléments sidérophiles. En conséquence, les partisans de la théorie de l'impact de Chicxulub proposent que l'astéroïde et sa zone d'impact soient les sources de ces éléments (Gilmour et Anders, 1989). Selon Smit (2004), la présence de certains éléments du groupe du platine, dont l'osmium, est également concentrée dans les sédiments K-Pg et pourrait résulter

d'une combinaison entre sédiments locaux et matériaux extraterrestres. De plus, Alvarez et al. (1980), Smit et ten Kate (1982), ainsi que Wigforss-Lange et al., (2007) rapportent que les couches limite K-Pg à travers le monde contiennent fréquemment des concentrations significatives en Fe, Ni, U et S, ce qui est cohérent avec les résultats obtenus.

Les partisans de la théorie du volcanisme avancent que les trapps du Deccan auraient également pu provoquer une acidification atmosphérique importante due à un dégagement massif de SO₂ (Officer et Drake, 1985 ; Prinn et Fegley, 1987). Ce scénario expliquerait la teneur élevée en soufre observée dans la couche limite K-Pg (Punekar et al., 2014; Renne et al., 2015 ; Richards et al., 2015 ; Mittal et al., 2022).

Les données géochimiques de l'échantillon prélevé dans le lit d'argile de la section de Dyr, correspondant à l'horizon de la limite K-Pg, sont présentées dans la figure 27. Les éléments Mg, K, Al, Ca ainsi que le fer (Fe), indiquant la présence de minéraux argileux, sont associés à la composition des phases minérales principales contenues dans différentes parties de la couche d'argile (Kostov et Tzankanska, 1997 ; Stoykova et al., 2000; Kostov et al., 2022). La co-présence en quantités significatives de Fe et O permet la formation de la goethite. Toutefois, la combinaison de la teneur en fer et de la teinte rouge caractéristique de la couche limite suggère une faible probabilité de conditions réductrices (Li et al., 2023). La présence significative de Si et O indique également la présence de quartz, cela reflète peut-être la présence de quartz choqué !.

Les résultats minéralogiques de la limite K-Pg dans les sections de Dyr étudiées sont identiques à ceux des autres limites K-Pg mondialement connues, telles que les coupes d'El Kef en Tunisie, Agost et Caravaca en Espagne, et Stevns Klint au Danemark. Ces limites se distinguent minéralogiquement par la présence de la goethite et une chute brutale de la teneur en calcite (CaCO₃). Hansen et al. (1986) ont décrit des sphérules principalement composées de goethite dans la limite de Stevns Klint, tandis que celles de Caravaca sont constituées de goethite et de sanidine. À El Kef et Agost, les limites sont composées de feldspath potassique et de goethite, accompagnées d'une diminution marquée de la calcite (Montanari, 1991 ; Ruiz et al., 1997 ; Molina et al., 2006).

6. Réponse géochimique à la limite K-Pg

Pour la première fois en Algérie, des données géochimiques mettent en évidence l'anomalie caractéristique de l'iridium (Ir), élément d'origine extraterrestre, à la limite Crétacé-Paléogène.

Dans la coupe de Dyr, les teneurs en Ir atteignent 0,11 % en poids dans l'échantillon du niveau limite (D K/Pg Boundary) et 0,03 % en poids dans l'échantillon sus-jacent (D 0-4 S). Des valeurs plus élevées (Ir = 0,23 % en poids) sont enregistrées dans l'échantillon TG de la coupe de Tarfaya, où l'on observe également un enrichissement en d'autres éléments du groupe du platine, notamment l'osmium (Os), dans la couche de la limite K-Pg. Ainsi, les coupes de Dyr et de Tarfaya apportent un soutien évident au scénario d'impact à la transition K-Pg. Par ailleurs, la chute des teneurs en CaCO₃ à près de 0% permet de définir avec précision cette limite. Ces résultats confirment par ailleurs des observations largement documentées dans la littérature.

Le volcanisme des Deccan semble constituer un facteur majeur dans la crise K-Pg. Ce dernier a vraisemblablement déclenché la crise des carbonates dans les océans, provoquant un stress sévère pour les organismes marins à tests calciques et conduisant à une extinction massive.

Les analyses minéralogiques réalisées sur l'échantillon de la limite K-Pg de la section étudiée à Dyr révèle une composition minéralogique similaire à celle des autres coupes K-Pg reconnues à l'échelle mondiale, caractérisée notamment par la présence de goethite et de quartz.

Les résultats de cette étude apportent ainsi des données, informations et analyses pratiques supplémentaires, enrichissant le corpus scientifique relatif aux événements catastrophiques liés à la limite K-Pg, et contribuent à alimenter les recherches et discussions futures.

Conclusions générales et perspectives

CONCLUSIONS GENERALES

La présente étude porte principalement sur la recherche de l'intervalle de la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg) dans l'Atlas saharien oriental, de la région de Tébessa (nord-est algérien). Deux sites prometteurs ont été investigués : l'un situé au nord de la ville de Tébessa, et l'autre au sud, près de Bir El Ater. Deux coupes géologiques soupçonnées représentatives de la transition K-Pg ont été échantillonnées, à savoir les sections de Dyr et de Tarfaya.

Ces sections, appartiennent à une unité litho-stratigraphique datée du Maastrichtien supérieur au Danien inférieur, au sein de la Formation El Haria, sont caractérisées par des faciès dominés par des marnes, des argiles, et des calcaires phosphatés. La limite K-Pg y est marquée par un horizon ferrugineux de couleur rouille, essentiellement composé de goethite et de gypse. Cet horizon s'intercale entre les marnes verdâtres et les argiles noires dans la section de Dyr, alors qu'il se trouve dans les argiles grisâtres de la section de Tarfaya.

Les dépôts de ces deux sections ont livrés des foraminifères planctoniques diversifiées et bien conservées, permettant une analyse bio-stratigraphique à haute résolution. Par ailleurs, une approche multidisciplinaire qui intègre une étude sédimentologique et géochimique apportant ainsi une meilleure compréhension des événements géologique au cours de cet intervalle événementiel.

L'étude biostratigraphique des coupes de Dyr et de Tarfaya a révélé que les foraminifères planctoniques de la zone étudiée présentent des similitudes avec ceux du domaine ouest-téthysien. Les taxons identifiés sont caractéristiques des zones à la fois de latitudes moyennes et basses. Grâce à un échantillonnage à haute résolution qui va nous conduire à déchiffrer l'évolution des espèces indicatrices à travers le passage Crétacé-Paléogène, nous avons appliqué la nouvelle zonation des foraminifères planctoniques proposée par Brioua et al. (2025).

L'application d'une zonation biostratigraphique à haute résolution de la transition K-Pg dans la section de Dyr a permis d'identifier quatre biozones distinctes : (1) *Plummerita hantkeninoides*, correspondant à la dernière biozone du Maastrichtien terminal. En dessous de la limite, les foraminifères planctoniques, diversifiés, permettent d'identifier les Biozones successives suivantes : (2) *Guembelitra cretacea* (Zone D1), (3) *Parvularugoglobigerina eugubina* (Zone D2), et (4) *Parasubbotina pseudobulloides* (Zone D3). La zone D3 est elle-même subdivisée en deux sous-zones : *Eoglobigerina trivialis* (Sous-zone D3a) et *Subbotina*

triloculinoïdes (sous-zone D3b). L'ensemble de ces biozones correspond au Danien inférieur. Ces enregistrements biostratigraphiques révèlent que la première coupe est complète et continue au passage Crétacé-Paléogène en Algérie.

Le découpage biostratigraphique dans la section de Tarfaya met par contre en évidence la présence de la dernière Biozone du Maastrichtien terminal, la Zone *Plummerita hantkeninoïdes*, ce qui suggère que cette partie du Maastrichtien est complète et continue dans cette section. La première Biozone identifiée dans le Danien est la Zone *Parasubbotina pseudobulloïdes* (Zone D3), qui inclut respectivement les Sous-zones *Eoglobigerina trivialis* (Sous-zone D3a) et *Subbotina trilocalinoïdes* (Sous-zone D3b). Ces données indiquent néanmoins la présence d'un hiatus stratigraphique du Danien inférieur.

