

N° d'ordre



Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers  
Département des Sciences de la Terre

## THESE

Présentée pour l'obtention du grade de Docteur  
en Sciences de la Terre

Option :  
Géologie des milieux marins et continentaux

**Le passage K/Pg (Crétacé/Tertiaire) dans l'Atlas saharien  
et le Plateau du Tademaït**

Par

MATSA Tahar Abderahim

Soutenue le : 21 / 02 / 2024 devant le jury composé de:

M. MANSOUR Bouhameur, Professeur,	Université d'Oran 2	Président
M. MAHBOUBI Mahammed, Professeur,	Université d'Oran 2	Rapporteur
M. MEBROUK Fateh, Professeur,	Université de Jijel	Co/Rapporteur
M. BELHAI Djelloul, Professeur,	USTHB, Alger	Examineur
M. OUALI MEHADJI Abdelkader, Professeur,	Université d'Oran 2	Examineur
M. SEDDIKI Abdelmajid, Professeur,	Université d'Oran 2	Invité

Oran, 2024



## AVANT-PROPOS

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 tout d'abord à remercier mon Directeur de thèse, M.MAHBOUBI M'hamed (Professeur, Université d'Oran 2) pour sa confiance, ses précieux conseils, sa disponibilité et son soutien tout au long de ces années de recherche. Il est certain que ses conseils constructifs ont été pour moi un support inébranlable me permettant de mener à terme cette thèse. Je ne saurais jamais dire assez ce que je lui dois. Je lui exprime ici ma plus profonde reconnaissance.

Je tiens à exprimer aussi ma reconnaissance à M. MEBROUK Fateh, (Professeur, Université de Jijel), qui a accepté de codiriger cette thèse. Je tiens à le remercier pour son aide précieuse à la détermination des charophytes et aussi d'avoir suivi ce travail avec un grand intérêt.

Mes remerciements vont également à l'ensemble des membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à mes travaux et pour leurs remarques constructives. Ma gratitude va au Professeur MANSOUR Bouhameur (Université d'Oran 2) de m'avoir honoré de présider ce jury. Je suis également honoré que le Professeur BELHAI Djelloul (USTHB, Alger) fasse partie de ce jury et ait accepté d'examiner mon travail, qu'il trouve ici mes vifs remerciements. Ma gratitude va tout spécialement au Professeur OUALI MEHADJI Abdelkader (Université d'Oran 2) d'avoir participé à mon jury, et pour les maintes discussions sur les événements connus au cours du passage K/Pg, durant les années de préparation de cette thèse.

Je tiens à exprimer ma gratitude au Professeur SEDDIKI Abdelmadjid (Université d'Oran 2) pour m'avoir transmis ces connaissances sur les phénomènes en liaison avec les impacts de météorites, notamment l'identification de quartz choqués.

Mes vifs remerciement et ma gratitude vont à Mme GARCIA Géraldine (Maître de Conférences à l'Université de Poitiers, France) et à Mme VIANEY-LIAUD Monique (Professeur à l'Université de Montpellier, France), qui ont assuré la détermination des fragments d'œufs de dinosaures et également pour leurs conseils. Je remercie aussi M. TABUCE Rodolphe (Maître de Recherche, Université de Montpellier, France) qui a été très coopératif pour la réalisation des photos MEB des charophytes et des œufs de dinosaures.

Je tiens également à remercier toutes les personnes qui m'ont accueilli au Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement (LPSP) de l'Université d'Oran 2 et d'avoir mis à disposition tous les moyens nécessaires pour la réalisation de cette thèse. Je remercie également tout le personnel du Département de Géologie de l'Université de Oran 2, de m'avoir porté assistance pour la réalisation de lames minces par les moyens matériels disponibles au laboratoire.

Il m'est important de remercier toutes les personnes qui m'ont accompagné sur le terrain particulièrement M.MAMMERI Cheikh et M. KHEDDOUM Okkacha qui m'ont partagé leurs expériences sur le terrain et leurs connaissances sur le domaine.

Je remercie pleinement mes Parents pour leur soutien indéfectible, leur écoute et leur compréhension tout au long de ces années d'étude sans oublier mon frère Adem Mouloud qui m'a accompagné lors de mes missions sur le terrain.

Enfin, je tiens à adresser mes remerciements à toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de cette thèse.

Je dédie ce travail à la Mémoire de AÏT OUALI Rachid, éminent Géologue de son vivant.

Oran, le 02 mai 2023

## Résumé

La limite Crétacé-Tertiaire en Algérie nous a conduits à intensifier et orienter nos recherches sur trois régions que nous avons ciblées dans le cadre de ce travail. Deux régions appartiennent au domaine atlasique (El Kantara et El Kohol), alors que la troisième se trouve sur le domaine de la plateforme saharienne (partie orientale du Plateau du Tademaït). Les séries sédimentaires examinées montrent des environnements sédimentaires qui ont joué un rôle important dans la conservation des structures et des minéraux liés au passage K/Pg. Les sections sédimentaires les mieux préservées se trouvent dans des environnements aquatiques marins ou mixtes (Plateau du Tademaït et El Kantara). Alors que les fossiles et les indices géologiques en relation avec le passage K/Pg sont rares voire complètement absents dans le domaine continental (El Kohol).

Dans l'Aurès occidental, de nouveaux gisements paléontologiques prometteurs ont été découverts au niveau de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha. Des fossiles de foraminifères benthiques, de charophytes, d'ostracodes et de fragments de coquilles d'œufs de dinosaures ont été trouvés. La présence de charophytes, de *Laffitteina* et d'ootaxons indique un âge maastrichtien terminal à la partie inférieure de cette formation. Le sommet de la formation est caractérisé par la présence d'un niveau sombre argileux azoïque à gypse contenant des microtectites, de la magnétite et des débris d'oxyde de fer qui sont les témoins d'un impact météoritique important. En comparaison avec le site d'El Kef (GSSP) nous avons cerné le passage K/Pg à El Kantara au niveau de ces argiles sombres. À El Kohol, un nouveau membre représenté par une alternance argilo-calcaire rouge a été mis au jour. Ce membre calcaro-détritique basal renferme des *Laffitteinas* et des microtectites identiques à ceux retrouvés à El Kantara, suggérant un âge oscillant entre le Crétacé terminal et le Paléocène basal. Le Tademaït oriental a enregistré deux événements à haute énergie (tsunami) espacés par un intervalle de temps estimé à 130 000 ans environ associés à des séismes sous-marins. La présence de quartz choqué au sein des tsunamites indique que ces séismes sont liés à des impacts de météorites. Les coupes qui ont fourni les enregistrements les plus complets de ces événements se situent toutes dans la partie orientale du Tademaït non loin des cratères de Tin Bider et d'Amguid qui seraient vraisemblablement responsables de ces deux grands événements majeurs au passage K/Pg en Algérie.

**Mots clés :** Passage K/Pg, Domaine atlasique, Plateau du Tademaït, Charophytes, *Laffitteina*, Ostracodes, *Megaloolithus*, Microtectites, Quartz choqués, Tsunamites, Seismites, SSDS.

## **Abstract:**

The study of the Cretaceous-Tertiary boundary in Algeria has led us to focus our research efforts on three specific regions. Two of these regions are located in the Atlas domain, namely El Kantara and El Kohol, while the third is situated on the Saharan platform domain, specifically the eastern part of the Tademaït Plateau. The sedimentary series under examination reveal that the sedimentary environments played a significant role in preserving minerals and structures related to the K/Pg boundary. The best-preserved sedimentary sections are found in marine or mixed aquatic environments (Tademaït Plateau and El Kantara), while fossils and geological indicators related to the K/Pg boundary are rare or completely absent in the continental domain (El Kohol).

In the western Aurès, promising new paleontological deposits have been discovered in the lower marl formation of DjebelKroucha. Fossils of benthic foraminifera, charophytes, ostracods, and fragments of dinosaur eggshells have been found. The presence of charophytes, *Laffitteina*, and ootaxons indicates terminal Maastrichtian age at the lower part of this formation. The top of the formation is characterized by the presence of a dark and azoic clayey level with gypsum containing microtektites, magnetite, and iron oxide debris, which are evidence of a significant meteorite impact.

In comparison with the El Kef site (GSSP), the K/Pg boundary has been identified at El Kantara within the darkish clayey levels. In El Kohol, a new member represented by a red clay-limestone alternation has been discovered. This basal calcareous-detrital member contains *Laffitteinas* and microtektites identical to those found at El Kantara, suggesting an age ranging between the terminal Cretaceous and the basal Paleocene. The eastern Tademaït region witnessed two high-energy events (tsunamis) separated by an estimated time interval of about 130,000 years, associated with submarine earthquakes. The presence of shocked quartz within the tsunamites indicates that these earthquakes are related to meteorite impacts. The sections that have provided the most complete records of these events are all located in the eastern part of Tademaït not far from the Tin Bider and Amguid craters, which would likely be responsible for these two major events at the K/Pg boundary in Algeria.

**Keywords:** K/Pg boundary, Atlas domain, Tademaït Plateau, Charophytes, *Laffitteina*, Ostracods, *Megaloolithus*, Microtektites, Shocked quartz, Tsunamites, Seismites, SSDS.

**Chapitre 1 :**

**Etat des connaissances sur le passage K/Pg**

1. Objet de l'Étude .....	6
2. Notions sur le Passage Crétacé-Tertiaire (K/Pg).....	7
2.1. Introduction .....	7
2.2. Causes liées à la crise K/Pg.....	9
2.2.1. Première hypothèse : La chute de météorites .....	9
2.2.2. Deuxième hypothèse : Les éruptions volcaniques.....	13
2.2.3. Troisième hypothèse : fluctuations climatiques et eustatiques.....	14
2.2.4. Quatrième hypothèse : La compétition entre espèces .....	15
2.3. Conjonction de causes .....	16
2.4. Aperçu sur quelques sections K/Pg dans le monde .....	18
2.4.1. En Amérique Centrale.....	19
2.4.1.1. Coupe d'El Mulato (Mexique).....	19
2.4.1.2. Coupe de Bochil (Mexique) .....	19
2.4.2. Au Sud/Ouest de l'Europe.....	21
2.4.2.1 Coupe de Caravaca (Espagne).....	21
2.4.2.2. Coupe de Zumaya (Espagne).....	22
2.4.2.3. Coupe de Bidart (France) .....	23
2.4.3. En Afrique du Nord.....	24
2.4.3.1. Coupe d'El Kef en Tunisie (G.S.S.P.).....	24
2.4.3.2. Les données géologiques concernant le passage K/Pg au Maroc.....	26
2.4.3.3. Les données géologiques concernant le passage K/Pg en Algérie .....	27
2.5. Synthèse des coupes du passage K/Pg.....	28

**Chapitre 2 :**

**Cadre géographique et géologique de la transition K/Pg des régions étudiées**

1. Généralités.....	29
1.1. Cadre géographique général .....	29
1.2 Cadre géologique général.....	30
2. Choix des zones d'études .....	31

3. Cadre géologique des régions étudiées .....	32
3.1. Le passage K/Pg dans le domaine atlasique .....	32
3.1.1. Le passage K/Pg dans le Djebel Amour .....	32
3.1.1.1. Cadre géologique.....	32
3.1.1.2. Cadre structural .....	34
3.2.1. Le passage K/Pg dans les Aurès.....	35
3.2.1.1. Cadre géologique.....	35
3.2.1.1.1. Sénonien .....	36
3.2.1.1.2. Paléogène.....	37
3.2.1.2. Cadre structural .....	39
3.3. Le passage K/Pg dans la plateforme saharienne.....	41
3.3.1. Cadre géologique.....	41
3.3.1.1 Le Sénonien.....	41
3.3.1.2. L'Éocène .....	43
3.3.2. Cadre structural .....	44
4. Méthodes et moyen analytiques de l'étude .....	45
4.1. Sur le terrain .....	45
4.2. Au laboratoire.....	46

### Chapitre 3 :

#### Lithostratigraphie des terrains au passage K/Pg

Introduction.....	48
1. Les formations crétacées et tertiaires marquant le passage K/Pg à El Kohol (Djebel Amour) .....	48
1.1. Cadre géographique.....	48
1.2. Les formations crétacées d'El Kohol .....	49
1.2.1. La formation du Mdaouar.....	50
1.2.1.1. Description de la formation.....	50
1.2.1.2. Âge de la formation .....	50
1.2.2. La formation de la Khoundjaïa.....	50
1.2.2.1. Description de la formation.....	50
1.2.2.2. Âge de la formation.....	51
1.3. Les formations continentales post-turonienes d'El Kohol .....	53
1.3.1. Description de la Formation d'El Kohol .....	53

1.3.1.1. Le membre calcaréo-détritique basal (5-10 m).....	55
1.3.1.2. Le membre de transition gypso-marneux (5-60 m).....	55
1.3.1.3. Le membre détritique inférieur (50 m).....	57
1.3.1.4. Le membre calcaro-mameux intermédiaire (65m).....	57
1.3.1.5. Le membre détritique supérieur (0-400 m).....	58
1.3.2. Âge de la formation.....	58
1.3.2.1. Données anciennes.....	58
1.3.2.2. Données nouvelles.....	59
2. Les formations crétacées et tertiaires marquant le passage K/Pg à El Kantara (Aurès sud-occidental).....	60
2.1. Introduction.....	60
2.2. Succession stratigraphique.....	62
2.2.1. Découpage lithostratigraphique.....	62
2.2.2. Description de la coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra.....	63
2.2.2.1. Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha.....	63
2.2.2.2. Formation des Marno-calcaires intermédiaires à gypse de Djebel Haouidja.....	65
2.2.2.3. Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed.....	65
2.3. Âge des terrains encadrant la coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra.....	66
3. Les formations crétacées et tertiaires marquant le passage K/Pg dans le Plateau du Tademaït oriental.....	67
3.1 Introduction.....	67
3.2. Maastrichtien supérieur–Paléocène inférieur.....	68
3.2.1. Coupe de l'Oued el Alenda.....	68
3.2.2. Coupe de l'Oued Aouleggui.....	71
3.2.3. Coupe de Dir en-Naam (20 km au NE de Hassi In Sokki ).....	73
3.2.4. Coupe d'Ed-Dahna (Oued In Sokki).....	75
3.2.5. Les Conglomérats d'Ed Dahna (30 m).....	77
3.2.6. Coupe de l'Oued El Tineljamet.....	78
3.3. Le Paléocène supérieur.....	78
3.3.1. À l'Est du méridien 3° 30'.....	78
3.3.2. À l'Ouest du méridien 3° 30'.....	80

## Chapitre 4 :

### Modalités de passage de la transition K/Pg dans le domaine atlasique et le Sahara

Introduction.....	81
-------------------	----

1. Le passage K/Pg dans le domaine atlasique.....	81
1.1 Dans le Djebel Amour (El Kohol).....	81
1.1.1. Interprétation du membre calcaro-détritique basal.....	81
1.1.2. Corrélacion avec la série de même âge du Haut Atlas marocain .....	83
1.2. Dans l'Aurès occidental (El Kantara).....	84
1.2.1. Introduction .....	84
1.2.2. Données Paléontologiques .....	85
1.2.2.1. Charophytes.....	85
1.2.2.2. Foraminifères.....	86
1.2.2.3. Ostracodes .....	87
1.2.2.4. Megaloolithus .....	88
1.2.3. Caractérisation du Passage K/Pg à El Kantara .....	89
1.2.3.1. Évolution verticale de la faune et la flore à El Kantara.....	89
1.2.3.2. Données minéralogiques .....	91
1.2.3.2.1 Introduction .....	91
1.2.3.2.2. Les microtectites d'El Kantara .....	91
1.2.3.2.3. Mécanisme de formation des tectites.....	91
1.2.3.2.4 Conclusion.....	93
1.2.4. Corrélacion de la coupe de l'oued Khenguét Es Sedjra avec la coupe de référence d'El Kef et Aïn Settara.....	94
1.2.5. Résultats paléoenvironnementaux et implications paléogéographiques (El Kantara).....	95
1.2.6. Discussions.....	97
2. Le passage K/Pg dans la plateforme saharienne (Plateau du Tademaït).....	98
2.1. Introduction .....	98
2.2. Caractérisation du passage K/Pg sur le plateau du Tademaït.....	98
2.2.1. Données Paléontologiques .....	98
2.2.2. Inventaire des structures sédimentaires observées .....	99
2.2.2.1 Introduction .....	99
2.2.2.2. Les seismites.....	100
2.2.2.2.1 Effets des ondes sismiques sur les sédiments .....	100
2.2.2.2.2. Inventaire des SSDS (Soft-Sediment Deformation Structures).....	101
A. Les volcans de boue .....	102
B. Les Sismoslumps .....	103
C. Faille d'éruption ou Blowout Fault .....	104
D. Faille de Classement ou Fault grading .....	105
E. Dykes neptuniens et digues d'injection .....	106

---

F. Structures en cousin ou Pillow structures .....	107
G. Les figures de charge et les drops structures .....	108
2.2.2.2.3. Détermination de la magnitude du séisme à partir du type de SSDS et chronologie des événements.....	109
2.2.3. Données minéralogiques .....	112
2.2.3.1. Mode de formation des quartz choqués.....	113
2.2.3.2. Microstructures planaires .....	113
2.2.3.3. Verres diaplectiques et fusion de minéraux.....	115
2.2.4. Dépôts sédimentaires en domaine marin associés à un impact .....	117
2.2.5. Comparaison de ce modèle et son application sur les séries de transition K/Pg du Tademaït .....	119
2.2.6. Discussion .....	120
3. Conclusion paléogéographique .....	121

### **CONCLUSION GENERALE**

CONCLUSION GENERALE.....	124
1. Sur le plan stratigraphique et minéralogique.....	124
2. Sur le plan paléoenvironnemental et paléogéographique.....	125
3. Perspectives.....	126
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	128
LISTE DES FIGURES.....	149
PUBLICATION .....	152

**CHAPITRE 1 :**  
**ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE PASSAGE K/PG**

## 1. Objet de l'Étude

Cette étude est consacrée à l'étude et à la caractérisation du passage Crétacé-Tertiaire (K/Pg) dans l'Atlas Saharien et le Bas Sahara. À cet effet, nous avons réalisé des coupes géologiques en détail de la succession des terrains encadrant ce passage. Il faut souligner le manque de données sur la transition K/Pg ainsi que des études systématiques liées à cette limite en Algérie où de vastes régions restent complètement inexplorées. Afin de déterminer le potentiel algérien dans l'étude des événements liés à la limite K/Pg, nous avons entrepris une recherche ciblée sur les sites où ce passage s'exprime. À cet effet, trois secteurs issus d'environnement sédimentaire différent, pourraient être prometteurs pour l'identification des sections K/Pg. Il s'agit essentiellement d'El Kohol (Atlas Saharien occidental), d'El Kantara (Atlas Saharien oriental) et du Plateau du Tademaït (plateforme saharienne).

Afin de fournir des informations stratigraphiques détaillées sur les formations géologiques affleurantes dans ces régions et de compléter les descriptions géologiques existantes, les objectifs suivants ont été définis :

- L'identification des faciès et des structures sédimentaires en liaison avec les événements remarquables du passage K/Pg.
- La recherche de minéraux dont la formation est en liaison avec des impacts cosmiques.
- La recherche de faune, de microfaune et de microflore à des fins stratigraphiques et paléogéographiques.
- La reconstitution des paléoenvironnements en exploitant les données de faciès et le contenu paléontologique obtenue dans les différentes coupes étudiées.

Dans le monde, le passage K/Pg est caractérisé par une extinction massive et rapide d'espèces et de groupes appartenant aux milieux continentaux et océaniques. Pour découvrir les mécanismes à l'origine des extinctions de masse, il faut donc mettre en évidence des causes universelles qui ont la possibilité d'affecter directement ou indirectement une très large zone géographique de notre planète. On peut alors identifier deux grandes catégories de causes :

- Des causes physiques, comme une configuration particulière des masses continentales, du volcanisme exceptionnel, la chute de grandes météorites, ou la détérioration du climat (Alvarez *et al.*, 1980 ; Courtillot, 1999).

- Des causes biologiques, où on peut citer par exemple l'effondrement de systèmes écologiques tel que la disparition de tout le plancton; ces causes biologiques peuvent dans certains cas être liées aux causes physiques (Keller *et al*, 1995 ; Adatte, 2003).

L'un des principaux objectifs de la présente étude sera donc d'identifier les événements exceptionnels enregistrés lors de la transition méso-cénozoïque dans le but de cerner le passage K/Pg dans trois environnements sédimentaires différents (continental, mixte et marin).