Une extinction de masse catastrophique, survenue soudainement à la fin du Crétacé et bien marquée dans la coupe de Dyr, accompagnée d'un stress environnemental majeur, a conduit à l'extinction massive des taxons planctoniques du Crétacé, à l'exception de quelques espèces opportunistes. Au Danien inférieur, une période prolongée de crise est marquée dans l'intervalle stratigraphique des Zones *Guembelitra cretacea* et *Parvularugoglobigerina eugubina*, notamment au sein de la couche d'argile noire. La prolifération de nouveaux taxons ainsi qu'une augmentation notable du taux de CaCO₃ témoignent d'un rétablissement graduel de l'écosystème. Ces résultats sont vraisemblablement compatibles avec le modèle d'extinction et les effets catastrophiques causés par l'impact météoritique.

En revanche, dans la section de Tarfaya les foraminifères planctoniques ont enregistré une diminution progressive du nombre d'espèces et de la taille des taxons au cours des derniers milliers d'années du Maastrichtien. Le rétablissement à des associations fauniques s'est produit après la limite K-Pg, au sein de l'intervalle stratigraphique correspondant à *Subbotina trilocalinoïdes* (Sous-zone D3b). Ce retour coïncide avec une reprise de la productivité primaire, une élévation du niveau marin et le rétablissement des conditions marines. Cela indique des changements environnementaux à long terme qui commencent à la fin du Maastrichtien supérieur et se prolongent jusqu'au début du Danien. Ces changements ont abouti à un environnement marin fortement stressé à la marge sud de l'Atlas saharien oriental. Les fluctuations du niveau marin, associées aux variations climatiques, ont constitué des facteurs majeurs de stress environnemental, provoquant des variations de la nature des dépôts, l'apparition des hiatus lithologiques ainsi que des oscillations océaniques dans les sédiments.

Ces observations permettent de suggérer que le volcanisme des Trapps du Deccan a joué aussi un rôle déterminant dans la crise biologique de la limite K-Pg.

Sur le plan sédimentologique et environnemental, l'analyse des microfaciès et des différents paramètres micropaléontologiques permet de reconstituer l'évolution des paléo-environnements au cours de la période examinée. Ces analyses ont précisé les conditions de paléobathymétrie et la nature des dépôts sédimentaires. L'examen des faciès, microfaciès et des éléments figurés (biologiques et non biologiques) de la coupe de Dyr indique un milieu de dépôt correspondant à une zone épibathyale au passage Maastrichtien-Danien, dans un environnement ouvert, profond, calme et transgressif. À l'inverse, la section de Tarfaya, plus développée, correspond à un milieu de plate-forme interne peu profonde le plus souvent communicant avec la mer ouverte, marquée par des épisodes transgressifs et régressives. Cette série est marquée par la présence de discontinuités sédimentaires d'importance régionale, à l'exception de la discontinuité K-Pg qui est d'ordre global. Ainsi, le dépôt et la conservation des empreintes de la limite K-Pg, de même que la continuité de la sédimentation et la préservation des foraminifères planctoniques, dépendent essentiellement de la paléogéographie et du contexte structural de la région. Le taux de préservation s'avère ainsi plus élevé dans la région de Djebel Dyr, où le milieu était plus profond et contrôlé par une structure en blocs basculés plus subsidente, que celui du bassin de Djebel El Onk.

Pour la première fois en Algérie, les analyses géochimiques effectuées aux limites K-Pg des coupes de Dyr et de Tarfaya révèlent une anomalie caractéristique de l'élément extraterrestre iridium (Ir) ainsi que d'autres éléments du groupe du platine, enrichissant nettement le niveau de la limite K-Pg. Bien que les deux sites enregistrent la limite K-Pg, leurs expressions lithologiques diffèrent significativement. Au Djebel Dyr, la limite est marquée par une couche millimétrique continue de goethite et de gypse. En revanche, au Djebel El Onk, elle se caractérise par un horizon ferrugineux discontinu, constitué de lentilles gypsifères déformées, enrichies en goethite et en argiles ferrugineuses, parallèlement à la présence de concrétions pyriteuses. Ces contrastes reflètent des conditions de dépôt locales distinctes et des réponses post-impact variées. Par ailleurs, la chute des teneurs en CaCO_3 , atteignant près de 0%, marque de façon précise cette limite stratigraphique.

Cette découverte jusqu'alors inconnue d'archives matérielles des événements devrait permettre l'identification de nouveaux affleurements à travers l'Algérie. La coupe de Dyr présentée ici constitue un témoin clé des bassins pré-structurés de la Téthys, illustre la première coupe

complète et continue à travers le passage Crétacé-Paléogène en Algérie ; cette coupe est l'une des analogues décrites dans la région péri-téthysienne. La continuité de la sédimentation est attestée à la fois par les résultats géochimiques et les enregistrements biostratigraphiques.

Perspectives

Les résultats obtenus dans ce travail offrent de nouvelles perspectives pour combler les lacunes de données observées au niveau de la limite K-Pg en Algérie. Les pistes de recherches futures envisageables sont les suivantes :

Il serait pertinent de réaliser des analyses chimiques de haute résolution portant sur les éléments majeurs, mineurs, traces et terres rares (REE), ainsi que sur les composants minéralogiques de l'horizon K-Pg. Par ailleurs, pourrait-on identifier de nouvelles anomalies dans les éléments traces et terres rares ? Le cas échéant, il serait alors possible d'évaluer les corrélations entre les éléments enrichis, qui pourraient être exploitées dans des études ultérieures.

Il serait également intéressant d'envisager des analyses plus poussées, comme celles des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, qui constituent des traceurs pertinents pour l'identification du passage Crétacé-Paléogène dans les deux coupes étudiées.

Les analyses minéralogiques détaillées des argiles pourraient contribuer à la reconstitution des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales au passage Crétacé-Paléogène dans les deux sites étudiés.

L'Algérie manquait de sections pélagiques continues à travers la limite K-Pg. La coupe de Dyr, avec son enregistrement complet des biozones Maastrichtien-Danien, devient un site de référence pour corréler les événements K-Pg avec les bassins tunisiens voisins (ex. El Kef) et péri-téthysiens, enrichissant les cartes stratigraphiques régionales.

Par ailleurs, étant donné l'importance cruciale du thème de la limite K-Pg en géologie, biologie et astronomie, la constitution d'un jeu de données volumineux permettrait de conduire des analyses plus novatrices, complètes et approfondies. Les résultats de cette étude viennent enrichir le champ général des événements catastrophiques liés à la limite K-Pg, en apportant des données, informations et analyses supplémentaires concrètes. L'objectif principal est ainsi de nourrir les recherches et les débats futurs sur ce sujet.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adatte, T., Keller, G., & Stinnesbeck, W. (2002). Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178(3-4), 165-196.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., & Keller, G. (1996). Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary clastic sediments in northeastern Mexico: implications for origin and nature of deposition.
- Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., & Molina, E. (2002). Eventoestratigrafía del límite Cretácico/Terciario en Aïn Settara, Tunicia: ¿disminución de la productividad y/o de la oxigenación oceánicas?. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(2), 121-136.
- Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Liesa, C., Meléndez, A., Molina, E., ... & Thomas, E. (2002). The Cretaceous/Tertiary boundary: sedimentology and micropalaeontology at El Mulato section, NE Mexico. *Terra Nova*, 14(5), 330-336.
- Alegret, L., Molina, E., & Thomas, E. (2001). Benthic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary around the Gulf of Mexico. *Geology*, 29(10), 891-894.
- Alegret, L., Molina, E., & Thomas, E. (2003). Benthic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene boundary at Agost (southeastern Spain): paleoenvironmental inferences. *Marine Micropaleontology*, 48(3-4), 251-279.
- Alegret, L., Ortiz, S., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Baceta, J. I., Monechi, S., ... & Pujalte, V. (2009). The Paleocene–Eocene thermal maximum: new data on microfossil turnover at the Zumaia section, Spain. *Palaios*, 24(5), 318-328.
- Alegret, L., Rodríguez-Tovar, F. J., & Uchman, A. (2015). How bioturbation obscured the Cretaceous–Palaeogene boundary record. *Terra Nova*, 27(3), 225-230.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., & Michel, H. V. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208(4448), 1095-1108.
- Apellaniz, E., Baceta, J. I., Bernaola-Bilbao, G., Nunez-Betelu, K., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., ... & Rocchia, R. (1997). Analysis of uppermost Cretaceous-lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (western Pyrenees); evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168(6), 783-793.
- Arenillas I. (1996). *Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno inferior: Sistemática, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y Paleoceanografía*. PhD Thesis. Prensas Universitarias de Zaragoza (2000), Zaragoza, Spain

- Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J. A., Liesa, C., Meléndez, A., Molina, E., ... & Rosales-Domínguez, C. (2002). Cretaceous-Tertiary boundary planktic foraminiferal mass extinction and biochronology at La Ceiba and Bochil, Mexico, and El Kef, Tunisia.
- Arenillas, I., Arz, J. A., & Molina, E. (1998). El límite Cretácico/Terciario de Zumaya, Osinaga y Músquiz (Pirineos): control bioestratigráfico y cuantitativo de hiatos con foraminíferos planctónicos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2), 127-138.
- Arenillas, I., Arz, J. A., & Molina, E. (2004). A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia*, 37(1), 79-95.
- Arenillas, I., Arz, J. A., & Molina, E. (2004). A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia*, 37(1), 79-95.
- Arenillas, I., Arz, J. A., Molina, E., & Dupuis, C. (2000). The Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at Aïn Settara, Tunisia: sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera. *The Journal of Foraminiferal Research*, 30(3), 202-218.
- Arenillas, I., Belhai, D., Arz, J. A., Metsana-Oussaid, F., & Gilabert, V. (2022). *Hypothesis testing on the planktic foraminiferal survival model after the KPB mass extinction: evidence from Tunisia and Algeria* (No. ART-2022-128970).
- Arenillas, I., Belhai, D., Arz, J. A., Metsana-Oussaid, F., & Gilabert, V. (2022). *Hypothesis testing on the planktic foraminiferal survival model after the KPB mass extinction: evidence from Tunisia and Algeria* (No. ART-2022-128970).
- Arenillas, I., Gilabert, V., & Arz, J. A. (2021). New biochronological scales of planktic foraminifera for the early Danian based on high-resolution biostratigraphy. *Geosciences*, 11(11), 479.
- Arz, J. A. (1996). *Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: bioestratigrafía, cronoestratigrafía y eventos paleoecológicos* (Doctoral dissertation, Doctoral Thesis. Univ. Zaragoza).
- Arz, J. A., & Molina, E. (2002). Bioestratigrafía y cronoestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Campaniense superior y Maastrichtiense de latitudes subtropicales y templadas (España, Francia y Tunicia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 224(2), 161-195.
- Barnet, J. S., Littler, K., Kroon, D., Leng, M. J., Westerhold, T., Röhl, U., & Zachos, J. C. (2018). A new high-resolution chronology for the late Maastrichtian warming event:

- Establishing robust temporal links with the onset of Deccan volcanism. *Geology*, 46(2), 147-150.
- Barnosky, A. D., Matzke, N., Tomiya, S., Wogan, G. O., Swartz, B., Quental, T. B., ... & Ferrer, E. A. (2011). Has the Earth's sixth mass extinction already arrived?. *Nature*, 471(7336), 51-57.
 - Baudin, F., Moullade, M., & Tronchetti, G. (2008). Characterisation of the organic matter of upper Bedoulian and lower Gargasian strata in the historical stratotypes (Apt and Cassis-la-Bédoule areas, SE France). *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology, Brest, Letter, 1*.
 - Bazeen, Y. S., El-Sheikh, I., & El Sayed, M. M. (2021). Late Campanian-Maastrichtian foraminiferal biostratigraphy and paleoecology at Wadi Tarfa (North Eastern Desert, Egypt). *Marine Micropaleontology*, 169, 102050.
 - Bazeen, Y. S., Kassab, W. G., El Sayed, M. M., El-Kheir, G. A. A., AbdelGawad, M. K., & Ayyad, H. M. (2024). Integrated biostratigraphy and chemostratigraphy of the Maastrichtian–Danian succession at Abu Minqar, Egyptian Western Desert: Implications for sequence stratigraphy and tectonic influence. *Cretaceous Research*, 154, 105723.
 - Beghoul, M. (1974). Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). *Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens*.
 - Bellier, J. P. (1983). *Foraminifères planctoniques du Crétacé de Tunisie septentrionale: systématique, biozonation, utilisation stratigraphique de l'Albien au Maastrichtien* (Doctoral dissertation, éditeur non identifié).
 - Benkherouf, F. (1988). *Les foraminifères cénomaniens des Alpes-Maritimes (SE de la France) et du Dj. Dyr (NE Algérie): biostratigraphie et paléoenvironnements* (Doctoral dissertation, Laboratoire de micropaléontologie et de géologie marine).
 - Berggren, W. A., & Pearson, P. N. (2005). A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *The Journal of Foraminiferal Research*, 35(4), 279-298.
 - Blès, J., & Fleury, J. J. (1970). *Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000: Morsott (178)*. Service géologique de l'Algérie.
 - Blow, W. H. (1969, January). Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils* (Vol. 1, pp. 199-422).

- Blow, W. H. (1979). *The Cainozoic Globigerinida. Atlas* (Vol. 1). Brill Archive.
- Bolli, H. M. (1957). The genera Praeglobotruncana, Globotruncana, Rotalipora Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, BWIUS. *Natural History Museum Bulletin*, 215, 51-60.
- Bond, D. P., & Grasby, S. E. (2017). On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 3-29.
- Bonte, P., Delacotte, O., Renard, M., Laj, C., Boclet, D., Jehanno, C., & Rocchia, R. (1984). An iridium rich layer at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Bidart section (southern France). *Geophysical Research Letters*, 11(5), 473-476.
- Bouzenoune, A. (1993). *Minéralisations péridiapiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale)* (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Bown, P. (2005). Selective calcareous nannoplankton survivorship at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geology*, 33(8), 653-656.
- Brioua, H., Tlili, M., Amri, A., Bouguerra, H., Mébarki, O., Amrane, T., & Ben Youssef, M. (2025, May). The Cretaceous–Paleogene Boundary in the Tebessa Region (NE-Algeria): First Biostratigraphic and Geochemical Record. In *Doklady Earth Sciences* (Vol. 522, No. 1, p. 20). Moscow: Pleiades Publishing.
- Brönnimann, P., Sinclair, G. W., & Richardson, E. S. (1952). *Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maestrichtian of Trinidad, BWI*. Paleontological Research Institution.
- Burollet, P. F. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Géol.*, 18, 350.
- Caron, M. (1983). Taxonomie et phylogénie de la famille des Globotruncanidae. *Zitteliana*, (10), 677-681.
- Caron, M. (1985). Cretaceous planktonic foraminifera. *Plankton Stratigraphy*, 17-86.
- Carsey, D. O. (1926). Foraminifera of the Cretaceous of Central Texas, 1926.
- Chenet, A. L., Courtillot, V., Fluteau, F., Gérard, M., Quidelleur, X., Khadri, S. F. R., ... & Thordarson, T. (2009). Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B6).

- Chenet, A. L., Quidelleur, X., Fluteau, F., Courtillot, V., & Bajpai, S. (2007). 40K–40Ar dating of the Main Deccan large igneous province: Further evidence of KTB age and short duration. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(1-2), 1-15.
- Chevenine, A; Popov, Y; Douha, Dj, et Benzeroual, M. (1989) : Résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Aouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50.000. Partie 1, texte (1987-1988) O.R.G.M. Algérie (Rapport inédit).
- Chikhi-Aouimeur, F., Grosheny, D., Ferry, S., Herkat, M., Jati, M., Atrops, F., ... & Benkherouf-Kechid, F. (2011). Lithofaciès, paléogéographie et corrélations au passage Cénomaniens/Turonien dans l'Atlas saharien (Ouled Naïl, Zibans, Aurès et Hodna, Algérie). *Mémoires du Service Géologique National-Algérie*, 17, 67-83.
- Cielensky, S., Benchernine, N., & Watkowski, T. (1988). Works of prospecting and assessment of phosphates in the region of Bir El Ater. In *Internal Report. 2. EREM (Entreprise de Recherche et d'Exploration Minière), Algeria* (p. 103).
- Claey's, P., Kiessling, W., & Alvarez, W. (2002). Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary.
- Clyde, W. C., Ramezani, J., Johnson, K. R., Bowring, S. A., & Jones, M. M. (2016). Direct high-precision U–Pb geochronology of the end-Cretaceous extinction and calibration of Paleocene astronomical timescales. *Earth and Planetary Science Letters*, 452, 272-280.
- Coccioni, R., & Frontalini, F. (2025). Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Umbria–Marche Basin (central Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 545(1), 137-156.
- Coccioni, R., & Premoli Silva, I. (2015). Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 48(1), 47-90.
- Coccioni, R., & Premoli Silva, I. (2015). Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 48(1), 47-90.
- Coccioni, R., Catanzariti, R., Frontalini, F., Galbrun, B., Jovane, L., Montanari, A., ... & Sideri, M. (2016). Integrated magnetostratigraphy, biostratigraphy, and chronostratigraphy of the Paleogene pelagic succession at Gubbio (central Italy).