## 2. Notions sur le Passage Crétacé-Tertiaire (K/Pg)

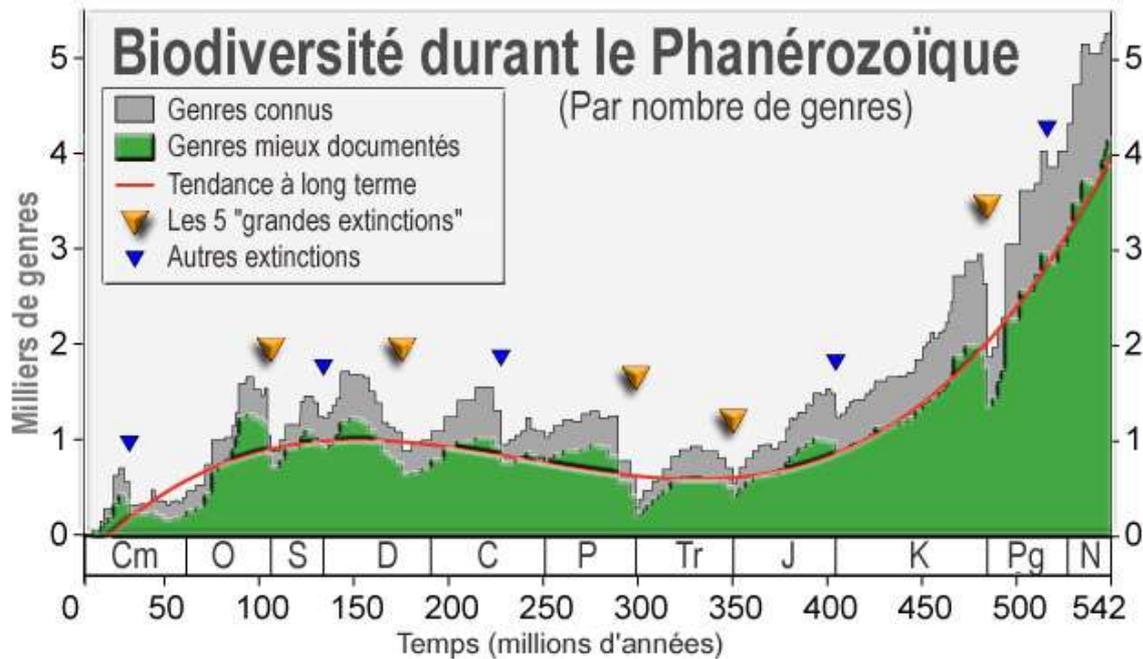
### 2.1. Introduction

Avant de passer en revue les principales explications avancées de nos jours concernant la crise de la limite Crétacé-Tertiaire ou limite K/Pg, il est nécessaire de rappeler que l'extinction (disparition massive) de plusieurs lignées animales ou végétales s'effectue durant un intervalle géologique assez bref. Ce phénomène n'est pas aussi exceptionnel, car au cours des temps géologiques ont eu lieu d'autres extinctions connues parfois plus importantes. En effet, cinq extinctions majeures sont connues :

- La première au passage de l'Ordovicien et du Silurien (443 millions d'années),
- La seconde au Dévonien supérieur (360 millions d'années),
- La troisième 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 est connue au Jurassique inférieur (200 millions d'années),
- La cinquième est survenue à la fin du Crétacé (66 millions d'années) et qui concerne le présent travail.

Signalons que certaines régions de la Terre ont connu des extinctions mineures (régionales) par exemple l'extinction à la limite Éocène-Oligocène en Europe Sud-occidentale.

La crise biologique connue au passage de l'ère Méso-Cénozoïque est sans doute la plus médiatique des 5 crises biologiques majeures connues dans l'histoire du phanérozoïque. L'histoire de la vie sur Terre est caractérisée par un cycle continu d'extinctions massives qui ont provoqué le renouvellement des espèces depuis l'émergence des premiers organismes vivants. Il s'agit là d'un cycle permanent, où certaines espèces disparaissent tandis que



**Figure 1:** Évolution de la biodiversité durant le Phanérozoïque (Barbault, 2011).

d'autres apparaissent à partir d'espèces préexistantes qui ont pu survivre à la crise. La communauté scientifique estime que plus de 99 % des espèces ayant vécu sur Terre ont disparu, ainsi l'extinction et l'apparition d'espèces font partie de l'histoire de la terre et du cycle de la vie (Fig. 1).

Le passage K/Pg nous renseigne sur l'une des crises biologiques majeures les plus récentes que la Terre a connues. Elle nous a permis de réunir des données plus complètes concernant les mécanismes qui sont à l'origine des extinctions de masse. Cette crise est aussi connue du grand public, car elle est associée à la disparition des célèbres grands reptiles (les dinosaures). Cette disparition a concerné 76% des espèces, 45% des genres et 15% des familles présents à la surface de la planète durant cette période. Par ailleurs, de nombreux affleurements de la fin du Crétacé ont mis en évidence l'extinction de nombreuses espèces fossiles en domaines marin et continental. Le début du Paléocène est marqué par un important renouvellement de la faune:

- En domaine marin les organismes planctoniques sont décimés, ce qui a pour conséquence de perturber fortement les chaînes alimentaires où ils sont impliqués entraînant ainsi la disparition des prédateurs. Par contre, la microfaune profonde et les animaux benthiques résistent mieux à la crise. Ainsi, quelle que soit la position géographique du site, la crise est

caractérisée par une chute de la teneur en carbonate et la présence d'une couche d'argile sombre qui met en évidence la disparition soudaine de la plupart des espèces planctoniques.

- En domaine continental, la crise K/Pg est à l'origine de la disparition d'une grande partie des dinosaures herbivores qui furent rapidement suivis par les dinosaures carnivores; par contre, la crise n'a pas trop affecté les petits mammifères (plutôt en extension) et les reptiles primitifs (crocodiles, tortues, lézards et serpents). Cette extinction coïncide avec une chute importante de pollen avec en contrepartie une augmentation des spores de fougères. La prolifération des fougères indique la disparition brutale des végétaux supérieurs dus certainement à des changements climatiques sur le long terme. Cette dernière limite a été définie en Amérique du Nord dans la coupe de Hell Crik (Husson *et al.*, 2011) où elle se situe dans des sédiments qui se sont formés en eau douce en sédimentation continue.

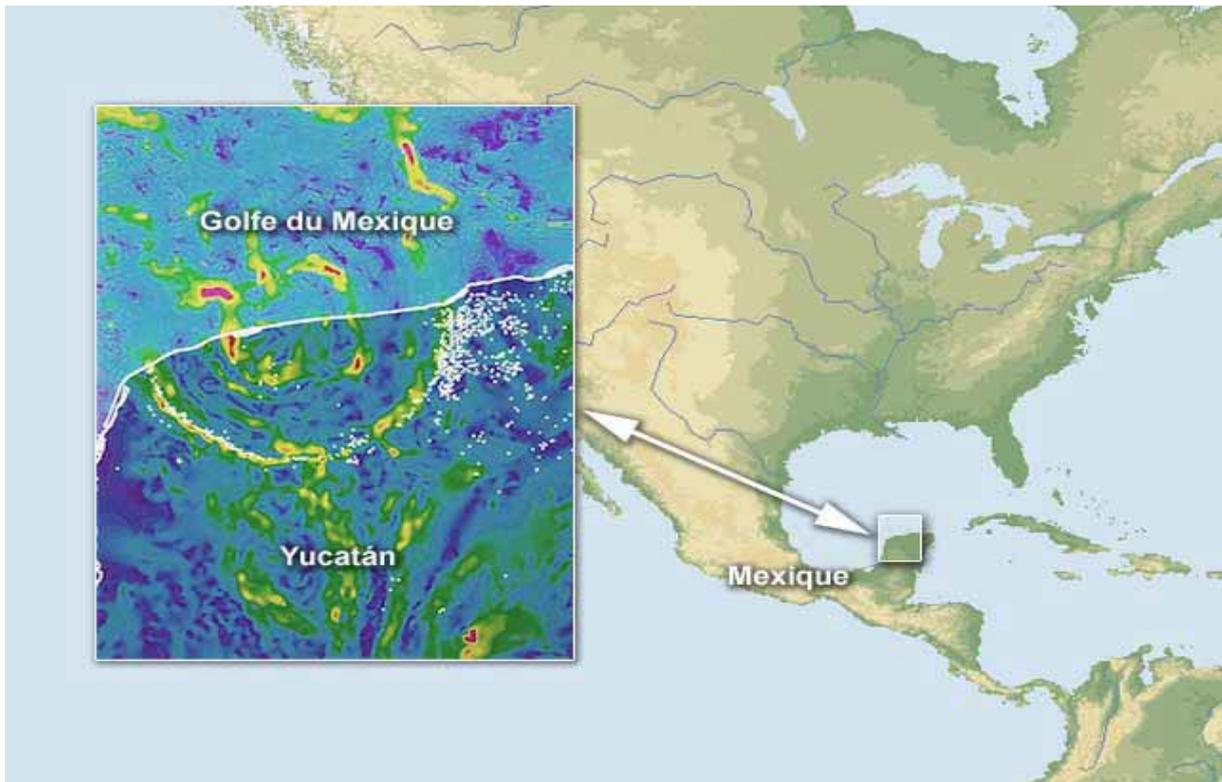
L'évolution de la biosphère terrestre est donc entrecoupée de crises biologiques causées par des changements affectant l'ensemble des milieux écologiques de la Terre. Ces changements ont essentiellement deux origines qui peuvent être soit cosmiques (extraterrestre) ou telluriques en incluant l'activité de notre planète comme les variations climatiques, eustatiques et les phénomènes volcaniques.

## **2.2. Causes liées à la crise K/Pg**

Beaucoup de chercheurs admettent qu'un événement catastrophique est survenu à la limite K/Pg. Actuellement les discussions et les débats portent sur les causes et les modalités des extinctions de masse qu'elles soient brutales ou progressives avec des catastrophes d'origines terrestres ou spatiales. Quatre hypothèses ont été émises par ces derniers; deux font appel à des événements soudains et catastrophiques et quant aux deux autres ils font appel à des événements graduels et étalés dans le temps. Les deux premières hypothèses que nous allons évoquer ont fait l'objet de plusieurs études par rapport aux deux dernières hypothèses.

### **2.2.1. Première hypothèse : La chute de météorites**

Cette hypothèse a été proposée en 1980 par Luis Alvarez prix Nobel de physique et son équipe. Cet auteur a remarqué que la disparition des Dinosaures coïncide avec la présence de niveaux à forte concentration d'Iridium dans les couches à la limite K/Pg. Cet Iridium, qui selon Luis Alvarez est d'origine extraterrestre, a été trouvé dans des niveaux enrichies de 20 à



**Figure 2:** L’empreinte du cratère de Chicxulub, révélée sous le Yucatan par les anomalies du champ de gravité. (Gaël Comment, 2006).

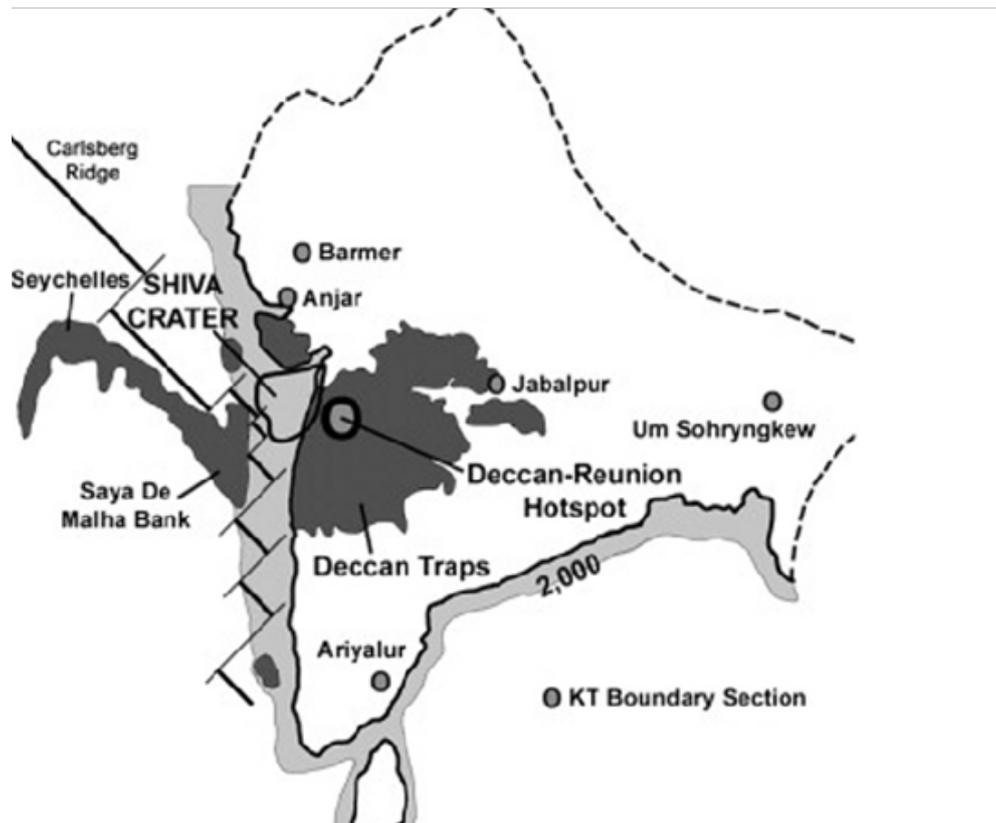
160 fois par rapport aux couches sous et sus-jacentes déposées au fond des mers durant la limite K/Pg à Stevns Klint au Danemark, à Zumaya au Pays basque espagnol et à Gubbio en Italie. Pour ce chercheur, la répartition à grande échelle de l’Iridium dont le taux est anormalement élevé à la limite K/Pg met en évidence l’impact sur la Terre, il y a 66 millions d’années, d’un astéroïde de six à quatorze kilomètres de diamètre (Alvarez *et al.*, 1980).

La présence dans ces mêmes niveaux de grains de quartz choqués (dont la maille cristalline a été déformée sous l’effet d’une haute pression), de microtectites, de poussière de diamants et de spinelles nickélifères confirmerait l’existence d’une telle collision selon Robin & Roccia (1992). Cette collision serait à l’origine, après un effet de souffle qui provoque la dissémination d’une importante quantité de poussières à la surface de la Terre, d’un tsunami et d’incendies généralisés à court terme et à plus long terme un obscurcissement de l’atmosphère, des pluies acides et un effet de serre. Tous ces événements auraient eu un effet destructeur sur la faune et la flore.

Cette théorie est confirmée onze ans plus tard en 1991 par une équipe de géologues dirigée par Hildebrand, qui publia dans la revue *Geology* la découverte d'une structure enfouie assimilable à un cratère météoritique et datée de la fin du Crétacé (Hildebrand *et al.*, 1991). Des dépôts attribuables à un impact (éjectas, tsunamites) ont été repérés dans les Caraïbes et à Haïti, et des anomalies magnétiques et gravimétriques ont été détectées au Yucatan dès 1975 par des prospections pétrolières par l'intermédiaire de la géophysique et interprétées comme la trace d'un ancien volcan ou d'un impact météoritique. Les recherches d'Alan R. Hildebrand et ses collaborateurs ont confirmé par la suite la seconde interprétation et précisent son âge (fin du Crétacé). Le cratère en question semble avoir été identifié avec un diamètre de plus de 200 km et se situerait dans la région mexicaine du Yucatan à proximité de la localité de Chicxulub (Fig. 2).

Durant les années 2001 et 2002, une campagne internationale de forages sur le site de Yaxcopoil a été menée par le Chicxulub Scientific Drilling Project (CSDP) à une soixantaine de kilomètres du centre du cratère. Plusieurs équipes, dont Keller *et al.* (2004), ont pu étudier les échantillons d'une carotte comprenant la fameuse limite K/Pg. Ces derniers ont pu retrouver des tectites projetées lors du choc engendré par l'impact du Chicxulub. Mais ils ont aussi remarqué que ces traces ne coïncident pas avec la limite K/Pg, riche en Iridium, qui correspond à l'extinction des dinosaures. Les tectites et la couche enrichie en iridium sont séparées par une couche calcaire d'environ cinquante centimètres d'épaisseur. Cette couche calcaire est riche en microfossiles et présente une stratification, ce qui suggère qu'un processus de sédimentation lente s'est produit. Ces indices indiquent que des dépôts se sont formés progressivement au fil du temps.

Keller *et al.* (2004) démontrent ainsi que le cratère de Chicxulub, identifié comme le lieu d'impact de cette catastrophe, est antérieur de 300 000 ans à la disparition des dinosaures, alors que Alvarez *et al.* (1992) affirment le contraire. Donc si Keller *et al.* (2004) affirment que l'impact météoritique du cratère de Chicxulub n'est pas à l'origine de la crise enregistrée à la limite K/Pg puisque cet événement est antérieur à la crise de 300 000 ans. Un autre cratère devait alors exister quelque part sur la surface de la Terre et devait probablement être de plus grande envergure. Nous pouvons alors supposer que le cratère du Chicxulub n'était pas le « bon » cratère et aussi il est probable que d'autres impacts météoritiques eu lieu durant le passage K/Pg.



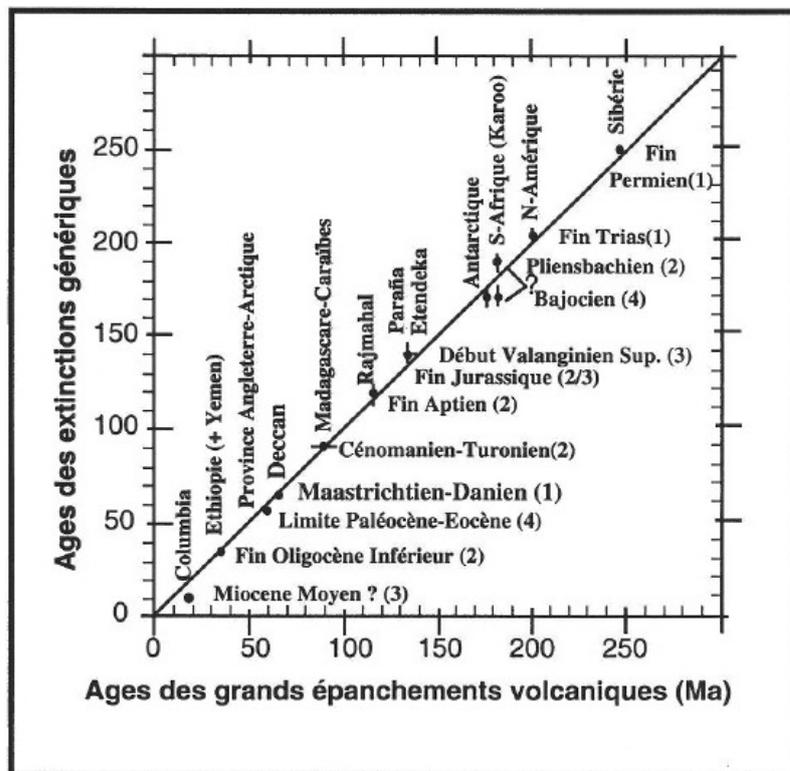
**Figure 3:** Schéma paléogéographique de l'Inde et des Seychelles vers 65 MA, montrant l'extension des laves du Deccan et des Seychelles et la reconstitution du cratère Shiva (Chatterjee et al. 2013).

Tout en continuant le fil de la précédente idée, la présence d'un autre cratère météoritique, mais d'âge voisin de la limite K/Pg avait été soupçonnée dans l'océan Indien près des Seychelles (Fig. 3). Les paléontologues indiens (Chatterjee & Rudra, 1996) ont baptisé cet hypothétique cratère Shiva. Quelques auteurs émirent aussi l'idée que cet impact soit à l'origine des trapps du Deccan, mais elle paraît peu plausible, car la datation des trapps du Deccan a montré que l'émission de lave avait débuté avant l'impact de Chicxulub, qui est lui-même antérieur à Shiva.

En plus des deux derniers cratères, il y a le cratère de Boltyshen en Ukraine de 24 km daté à  $65,17 \pm 0,64$  Ma, le cratère de Silverpit en Mer du Nord de 20 km daté à 60–65 Ma. Cela prouve que cette période est marquée par une multitude d'impact météoritique et non pas par un impact unique.

### 2.2.2. Deuxième hypothèse : Les éruptions volcaniques

Une équipe composée de Charles Officer et de Charles Drake (Charles O. & Charles D., 1985), relayée en 1986 à une équipe dirigée par Courtillot (Courtillot *et al.*, 1986) a développé une autre théorie concernant l'origine de la crise K/Pg et serait liée au volcanisme du Deccan. Cette dernière théorie se base sur l'observation d'un phénomène géologique qui s'est produit en parallèle avec la disparition des dinosaures.



**Figure 4:** Comparaison des âges des principaux épanchements basaltiques (datations radiométriques K-Ar ou Ar-Ar) avec les âges des extinctions massives. Les barres d'erreur ont été figurées lorsque celles-ci sont plus grandes que les points. Toutes sauf 2 montrent une excellente corrélation, les provinces basaltiques de Columbia et du Karoo ne coïncidant apparemment pas avec une extinction massive. Les chiffres figurant entre parenthèses donnent une idée de la magnitude de l'extinction (Courtillot, 1999).