- Cushman, J. A. (1926). The foraminifera of the Velasco Shale of the Tampico Embayment. *AAPG Bulletin*, 10(6), 581-612.
- Cushman, J. A. (1933). Some new foraminiferal genera. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 9(2), 32-38.
- Cushman, J. A. (1938). The future of paleontology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 49(3), 359-366.
- Damotte, R. R., & Fleury, J. J. (1987). Ostracodes maastrichtiens et paléocènes du Djebel Dyr, près de Tebessa (Algérie orientale). *Géologie Méditerranéenne*, 14(2), 87-107.
- DEGAICHA, A. (2014). *DOCTORAT EN SCIENCES* (Doctoral dissertation, Université des Sciences et de la Technologie Houari-Boumediene).
- Diab, I., Laouar, R., Bosch, D., Tlili, A., Degaichia, A., Bruguier, O., ... & Kechiched, R. (2024). The Ain Dibba and Ain Kissa phosphorites, Tebessa (NE Algeria): REE depletion versus shallow, open depositional environment during the Paleocene-Eocene phosphogenesis in North Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 220, 105433.
- Dinarès-Turell, J., Westerhold, T., Pujalte, V., Röhl, U., & Kroon, D. (2014). Astronomical calibration of the Danian stage (Early Paleocene) revisited: Settling chronologies of sedimentary records across the Atlantic and Pacific Oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 405, 119-131.
- Djoulah, B., Hamimed, M., Belghar, N., & Boulemia, S. (2023). Sepiolite as paleo-CO₂ barometer of dramatic climate change, and a basic element for paleogeographic reconstitution across Cretaceous–Paleogene, Asserdoune boundary, El Kouif region (Algerian–Tunisian border). *Carbonates and Evaporites*, 38(1), 6.
- Doney, S. C., Fabry, V. J., Feely, R. A., & Kleypas, J. A. (2009). Ocean acidification: the other CO₂ problem. *Annual review of marine science*, 1(1), 169-192.
- Dubourdiou, G. (1956). Etude structurale et intérêt pétrolier de l'Ouenza (Confins algéro-tunisien). *Bulletin de Service géologique de l'Algérie*, 10, 659.
- Dupuis, C., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribovillard, N., Arenillas, I., ... & Lefèvre, I. (2001). The Cretaceous-Palaeogene (K/P) boundary in the Aïn Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropalaeontological and geochemical evidence. *Bulletin Koninklijk Belgisch Instituut Natuurwetenschappen, Aardwetenschappen*, 71, 169-190.

- Durand-Delga, M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Geologie des chaines alpines issues de la Tethys*, 67-85.
- Durozoy, G. (1956). Geological Map of Algeria at 1/50,000 of Tebessa (no 206), *Geolog. Map Serv. of Algeria, Algier*.
- Ehrenberg, C. G. (1840). Hierauf 274 Blätter von ihm selbst ausgeführter Zeichnungen von eben so vielen Arten in dem 1838 erschienenen grösseren Infusorienwerke noch nicht abgebildeter Infusorien. *Ber. Königl. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, 1840*, 197-219.
- Ekdale, A. A., & Stinnesbeck, W. (1998). Trace fossils in Cretaceous-Tertiary (KT) boundary beds in northeastern Mexico; implications for sedimentation during the KT boundary event. *Palaios*, 13(6), 593-602.
- Erba, E., & Tremolada, F. (2004). Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: Phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO₂, and anoxia. *Paleoceanography*, 19(1).
- Fabry, V. J., Seibel, B. A., Feely, R. A., & Orr, J. C. (2008). Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. *ICES Journal of Marine Science*, 65(3), 414-432.
- Fariza Metsana-Oussaid. (2021). *Etude de la limite Crétacé-Paléogène en Algérie*. PhD thèse. Université d'Alger, Algérie.
- Farouk, S., Jain, S., Bazeen, Y. S., Ahmad, F., Elamri, Z., Al-Kahtany, K., & Abdeldaim, A. (2024). Palaeoenvironmental changes across the Mid-and latest Maastrichtian events: Planktic foraminiferal inference from the Elles section (central Tunisia). *Geological Journal*, 59(2), 577-594.
- Farouk, S., Jain, S., Bazeen, Y. S., Ahmad, F., Elamri, Z., Al-Kahtany, K., & Abdeldaim, A. (2024). Palaeoenvironmental changes across the Mid-and latest Maastrichtian events: Planktic foraminiferal inference from the Elles section (central Tunisia). *Geological Journal*, 59(2), 577-594.
- Fensome, R. A., Williams, G. L., & MacRae, R. A. (2009). Late Cretaceous and Cenozoic fossil dinoflagellates and other palynomorphs from the Scotian Margin, offshore eastern Canada. *Journal of Systematic Palaeontology*, 7(1), 1-79.
- Flandrin, J. (1948). *Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien*. Protat Frères, Imprimeurs.
- Fleury, J. J. (1969). Stratigraphie du Cretace et de l'Eocene de la feuille 1: 50 000 eme Morsott no. 178. *Bull. Serv. erte*, 145-157.

- Föllmi, K. B., Garrison, R. E., Ramirez, P. C., Zambrano-Ortiz, F., Kennedy, W. J., & Lehner, B. L. (1992). Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93(3-4), 151-182.
- Font, E., Adatte, T., Sial, A. N., Drude de Lacerda, L., Keller, G., & Punekar, J. (2016). Mercury anomaly, Deccan volcanism, and the end-Cretaceous mass extinction. *Geology*, 44(2), 171-174.
- Font, E., Chen, J., Regelous, M., Regelous, A., & Adatte, T. (2022). Volcanic origin of the mercury anomalies at the Cretaceous-Paleogene transition of Bidart, France. *Geology*, 50(2), 142-146.
- Funakawa, S., & Nishi, H. (2005). Late middle Eocene to late Oligocene radiolarian biostratigraphy in the Southern Ocean (maud rise, ODP Leg 113, site 689). *Marine Micropaleontology*, 54(3-4), 213-247.
- Gale, A. S., Mutterlose, J., Batenburg, S., Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., & Petrizzo, M. R. (2020). The Cretaceous period. In *Geologic time scale 2020* (pp. 1023-1086). Elsevier.
- Gale, A. S., Mutterlose, J., Batenburg, S., Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., & Petrizzo, M. R. (2020). The Cretaceous period. In *Geologic time scale 2020* (pp. 1023-1086). Elsevier.
- Gallala, N. (2013). Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Correlation Across the Cretaceous-Paleogene Transition at the Tethyan and the Atlantic Realms. *Paleontology Journal*, 2013(1), 643278.
- Gardin, S. (2002). Late Maastrichtian to early Danian calcareous nannofossils at Elles (Northwest Tunisia). A tale of one million years across the K-T boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178(3-4), 211-231.
- Gilabert, V., Arenillas, I., Ferrer, D., & Arz, J. A. (2021). Planktic foraminiferal response to the earliest Danian Paleoenvironmental and paleoclimatic events at Caravaca (Murcia) (No. ART-2021-134175).
- Gilmour, I., & Anders, E. (1989). Cretaceous-Tertiary boundary event: Evidence for a short time scale. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(2), 503-511.
- Gradstein, F. M., & Ogg, J. G. (2020). The chronostratigraphic scale. In *Geologic time scale 2020* (pp. 21-32). Elsevier.
- Grajales-Nishimura, J. M., Cedillo-Pardo, E., Rosales-Domínguez, C., Morán-Zenteno, D. J., Alvarez, W., Claeys, P., ... & Sánchez-Ríos, A. (2000). Chicxulub impact: The

- origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. *Geology*, 28(4), 307-310.
- Grajales-Nishimura, J. M., Murillo-Muñetón, G., Rosales-Dominguez, C., Bermudez-Santana, J. C., Velasquillo-Martínez, L. G., García-Hernández, J., ... & Arenillas, I. (2009). The Cretaceous–Paleogene boundary Chicxulub impact: Its effect on carbonate sedimentation on the western margin of the Yucatan Platform and nearby areas.
 - Grajales-Nishimura, J. M., Murillo-Muñetón, G., Rosales-Domínguez, C., Cedillo-Pardo, E., & García-Hernández, J. (2003). Heterogeneity of lithoclast composition in the deep-water carbonate breccias of the K/T boundary sedimentary succession, southeastern Mexico and offshore Campeche.
 - Gulick, S. P., Bralower, T. J., Ormö, J., Hall, B., Grice, K., Schaefer, B., ... & Expedition 364 Scientists. (2019). The first day of the Cenozoic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(39), 19342-19351.
 - Hallock, P., & Glenn, E. C. (1985). Numerical analysis of foraminiferal assemblages: A tool for recognizing depositional facies in Lower Miocene reef complexes. *Journal of Paleontology*, 1382-1394.
 - Hansen, H. J., Gwozdz, R., Bromley, R. G., Rasmussen, K. L., Vogensen, E. W., & Pedersen, K. R. (1986). Cretaceous-Tertiary boundary spherules from Denmark, New Zealand and Spain. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 35, 75-82.
 - Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
 - Hart, M. B. (1999). The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic Foraminiferida. *Geobios*, 32(2), 247-255.
 - Hemleben, C., Berggren, W. A., & Huber, B. T. (1999). *Atlas of Paleocene planktonic foraminifera* (Vol. 85, pp. 1-252). R. K. Olsson (Ed.). Washington, DC: Smithsonian Institution Press.
 - Henehan, M. J., Ridgwell, A., Thomas, E., Zhang, S., Alegret, L., Schmidt, D. N., ... & Hull, P. M. (2019). Rapid ocean acidification and protracted Earth system recovery followed the end-Cretaceous Chicxulub impact. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(45), 22500-22504.
 - Herkat, M. (2007). Application of correspondence analysis to palaeobathymetric reconstruction of Cenomanian and Turonian (Cretaceous) rocks of Eastern Algeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3-4), 583-605.

- Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, M., Camargo Z, A., Jacobsen, S. B., & Boynton, W. V. (1991). Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, *19*(9), 867-871.
- Hollis, C. J., Rodgers, K. A., Strong, C. P., Field, B. D., & Rogers, K. M. (2003). Paleoenvironmental changes across the Cretaceous/Tertiary boundary in the northern Clarence valley, southeastern Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *46*(2), 209-234.
- Huertas, M. O., Ruiz, F. M., Palomo, I., & Chamley, H. (1995). Comparative mineralogical and geochemical clay sedimentation in the Betic Cordilleras and Basque-Cantabrian Basin areas at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Sedimentary Geology*, *94*(3-4), 209-227.
- Hull, P. M., Bornemann, A., Penman, D. E., Henehan, M. J., Norris, R. D., Wilson, P. A., ... & Zachos, J. C. (2020). On impact and volcanism across the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, *367*(6475), 266-272.
- Hull, P. M., Franks, P. J., & Norris, R. D. (2011). Mechanisms and models of iridium anomaly shape across the Cretaceous–Paleogene boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, *301*(1-2), 98-106.
- Ion, J., & Szasz, L. (1994). Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Romania. *Cretaceous Research*, *15*(1), 59-87.
- Jacquin, T. (1992). *Carbonate sequence stratigraphy in a shelf break setting: early cretaceous of the vercors mountains*. Université de Bourgogne-Centre des Sciences de la terre.
- Kaiho, K., Oshima, N., Adachi, K., Adachi, Y., Mizukami, T., Fujibayashi, M., & Saito, R. (2016). Global climate change driven by soot at the K-Pg boundary as the cause of the mass extinction. *Scientific reports*, *6*(1), 28427.
- Karoui-Yaakoub, N. (1999). *Le Paléocène en Tunisie septentrionale et centro-orientale: systématique et biostratigraphie des Foraminifères et environnements de dépôt* (Doctoral dissertation, Université de Tunis II).
- Karoui-Yaakoub, N., Zaghbib-Turki, D., & Keller, G. (2002). The Cretaceous–Tertiary (K–T) mass extinction in planktic foraminifera at Elles I and El Melah, Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *178*(3-4), 233-255.

- Kazi-Tani, N. (1986). *Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algérien: approche mégaséquentielle* (Doctoral dissertation, Pau).
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Kocsis, L., Salmi-Laouar, S., Bosch, D., ... & Larit, H. (2020). Comprehensive REE+ Y and sensitive redox trace elements of Algerian phosphorites (Tébessa, eastern Algeria): A geochemical study and depositional environments tracking. *Journal of Geochemical Exploration*, 208, 106396.
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Laouar-Salmi, S., Ameer-Zaimeche, O., & Fougou, A. (2016). Preliminary data of REE in Algerian phosphorites: a comparative study and paleo-redox insights. *Procedia Engineering*, 138, 19-29.
- Keller, G. (1988). Extinction, survivorship and evolution of planktic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Marine Micropaleontology*, 13(3), 239-263.
- Keller, G. (1993). The Cretaceous-Tertiary boundary transition in the Antarctic Ocean and its global implications. *Marine Micropaleontology*, 21(1-3), 1-45.
- Keller, G. (2001). The end-Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planetary and space science*, 49(8), 817-830.
- Keller, G. E. R. T. A. (2011). Defining the Cretaceous–Tertiary boundary: a practical guide and return to first principles.
- Keller, G., & Lindinger, M. (1989). Stable isotope, TOC and CaCO₃ record across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73(3-4), 243-265.
- Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z., ... & von Salis Perch-Nielsen, K. (1997). The Cretaceous-Tertiary transition on the shallow Saharan Platform of southern Tunisia. *Geobios*, 30(7), 951-975.
- Keller, G., Li, L., & MacLeod, N. (1996). The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119(3-4), 221-254.
- Keller, G., Mateo, P., Punekar, J., Khozyem, H., Gertsch, B., Spangenberg, J., ... & Adatte, T. (2018). Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene thermal maximum: implications for the Anthropocene. *Gondwana Research*, 56, 69-89.

- Keller, G., Mateo, P., Punekar, J., Khozyem, H., Gertsch, B., Spangenberg, J., ... & Adatte, T. (2018). Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene thermal maximum: implications for the Anthropocene. *Gondwana Research*, 56, 69-89.
- Keller, G., Mateo, P., Punekar, J., Khozyem, H., Gertsch, B., Spangenberg, J., ... & Adatte, T. (2018). Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene thermal maximum: implications for the Anthropocene. *Gondwana Research*, 56, 69-89.
- Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T., & Stüben, D. (2003). Multiple impacts across the Cretaceous–Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews*, 62(3-4), 327-363.
- Kostov, R. I., & Tzankarska, R. V. (1997). MINERALOGICAL CONTENT OF BOUNDARY CLAY LAYERS AT AND ABOVE THE KT BOUNDARY AT BYALA ON THE BLACK SEA COAST OF BULGARIA. *Dokladi na B lgarskata akademiâ na naukite*, 50(9-10), 55-58.
- Kostov, R. I., Protohristov, H., Marinova, S., Hristozova, G., Kostov, L., Tringovska, I., ... & Strelkova, L. P. (2022). Tracing impact events in clay samples with iridium anomaly at and above the Cretaceous/Paleogene boundary at Byala, Eastern Bulgaria. *Geologica Balcanica*, 51(3).
- Koutsoukos, E. A., & Hart, M. B. (1990). Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 81(3), 221-246.
- Kowalski, W. M., & Hamimed, M. (2000). Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 11(1), 29-60.
- Kuiper, K. F., Deino, A., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Renne, P. R., & Wijbrans, A. J. (2008). Synchronizing rock clocks of Earth history. *science*, 320(5875), 500-504.
- Laffite, R. (1939). Etude de géologie de l'Aurès. Doctorat ès Sciences Paris. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 1re série*, (15), 484.
- Laouar, K., Laouar, R., Bruguier, O., Bosch, D., Kechiched, R., Bouhleb, S., & Tlili, A. (2024). Geochemistry of bled el hadba phosphorites (NE Algeria): glauconitization process versus REE-enrichment. *Journal of Geochemical Exploration*, 258, 107398.