Courtillot (1999) a comparé les âges des limites d'extinctions avec les âges des grands épanchements volcaniques (Fig. 4), il en ressort que certaines limites d'extinctions qu'a connues la terre coïncident avec 10 des 12 principaux épanchements volcaniques connus. La corrélation qu'il propose semble être cohérente. La plus importante des extinctions du Phanérozoïque, qui est celle du Permo-Trias coïncide avec l'activité des Trapps de Sibérie.

Pour ce qui est de la limite K/Pg, on assiste à la mise en place des Trapps du Deccan en Inde. Il s'agit d'un épisode intense d'éruptions volcaniques de type point chaud dans le Deccan en Inde ; suite à cela, dans un court laps de temps à l'échelle géologique, plusieurs kilomètres d'épaisseur de lave se sont répandus à la surface de la Terre et ils sont connus pour être les plus grands épanchements de lave du Mésozoïque (Fig. 3) qui témoignent de ce volcanisme effusif qui s'est produit 400 000 ans avant la limite K/Pg et qui s'est poursuivie 400 000 ans après cette même limite avec un maximum d'activité volcanique dans le Maastrichtien terminal. Selon Courtillot (1999), les éruptions volcaniques de grande envergure pourraient projeter dans l'atmosphère une quantité considérable de matériaux riches en iridium provenant du manteau terrestre. Ces matériaux pourraient ensuite se disperser à travers la planète en se déposant sur toute sa surface.

Cette théorie provient de phénomènes observés en 1908 lors de l'éruption du Krakatoa. Durant son éruption, les cendres éjectées ont obscurci l'atmosphère de la Terre pendant deux ans, provoquant alors une diminution des températures. Si de nombreuses éruptions similaires se produisent dans un court laps de temps, l'accumulation de cendres et de poussières dans l'atmosphère peut limiter le rayonnement solaire au sol, faisant ainsi baisser la température et le phénomène de photosynthèse (Courtillot, 1999). Des conditions de vie aussi défavorables pourraient être très néfastes à la faune et la flore, quelle que soit leur origine. Les conséquences de ces éruptions auraient été assez semblables à celles de l'impact d'une météorite, mais il semble cependant que cette théorie n'explique qu'une partie de l'Iridium observé à la limite K/Pg d'après les scientifiques affiliés à l'idée d'un impact météoritique catastrophique.

### **2.2.3. Troisième hypothèse : fluctuations climatiques et eustatiques**

Cette hypothèse émise en 1964 par Léonard Ginsburg (Ginsburg, 1964) a été reprise par Anthony Hallam en 1989 (Hallam, 1989). Pour ces auteurs, la disparition des Dinosaures coïncide avec un retrait général des mers à la fin du Crétacé qui serait liée selon eux à un refroidissement global de la planète. L'abaissement du niveau des eaux des océans qui a débuté vers le Crétacé inférieur aurait provoqué l'émersion des plates-formes continentales, ce qui aurait provoqué la réduction de la zone de vie sur la marge continentale et donc la disparition de certains organismes marins.

Sur la terre ferme, l'abaissement de la température et l'augmentation de l'extension des terres émergées auraient entraîné des bouleversements climatiques avec des hivers plus froids et des étés plus chauds. Ces bouleversements vont être à l'origine de la disparition des animaux incapables de s'adapter au froid et d'une réduction importante des niches écologiques occupées par les organismes marins. En analysant les isotopes d'oxygène ( $O^{16}$  et  $O^{18}$ ) présents dans les cristaux de carbonate de calcium qui forment les coquilles des organismes marins datant de la fin du Crétacé, il est possible de mesurer les températures des océans à cette époque. Ainsi, le rapport des deux isotopes d'oxygène sera en fonction de la température de l'eau de mer au moment où l'organisme crée son squelette. La mesure de ces paléotempératures par Frakes (1979) a montré qu'au cours du Crétacé supérieur, il y avait une diminution progressive de la température de l'eau de la surface des océans. Ce refroidissement s'est accentué pendant plusieurs millions d'années. Le processus a été progressif et seuls les animaux les mieux adaptés pour affronter les conditions climatiques froides ont réussi à survivre à cette période de changement environnemental.

On peut supposer qu'un volcanisme intense tel que les Trapps du Deccan ait eu un impact à court terme sur la biosphère, notamment en entraînant une diminution de la température au niveau planétaire. Cependant, le volcanisme du Deccan ne peut pas être la seule cause de ce refroidissement global, car la quantité de cendres produites par ce type d'éruption est insuffisante pour avoir un effet sur le climat terrestre sur le long terme. L'impact météorique avant la limite K/Pg peut avoir un effet supplémentaire sur l'obscurcissement de l'atmosphère sans oublier la chute d'intensité de l'expansion des rides médio-océaniques. Ces deux réductions (température et eustatisme) ont probablement accru les conditions de « stress biologique » à l'approche de la limite K/Pg, selon les travaux de Li et Keller (1998). De plus, le niveau de la mer remonte fortement 100 000 à 200 000 ans justes avant la limite K/Pg, favorisant ainsi la remontée de la zone d'oxygénation minimale (OMZ) et provoquant l'extermination du plancton profond (Keller *et al.*, 1995). Ce réchauffement est sans doute une conséquence à plus long terme dont l'origine est un effet de serre provoqué par les émissions de CO<sub>2</sub> résultant du volcanisme des Trappes du Deccan (Adatte *et al.*, 2002).

#### **2.2.4. Quatrième hypothèse : La compétition entre espèces**

Un certain nombre de paléontologues (Van Valen & Sloan, 1977; Clemens *et al.*, 1981; Hecht & Hoffmann, 1986) privilégient des explications qui font appel à des modifications

graduelles et progressives de l'environnement qui s'ajoutent à la compétition entre espèces selon un schéma néo-darwinien classique. Ainsi selon eux l'évolution des faunes est conditionnée à la fois par la biogéographie et la compétition entre espèces. Donc on peut supposer que les mammifères mésozoïques, plus nombreux, plus actifs, nocturnes pour certains et capables de se réfugier dans des terriers et d'hiberner, aient gagné la course évolutive contre les dinosaures à la fin du Crétacé lorsque les conditions climatiques seraient devenues défavorables pour ces derniers.

Un modèle explicatif, qui explique la quatrième hypothèse, s'appuie sur un exemple bien documenté fourni par Saunders et Tassy sur la disparition du mastodonte nord-américain il y a quelque dix mille ans (Saunders & Tassy, 1989). Cet animal a peuplé l'Amérique du Nord sur une période qui s'étale sur plus de deux millions d'années. Mais, des variations du climat qui oscillent entre des phases tempérées chaudes et des phases glaciaires rigoureuses ont suffi à bouleverser les milieux forestiers et à fragmenter en îlots les dernières populations de mastodontes. De ce fait, un stress écologique pendant trois à quatre mille ans aurait suffi à expliquer la disparition de cette espèce sans faire appel à une quelconque catastrophe. Ce modèle peut expliquer la disparition des faunes de la fin du Crétacé, car une distribution insulaire corrélée à la taille réduite de certaines espèces est d'ailleurs évoquée pour les dinosaures du Maastrichtien d'Espagne, du Sud de la France et de l'Europe centrale (Saunders & Tassy, 1989).

### **2.3. Conjonction de causes**

L'extinction de la fin du Crétacé n'a pas été aussi brutale que l'on veut parfois bien le faire croire. Les enregistrements biostratigraphiques ont montré à de nombreuses reprises l'aspect graduel de la crise (Abramovich & Keller, 2002). Mais la limite K/Pg présente des traces d'Iridium qui est un élément quasiment absent de la croûte terrestre et est présent en plus grande concentration dans les corps célestes. 300 000 ans après l'impact dans le Yucatan (65.5 MA), une autre météorite (dont le cratère le plus suspecté et celui de Shiva) aurait alors porté le coup de grâce à de nombreuses espèces déjà fragilisées par les variations de températures et du niveau de la mer sans oublier le volcanisme du Deccan.

Aujourd'hui, les derniers travaux ont permis d'apporter des compléments aux différentes hypothèses émises par les chercheurs. La chute de la météorite ne peut donc être la cause

unique de la crise K/Pg. Les effets de cet impact ont probablement été beaucoup moins importants que ne l'avaient imaginé certains auteurs. De ce fait, la communauté scientifique propose une explication qui tienne compte des quatre hypothèses avancées précédemment. Le scénario proposé serait selon Mr Philippe TAQUET le suivant:

À la fin du Crétacé, 5 ou 6 millions d'années avant la limite K/Pg, le climat se refroidit suite à une activité solaire amoindrie et des changements intervenant dans les courants océaniques avec la nouvelle disposition des continents. Puis au cours du passage K/Pg, une série d'éruptions volcaniques majeures se produisent sur la péninsule du Deccan en Inde, s'étendant sur une période de 500 000 ans. En plus de ces éruptions, une importante météorite s'abat également sur la Terre. Par la suite, la compétition entre espèces opère un tri parmi les animaux et végétaux et seules les plus adaptées vont survivre (Taquet, 2008).

Une synthèse raisonnable des diverses données relevées sur les événements exceptionnels de la limite K/Pg permet de proposer que cette crise biologique majeure soit le résultat de plusieurs événements néfastes de longues ou de courtes durées qui se sont enchainés ou superposés sur une même période (Adatte, 2003) (Fig. 5).

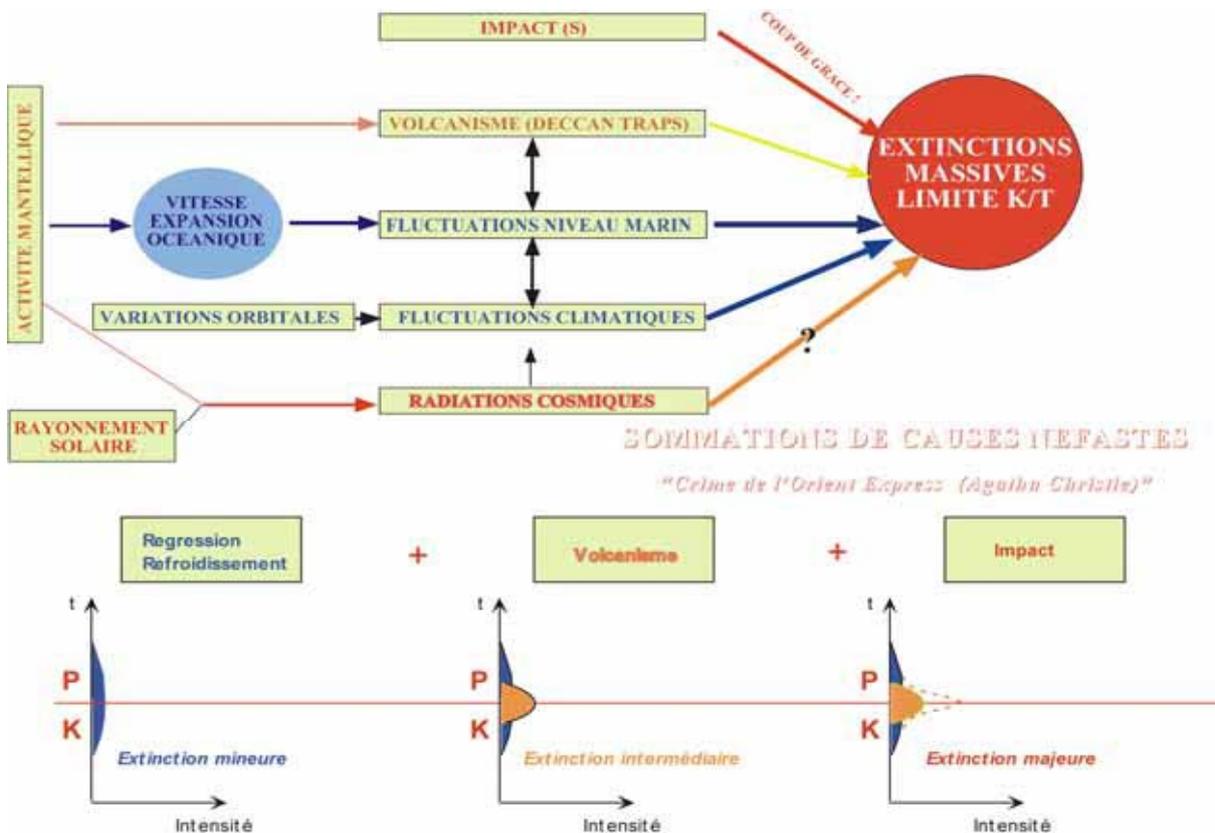
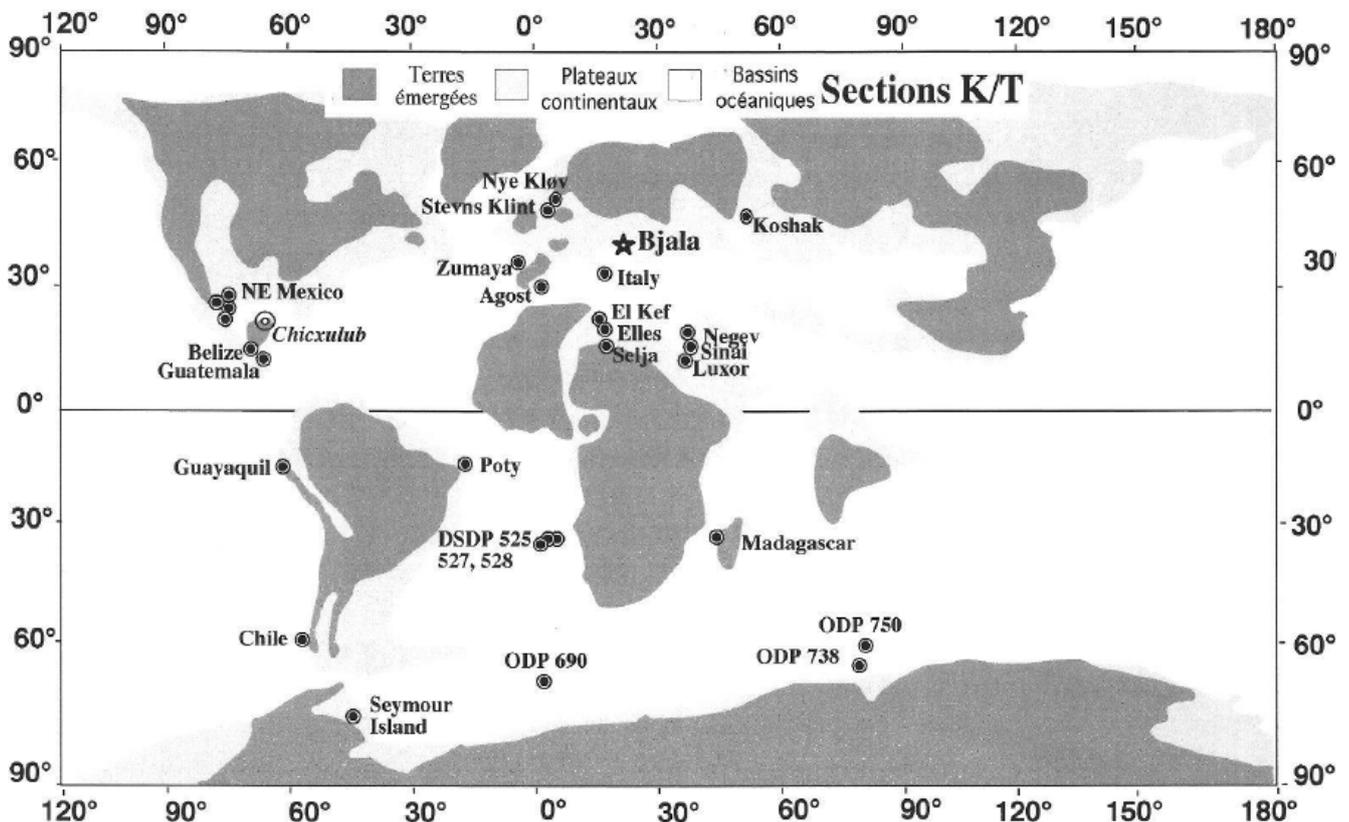


Figure 5 : Schéma explicatif de la conjonction de causes et de la superposition de facteurs (Adatte, 2003).

## 2.4. Aperçu sur quelques sections K/Pg dans le monde

Dans le monde, le nombre de sites identifiés ayant livrés un niveau contenant une concentration élevée en Iridium s'élève à une centaine et parmi eux une trentaine renferment des fragments de quartz « choqué ». Les principaux critères qui caractérisent les niveaux attribués à la limite K/Pg (Fig. 6) ont été fournis grâce à l'étude d'une quinzaine de sites, dont le GSSP qui est celui d'El Kef.

D'après Remane *et al.* (1996), les coupes auxiliaires proposées ici sont de rangs inférieurs par rapport au GSSP, mais ils remplissent la plupart des exigences qui la caractérisent. Les coupes auxiliaires en question sont situées dans trois régions différentes à travers le monde: autour d'El Kef (Tunisie), où le GSSP a été défini en Afrique du Nord, au Sud-Ouest de l'Europe (Bidart, Caravaca, Zumaya) et autour du Golfe du Mexique, près du cratère d'impact météoritique (Bochil et El Mulato) (Fig. 6).



**Figure 6:** Schéma paléogéographique mondial vers la limite Crétacé-Tertiaire et quelques sites classiques permettant d'étudier celle-ci à l'affleurement ou sur carottages au fond des océans. DSDP "Deep Sea Drilling Project". ODP "Ocean Drilling Program". (Adatte, 2003).

## 2.4.1. En Amérique centrale

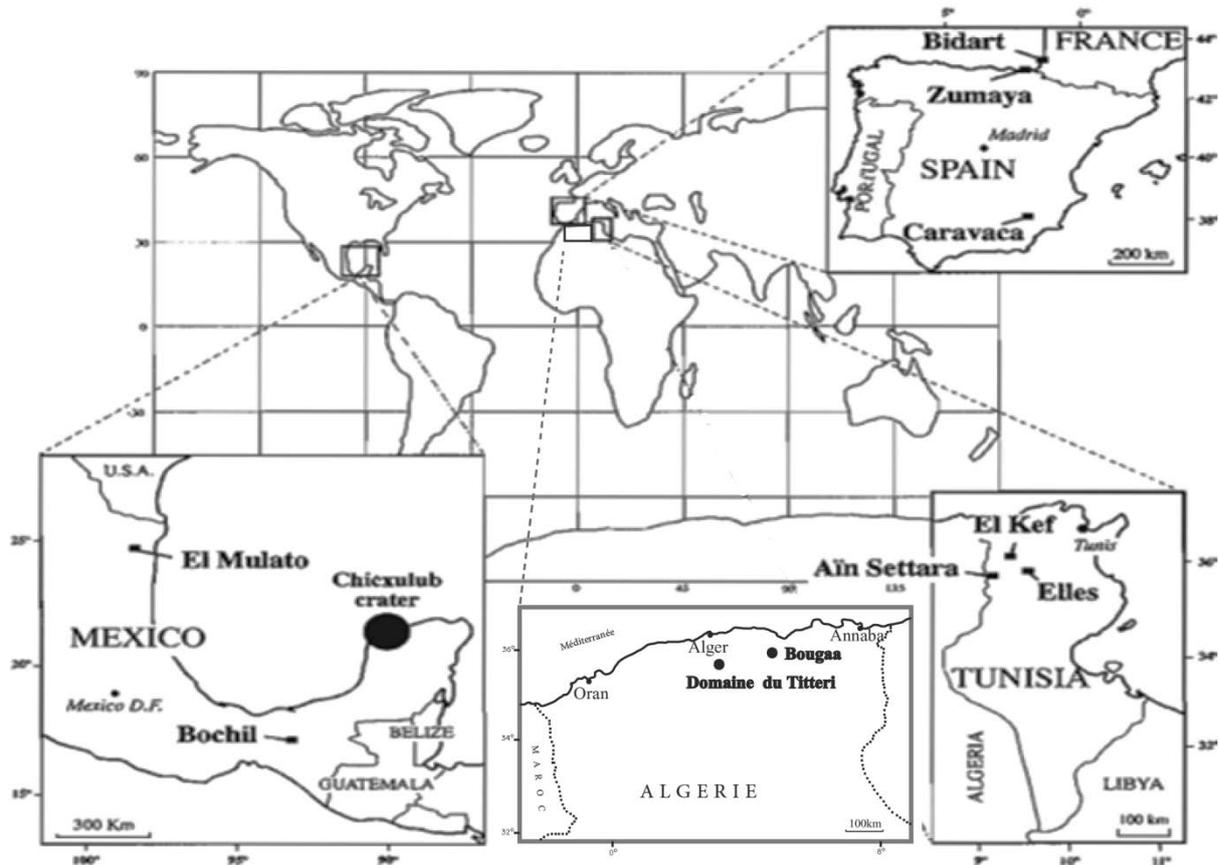
### 2.4.1.1. Coupe d'El Mulato (Mexique)

La coupe d'El Mulato (Fig. 8) est située dans le nord-est du Mexique (État de Tamaulipas), à 500 m au nord du village d'El Mulato (N 24°54' ; O 98°57'). Smit *et al.* (1996) mettent en évidence, entre la Formation marneuse Méndez (Crétacé supérieur) et la Formation marneuse Yelasco (Paléogène inférieur), une unité clastique de près de 2 mètres qui a été interprétée comme le résultat des courants de tsunami générés par l'impact. La partie inférieure de cette unité est un lit tabulaire de 8 à 10 cm d'épaisseur avec des microtectites abondantes et des galets vaseux et marneux de la Formation Méndez. Ce lit est recouvert un niveau de 30 cm d'épaisseur de grès ocre à grain moyen à grossier. Vers le haut, un corps tabulaire de 50 cm d'épaisseur composé de grès ocre à grain moyen recouvre le niveau précédent. Au-dessus, il y a trois lits de 40 cm de grès ocre moyen à fin. Le dépôt se poursuit par deux niveaux tabulaires de 35 cm comprenant des grès à grain fin à moyen. L'unité clastique se termine par 30 cm de grès ocre à grain fin tabulaire. Cette coupe est l'un des affleurements K/Pg les plus représentatifs du golfe du Mexique.