- Leonov, G. P., & Alimarina, V. P. (1961). Stratigraphy and foraminifera of Cretaceous-Paleogene “transition” beds of the central part of the North Caucasus. *Mosc. Univ. Geol. Fac. Sb. Tr.*, 29-60.
- Lethiers, F. (2021). *Evolution De La Biosphere Et E.* Routledge.
- Li, L., & Keller, G. (1998). Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology*, 26(11), 995-998.
- Li, L., & Keller, G. (1998). Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 21. *Marine Micropaleontology*, 33(1-2), 55-86.
- Li, L., Keller, G., & Stinnesbeck, W. (1999). The Late Campanian and Maastrichtian in northwestern Tunisia: palaeoenvironmental inferences from lithology, macrofauna and benthic foraminifera. *Cretaceous Research*, 20(2), 231-252.
- Li, Z., Hong, H., Liao, L., & He, H. (2023). X-ray Diffraction and Trace Element Analyses of K/Pg Boundary Samples Collected from Agost and Caravaca, Spain. *Crystals*, 13(4), 670.
- Loeblich Jr, A. R., & Tappan, H. (1984). Suprageneric classification of the Foraminiferida (Protozoa). *Micropaleontology*, 1-70.
- Lowery, C. M., Bralower, T. J., Owens, J. D., Rodríguez-Tovar, F. J., Jones, H., Smit, J., ... & Zylberman, W. (2018). Rapid recovery of life at ground zero of the end-Cretaceous mass extinction. *Nature*, 558(7709), 288-291.
- Luciani, V. (2002). High-resolution planktonic foraminiferal analysis from the Cretaceous–Tertiary boundary at Ain Settara (Tunisia): evidence of an extended mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178(3-4), 299-319.
- Luterbacher, H. P. (1964). Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino centrale. *Riv. Ital. Paleont.*, 70, 67-128.
- M’Hamdi, A., Slimani, H., Ismail-Latrache, K. B., & Soussi, M. (2013). Biostratigraphie des kystes de dinoflagellés de la limite Crétacé-Paléogène à Ellès, Tunisie. *Revue de micropaléontologie*, 56(1), 27-42.
- M’Hamdi, A., Slimani, H., Louwey, S., Soussi, M., Ismail-Latrache, K. B., & Ali, W. B. (2015). Les kystes de dinoflagelles et palynofacies de la transition Maastrichtien–Danien du stratotype El kef (Tunisie). *Comptes Rendus Palevol*, 14(3), 167-180.

- MacLeod, K. G., Quinton, P. C., Sepúlveda, J., & Negra, M. H. (2018). Postimpact earliest Paleogene warming shown by fish debris oxygen isotopes (El Kef, Tunisia). *Science*, 360(6396), 1467-1469.
- Mahoney, J. J. (1988). Deccan traps. In *Continental flood basalts* (pp. 151-194). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Marshall, C. R., & Ward, P. D. (1996). Sudden and gradual molluscan extinctions in the latest Cretaceous of western European Tethys. *Science*, 274(5291), 1360-1363.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., & Palomo, I. (1999). Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE Spain): Implications for trace-element remobilization. *Terra Nova*, 11(6), 290-296.
- Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., & Rivas, P. (2006). Rare earth element composition as evidence of the precursor material of Cretaceous–Tertiary boundary sediments at distal sections. *Chemical Geology*, 232(1-2), 1-11.
- Martini, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In *Proceedings second planktonic conference, Rome* (pp. 739-785).
- Masse, J. P., & Chikhi-Aouimeur, F. (1982). La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud Constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géologie méditerranéenne*, 9(3), 259-267.
- Masse, J. P., & Thieuloy, J. P. (1979). Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud-constantinois (Algérie); Conséquences paléogéographiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(1), 65-71.
- Matsa, T. A. (2023). *Le passage K/Pg (Crétacé/Tertiaire) dans l'Atlas saharien et le Plateau du Tademaït*. PhD thèse. Université d'Oran, Algérie.
- MATSA, T. A., MAHBOUBI, M., MEBROUK, F., GARCIA, G., VIANEY-LIAUD, M., Ouali, R. A., & Mammeri, C. (2022). Mise en évidence du passage Crétacé/Paléogène (K/Pg) en Algérie nord-orientale. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 41(2), 313-332.
- Mbani, J. N. (2008). *Micropaléontologie et géochimie organique du bassin côtier congolais au Crétacé supérieur: paléoécologie des foraminifères, espèces et associations indicatrices des paléoenvironnements des roches mères pétrolières* (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).
- Mendir, S., Salmi-Laouar, S., El Qot, G. M., Ayoub-Hannaa, W., & Ferré, B. (2021, April). Cenomanian (Upper Cretaceous) bivalves from the Hameimat Massifs, north of

- Tebessa, Algeria: Systematics, biostratigraphy, palaeoecological and taphonomical remarks. In *Annales de Paléontologie* (Vol. 107, No. 2, p. 102471). Elsevier Masson.
- Mendir, S., Salmi-Laouar, S., Ferré, B., Belhai, D., Aouissi, R., & DEGAÏCHIA, A. (2019). Les ammonites du Cenomanien des massifs de Hameimat (Tébessa, Atlas saharien oriental, Algérie): systematique et biostratigraphie. *Revue de Paleobiologie*, 38, 229-254.
 - Metsana-Oussaid, F., Belhai, D., Arenillas, I., Arz, J. A., & Gilabert, V. (2019). New sections of the Cretaceous–Paleogene transition in the southwestern Tethys (Médéa, northern Algeria): planktic foraminiferal biostratigraphy and biochronology. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(6), 217.
 - Minoletti, F., de Rafelis, M., Renard, M., & Gardin, S. (2004). Remaniement des nannofossiles calcaires maastrichtiens dans les sédiments du Danien basal de Bidart (France): arguments isotopiques (carbone et oxygène). *Revue de micropaléontologie*, 47(3), 145-152.
 - Mittal, T., Sprain, C. J., Renne, P. R., & Richards, M. A. (2022). Deccan volcanism at K-Pg time.
 - Molina, E. (2015). Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene based on extinction and survival patterns of foraminifera. *Earth-Science Reviews*, 140, 166-181.
 - Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Gallala, N., Hardenbol, J., ... & Zaghbib-Turki, D. (2006). The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene. *Episodes Journal of International Geoscience*, 29(4), 263-273.
 - Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, J. M., ... & Zaghbib-Turki, D. (2009). The global boundary stratotype section and point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic): auxiliary sections and correlation. *Episodes Journal of International Geoscience*, 32(2), 84-95.
 - Molina, E., Arenillas, I., & Arz, J. A. (1998). Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(3), 351-363.
 - Montanari, A. (1991). Authigenesis of impact spheroids in the K/T boundary clay from Italy; new constraints for high-resolution stratigraphy of terminal Cretaceous events. *Journal of Sedimentary Research*, 61(3), 315-339.

- Montanari, A., Claeys, P., Asaro, F., Bermudez, J., & Smit, J. (1994). Preliminary stratigraphy and iridium and other geochemical anomalies across the KT boundary in the Bochil section (Chiapas, southeastern Mexico). In *New Developments Regarding the KT Event and Other Catastrophes in Earth History* (Vol. 825, p. 84).
- Morozova, V. G. (1959). Stratigrafiya datsko-montskikh otlozhenii Kryma po foraminiferam. In *Doklady Akademii Nauk SSSR* (Vol. 124, pp. 1113-1116).
- Nakkady, S. E. (1950). A new foraminiferal fauna from the Esna shales and Upper Cretaceous chalk of Egypt. *Journal of Paleontology*, 675-692.
- Nederbragt, A. J. (1991). Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera). *Micropaleontology*, 329-372.
- Nedjari-Bellahcene, S., & Nedjari, A. (1984). Le Boukhadra: esquisse paléogéographie aptienne. *5ème Sem. Nat. Sc. Terre, Alger*, 102-103.
- Nemouchi, S., Salmi-Laouar, S., Abdelhady, A. A., Ahmed, M. S., Hussain, A. M., Ouelaa, B., & Deghaichia, A. (2024). Paucispecific invertebrate associations in the Coniacian (Upper Cretaceous) Essen Formation (Tebessa Mountains, northeast Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 220, 105452.
- N'Zaba-Makaya, O., Andreu, B., Rey, J., Brunel, F., Mouterde, R., & Rocha, R. B. (1998). Les peuplements d'ostracodes dans le Domérien du Bassin Lusitanien. *Comun. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa*, 84(1), A53-A56.
- Officer, C. B., Drake, C. L., & Devine, J. D. (1985). Volcanism and Cretaceous. *Tertiary extinctions: EOS (American Geophysical Union Transactions)*, 66, 83.
- Okada, H., & Bukry, D. (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine micropaleontology*, 5, 321-325.
- Olsson, R. K. (1964). Late Cretaceous planktonic foraminifera from New Jersey and Delaware. *Micropaleontology*, 10(2), 157-188.
- Orr, J. C., Fabry, V. J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S. C., Feely, R. A., ... & Yool, A. (2005). Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437(7059), 681-686.
- Othmanine, A. (1987). Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sideritique autour du fosse de Tebessa-Morsott (Algerie). *Relation entre paleogeographie aptienne, diapirisme, structure et metallogenie*.