Des études biostratigraphiques sur les nanofossiles calcaires ont été réalisées par Sánchez-Ríos *et al.* (1993) et Pospichal (1996), ces auteurs ont identifié le Maastrichtien supérieur avec la zone à *Micula prinsii* et le Paléocène basal avec la zone NPI à nanofossiles calcaires. Les foraminifères benthiques des formations de Méndez et de Yelasco indiquent des paléobathymétries peu profondes (Alegret *et al.*, 2001, 2002b) par contre l'unité clastique contient des sédiments de plateforme et des faunes mélangées aux microtectites, ceci indique qu'il a été déposé de manière allochtone suite à l'impact d'une météorite à la limite K/Pg. Les études biostratigraphiques montrent aussi que les foraminifères planctoniques ont été affectés par une extinction catastrophique à la limite de K/Pg, tandis que les foraminifères benthiques montrent une réorganisation de la structure de leur communauté due aux changements provoqués dans l'approvisionnement alimentaire du fond océanique après l'impact de l'astéroïde (Molina *et al.* 2009).

### 2.4.1.2. Coupe de Bochil (Mexique)

La coupe de Bochil est située dans le sud-est du Mexique (État du Chiapas), à environ 9 km au nord-est de la ville de Bochil, le long de la route menant au puits PEMEX Soyalo-I (N



**Figure 7:** Localisation géographique de la coupe d'El Kef (GSSP) et des coupes auxiliaires. (D'après Molina *et al.* 2009, complétée).

17°00'36"; O 92°56'44") (Fig. 7). Cette coupe est l'une des plus représentatives des affleurements de la limite K/Pg dans le sud du Mexique, car elle contient une unité clastique d'impact avec une brèche calcaire épaisse en raison de sa position proche du cratère de Chicxulub. Cette unité est aussi appelée « Breccia Unit K/Pg boundary cocktail ou Clastic Complex Unit », car elle comprend un mélange de microfossiles remaniés, de matériaux dérivés de l'impact et de lithoclastes hétérogènes de carbonate (Grajales-Nishimura *et al.*, 2003). Cet horizon repose sur des faciès profonds de la Formation Jolpabuchil du Maastrichtien supérieur (Fig. 8).

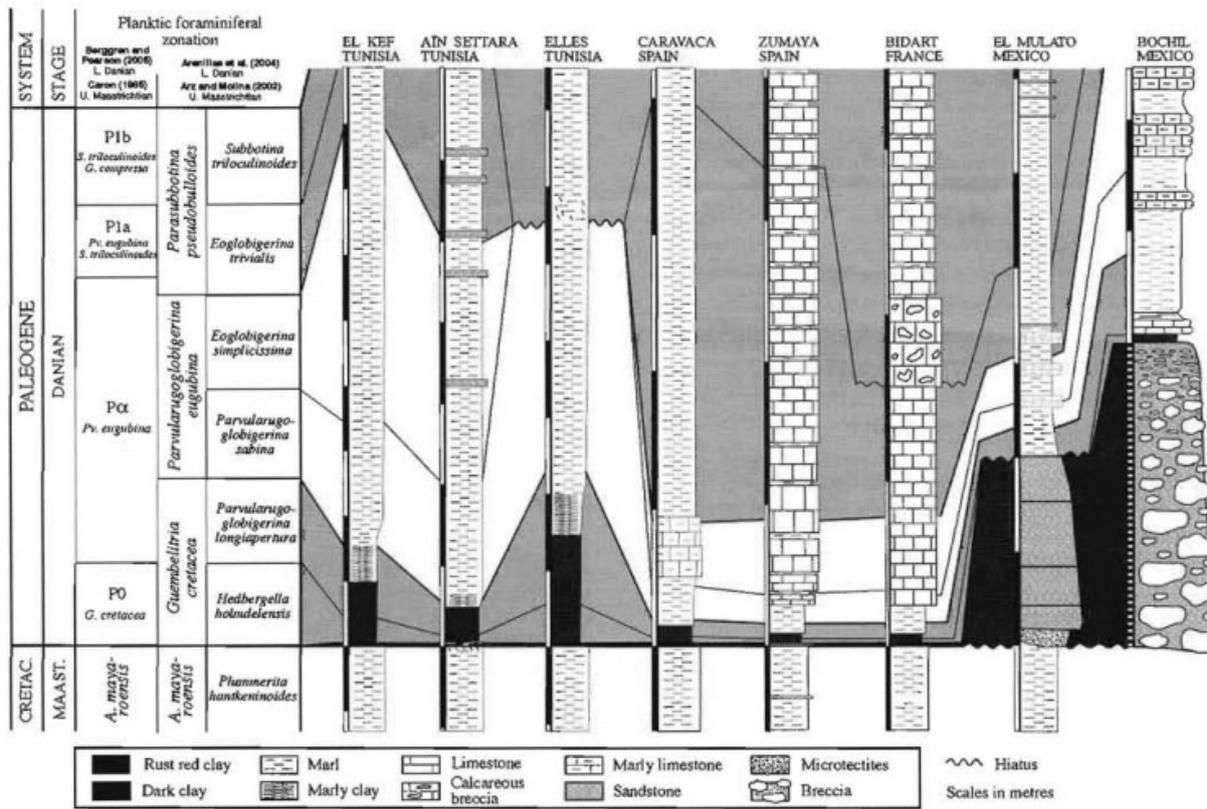
Les assemblages de foraminifères planctoniques dans les marnes maastrichtiennes les plus élevées de la formation de Jolpabuchil appartiennent à la partie supérieure de la zone à *G. gansseri* (Arenillas *et al.*, 2006), cette donnée indique un hiatus d'érosion due au décapage de la mer pendant la mise en place soudaine du complexe clastique suite à l'impact météorique qui a affecté les sédiments du Maastrichtien supérieur.

## 2.4.2. Au Sud/Ouest de l'Europe

### 2.4.2.1 Coupe de Caravaca (Espagne)

La coupe de la Caravaca est située dans le sud de l'Espagne dans la région de Murcie, à environ 3 km au sud de la ville de Caravaca dans le ravin de Barranco del Gredero (N 39°5'19" ; O 1°52'26") (Fig. 7). La coupe se trouve dans la cordillère bétique et le passage K/Pg est dans la Formation de Jorquera qui est composée de marnes grises et d'argile (Fig 8). Smit (1977, 1979) a découvert une association de foraminifère planctonique entre la Zone à *Abathomphalus mayaroensis* et la Zone à *Pv. eugubina*, qu'il a appelé Zone à *G. cretacea*. Par la suite, Smit & Hertogen (1980) ont identifié une couche rouillée rouge de 2 à 3 mm d'épaisseur avec une anomalie en Iridium. Ce travail est apparu un mois avant celui d'Alvarez *et al.* (1980), mais il ne revendique pas la priorité de leur recherche parce que la théorie concernant la présence d'un taux anormalement élevé d'Iridium à la limite K/Pg fut l'objet d'un communiqué à l'occasion d'un Congrès en 1979 par l'équipe d'Alvarez (Gould, 2006). La couche rouillée rouge contient également des microtectites altérées (Smit & Klaver, 1981), ainsi que des concentrations anormales en Co, Cr, Ni, As, Sb et Se (Smit & Ten Kate, 1982). D'autres analyses minéralogiques et géochimiques ont été accomplies et ont prouvé plus tard l'existence un impact météoritique (Alvarez *et al.*, 1992).

La microfaune planctonique de cette coupe a été étudiée en détail par Canudo *et al.* (1991), Kaiho & Lamolda (1999) et Arz *et al.* (2000), ces auteurs ont délimité dans le Maastrichtien supérieur la sous-zone à *P. hantkeninoides* et dans le début du Danien les zones à *G. cretacea*, *Pv. eugubina* et *Ps. pseudobulloides*, et ont identifié une extinction catastrophique dont le modèle est similaire à celui de la coupe d'El Kef. L'événement d'extinction instantanée a été mis en évidence à partir de l'étude des foraminifères benthiques à la limite K/Pg par Coccioni *et al.* (1993) et Coccioni & Galeotti (1994) dans la coupe de Caravaca, la microfaune indique une profondeur bathyale de dépôt moyenne pour le passage K/Pg. Ils découvrent aussi une réorganisation de la communauté des foraminifères benthique avec une extinction massive chez les grands foraminifères benthiques; par contre les petits foraminifères benthiques ne semblent pas être affectés (Coccioni *et al.* 1993; Alegret, 2007). Gardin & Monechi (1998) quant à eux, découvrent la présence de nanoplancton calcaire du Crétacé remanié après la limite K/Pg, ce qui suggère que cette population a été affectée par l'extinction de masse.



**Figure 8:** Corrélations biostratigraphiques entre la coupe El Kef (GSSP) et les coupes auxiliaires. (Molina *et al.* 2009).

#### 2.4.2.2. Coupe de Zumaya (Espagne)

La coupe de Zumaya est située au nord de l'Espagne, près du village de Zumaya à la falaise de Punta Aitzgorri (N 43°17'56" ; O 2°16'04") (Fig. 7). La lithologie est constituée de marnes pourpres au Maastrichtien supérieur, d'argiles grises foncées à la limite de K/Pg et de calcaires marneux rouges au Danien. La coupe a été considérée comme un candidat approprié pour définir la limite K/Pg en Espagne. La limite K/Pg coïncide avec une veine de calcite de nature supergénique (minéraux formés à partir de la réaction de minéraux préexistants) de 2 à 3 cm d'épaisseur, qui est recouverte par 7 à 8 cm d'argiles grises foncées et éventuellement de 25 cm de marnes grises (Fig 8).

Des études biostratigraphiques ont été réalisées par Percival & Fischer (1977), Lamolda (1990), Fondecave-Wallez *et al.* (1995 a), Apellaniz *et al.* (1997) et Arenillas *et al.* (1998), établissant la biozonation des nanoplanctons calcaires et des foraminifères planctoniques déjà

connus au passage K/Pg (Fig. 4). Un échantillonnage à haute résolution a été effectué par Arz *et al.* (1999b) et l'étude biostratigraphique, quantitative et taphonomique des foraminifères planctoniques permet de corroborer l'extinction de masse catastrophique connue à la limite K/Pg. Kuhnt & Karninski (1993) ont étudié l'évolution des foraminifères benthiques agglutinés et ont conclu que les changements observés chez foraminifères agglutinés en eau profonde indique une diminution drastique de la productivité de surface et donc un effondrement de la chaîne alimentaire qui coïncide avec la limite K/Pg. Les Ammonites ont également été étudiées par Ward *et al.* (1991) et démontrent que l'extinction des Ammonites coïncide également avec l'extinction de masse à la limite K/Pg.

#### **2.4.2.3. Coupe de Bidart (France)**

La coupe de Bidart est située dans le sud-ouest de la France, entre Hendaye et Biarritz, sur la côte de Bidart nommée Pavillon Royal ou Caseville. Géologiquement, elle est située dans les Pyrénées au sein du bassin basco-cantabrique (N 43°26'54" ; O 1°35'16") (Fig. 7). Les sédiments du Maastrichtien correspondent aux marnes de Bidart qui sont composées de marnes grises et de marnes calcaires abondantes en foraminifères et rares en échinides. La limite K/Pg est marquée par une lame rouge ferrugineuse de 2 mm d'épaisseur surmontée par une couche d'argiles rouges foncées de 6 cm, les sédiments sus-jacents sont constitués d'argiles brunâtres, de marnes grises et de calcaires rouges. Cette coupe est considérée comme l'un des tronçons de la limite K/Pg la plus complète en Europe du Sud-Ouest (Haslett, 1994, Peybernes *et al.*, 1996). Selon Renard *et al.* (1982), le Maastrichtien a été déposé sous influences téthysiennes, alors que le Paléocène était principalement influencé par l'Atlantique Nord (Fig. 8).

Des études biostratigraphiques détaillées à travers le passage K/Pg basées sur les nanofossiles calcaires (Perch-Nielsen, 1979, Gorostidi & Lamolda, 1995 et Seyve, 1990) et sur les foraminifères planctoniques (Haslett, 1994; Apellaniz *et al.*, 1997), confirment le caractère continu des dépôts de la coupe de Bidarta au passage K/Pg. Ces différentes études associées à ceux d'Alegret *et al.* (2004 a) ont permis de refléter des conditions mésotrophiques (moyennement riche en nutriments) au cours de la fin du Maastrichtien et donc une forte diminution de l'approvisionnement alimentaire au font de la mer qui coïncident avec la limite K/Pg, qui aurait certainement joué un rôle dans l'extinction de masse enregistrée lord de cette période.

### 2.4.3. En Afrique du Nord

#### 2.4.3.1. Coupe d'El Kef en Tunisie (G.S.S.P.)

Dans la région d'Oued Mallègue à El Kef en Tunisie Nord occidentale, a été mise en évidence une chute brutale de la teneur en carbonates des sédiments due à une forte diminution de l'activité planctonique (Adatte, 2003). Dans ce site, considéré comme le stratotype de la limite K/Pg, a été mis à jour la présence d'une fine couche millimétrique d'argiles jaunâtres exceptionnellement riches en Iridium et qui correspond à la limite K/Pg. L'Iridium présent à la limite K/Pg est un élément que l'on trouve abondamment dans les météorites métalliques, appuyant ainsi la théorie d'impact météoritique à l'origine des extinctions massives à grande échelle d'espèces animales et végétales. Ainsi de par son importance à l'échelle internationale, le stratotype mondial kéffois est la coupe la plus étudiée et la plus citée dans les travaux avec plus de 70 études publiées, dépassant largement le nombre d'études menées sur les autres limites K/Pg connues (Unesco, 2016). La coupe est située sur la rive de l'Oued Mallègue (N 36°09'14" ; E 8°38'55") (Fig. 7). Elle est facilement reconnaissable sur le terrain et présente des conditions d'affleurement faciles, car le passage et la limite K/Pg du site d'El Kef s'étendent continuellement sur des centaines de mètres sans aucune lacune sédimentaire observable.

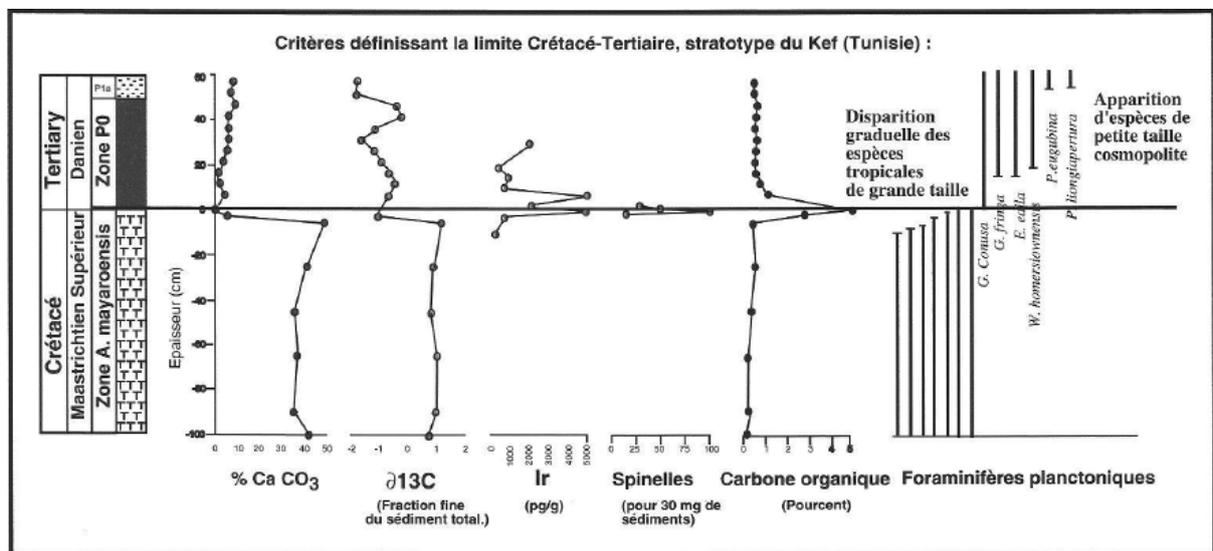
Vers la fin des années 70, le Service géologique de Tunisie procède à un échantillonnage serré de la coupe, sous la direction de H. Bensalem, P. Donze et A. L. Maâmourî (Ben Abdelkader *et al.*, 1997). Cette équipe a envoyé des échantillons à des spécialistes du monde entier pour suivre l'évolution des microfossiles de part et d'autre de la limite. Ces investigations ont permis de constater une diminution brusque de l'activité planctonique qui se traduit par une chute brutale de la teneur en carbonates des sédiments. Ces derniers ont constaté que près de 70% des espèces de foraminifères ont disparu dans une couche de sédiments de 40 cm d'épaisseur. Dans cette même couche, ils ont observé une concentration anormalement élevée en iridium, un métal rare qui se trouve généralement en forte concentration dans certaines météorites. Cette teneur atteint 22 ppm (au lieu de 0,1 ppm en moyenne dans la croûte terrestre) dans un niveau millimétrique brun-roux de goéthite. Ces observations soutiennent l'hypothèse d'une crise biologique mondiale liée à un impact d'astéroïde, émise en 1980 par le physicien Luis W. Alvarez. Soulignons qu'il n'y a pas que cet événement qui est en cause puisque dans la partie supérieure du Maastrichtien (Zone à

*Mayaroensis*) et les assemblages de foraminifères planctoniques montrent clairement une régression marine alors que les assemblages de spores indiquent un rafraîchissement du climat. À la suite de ces études, la coupe du Kef a été proposée comme le stratotype de la transition Crétacé-Tertiaire en 1980 lors du 26<sup>ème</sup> Congrès géologique international de Paris (Donze, 1980). Mais la coupe d'El Kef en Tunisie a été officiellement choisie comme Global Stratotype Section and Point (GSSP) durant le 28<sup>ème</sup> congrès géologique international à Washington en 1989 (Journel, 1989). C'est à partir de cette coupe que les critères lithologiques, micropaléontologiques, minéralogiques et géochimiques nécessaires à la détermination de la limite K/Pg ont été définis.

D'après Adatte (2003), les critères d'identifications de ce passage sont les suivants (Fig. 9) :

- Le passage de dépôts est souvent crayeux au Maastrichtien avec la présence d'un lit argileux dépourvu de carbonates, mais riche en matière organique, souvent sombre, de 60 cm d'épaisseur. Ce niveau est surmonté par des marnes argileuses du Danien.
- Présence d'un niveau millimétrique rouge à jaune à la base du lit argileux précédent montrant une anomalie élevée de la teneur en Iridium, contenant des spinelles nickélicifères et des quartz « choqués ».
- Une diminution du rapport isotopique  $C^{12}/C^{13}$  des carbonates a été enregistrée dans les basses latitudes, ce qui suggère une baisse de la productivité du phytoplancton.
- Un pic en carbone organique dont l'origine est une mortalité en masse des organismes, voir des incendies de grandes ampleurs généralisés sur le continent.
- L'apparition de nouvelles espèces de foraminifères planctoniques au-dessus du liseré rouge à jaune en faveur des espèces tropicales et subtropicales de grande taille à tests complexes et fortement ornementés. Ces foraminifères disparaissaient et ont laissé la place dans le Danien à d'autres espèces cosmopolites de petite taille à tests simples et moins ornementés.

Il est très rare de trouver tous ces différents critères aussi bien micropaléontologiques que géochimiques dans la même coupe, nous comprendrons pourquoi le choix de la coupe de El Kef et ses caractéristiques n'ont pas suscité d'opposition pour la qualifier de GSSP. Il faut



**Figure 9:** Paramètres géochimiques et biostratigraphiques définissant la limite K/Pg dans la coupe stratotypique d'El Kef (Adatte, 2003).

encore ajouter ici que le caractère de l'extinction des foraminifères planctoniques est plus complexe qu'il n'y paraît d'après Keller & Stinnesbeck (1996). Selon ces auteurs, il s'agit d'une extinction graduelle s'étendant sur environ 500 000 ans, mais qui s'accélère près de la limite K/Pg. Plus tard, d'autres travaux ont permis de mettre en évidence une sélectivité d'extinction selon l'architecture du test, la latitude et la profondeur d'habitat ce qui permet de supposer que l'hypothèse d'une seule cause brutale et globale est de ce fait improbable (Keller *et al.*, 1995 ; Hollis, 1995; Hollis *et al.* 2003).

#### 2.4.3.2. Les données géologiques concernant le passage K/Pg au Maroc

L'organisation des dépôts marins littoraux et margino-littoraux du Crétacé supérieur et du Paléogène dans l'Atlas de Marrakech et le bassin de Ouarzazate met en évidence les mouvements transgressifs et régressifs d'une mer épicontinentale très peu profonde. Ces mouvements marins sont accompagnés par les effets d'une tectonique régionale avec un découpage en petits compartiments qui présentent une subsidence différentielle à l'origine de discordances angulaires. Le passage K/Pg est marqué par une discontinuité majeure bien représentée à l'échelle du domaine Atlasique et au-delà (Vail *et al.*, 1987). Cette discontinuité est mise en place au Maastrichtien par une émergence généralisée et de longue durée rattachée à la grande phase de régression d'origine eustatique connue ailleurs. La lacune du Paléocène inférieur a été signalée dans plusieurs secteurs périméditerranéens comme en Algérie (Belkodja *et al.* 1994) et en Tunisie (Matmati *et al.* 1991).

Récemment dans le Rif externe oriental un enregistrement complet de la transition K/Pg est signalé dans la coupe de l'Ouled Haddou à partir de l'étude de foraminifères planctoniques. Les associations montrent, au Maastrichtien terminal, une grande diversité d'*Heterohelicidae* et de *Globotruncanidae* typiques des basses latitudes. La limite supérieure de la Zone à *Abathomphalus mayaroensis* est marquée par une extinction en masse et brusque de tous les *Globotruncanidae* et d'une part importante des espèces d'*Heterohelicidae*. La disparition d'un total de 41 espèces coïncide ainsi avec la limite K/Pg. Au Danien basal, la Zone à *Guembelitria cretacea* couvre l'intervalle qui précède l'apparition de *Parvularugoglobigerina eugubina* ou nous assistons à un renouvellement progressif qui conduira à l'installation des associations typiques du Paléocène (Toufiq *et al.*, 2002).

#### 2.4.3.3. Les données géologiques concernant le passage K/Pg en Algérie

Quatre coupes de la transition K/Pg ont été identifiées, échantillonnées et étudiées dans le Tell méridional (Algérie du Nord) par Metsana-Oussaid (2021) (Fig 7). De ce fait, les coupes de Sidi Ziane, Djebel Zakhamoune et Rebaïa ont été levées dans le domaine du Titteri (Médéa) et la coupe de Bougaa a été décrite dans la nappe de Djemila qui appartient au domaine des Babors Occidentaux. Cette étude basée sur l'analyse des assemblages de Foraminifères planctoniques du passage K/Pg a fourni de nouvelles données et connaissances dans la partie sud-ouest de la Téthys. La nappe de Djemila (Bougaa, Sétif) montre une succession de microfaune de foraminifères complets seulement dans le Danien inférieur, car selon Metsana-Oussaid (2019, 2021) la section de Bougaa identifie toutes les biozones du Danien inférieur, avec des épaisseurs bien développées.

Les études biostratigraphiques ont révélé la présence de la dernière biozone du Maastrichtien dans les quatre sections (sous-zone à *Plummerita hantkeninoides* ou zone CF1). Son épaisseur est considérée parmi la plus importante identifiée à ce jour (30 m à Bougaa, 19 m à Rebaïa et 13 m à Sidi Ziane), mais un hiatus sédimentaire a été détecté au Danien basal dans les trois sections de Médéa par l'absence des premières biozones. D'après Metsana-Oussaid (2019, 2021), ce hiatus pourrait avoir deux origines possibles. Une origine environnementale, qui pourrait être liée aux changements des taux de sédimentation par rapport à l'érosion pendant les épisodes de réchauffement post-K/Pg, ou une origine tectonique, qui correspond à un léger soulèvement déclenché par un mouvement ou un événement de compression affectant le bassin tellien à la limite K/Pg.

## 2.5. Synthèse des coupes du passage K/Pg

À l'échelle mondiale, dans la plupart des sections K/Pg à sédimentation continue, la fin du Crétacé et le début du Paléogène sont marqués par d'importantes variations lithologiques. Le Danien débute par un niveau argileux d'épaisseur centimétrique (et parfois décimétrique) à base oxydée (rouillée) succédant aux dépôts carbonatés d'âge maastrichtien terminal. La présence à la base du Paléogène des argiles noires riches en matière organique est l'expression d'une chute de la productivité carbonatée océanique et de l'arrêt de la sédimentation carbonatée, qui seraient liés à l'extinction des producteurs carbonatés, notamment les Foraminifères planctoniques et les Coccolites. Le liseré ocre ou rouge se trouvant dans le passage K/Pg montre un important enrichissement en indices minéralogiques et géochimiques tels que les platinoïdes (Iridium en particulier), les quartz choqués, les spinelles nickélifères et les microtectites qui sont les témoins d'un événement cosmique survenu lors de la crise K/Pg (Alvarez *et al.*, 1980; Smit & Hertogen, 1980).

Dans de rares cas, ces indices particuliers interprétés comme le résultat d'un impact météoritique sont retrouvés dans des unités clastiques de plusieurs mètres qui ont été interprétées comme le résultat de courants de tsunami générés par l'impact météoritique. Ces unités clastiques sont souvent constituées de sédiments de plateforme charriés et de faunes mélangées ; ceci indique qu'ils ont été déposés de manière allochtone suite à cet impact. En outre, l'identification des platinoïdes (Iridium en particulier), des quartz choqués, des spinelles nickélifères et des microtectites considérées comme des indices d'impact météoritique ; constitue un excellent critère géologique et géochimique pour définir la transition K/Pg dans le monde.

**CHAPITRE 2 :**  
**CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA**  
**TRANSITION K/PG DES REGIONS ETUDIEES**

## 1. Généralités

### 1.1. Cadre géographique général

Figurant comme le plus grand pays d'Afrique en termes de superficie, l'Algérie est constituée de quatre ensembles de reliefs principaux, dont les étendues varient considérablement (Fig. 10) :

- Au Nord, s'étend la plaine du Tell algérien le long de la côte méditerranéenne. Cette dernière est discontinue et de largeur variable (80 km à 190 km).

- Limitant la plaine côtière au Sud, nous observons un vaste ensemble plus haut de reliefs organisés en deux chaînes de montagnes importantes orientées est-ouest (Domaines tellien et atlasique) qui encadrent une région de Hauts Plateaux.

- Au Sud de l'Atlas saharien s'étend le Sahara, représentant 80% de la superficie du Pays. Il se compose pour une grande partie de plateaux (Tinhert et Tademaït) et de reliefs constituant le Tassili et le Hoggar au centre et la dorsale Reguibat au Sud/Ouest.

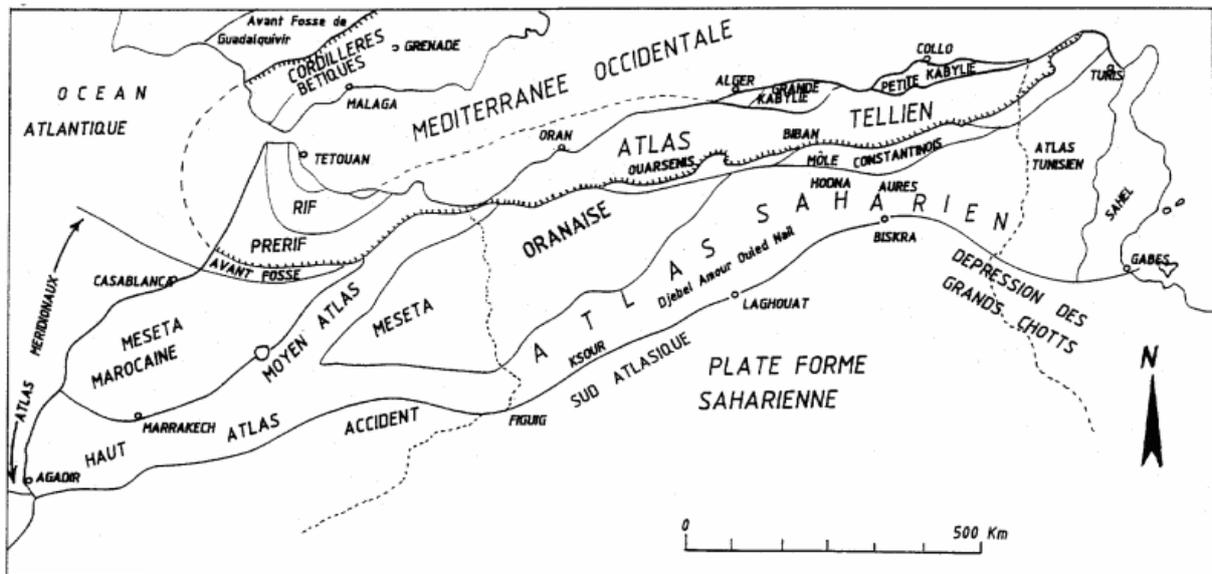


Figure 10 : Principaux ensembles structuraux de l'Afrique du Nord (d'après Caire, 1967).

## 1.2 Cadre géologique général

D'un point de vue géologique, l'Algérie peut être divisée en deux grandes régions qui se distinguent par leur structure géologique et leur histoire :

Le Nord fait partie de la chaîne alpine formée au cours du Tertiaire et qui reste encore instable à ce jour. Cette région septentrionale comprend du Nord au Sud:

- Le domaine tello-rifain qui est le résultat de la collision des plaques tectonique africaine et eurasiatique. Ce domaine est formé d'une zone interne d'origine européenne dite Alboran-Kabylias-Peloritan-Calabria ou AlKaPeCa (Bouillin, 1986), et d'une zone externe dominée par des terrains méso-cénozoïques;

- Le domaine mésetien qui est représenté par les Hautes Plateaux (appelés aussi Meseta oranaise) qui se terminent en « V » vers l'Est entre le Domaine tellien et atlasique. Il constitue l'équivalent de la Meseta marocaine vers l'Ouest et est caractérisé par des terrains méso-cénozoïques qui reposent, en discordance angulaire sur un socle paléozoïque plissé et métamorphisé durant l'orogénèse hercynienne ;

- l'Atlas saharien qui correspond à un sillon subsident où se sont déposés durant le Mésozoïque de puissants dépôts marins surmontés au Cénozoïque par des dépôts continentaux (Flandrin, 1952). Il est composé par les Aurès à l'Est, par les Zibans au centre et par les monts des Ouled Nail, le Djebel Amour et les monts des Ksour à l'Ouest. Cette chaîne intracratonique, d'âge tertiaire orientée NE/SO, est délimitée par deux lignes de fractures : l'Accident Nord-atlasique et l'Accident Sud-atlasique. Il correspond à une chaîne intracratonique plissée d'âge tertiaire, orientée SW/NE, qui se situe entre deux domaines géologiquement distincts qui sont le domaine des Hautes Plaines Oraïses au Nord et la plate forme saharienne au Sud. Cette chaîne est limitée au Nord comme au Sud par deux accidents majeurs d'ampleur continental.

Le Sud de l'Algérie est dominé par la plateforme saharienne et les boucliers anciens. La plateforme saharienne correspond à la partie occidentale de la dalle nord-africaine. Elle est limitée au Nord par le grand accident Sud atlasique qui la sépare du domaine alpin et au Sud par les boucliers Réguibat et Touareg. Elle couvre une vaste étendue dans la partie nord du continent africain, représentant ainsi l'une des plus vastes plateformes précambriennes à

l'échelle mondiale. Cette grande région est relativement stable depuis la fin du Précambrien. Elle est caractérisée par des terrains paléozoïques et mésozoïques (bassins sahariens) discordants sur un socle précambrien. Au-dessous de ces plateaux s'installent des formations quaternaires à récentes représentées par le Grand Erg Occidental et le Grand Erg Oriental. La topographie du Bas-Sahara est caractérisée par son extrême simplicité. Si l'on exclut la partie nord, les autres frontières du Bas-Sahara affichent des altitudes modérées et s'inclinent doucement vers une région plus basse, symbolisée par l'axe NNE/SSO. L'accident sud-atlasique qui suit le revers sud de l'Atlas Saharien délimite la frontière entre ces deux régions.

## 2. Choix des zones d'études

En Algérie, les terrains crétacés et tertiaires affleurants au tour de la limite K/Pg n'ont fait, à ce jour, aucune étude systématique. Par contre des études ont été réalisées séparément sur les formations crétacées et tertiaires en domaine marin ou continental. Parmi les principaux travaux, nous pouvons citer les études de : Laffitte (1939), Bassoullet (1973), Amard (1981) et Mahboubi (1983 et 1995), Yahiaoui (1990) et Herkat (1999). En se focalisant sur ces travaux, nous avons identifié trois régions d'études qui se révèlent prometteuses pour une meilleure connaissance du passage K/Pg en Algérie. Ces trois régions ciblées présentent des spécificités différentes d'une région à l'autre. Ces régions se localisent :

- À El Kohol, versant Sud du Djebel Amour où le K/Pg s'exprime sous la forme d'une ingression marine mineure.
- À El Kantara, l'Aurès occidental où le K/Pg s'effectue en domaine mixte.
- Sur le Plateau du Tademaït oriental où le K/Pg s'effectue en domaine marin.

Pour la première zone d'étude, le passage K/Pg s'effectue entre le sommet du Turonien et la base de la série détritico-tertiaire. Concernant les deux autres zones d'études qui renferment des terrains méso-cénozoïques, le passage K/Pg reste à être identifié et caractérisé. Les coupes sont décrites en détail en incluant la succession des terrains sus-jacents et sous-jacents à cette limite et en combinant tous les moyens mis à disposition (stratigraphiques, sédimentologiques, minéralogique).

### **3. Cadre géologique des régions étudiées**

Pour des raisons pratiques, il ne sera traité que les séries sédimentaires en liaison avec le passage K/Pg. Nous nous intéresserons alors aux formations de la fin Crétacé et du début Tertiaire.

#### **3.1. Le passage K/Pg dans le domaine atlasique**

L'Atlas saharien est formé de sédiments allant du Trias à l'Éocène avec aussi un Mio-Plio-Quaternaire discordant. D'après des travaux ultérieurs réalisés notamment par Laffite (1939), Flandrin (1952), Emberger (1960) et Kazi-Tani (1986) de puissantes séries sédimentaires néritiques et continentales se sont accumulées durant le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque dans un sillon subsident. En observant l'ensemble de la chaîne, il est possible de constater une prédominance de terrains jurassiques dans la partie sud-ouest et une prédominance de terrains crétacés dans la partie nord-est. Cette différence est attribuée par les auteurs à une érosion différentielle très marquée ainsi qu'à un basculement de la chaîne d'Ouest en Est.

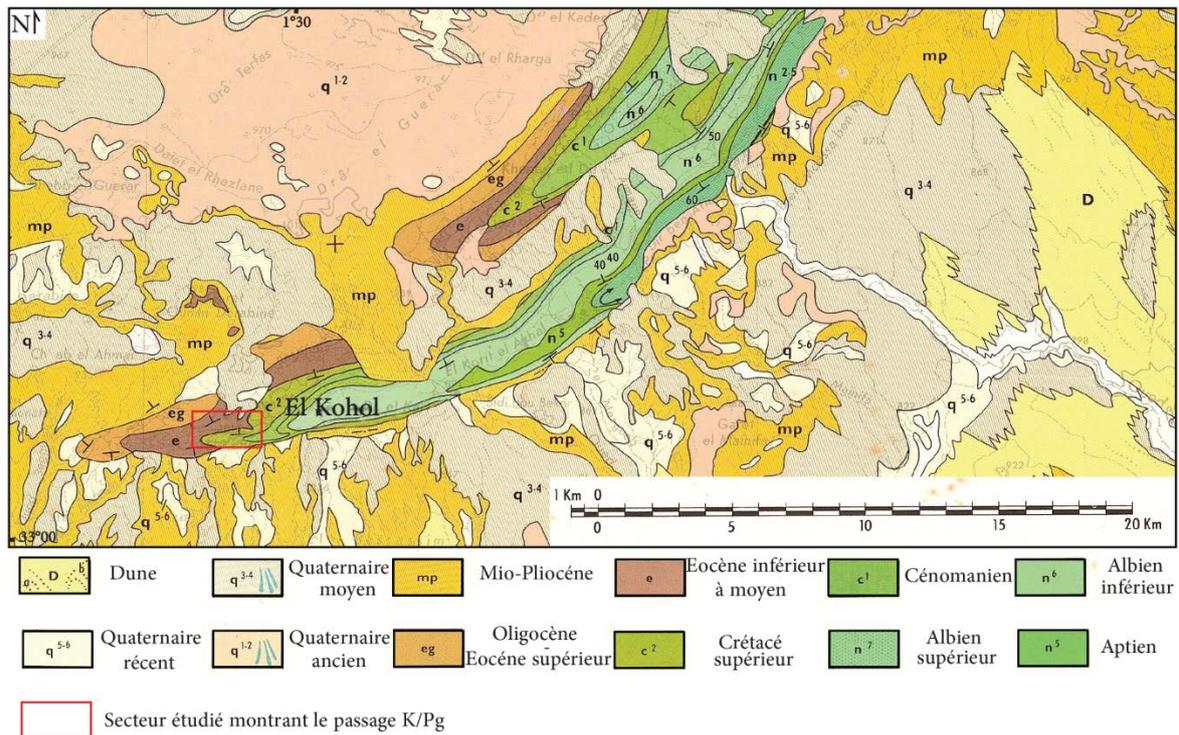
Ainsi, l'orogénèse atlasique est l'héritage d'un sillon subsident où la sédimentation en partie mésozoïque, soit marine ou continentale atteignant parfois 4000 m d'épaisseur (Durand-Delga & Fontboté, 1980).

##### **3.1.1. Le passage K/Pg dans le Djebel Amour**

###### **3.1.1.1. Cadre géologique**

D'après les travaux géologiques antérieurs Cornet (1947 et 1952) et Bassoullet (1973), l'enregistrement sédimentaire dans le Djebel Amour (Atlas Saharien central) correspond à d'épaisses séries uniquement sédimentaires détritiques et carbonatées, d'un âge allant du Jurassique moyen au Mio-Pliocène. Nous notons également la présence de séries triasiques intrusives, recoupant la couverture sédimentaire. Ces dernières provoquent divers bouleversements au sein des séries encaissantes sous forme de diapirs.

Le passage K/Pg dans le Djebel Amour est observable dans la localité d'El Kohol (Mahboubi, 1983). Dans cette dernière région, nous distinguons :



**Figure 11 :** Localisation des affleurements K/Pg d’El Kohol dans le Djebel Amour (extrait de la carte géologique de Brézina au 1/200 000).

- Un domaine oriental formé par le cœur de l’anticlinal occupé par des séries mésozoïques constituées par des grès continentaux surmontés par une série marine carbonatée du cénomano-turonien.
- Un domaine occidental constituant la terminaison périclinale où affleurent les terrains continentaux éocènes et miocènes.

Ainsi, la région se caractérise par les dépôts d’une épaisse série sédimentaire couvrant l’intervalle stratigraphique Mésozoïque-Cénozoïque (Fig. 11). Cependant, le Sénonien n’a jamais été signalé dans ces régions ou en général le Turonien est recouvert directement par des couches rouges continentales éocènes et miocènes (Mahboubi, 1983 et 1995). Se pendant les terrains qui se trouve en contact avec le Turonien marin sont relativement bien datés (Coster *et al.* 2012). L’ensemble des terrains post-turonien peuvent atteindre 1000 m d’épaisseur. Il constitue des dépôts encadrant le paroxysme alpin qui est le reflet de l’exondation de l’édifice à la fin du Crétacé.