- Pal, S., Shrivastava, J. P., & Mukhopadhyay, S. K. (2015). Polycyclic aromatic hydrocarbon compound excursions and K/Pg transition in the late Cretaceous–early Palaeogene succession of the Um Sohryngkew river section, Meghalaya. *Current Science*, 1140-1150.
- Pardo, A., Ortiz, N., Keller, G., & MacLeod, N. (1996). Latest Maastrichtian and K/T boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain. *The Cretaceous/Tertiary Boundary Mass Extinction: Biotic and Environmental Events*. Norton Press, New York, NY.
- Patra, S., Keller, G., Font, E., Adatte, T., & Punekar, J. (2024). Untangling the biotic stress in the late Maastrichtian Deccan-benchmark interval of Bidart (France). *Journal of Palaeogeography*, 13(2), 181-198.
- Perthuisot, V. (1994). Structures et géométrie des diapirs maghrébins. Essai de synthèse. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, 6, 153-159.
- Petrizzo, M. R. (2002). Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau (ODP Sites 762 and 763, eastern Indian Ocean). *Marine Micropaleontology*, 45(2), 117-150.
- Peypouquet, J. P., Grousset, F., & Mourguiart, P. (1986). Paleooceanography of the Mesogean Sea based on ostracods of the northern Tunisian continental shelf between the Late Cretaceous and Early Paleogene. *Geologische Rundschau*, 75(1), 159-174.
- Plummer, H. J. (1927). *Foraminifera of the Midway formation in Texas* (Vol. 6, No. 2644). The University.
- Pospichal, J. J. (1996). Calcareous nannofossils and clastic sediments at the Cretaceous-Tertiary boundary, northeastern Mexico. *Geology*, 24(3), 255-258.
- Powell, A. J. (1992). A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. (*No Title*).
- Prinn, R. G., & Fegley Jr, B. (1987). Bolide impacts, acid rain, and biospheric traumas at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 83(1-4), 1-15.
- Punekar, J. (2016). *Planktic Foraminifera Extinctions and Delayed Biotic Recovery in the Late Maastrichtian-Early Danian: Link to Global Environmental Catastrophes?* (Doctoral dissertation, Princeton University).
- Punekar, J., Keller, G., Khozyem, H. M., Adatte, T., Font, E., & Spangenberg, J. (2016). A multi-proxy approach to decode the end-Cretaceous mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 116-136.

- Punekar, J., Keller, G., Khozyem, H., Hamming, C., Adatte, T., Tantawy, A. A., & Spangenberg, J. E. (2014). Late Maastrichtian–early Danian high-stress environments and delayed recovery linked to Deccan volcanism. *Cretaceous Research*, 49, 63-82.
- Punekar, J., Mateo, P., & Keller, G. (2014). Effects of Deccan volcanism on paleoenvironment and planktic foraminifera: A global survey.
- Punekar, J., Mateo, P., & Keller, G. (2014). Effects of Deccan volcanism on paleoenvironment and planktic foraminifera: A global survey.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Renne, P. R., Sprain, C. J., Richards, M. A., Self, S., Vanderkluysen, L., & Pande, K. (2015). State shift in Deccan volcanism at the Cretaceous-Paleogene boundary, possibly induced by impact. *Science*, 350(6256), 76-78.
- Richards, M. A., Alvarez, W., Self, S., Karlstrom, L., Renne, P. R., Manga, M., ... & Gibson, S. A. (2015). Triggering of the largest Deccan eruptions by the Chicxulub impact. *Bulletin*, 127(11-12), 1507-1520.
- Riedel, W. R., & Holm, E. A. (1957). Radiolaria.
- Robaszynski F., Caron M., Gonzales J.M., Wonders A.H. (eds.) & European Working Group on Planktonic Foraminifera (1984).- Atlas of Late Cretaceous globotruncanids.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 26, p. 145-305.
- Robaszynski, F. (1984). Atlas of late Cretaceous globotruncanids. *Rev. Micropaleont.*, 26, 145-305.
- Robaszynski, F., & Caron, M. (1995). Foraminifères planctoniques du Crétacé; commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166(6), 681-692.
- Robaszynski, F., Donoso, J. G., Linares, D., Amédéo, F., Caron, M., Dupuis, C., ... & Gartner, S. (2000). Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nanofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien= The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated litho-biostratigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nanofossils zones from Upper Turonian to Maastrichtian. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production*, (2).
- Robin, E., & Rocchia, R. (1998). Ni-rich spinel at the Cretaceous-Tertiary boundary of El Kef, Tunisia. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(3), 365-372.

- Robin, E., Boclet, D., Bonté, P., Froget, L., Jéhanno, C., & Rocchia, R. (1991). The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and hole 761C (Leg 122). *Earth and Planetary Science Letters*, 107(3-4), 715-721.
- Rodríguez-Tovar, F. J. (2024). Evaluating tracer recovery after the Cretaceous–Paleogene (K–Pg) boundary event: different biotic responses at the Caravaca section. *Journal of Iberian Geology*, 50(3), 487-501.
- Ruíz, F. M., Huertas, M. O., Palomo, I., & Acquafredda, P. (1997). Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 113(1-2), 137-147.
- S, Chabou-Mostefai. (1987). *Etude de la série phosphatée tertiaire du Djebel Onk (Algérie) : stratigraphie, pétrographie, minéralogie et analyse statistique*. Thèse de doctorat. Aix-Marseille 3.
- Sadler, P. M. (1981). Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *The Journal of Geology*, 89(5), 569-584.
- Sadler, P. M. (1999, June). The influence of hiatuses on sediment accumulation rates. In *GeoResearch Forum* (Vol. 5, No. 1, pp. 15-40).
- Said, R. (1978). *Etude stratigraphique et micropaléontologique du passage crétacé-tertiaire du syncinal d'Ellès (région Siliana-Sers)* (Doctoral dissertation).
- Saint-Marc, P. (1982). Distribution paléoécologique et paléobiogéographique de grands foraminifères benthiques du Cénomaniens. *Revista española de micropaleontología*, 14(1), 247-262.
- Salaj, J. (1980). Microbiostratigraphie du crétacé et du paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale: hypostratotypes tunisiens. (*No Title*). *Geologicky Ustav Dionyza Stura*, 238 p.
- Salaj, J. (1980). Microbiostratigraphie du crétacé et du paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale: hypostratotypes tunisiens. (*No Title*).
- Salmi Laouar, S. (1998). *Le massif de Boujaber NE Algérien* (Doctoral dissertation, Annaba).
- Salmi Laouar, S., Laouar, R., Boyce, A. J., Zerdazi, A., & Arouche, Y. E. (2004). RAPPORTS ISOTOPIQUES DU SOUFRE, DE L OXYGÈNE ET DU CARBONE DANS LE MASSIF DE BOUJABER, NE ALGÉRIEN: ORIGINE DES

MINÉRALISATIONS À PB-ZNBA ET SOURCE DES FLUIDES. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 15(1), 3-25.

- Salmi-Laouar, S., Mendir, S., Aouissi, R., Qot, G. M. E., Krufft-Welton, R., Ahmed, M. S., & Abdelhady, A. A. (2025). Spatiotemporal variability of the Cenomanian macrobenthic fauna in Northeast Algeria: Species versus community level variations. *Journal of African Earth Sciences*, 223, 105526.
- Savel'eva, O.L., Savel'ev, D.P. (2016). The origin of the iridium anomaly and other elements of the platinum group at different stratigraphic levels. *Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center", Earth Sciences* 32 (4), 73–87 (in Russian).
- Schoene, B., Eddy, M. P., Samperton, K. M., Keller, C. B., Keller, G., Adatte, T., & Khadri, S. F. (2019). U-Pb constraints on pulsed eruption of the Deccan Traps across the end-Cretaceous mass extinction. *Science*, 363(6429), 862-866.
- Schoene, B., Samperton, K. M., Eddy, M. P., Keller, G., Adatte, T., Bowring, S. A., ... & Gertsch, B. (2015). U-Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science*, 347(6218), 182-184.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Barton, P. J., Bown, P. R., ... & Willumsen, P. S. (2010). The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 327(5970), 1214-1218.
- Schulte, P., Deutsch, A., Salge, T., Berndt, J., Kontny, A., MacLeod, K. G., ... & Krumm, S. (2009). A dual-layer Chicxulub ejecta sequence with shocked carbonates from the Cretaceous–Paleogene (K–Pg) boundary, Demerara Rise, western Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4), 1180-1204.
- Senel, C. B., Kaskes, P., Temel, O., Vellekoop, J., Goderis, S., DePalma, R., ... & Karatekin, Ö. (2023). Chicxulub impact winter sustained by fine silicate dust. *Nature Geoscience*, 16(11), 1033-1040.
- Sheehan, P. M., & Fastovsky, D. E. (1992). Major extinctions of land-dwelling vertebrates at the Cretaceous-Tertiary boundary, eastern Montana. *Geology*, 20(6), 556-560.
- Sliter, W. V., & Baker, R. A. (1972). Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *The Journal of Foraminiferal Research*, 2(4), 167-183.
- Smit, J. (1982). Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary.