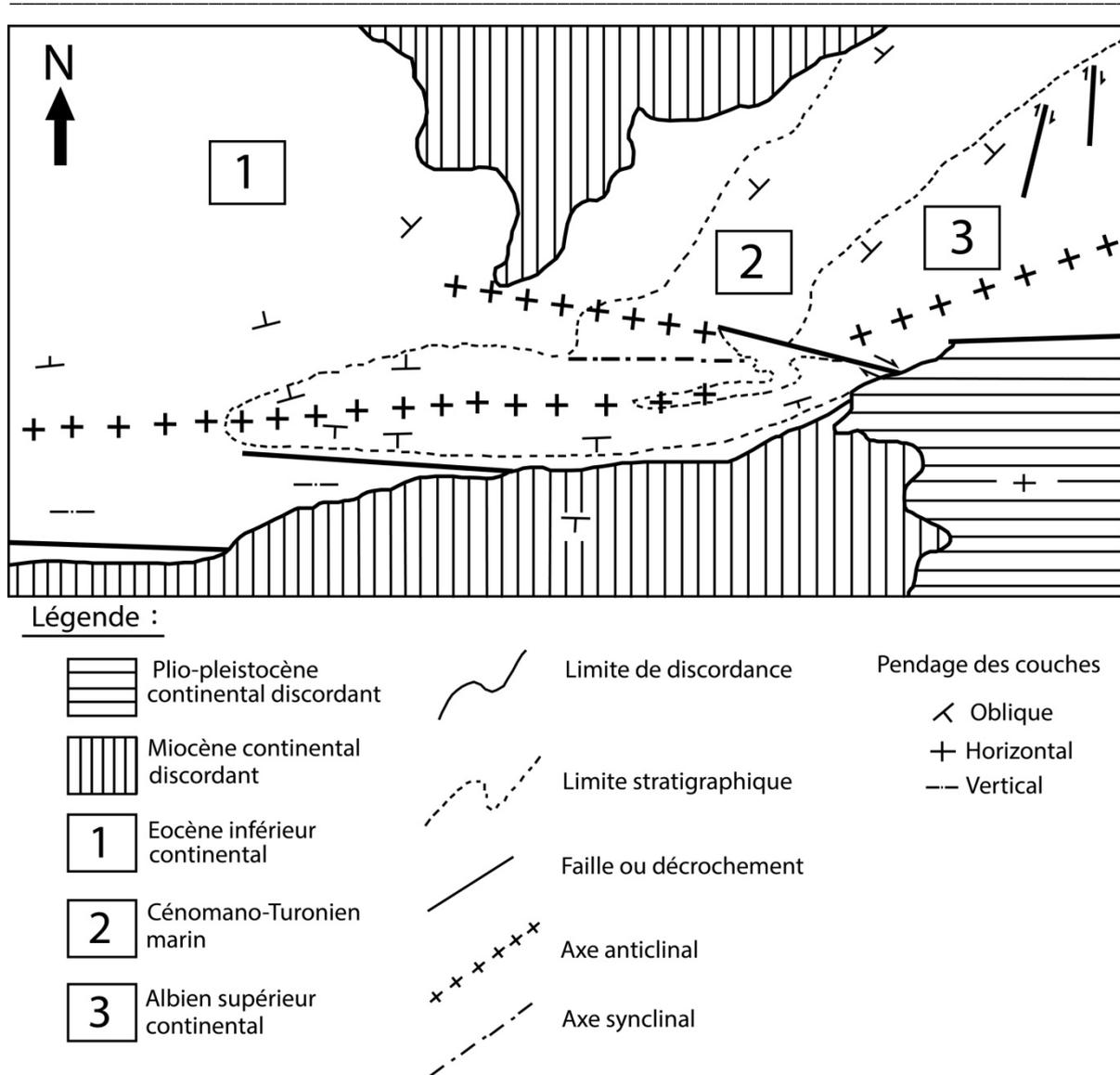
### 3.1.1.2. Cadre structural

El Kohol constitue une boutonnière anticlinale, isolée du Djebel Amour affectant les formations crétacées et tertiaires. Les études géologiques réalisées par Mahboubi (1983) et complétées par les interprétations photogéologiques montrent l'existence d'un pli principal scindé en un tronçon oriental, où seules les formations crétacées sont affectées et un tronçon occidental, où toutes les séries sédimentaires ont été affectées par les contraintes tectoniques. Mais aussi il existe un pli secondaire de direction E/W qui est amorti par les formations continentales post-turonienues. Ce dernier a mis en évidence l'existence de trois phases tectoniques ayant affecté le chaînon d'El Kohol (Fig.12):

- Une première phase de plissement, qui est à l'origine du pli principal résultant d'une compression NNW-SSE. Les terrains crétacés et éocènes sont recouverts en discordance par la formation des Gour. Cette phase tectonique est contemporaine dans l'ensemble du domaine alpin (phase atlasique ou pyrénéenne). Cette phase qui affecte la formation d'El Kohol ne peut être que d'âge éocène supérieur. Nous rappelons que cette même phase a été bien datée au sud de Nementcha grâce à la découverte de vertébrés *Moeritherium* sp. (Mahboubi, 1983) confirmant cet âge.

- Une deuxième phase de plissement, qui est à l'origine d'un pli secondaire résultant d'une compression N/S. Cette phase est à l'origine de la mise en place de conglomérats à la base de la formation des Gour et en même temps elle est recouverte en discordance par les formations des Hammada.

- Une troisième phase responsable de fractures ayant affecté le chaînon. Au sud du chaînon, la formation d'El Kohol disparaît à la faveur d'une faille longeant le flanc de l'anticlinal. Le décrochement à l'origine de cette faille et de la torsion de 20° du tronçon occidental appartenant à la flexure Sud-atlasique a été daté du Pliocène par les anciens auteurs (Laffite 1939).

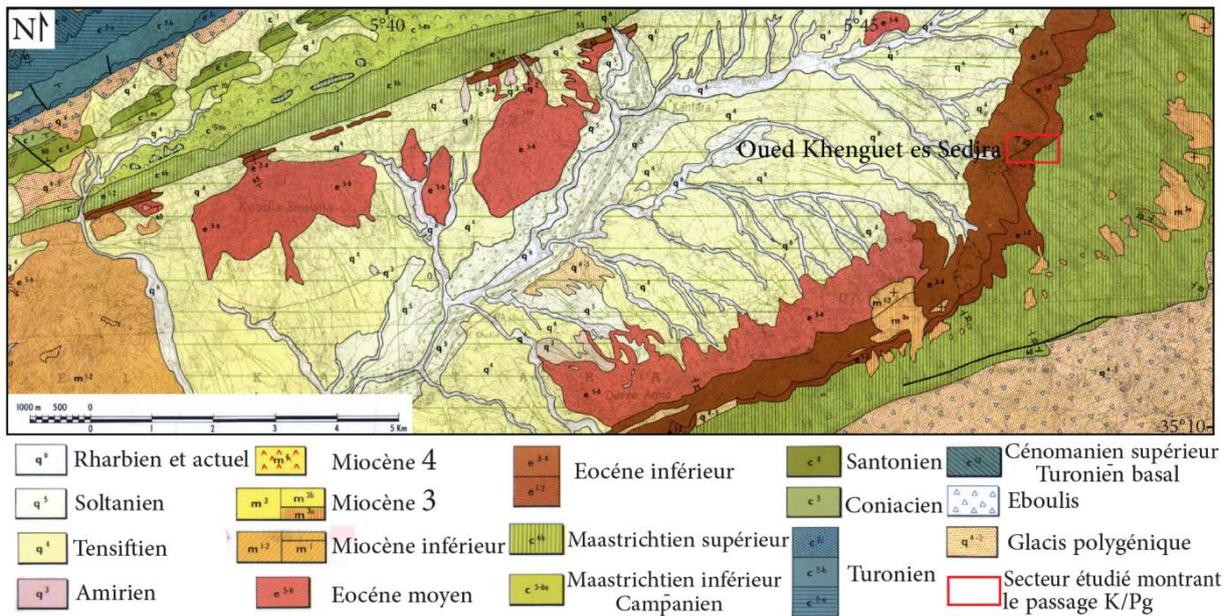


**Figure 12:** Schéma tectonique d'El Kohol (échelle 1/50000) (Mahboubi, 1983 modifié).

### 3.2.1. Le passage K/Pg dans les Aurès

#### 3.2.1.1. Cadre géologique

La région de l'Aurès est composée en partie de dépôts détritiques marins datant du Miocène, qui recouvrent de manière discordante les formations crétacées sous-jacentes. Ces dernières s'étendent du bassin de Timgad jusqu'au nord-est de la région de Khenchela. Des anticlinaux crétacés affectent la bordure nord de l'Aurès et comprenant d'Ouest en Est les Djebel Bou Arif, Fedjoudj et Tarf. Morphologiquement, ils forment de vastes dépressions sénoniennes occupées par des marnes, des argiles à intercalations calcaires et des reliefs



**Figure 13 :** Localisation des affleurements K/Pg d'El Kantara dans l'Aurès occidental (extrait de la carte géologique d'El Kantara au 1/50 000) (Matsa *et al.*, 2022, modifié).

marno-calcaires comprenant une épaisse barre à rudistes du Cénomaniens au Turonien (Herkat, 1999). Par la suite, les reliefs sont couronnés par des calcaires massifs à algues du Maastrichtien. Le Cénomaniens et le Sénonien de l'Aurès ont été reconnus pour la première fois par Coquand (1862). Les régions de Batna et El Kantara ont été étudiées par Péron (1883) qui jeta les bases d'une première classification. Grâce à la découverte de quelques Céphalopodes, Laffitte (1939) a complété les observations sur le Crétacé supérieur en établissant une liste paléontologique en complétant, celle établie dans les travaux de Coquand (1862) et Peron (1883) (Fig. 13).

### 3.2.1.1.1. Sénonien

Pour des raisons pratiques, il ne sera traité que les séries sédimentaires en liaison avec le passage crétacé/tertiaire. Nous nous intéresserons alors aux formations de la fin Crétacé et du début tertiaire que nous avons pu mettre en évidence à El Kantara.

La série du Sénonien fossilifère présente une épaisseur de 2000 mètres en moyenne. Elle est signalée dans les anticlinaux des Aurès (Metlili, Bellezma et Khenchela). La limite inférieure du Sénonien est signalée par l'apparition de *Barroisceras Haberfellneri*, qui marque le début de la première zone à Ammonites où l'on trouve des *Tissotia* datant le Coniacien

moyen. La limite supérieure est plus difficile à préciser suite à l'absence des fossiles caractéristiques du Danien.

Les affleurements dans les régions de Metlili et d'El Kantara ont été étudiés par Fournel (1849), qui a collecté les fossiles et leur a attribué un âge céno-mano-turonien. Plus tard, Coquand (1862) a rapporté ces fossiles au Sénonien. Plus tard, la base du Sénonien a été établie par Péron (1883) grâce à un niveau à Tissotia. La sédimentation du Sénonien s'est produite à faible profondeur, mais l'épaisseur considérable des sédiments (2000 m) implique, selon Laffite (1939), un affaissement du fond marin. De ce fait, le Coniacien et Santonien se caractérisent par une subsidence rapide qui a conduit au dépôt de marnes à échinides et à céphalopodes. Au début du Campanien, la formation des lagunes à gypse est provoquée par une sédimentation plus rapide par rapport à l'affaissement. Par la suite la sédimentation évolue en sédimentation de mer franche où se déposent les marnes et les calcaires crayeux au Campanien, suivi des calcaires à Algues et Bryozoaires du Maastrichtien.

Dans les Monts de Bellezma, le Sénonien inférieur et le Campanien présentent des similitudes avec ceux observés à Metlili. Dans cette région le Maastrichtien, peu épais, est essentiellement calcaro-marneux soulignant la faible tranche d'eau sous laquelle il s'est déposé. Stratigraphiquement, le Sénonien présent dans l'Aurès est principalement identifié par les Céphalopodes. En général, les séries sédimentaires sont plus épaisses au Sud aux environs d'El Kantara (2000m) par rapport au Nord à Bellezma. Ainsi, la sédimentation néritique s'est déposée sous une faible tranche d'eau et est accompagnée d'un affaissement constant du fond marin qui est à l'origine de l'épaississement de la série sédimentaire.

### **3.2.1.1.2. Paléogène**

Le Paléogène a été identifié et décrit dans les synclinaux situés sur le versant sud du massif de l'Aurès. Ce dernier présente des variations de faciès et une réduction de son épaisseur allant du NO au SE. Il a été subdivisé en deux ensembles bien distincts par Laffite (1939) : nous avons à la base un premier ensemble marin daté du Danien au Lutétien supérieur et au sommet un ensemble continental daté de l'Éocène supérieur à l'Oligocène.

L'étude du Danien marin réalisé par Laffite (1939) montre une certaine irrégularité dans la sédimentation se traduisant par des variations d'épaisseur qui passent rapidement de 50 à 120 m d'épaisseur associés à la présence de brèches calcaires allons de 50 m à Bahloul à 2 m

d'épaisseur à Khanget Sidi Nadji. Dans certains secteurs s'intercalent des couches lacustres et des couches rouges d'origines lagunaires, mais il s'agit de conditions mixtes exceptionnelles comme à El Kantara (Matsa *et al.*, 2022).

Dans les dépressions synclinales au SE de l'Aurès (synclinal de Ouled Rechaich et la flexure Khanguet Sidi Nadji), les dépôts du Paléogène sont bien développés et conservés où ce dernier forme une série de 160 m d'épaisseur. La base du Paléogène est formée de marnes blanches à gypse associées à des intercalations calcaires. Par la suite, il se met en place des marnes blanches à calcaires marneux et calcaires phosphatés et glauconieux, surmonté par un banc de phosphate et des calcaires marneux à silex. Au-dessus vient un ensemble marno-calcaire.

À Khanget Sidi Nadji, la base du Paléocène est constituée de calcaires bréchiques et de marnes. Au-dessus, on trouve des couches de calcaires, de calcaires marneux et/ou dolomitiques, de brèches calcaires et de marnes avec des bancs phosphatés. La partie supérieure se compose de calcaires marneux et dolomitiques, de marnes noires passant à des argiles et de brèches. Cet ensemble est d'âge éocène. Dans le synclinal de Bouzina, la partie inférieure de la série commence par des calcaires intercalés de bancs marneux datés du Paléocène. Cette dernière est surmontée par des marnes blanches et des calcaires marneux à silex et à Nummulites datées de l'Éocène (Laffite, 1939).

Dans le synclinal d'El Kantara, les formations du Paléocène atteignent une épaisseur de 110 mètres et sont composées de calcaires à Gastéropodes, à *Nautilus* sp et à Miliolites. On y trouve également des calcaires à *Biloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Operculina* sp et *Alvéolinu subpyrenaica*. Cet ensemble est suivi par des marnes jaunâtres qui présentent des intercalations de calcaires marneux, surmonté par des calcaires dolomitiques et marneux. Les premières formations de l'Éocène décrites dans le synclinal d'El Kantara ont été attribuées à l'Éocène inférieur par Laffite (1939) en étudiant une coupe située sur la rive droite de l'Oued El Hai qui mène au village rouge. Cette dernière apparaît dans une bande étroite située au nord-est du village d'El Kantara, recouverte par l'Oligocène et le Quaternaire. Sa succession sédimentaire est caractérisée par des calcaires, des marnes gréseuses et des calcaires à poudingues à la base, surmontés par des marnes riches en gastéropodes et en lamellibranches qui ont fourni des *Carolia placunoides* et des *Ostrea multicosata*, caractéristiques du Lutétien. Les Poudingues, datant du Lutétien inférieur, renferment une quantité importante de calcaires à Bryozoaires provenant du Maastrichtien, ainsi que des calcaires à huîtres du

Crétacé. Ces dépôts sont issus de l'érosion du Maastrichtien au nord d'El Kantara. En conséquence, Laffitte (1939) a conclu qu'une partie de la série sénonienne entre le Metlili et les monts du Hodna avait émergé en raison de cette érosion.

Au sud de l'Aurès, le Paléocène n'a pas été mis en évidence. Soit il n'a pas été identifié ou il est totalement absent. Par ailleurs, le Maastrichtien est directement surmonté par un Éocène épais de 120 à 160 m. L'Éocène a été divisé en deux étages : une base constituée de dolomies et de calcaires dolomitiques oolithiques avec des couches marneuses riches en algues et un étage supérieur caractérisé par la présence de Nummulites. Le terme supérieur est formé de dolomies riches en silex, de calcaires crayeux contenant des tests d'huîtres et d'oursins. Nous signalons que dans l'Aurès oriental Laffitte (1939) a suggéré que le passage entre le Crétacé et le Tertiaire s'est effectué dans cette région grâce à la présence de Céphalopodes du Danien.

Le Paléogène continental comprend l'Éocène supérieur et l'Oligocène, et son épaisseur ne dépasse pas 200 mètres. Ce dernier est représenté par des dépôts rouges et des conglomérats grossiers. Ces formations reposent en discordance sur les dépôts antérieurs dans les synclinaux.

### **3.2.1.2. Cadre structural**

La chaîne des Aurès est un élément structural majeur dans le domaine atlasique, composé de vastes plis souples, assez réguliers, orientés approximativement selon un axe NE/SO. L'aspect de la tectonique actuelle représente selon son interprétation un historique plus ou moins détaillé de la phase atlasique. La structure géologique de l'Aurès est simple, les formations détritiques et carbonatées sont représentées par des séries stratifiées contenant une faune abondante. Le taux de subsidence est particulièrement élevé pendant la période du Trias-Lias, atteignant environ 5000 mètres, puis il commence à diminuer au cours du Dogger. L'épaisseur des formations triasiques augmente en allant de l'Est vers l'Ouest.

Au cénozoïque, l'accident sud-atlasique a divisé l'Afrique du Nord, en deux grands domaines : au Sud on a la plateforme saharienne, et au Nord c'est la chaîne alpine. Ce deuxième ensemble est lui-même divisé en deux grandes zones, la première zone septentrionale alpine caractérisée par une tectonique de nappes de charriage et la deuxième zone méridionale qui correspond à l'Atlas saharien qui est caractérisée par une succession de



moyenne NE/SO et résultent pour l'essentiel de la phase atlasique, d'âge lutétien-burdigalien (Laffitte, 1939) ou post-éocène inférieur et anté-oligocène (Boudjema, 1987). En se dirigeant vers la flexure saharienne vers le sud, on observe une diminution de l'altitude et de la taille des plis, ainsi qu'un changement de leur orientation qui devient E/O, selon Ghandriche (1991).

Plusieurs points du massif sont caractérisés par la présence d'étranglements ou de dilatations brusques des plis. Ces anomalies significatives traduisent en réalité des réactivations d'accidents profonds au niveau de la couverture post-triasique, selon Guiraud (1990). Les plissements s'observent entre le Lutétien et le Burdigalien dans les Aurès. Au cœur des plis apparaissent des diapirs triasiques généralement accompagnés de décrochements longitudinaux ou transverses et de failles inverses longitudinales (Bureau, 1986) (Fig. 14).

### **3.3. Le passage K/Pg dans la plateforme saharienne**

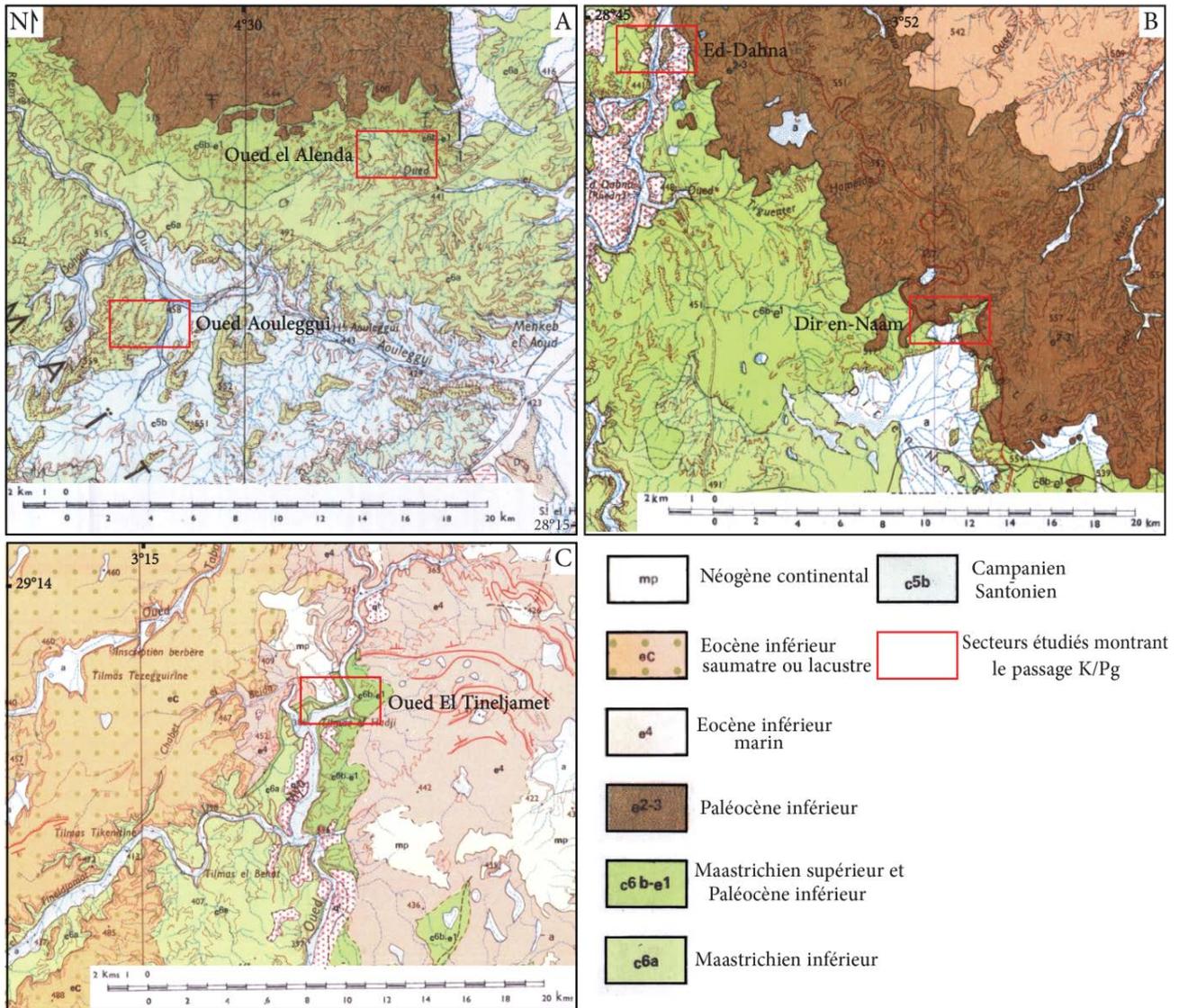
#### **3.3.1. Cadre géologique**

Il est possible de distinguer deux ensembles de bassins localisés de part et d'autre de la suture panafricaine. Cette dernière se manifeste par l'alignement des monts de l'Ougarta. Dans la partie algérienne de la plateforme saharienne, on trouve les bassins les plus importants tels que Ahnet, Timimoun, Sbaâ, Reggane, Béchar et Tindouf à l'ouest, Oued Mya, Hassi R'mel et Hassi Messaoud au centre, et enfin Berkine et Illizi à l'est.

Le Plateau du Tademaït oriental est la région d'étude concernée par le présent travail. Il est limité au Nord et au Nord-Est par l'Erg Occidental et Oriental, vers l'Est par le Plateau du Tinrhert, à l'Ouest par le môle d'Arak et au Sud par le Plateau de Tidikelt. Dans le Plateau du Tademaït, étant donné la relative stabilité du bassin, la série géologique se présente sous forme de terrains tabulaires à subhorizontaux allant du Crétacé à l'Éocène (Fig. 15).

##### **3.3.1.1 Le Sénonien**

Le Sénonien est composé de deux formations lithologiques superposées dans la partie orientale du Sahara algérien. À la base nous avons le Sénonien lagunaire et au sommet le Sénonien carbonaté :



**Figure 15 :** Localisation des secteurs étudiés montrant le passage K/Pg dans le Tademaït oriental à partir des extraits des cartes géologiques de Hassi Msegguem (A), Ain Guettara (B) et Hassi Inifel (C) au 1/200 000.

- La formation sénonienne lagunaire est constituée par une succession de couches d'anhydrite, de dolomie, d'argile et de sel irréguliers. Les variations de faciès sont peu importantes. Les proportions de dolomie, d'argile, d'anhydrite et de sel varient d'un point à un autre. L'anhydrite forme des bancs pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. La dolomie, quant à elle, peut former d'importantes barres d'une épaisseur allant de 10 à 15 mètres. Les combes argileuses sont moins épaisses et ne dépassent généralement pas les 1 à 2 mètres d'épaisseur. Les bancs de sel se situent dans des zones spécifiques, mais ils sont toujours présents à la base du Sénonien lagunaire. L'épaisseur totale de ces bancs de sel peut

atteindre jusqu'à 140 mètres. L'épaisseur de cette formation varie de 0 à 500 mètres ; et cette dernière augmente rapidement vers le nord (Gautier & Gousskov, 1951 et Amard, 1981)). Les évaporites et les argiles du Sénonien lagunaire se distinguent facilement des calcaires et des dolomies turoniennes étant donné que sa limite inférieure est généralement franche. La transition Sénonien lagunaire / Sénonien carbonaté quant à elle reste floue. D'après Gautier & Gousskov (1951), la limite supérieure du Sénonien lagunaire peut être définie soit par le sommet du dernier banc d'anhydrite lorsque le changement est net, soit par le niveau où la proportion de carbonates devient supérieure à celle des évaporites lorsque le changement de faciès est graduel.

- Le Sénonien carbonaté est essentiellement constitué de dolomies et de calcaires dolomitiques, avec des intercalations de marnes et d'argiles, plus rarement d'anhydrite. Les variations de faciès sont peu importantes. Les épaisseurs augmentent vers le nord. Le sommet de la formation est souvent marqué par un petit banc de calcaire à silex. Il est souvent difficile de déterminer avec précision la limite supérieure du Sénonien carbonaté, car il existe une continuité lithologique entre cette formation et la formation carbonatée de l'Éocène qui la recouvre. Ces deux formations sont constituées de calcaires de même nature, ce qui rend leur distinction difficile sur des critères lithologiques. Cependant, elles peuvent être différenciées sur la base de critères paléontologiques. Selon Gautier & Gousskov (1951) et Amard (1981), dans certaines coupes de forages pétroliers, la présence de nummulites dans les calcaires permet de les attribuer à l'Éocène, alors que leur absence indique un âge sénonien.

### **3.3.1.2. L'Éocène**

Dans l'Éocène, on distingue deux formations lithologiques. On a ainsi un Éocène carbonaté à la base et un Éocène évaporitique au sommet (Gautier & Gousskov, 1951).

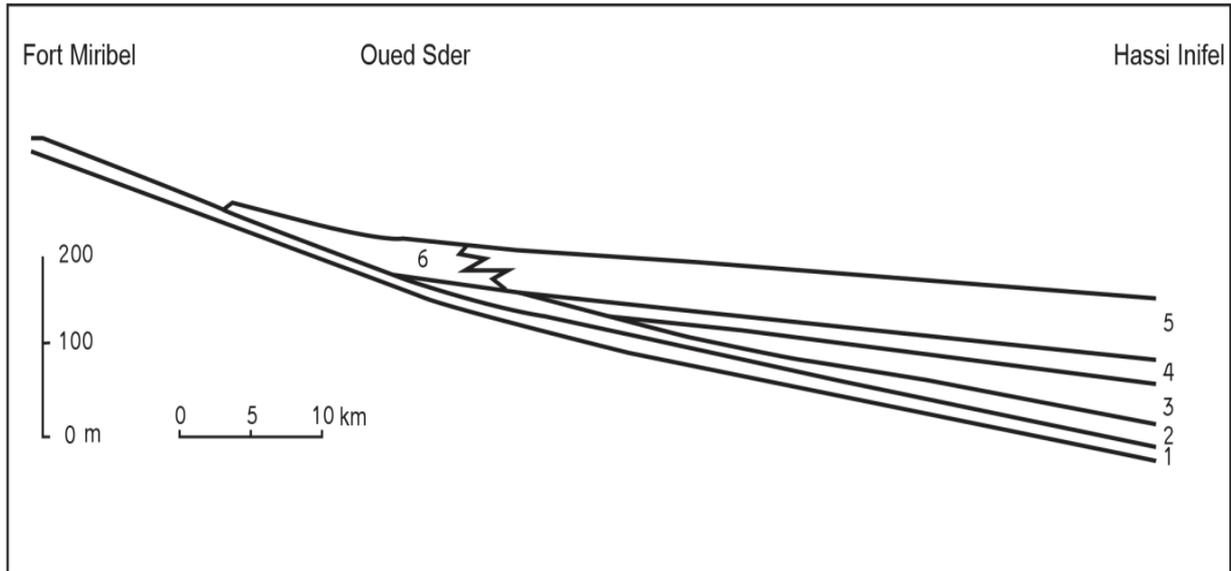
L'Éocène carbonaté possède une sédimentation carbonatée présentant des caractéristiques lithologiques presque identiques aux calcaires et aux dolomies du Sénonien. Seules l'absence ou la présence de fossiles caractéristiques, tels que les nummulites, permettent de faire la différence. Concernant le faciès, les calcaires sont plus présents que les dolomies par rapport au Sénonien et les dépôts évaporites sont beaucoup plus rares, voire totalement absents. Le sommet du Sénonien carbonaté renferme des calcaires à silex dont la présence se poursuit dans l'Éocène. La microfaune identifiée comprend des nummulites, des globigérines, des miliolites et des dasycladacées (Gautier & Gousskov, 1951).

Au-dessus de la formation carbonatée de l'Éocène se trouve une séquence composée de calcaires, d'argiles, de marnes et d'anhydrite qui s'alternent. Une microfaune datant de l'Éocène, composée de nummulites, de milioles et de globigérines, est associée à cette formation. Cette dernière est appelée Éocène évaporitique dans le Bas-Sahara et son épaisseur est relativement mince. La formation en question est délimitée en son sommet par une discordance des sables et des argiles du Mio-Pliocène, comme l'ont indiqué Gautier et Gousskov en 1951.

### 3.3.2. Cadre structural

Sur la plateforme saharienne, nous observons des déformations à grand rayon de courbure dont l'origine est l'influence qu'a eu l'orogénèse atlasique sur le socle saharien. Ainsi, les formations calcaires crétacées du M'zab sont transformées en anticlinaux et forment un môle et celles du Tademaït sont transformées en synclinaux ou en cuvettes. Dans la partie méridionale, l'axe Amguid-El Biod subit un effondrement et fait place à un axe synclinal méridien qui se poursuit jusqu'aux Aurès. D'autres axes secondaires apparaissent, ainsi la région présente deux anticlinaux : La première est une ride anticlinale orientée NO/SE, connue sous le nom de Messad-Touggourt, tandis que la seconde est une ride méridionale parallèle qui traverse au nord de Guerrara et se prolonge vers l'est sous le nom de la ride de Hassi Messaoud jusqu'à la frontière tunisienne. La ride anticlinale de Tozeur Est/Ouest qui se prolonge vers l'Ouest dans l'Oued Righ par la ride de Sidi Khelil et celle de Sidi Rached. Et l'ondulation de Stil qui est un petit plissement de faible amplitude qui se situe au N/O du chott Mérouane. Ainsi, la phase atlasique est à l'origine de la naissance d'ondes concentriques sur la couverture sédimentaire du socle saharien autour de la fosse, générée au pied des Aurès (Bel & Dermagne, 1966).

Dans le Plateau du Tademaït, les affleurements offrent des séries tabulaires ou subhorizontales allant du Crétacé à l'Éocène. Elles se présentent sous forme de cuestas cartographiquement séparées. Dans le paysage de cette région, trois corniches se distinguent. La première constitue la corniche calcaire du Cénomanién supérieur, la seconde la corniche du Santonien - Campanien et la troisième celle du Paléocène supérieur-Éocène inférieur. Ces corniches sont séparées respectivement par des séries argileuses, argilo-gréseuses et marno-calcaires.



**Figure 16 :** Coupe schématique entre Fort Miribel et Hassi Inifel montrant la discordance d'étalement progressif du Paléocène supérieur et de l'Éocène inférieur sur le Maastrichtien inférieur et le Campanien aux abords de la dorsale Idjerane-Hassi Rmel qui passe près du Fort Miribel (Amard *et al.*, 1981 modifié).

1- Campanien. 2- Maastrichtien inférieur. 3- Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur. 4- Paléocène supérieur. 5- Éocène inférieur marin. 6- Éocène inférieur saumâtre ou lacustre.

À l'Ouest du méridien  $3^{\circ} 30' E$ , le Paléocène supérieur-Éocène inférieur repose en discordance progressive sur des terrains plus anciens en allant vers l'Ouest. Cette discordance est probablement favorisée par le mouvement de la dorsale Idjerane-Tademait-Mzab-Hassi Rmel qui n'a cessé de rejouer depuis le précambrien (Amard *et al.*, 1981) (Fig. 16).

#### 4. Méthodes et moyen analytiques de l'étude

Concernant ce travail nous avons suivi une démarche assez classique qui comprend des levées de coupes sur le terrain, des subdivisions lithostratigraphiques, une analyse biostratigraphique et pétrographique.

##### 4.1. Sur le terrain

Avant la réalisation des missions de terrain, un inventaire des coupes où les affleurements du passage K/Pg nous paraissent complets a été réalisé. Nous avons pu dégager trois zones de prospection dont deux appartiennent au domaine atlasique et la troisième au domaine de la

plateforme saharienne. Ce travail a nécessité une période de préparation en consultant préalablement des cartes géologiques (pour cibler les coupes géologiques étudiées dans le présent travail) et des images satellites de Google Earth. Des missions de terrain ont été organisées et ont permis de réaliser des observations lithologiques et sédimentologiques nécessaires. Des levés de coupes ont été effectués, dont quelques-unes inédites, banc par banc, avec des prélèvements systématiques de sédiments dans les faciès meubles (marnes et argiles) pour une étude du contenu micropaléontologique et minéralogique. Nous avons ainsi établi une description détaillée des différents faciès avec une estimation de leur épaisseur et une identification des différentes structures et figures sédimentaires rencontrées. Toutes les particularités lithologiques, sédimentologiques et paléontologiques ont été notées et photographiées.

#### **4.2. Au laboratoire**

Les échantillons prélevés dans les niveaux meubles (environ 0.5 kg pour les niveaux marins et 2 kg pour les niveaux lacustres) sont lavés dans trois tamis dont la taille des mailles est respectivement de 5 mm, 125  $\mu$ m et 63  $\mu$ m. Une fois la fraction fine (argile) éliminée, le résidu de chaque tamis est recueilli dans une coupelle et mis à sécher dans une étuve. Notons que pour éviter la contamination, les tamis utilisés sont à chaque fois lavés et trempés dans une solution de bleu de méthylène à 5 %. Par la suite, nous avons procédé aux tris et à l'identification de la microfaune, des fragments d'œufs de dinosaures et des minéraux. Ainsi, à partir des fossiles et des minéraux identifiés nous tenterons de situer le passage Crétacé/tertiaire.

Une étude plus détaillée a été effectuée au niveau du passage K/Pg en priorisant les niveaux bréchiques. Ces dernières sont formées par une matrice friable ou compétente comprenant essentiellement des fragments de roches et de minéraux choqués ou non choqués. Les échantillons extraits des derniers niveaux ont été imprégnés dans l'acide chlorhydrique (HCl) pour déterminer s'ils contenaient des grains de quartz métamorphisés par le choc. Effectivement, les microstructures associées aux grains de quartz sont souvent considérées comme les plus importantes pour déterminer si une roche a été soumise à un impact météoritique ou non. Le quartz ne possède pas de clivage, mais lorsqu'il est soumis à une pression de choc très élevée, il peut se fracturer de manière complexe (French & Koeberl, 2010).

Le résidu insoluble obtenu après la réalisation de l'attaque à l'acide représentait généralement 10 à 15% de la totalité de l'échantillon dissout. L'étude au microscope optique en lumière polarisée du résidu insoluble a révélé qu'il se composait de grains de quartz choqué à hauteur de 5%, de grains opaques représentant entre 10% et 20% de l'échantillon, ainsi que de quartz non choqué, qui constituait entre 75% et 85% du résidu. La moyenne de la taille des grains a été déterminée comme étant de 0,1mm, et le plus gros grain rencontré était de plus de 3 mm.

**CHAPITRE 3 :**  
**LITHOSTRATOGRAFIE DES TERRAINS AU PASSAGE**  
**K/PG**

## Introduction

Ce chapitre de lithostratigraphie est consacré à la description détaillée des terrains géologiques au passage K/Pg. Ainsi grâce à la prospection et la consultation de cartes géologiques trois régions représentant ce passage sont visées. Chacune de ces trois régions est caractérisée par rapport aux deux autres par des environnements sédimentaires différents (marin ou continental) influencés donc par leur appartenance à des domaines géologiques différents (domaine atlasique et plateforme saharienne). Dans le domaine atlasique nous avons opté pour deux régions distinctes : El Kohol (versant sud du Djebel Amour) et El Kantara (Aurès occidental). L'autre domaine géologique important concerne la plateforme saharienne (Tademaït oriental).

## 1. Les formations crétacées et tertiaires marquant le passage K/Pg à El Kohol (Djebel Amour)

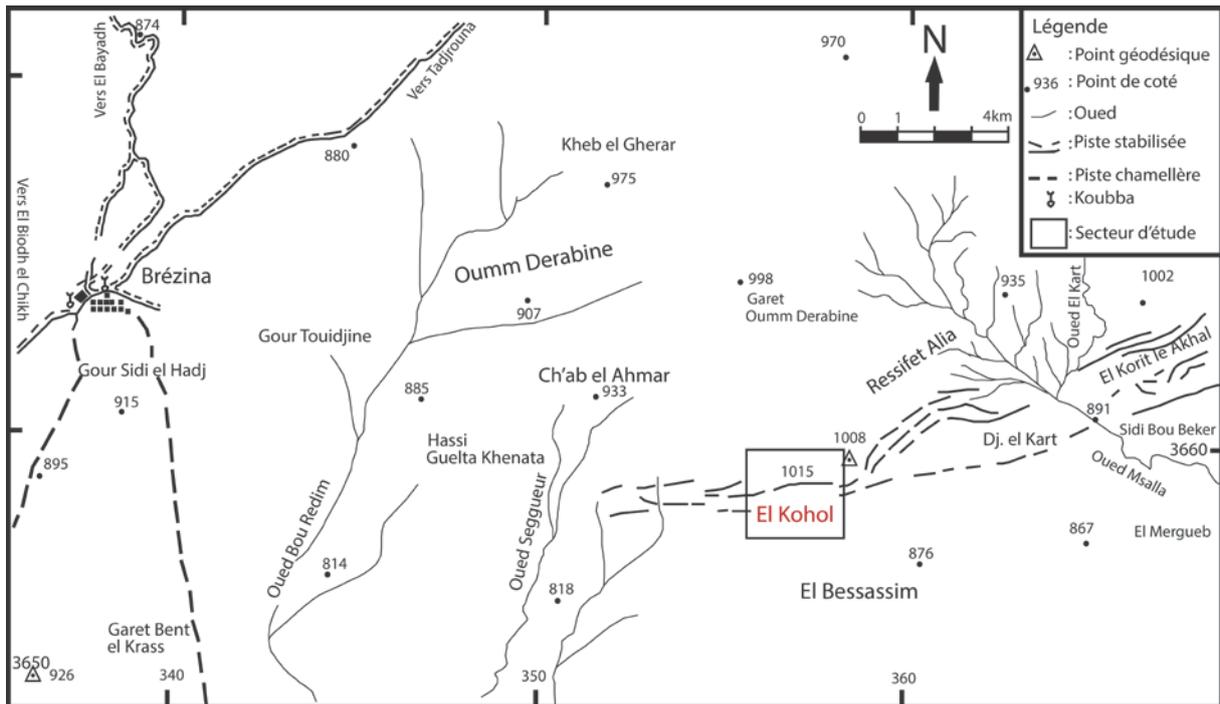
### 1.1. Cadre géographique

Situé à 120 km au sud de la ville d'El Bayadh et à 25 km au Sud-Est de Brézina, le secteur d'El Kohol forme un chaînon d'orientation Sud-Ouest/Nord-Est qui se prolonge vers le Nord-Est par une suite de chaînons ayant globalement la même orientation (El Kart, El korit el Akhal, Djebel Oum Mradjeme et Djebel Ouassa). Dans l'ensemble, le secteur d'El Kohol est limité au nord par Oumm Derabine, au sud par El Bessassim, à l'Est par Djebel El Kart et à l'Ouest par Bou Redim (fig. 17).

El-Kohol est un anticlinal étroit à cœur crétacé supérieur (calcaires cénomano-turonien) qui se situe dans une zone de transition entre l'Atlas saharien et le domaine de la plateforme saharienne. Il s'agit d'un relief isolé séparé du reste de l'Atlas par le plateau d'El Guerar au Nord et par une immense cuvette où sont disposés les Gour de Brézina au Nord-Ouest.

D'après Mahboubi (1983), quatre ensembles morphologiques se distinguent dans la région :

- Une plaine formée de terrains continentaux albiens à l'intérieur de la chaîne.
- Des falaises formées de terrains cénomano-turonien contournant l'ensemble précédent.
- Des plateaux ondulés ou plats disséqués par l'érosion viennent buter contre les versants nord et sud du chaînon.



**Figure 17:** Carte de localisation du secteur d'étude dans la localité d'El Kohol.

- Un ensemble soulevé et très accidenté, formé de terrains tertiaires, occupe la partie occidentale de la région.

## 1.2. Les formations crétacées d'El Kohol

Nous signalons l'analogie des faciès du Crétacé entre l'Atlas saharien central (Djebel Amour) et l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour). Malgré les variations latérales de faciès; nous gardons la nomenclature proposée par Bassoullet (1973).

Les coupes relevées par Bassoullet (1973) montrent la succession de quatre formations :

- |  |   |                   |
|--|---|-------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>• La formation de Tiout</li> <li>• La formation d'El Rhelida</li> </ul>       | } | Albien supérieur  |
| <ul style="list-style-type: none"> <li>• La formation du Mdaouar</li> <li>• La formation de la Khoundjaïa</li> </ul> | } | Cénomano-Turonien |

Dans ce travail nous nous intéresserons aux formations du Crétacé supérieur qui sont représentées par les formations du Mdaouar et de la Khoundjaïa datées du Cénomano-Turonien (fig. 18).