- Smit, J. (1999). The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 75-113.
- Smit, J. (2004). The section of the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain): a crucial section for the Cretaceous/Tertiary boundary impact extinction hypothesis. *Journal of Iberian Geology*, 31(1), 181-193.
- Smit, J. (2005). La sección del Barranco del Gredero (Caravaca, sureste de España): una sección crucial para la hipótesis de la extinción por impacto en el límite Cretácico/Terciario. *Journal of Iberian Geology*, 179-192.
- Smit, J., & Romein, A. J. T. (1985). A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(2-3), 155-170.
- Smit, J., & Ten Kate, W. G. H. Z. (1982). Trace-element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary—consequences of a large impact. *Cretaceous research*, 3(3), 307-332.
- Smit, J., Roep, T. B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, P., Grajales-Nishimura, J. M., & Bermudez, J. (1996). Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?.
- Snedden, J. W., Lowery, C. M., & Lawton, T. F. (2025). The end of the Cretaceous: depositional palaeogeographical reconstruction of the Gulf of Mexico and adjacent areas just prior to the Chicxulub impact. *Geological Society, London, Special Publications*, 545(1), 739-769.
- Soua, M., ZAGHBIB-TURKI, D., Ben Jemia, H., Smaoui, J., & Boukadi, A. (2011). Geochemical Record of the Cenomanian-Turonian Anoxic Event in Tunisia: Is it Correlative and Isochronous to the Biotic Signal?. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 85(6), 1310-1335.
- Speijer, R. P., & Van der Zwaan, G. J. (1996). Extinction and survivorship of southern Tethyan benthic foraminifera across the Cretaceous/Palaeogene boundary. *Geological Society, London, Special Publications*, 102(1), 343-371.
- Speijer, R. P., Pálike, H., Hollis, C. J., Hooker, J. J., & Ogg, J. G. (2020). The paleogene period. In *Geologic time scale 2020* (pp. 1087-1140). Elsevier.
- Sprain, C. J., Renne, P. R., Vanderkluyesen, L., Pande, K., Self, S., & Mittal, T. (2019). The eruptive tempo of Deccan volcanism in relation to the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 363(6429), 866-870.

- Sprain, C. J., Renne, P. R., Vanderkluyzen, L., Pande, K., Self, S., & Mittal, T. (2019). The eruptive tempo of Deccan volcanism in relation to the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 363(6429), 866-870.
- Stoykova, K., Ivanov, M., Belivanova, V., Kostov, R., Tzankarska, R., & Ilieva, T. (2000). Integrated stratigraphical, sedimentological and mineralogical-geochemical study of the Cretaceous/Tertiary boundary in Bulgaria. *Review of the Bulgarian Geological Society*, 61(1-3), 61-75.
- Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z. A., Meudt, M., Keller, G., Abramovich, S., ... & Stinnesbeck, W. (2003). Late Maastrichtian paleoclimatic and paleoceanographic changes inferred from Sr/Ca ratio and stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199(1-2), 107-127.
- Stüben, D., Kramar, U., Harting, M., Stinnesbeck, W., & Keller, G. (2005). High-resolution geochemical record of Cretaceous-Tertiary boundary sections in Mexico: New constraints on the K/T and Chicxulub events. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(10), 2559-2579.
- Subbotina, N. N. (1953). *Foraminifères fossiles d'URSS, Globigerinidae, Globorotaliidae, Hantkeninidae* (Vol. 2).
- Tappan, H., & Loeblich Jr, A. R. (1988). Foraminiferal evolution, diversification, and extinction. *Journal of Paleontology*, 695-714.
- Tappan, H., & Loeblich Jr, A. R. (1988). Foraminiferal evolution, diversification, and extinction. *Journal of Paleontology*, 695-714.
- Thibault, N. (2018). Comment on “Extinction, dissolution, and possible ocean acidification prior to the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary in the tropical Pacific”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 506, 260-262.
- Thibault, N., Galbrun, B., Gardin, S., Minoletti, F., & Le Callonnec, L. (2016). The end-Cretaceous in the southwestern Tethys (Elles, Tunisia): orbital calibration of paleoenvironmental events before the mass extinction. *International Journal of Earth Sciences*, 105(3), 771-795.
- Thomas Philippe. (1913). Essai d'une description géologique de la Tunisie, Deuxième partie, Stratigraphie des terrains Paléozoïques- Mésozoïques. Paris.
- Tlili, M., & Toubal, A. (2008). ANATOMIE ET ORGANISATION BIOSÉDIMENTAIRE DE LA PLATE-FORME CALCAIRE APTIENNE DE

L'OUENZA (NE ALGÉRIEN). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 19(2), 151-167.

- Tobin, T. S., Wilson, G. P., Eiler, J. M., & Hartman, J. H. (2014). Environmental change across a terrestrial Cretaceous-Paleogene boundary section in eastern Montana, USA, constrained by carbonate clumped isotope paleothermometry. *Geology*, 42(4), 351-354.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Marin, L., & Trejo-Garcia, A. (1996). UNAM scientific drilling program of Chicxulub impact structure-Evidence for a 300 kilometer crater diameter. *Geophysical Research Letters*, 23(13), 1565-1568.
- Vellekoop, J., Smit, J., van de Schootbrugge, B., Weijers, J. W., Galeotti, S., Damste, J. S. S., & Brinkhuis, H. (2015). Palynological evidence for prolonged cooling along the Tunisian continental shelf following the K–Pg boundary impact. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426, 216-228.
- 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.
- 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.
- Westerhold, T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., ... & Evans, H. F. (2008). Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257(4), 377-403.
- Widmark, J. G., & Speijer, R. P. (1997). Benthic foraminiferal ecomarker species of the terminal Cretaceous (late Maastrichtian) deep-sea Tethys. *Marine Micropaleontology*, 31(3-4), 135-155.
- Wigforss-Lange, J., Vajda, V., & Ocampo, A. (2007). Trace element concentrations in the Mexico-Belize ejecta layer: A link between the Chicxulub impact and the global Cretaceous-Paleogene boundary. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(11), 1871-1882.
- Williams, G. L., Brinkhuis, H. M. A. P., Pearce, M. A., Fensome, R. A., Weegink, J. W., & Exxon, N. F. (2004, April). Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results* (Vol. 189, pp. 1-98).

- Wilson, G. P. (2014). Mammalian extinction, survival, and recovery dynamics across the Cretaceous-Paleogene boundary in northeastern Montana, USA.
- Yahiaoui, A. (1990). *La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale): Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie* (Doctoral dissertation, Université Henri Poincaré-Nancy 1).
- Yahiaoui, A. (1990). *La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale): Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie* (Doctoral dissertation, Université Henri Poincaré-Nancy 1).
- Zaghbib-Turki, D., Karoui-Yaakoub, N., Rocchia, R., Robin, E., & Belayouni, H. (2000). Enregistrement des événements remarquables de la limite Crétacé–Tertiaire dans la coupe d'Ellès (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(2), 141-149.
- Zaghbib-Turki, D., Karoui-Yaakoub, N., Said-Benzarti, R., Rocchia, R., & Robin, E. (2001). Révision de la limite Crétacé-Tertiaire de la coupe d'Ellès (Tunisie): proposition d'un nouveau parastratotype. *Geobios*, 34(1), 25-37.
- Zeebe, R. E., Zachos, J. C., Caldeira, K., & Tyrrell, T. (2008). Carbon emissions and acidification. *Science*, 321(5885), 51-52.