## **1.2.1. La formation du Mdaouar**

### **1.2.1.1. Description de la formation**

La formation de M'daouar a été définie par Bassoullet (1973) au niveau Djebel M'daouar (SSO de Boussemgoun). À El Kohol, la base et le sommet de la formation sont délimités par deux bancs de gypse blanc fibreux. Ces deux limites bien qu'elles soient lithologiques, correspondent à la formation décrite par Bassoullet (1973) dans le Mont des Ksour.

Il s'agit d'une succession de calcaires-marneux jaunes de 170 m, qui deviennent de plus en plus gréseuse vers le sommet. Les bancs de calcaires-marneux micritiques ou micro-sparitiques se présentent souvent sous forme de plaquettes centimétriques (2 à 3 cm) qui deviennent de plus en plus carbonatées vers le sommet. On note aussi la présence de deux passages argileux verts, l'un situé au premier tiers et le second au dernier tiers de la formation. Cette formation n'a malheureusement pas fourni de fossiles.

### **1.2.1.2. Âge de la formation**

Dans le Djebel Amour, et à la suite de la découverte, au Nord de Brézina d'une association de faune composée de bivalves, d'oursins, de gastéropodes et d'ammonites (*Acampsoras-Sarthense* et *Neolobites Vibrayeanus*), Flamand (1911) rapporta cette formation et celle d'El Rhelida au Vraconnien et au Cénomaniens inférieur.

Par contre, Cornet (1952), et sur la base d'une nouvelle association faunique (*Néolobites peroni* et *Heterodiadema Libycum*) découverte au sud d'El Abiod Sidi Chikh (Djebel Tismert) proposa pour la formation de M'daouar un âge cénomanien supérieur.

Bassoullet (1973) se contenta de l'attribution stratigraphique réalisée par Flamand (1911) et quant à Mahboubi (1983) en raison du manque de données paléontologiques, il considère que cette formation est cénomanienne.

## **1.2.2. La formation de la Khoundjaïa**

### **1.2.2.1. Description de la formation**

La formation de la Khoundjaïa se compose de dépôts carbonatés formés de calcaires et de calcaires dolomitiques admettant des inter-bancs marneux. Dans la région de Brézina (Djebel Amour), cette formation forme une muraille de calcaires qu'on utilise comme un repère morphologique majeur, car elle constitue les grands synclinaux perchés de la partie occidentale et centrale de l'Atlas saharien. À El Kohol, elle peut atteindre une épaisseur de 250 m.

La formation est délimitée à la base par un banc de gypse qui correspond au sommet de la formation du Mdaouar. Le sommet de la formation quant à elle est marquée par une barre calcaire dolomitique à Birds-eyes et à rognons de silex influençant la morphologie du paysage, il s'agit du sommet des formations crétacées d'El Kohol. Mahboubi (1983) a subdivisé la formation en deux membres :

- Un premier membre inférieur marno-calcaire de 110 m d'épaisseur débutant par des calcaires décimétriques gréseux se termine par un banc calcaréo-marneux qui se débite en feuillets. Au-dessus, ce met en place un banc calcaire pseudobréchique à Miliolidés qui passe à des calcaires lithographiques massifs à Textularidés et à Ophiures.

- Un second membre supérieur calcaréo-dolomitique de 130 m d'épaisseur débutant par des calcaires noduleux et des calcaires-marneux à Ammonites (*Vascoceras*) qui évoluent par la suite vers des calcaires fins blancs à Textularidés et Culciphère. Vers le sommet du membre se mettent en place des calcaires fins roses ou blancs se débitant en plaquettes ; ces derniers sont surmontés par une corniche de calcaires dolomitique à Birds-eyes, dendrites de manganèse et à rognons de silex marquant la limite supérieure du membre et de la formation (Fig. 18).

#### 1.2.2.2. Âge de la formation

Dans l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour), la formation de Khoundjaïa est relativement bien datée grâce à une première découverte réalisée par Coquand (1862) de *Néolobites maresi* donnant ainsi au membre inférieur un âge Cénomaniens supérieur.

D'après Mahboubi (1983), à El Kohol des ammonites du genre *Vascoceras sp.* ont été mis en évidence vers le sommet du membre inférieur dans des calcaires marneux situés entre deux barres de calcaires massifs. Selon Collignon (1971), cette faune constitue un terme de passage du Cénomaniens au Turonien.

AGE	FORMATION	MEMBRE	Colonne Lithostratigraphique	Descriptions Lithostratigraphiques	Faune	
Paléocène inf Maastrichtien sup	Formation El Kohol	Membre calcaréo détritico basal		Alternance Argilo-calcaire rouge en riche en élément détritico	Laffiteina	
				Calcaire lenticulaire	Echinides Gasteropodes Lamellibranches	
TURONIEN INF	Formation de la Khoundjaia	membre supérieur		Calcaire dolomitique à rognons de silex	Gasteropodes Hétérohélécidés Ophiures	
				Calcaire fin en dalles Calcaire blanc à laminites	Textularidés Ophiures Buliminidés	
CENOMANIEN	Formation de la Khoundjaia	membre inférieur		Calcaire massif sublithographique à dentrite de manganèse	Ammonidés	
				Calcaire marneux jaunâtre Calcaire pseudobréchique	Textularidés Ophiures Lamellibranches	
				Calcaire massif sublithographique crayeux	Calpionnelles Echinodermes Miliolidés	
				Calcaire blanc noduleux Calcaire blanc pseudobréchique Calcaire compact		
				Calcaire marneux en feuillets		
		Formation du Mdaouar			Calcaire marneux gréseux Calcaire marneux karstifié Argile verte Gypse fibreux blanc Argile verte	
				Calcaire marneux jaune en feuillets		
				Argile verte	Miliolidés	
				Calcaire marneux recristallisé		
				Calcaire marneux en petits bancs Calcaire marneux recristallisé		
			Calcaire marneux dolomitisé Gypse fibreux blanc			

Figure 18: Log lithostratigraphique des formations du Crétacé supérieur d'El Kohol (Mahboubi 1983 complétée).

Au niveau du membre supérieur (corniche calcaro-dolomitique) Mahboubi (1983) a mis en évidence *Petalobrissus* aff. *Ghazirensis*. Il s'agit d'un Oursin indiquant un âge turonien inférieur qui a permis à Mahboubi (1983) d'attribuer aux deux derniers membres un âge turonien inférieur.

### 1.3. Les formations continentales post-turoniennes d'El Kohol

Dans la région d'El Kohol, les formations appartenant au Paléogène et au Néogène sont essentiellement constituées de dépôts continentaux ne dépassant pas les 1000 m. Sur la bordure méridionale du Djebel Amour, trois formations continentales tertiaires ont été mises à jour. Mahboubi (1983) a défini la succession des formations suivantes qui sont de bas en haut (fig. 19):

- La formation d'El Kohol attribuée à l'Eocène qui repose en concordance apparente sur les calcaires dolomitiques turoniens et le contact est matérialisé par une surface de ravinement.

- Une puissante formation rouge, discordante sur la précédente qui constitue le corps principal des fameuses Gour de Brézina. Cette formation a été considérée comme azoïque depuis le début du siècle et attribuée à l'Oligo-Miocène par Flamand (1911). Mais la découverte de moules internes du genre *Helix* à la base et au sommet de cette formation (Mahboubi 1983) nous laisse supposer un âge Miocène dans ces terrains, car le genre *Helix* est en fait actuellement inconnu en Afrique du Nord avant le Miocène supérieur.

- Une troisième formation peu épaisse, reposant en discordance sur tous les terrains précédant et constituant la partie sommitale de la hammada d'El Guerrar d'âge plio-pléistocène (Flamand, 1911). Cette formation des hammadas affleure uniquement au sud de la chaîne atlasique (Fig. 19).

Dans le présent travail, nous nous intéressons à la formation d'El Kohol qui affleure largement dans la partie occidentale du chaînon.

#### 1.3.1. Description de la Formation d'El Kohol

La formation d'El Kohol constitue une unité lithologique d'épaisseur variable (100 à 400 m). Il s'agit de terrains montrant le plus souvent une alternance de faciès détritiques.

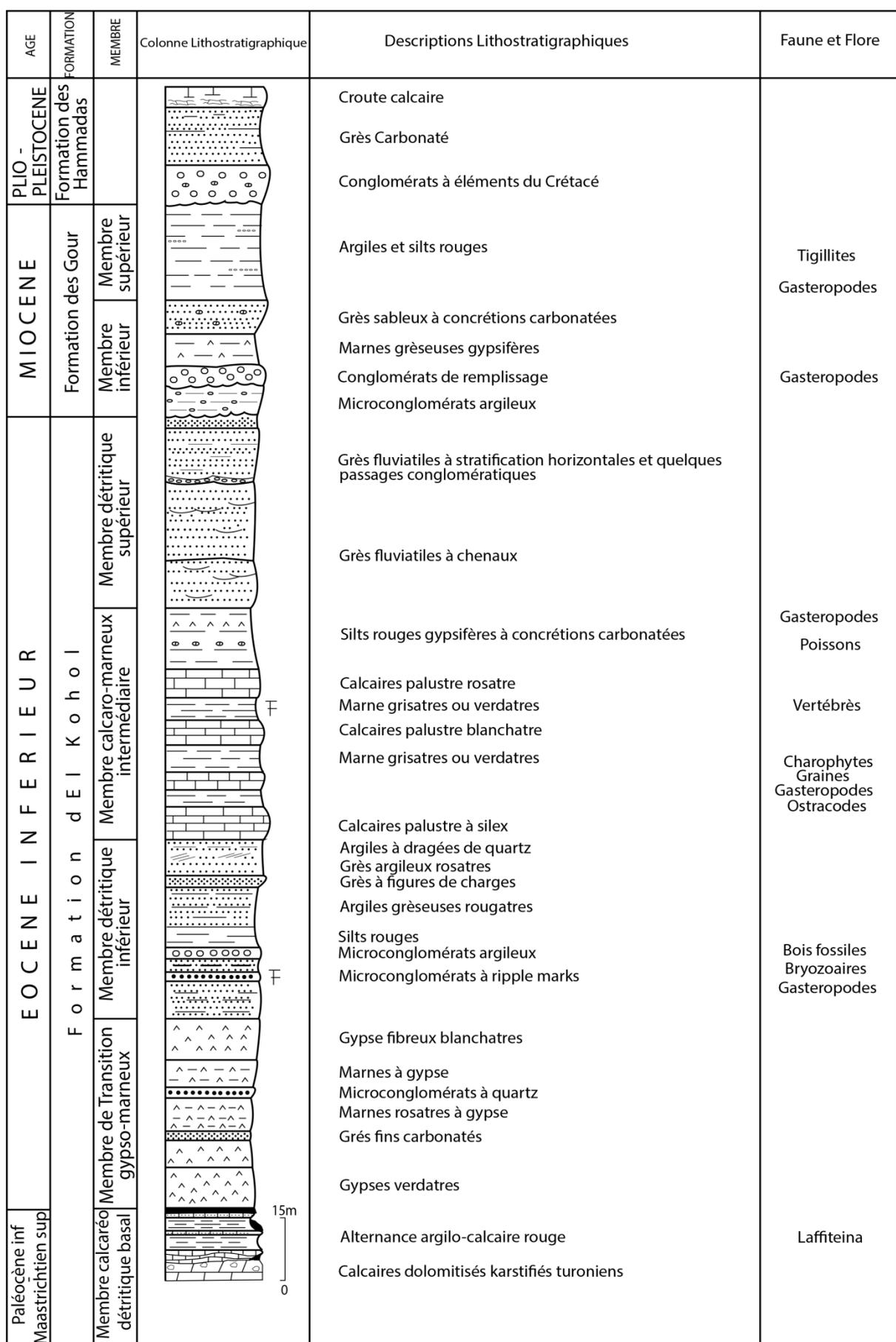


Figure 19: Log lithostratigraphique des formations post\_turonniennes d'El Kohol (Mahboubi, 1983 complétée).

Mahboubi (1983) et Mahboubi *et al.* (1984-1986) ont ainsi mis en évidence quatre membres qui sont de bas en haut :

#### **1.3.1.1. Le membre calcaréo-détritique basal (5-10 m)**

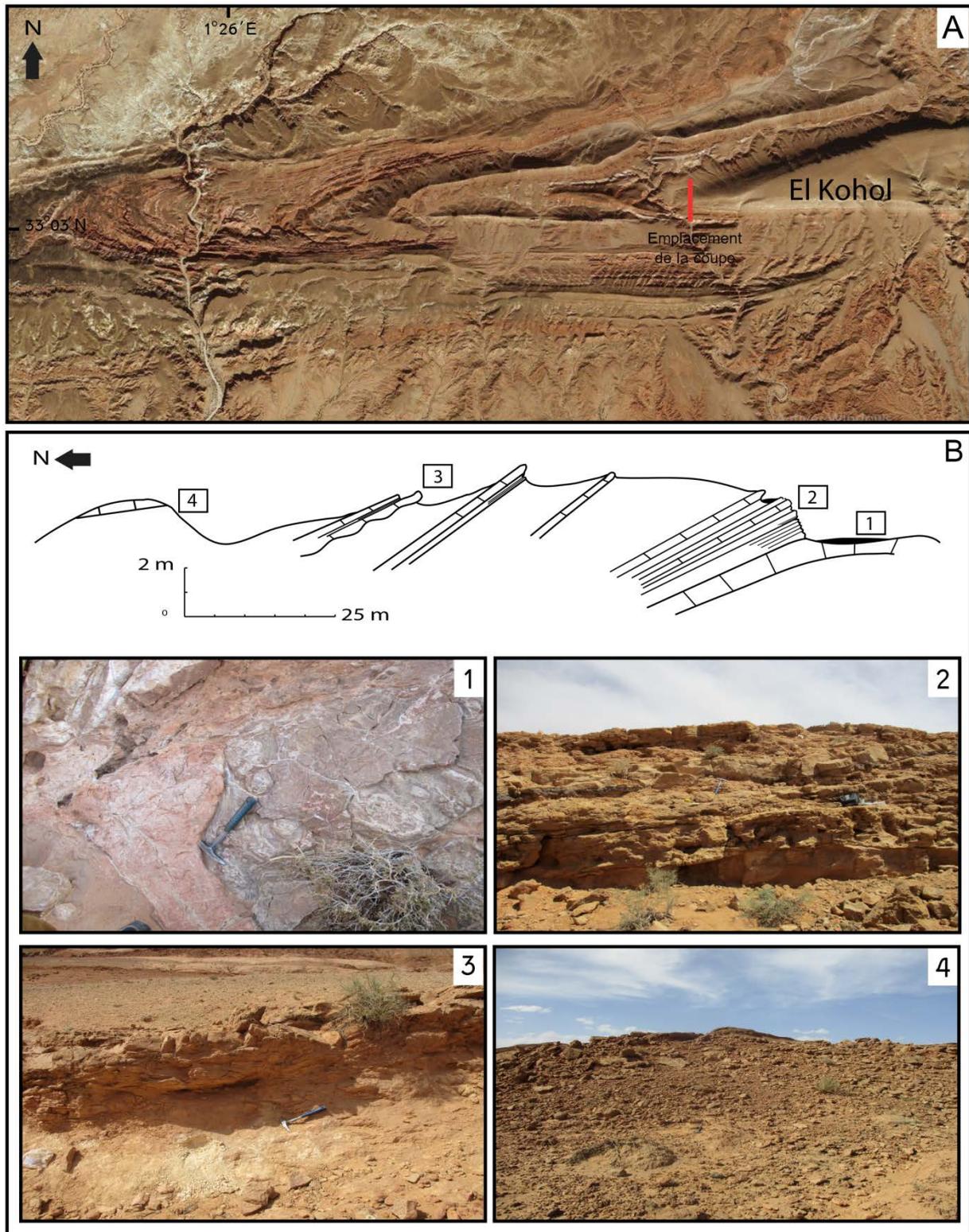
Ce membre (Fig. 20) est défini pour la première fois. Nous voulons signaler la présence une dizaine de mètres de sédiments argilo-calcaires qui se mettent en parfaite concordance sur la limite supérieure de la formation de la Khoundjaïa au sommet Ouest de la terminaison occidentale d'El Kohol. Il s'agit de niveaux sédimentaires qui débutent par la mise en place d'une succession de calcaires décimétriques d'aspect lenticulaire qui font place par la suite à un intervalle essentiellement argilo-marneux renfermant des lentilles calcaires décimétriques qui s'enrichissent en éléments détritiques vers le sommet.

Cette alternance marno-calcaire rouge s'est mise en place sur les calcaires dolomitiques à Birds-eyes du Turonien qui présentent localement des karstifications liées probablement à une émergence et à l'action d'eau météorique acide. La base de cette dernière est formée de calcaire turonien massif bien stratifié faisant suite à des intercalations ravinantes de niveaux dolomitiques de moins en moins épaisses et l'évolution verticale est également caractérisée par la stratocroissance des couches de marnes. La limite supérieure de la formation de la Khoundjaïa correspondrait alors à la base de cette alternance marno-calcaire rouge.

Ces faciès marneux rouges et carbonatés, avec ou sans gypse, appartiennent à des paléomilieux marins très peu profonds qui se sont développés en partie proximale d'une rampe carbonatée, probablement soumise à des exondations parfois prolongées. À cette époque la partie occidentale et centrale de l'Atlas saharien s'arrête de fonctionner en tant que bassin suite au rôle de barrière qu'a joué la dorsale du Mzab en limitant l'avancé de la Téthys vers l'Ouest. La base du membre est recouverte par endroit par un placage rose à éléments turoniens de tailles et de formes hétérogènes issues de l'érosion des formations turoniennes émergées (Fig. 18 et 19).

#### **1.3.1.2. Le membre de transition gypso-marneux (5-60 m)**

Ce membre débute par des gypses au-dessus de calcaires dolomitiques turoniens ravinés. Les gypses sont très épais dans l'axe du chaînon et diminuent rapidement d'épaisseur vers



**Figure 20** : Succession lithologique du membre calcaréo-détritique basal.

A. Image satellite du pli d'El Kohol. B. Coupe N/S des faciès carbonatés et marneux rouges recouvrant la formation de la Khoundjaïa. 1. Placage rose à éléments turoniens de tailles et de formes hétérogènes. 2. Calcaires dolomitiques à Birds-eyes du Turonien 3. Lentilles calcaires décimétriques enrichies en éléments détritiques. 4. Limite supérieure du membre calcaréo-détritique basal.

l'Est. Ces gypses (verdâtre à la base et blanchâtres au sommet) sont très plissés, et renferment en leur cœur des blocs d'argile rosâtre ou verdâtre de taille variable. Vers le sommet nous observons des argiles rosâtres avec des fentes de dessiccations (mud-crack) remplies de gypses fibreux qui seraient probablement d'ordre diagénétique (Mahboubi, 1983). Cet ensemble est surmonté par des mares rosâtres gypsifères où s'intercalent deux petits bancs détritiques. Cette argile verte a livré à cet auteur une dent de poisson indéterminable (Fig. 19).

#### **1.3.1.3. Le membre détritique inférieur (50 m)**

Essentiellement détritique, ce membre affleure en grande partie dans une combe située entre les reliefs crétacés et la Hammada d'El Guerar. La base débute par des silts sableux rouges qui laissent place à un banc de grès micro-conglomératique à intraclastes. Mahboubi (1983) a mis en évidence des *Melanoides bresinaensis*, des *Ampullaria assermoensis*, des *Pseudoceratodes* et de nombreux restes de bois fossiles dont certains couverts de bryozoaires du Genre *Membranipora*. Au-dessus se met en place une alternance irrégulière de silts rouges à *Septaria* et des grès rouges ou roses mal classés à stratifications obliques et horizontales. Ces niveaux détritiques renferment des galets de quartz arrondis résultant du démantèlement des grès continentaux albiens. Vers le sommet du membre vient après une barre de grès de couleur rouge brique à stratifications obliques et à figures de charges qui est surmontée par de grès argileux rosâtres et d'argiles sableuses à dragées de quartz (Fig. 19).

#### **1.3.1.4. Le membre calcaro-marneux intermédiaire (65m)**

Il est constitué d'une alternance régulière de calcaires palustres ou lacustres et de marnes. La base du membre est marquée par une barre calcaire fortement redressée montrant un débitage en colonne et des crêtes aiguës. Au-dessus de ce calcaire à silex et intraclastes vient une série de calcaires de faciès identiques et des marnes grises à verdâtres. L'étude microscopique de ces calcaires montre des concrétions dont le noyau est occupé soit par des grains de quartz ou des débris d'organisme (Ostracode ou Gastéropode). Ces derniers sont entourés par un ciment micritique. Ces calcaires lacustres ou palustres montrent aussi une nette altération pédogénétique due à une émergence. Les niveaux marneux renferment des *Melanoides bresinaensis* et des *Ampullaria assermoensis*. La succession de calcaires et de marnes se termine par un banc de calcaire rose à graines de *Celtis* sp. indet. Dans un niveau de marne se trouvant à la base de ce calcaire quatre endroits (K.A, K.B, K.C et K.D) ont livré

de nombreux restes de vertébrés, des *Melanoides*, des *Ampullaria*, des Ostracodes et des oogones de characées (Mahboubi, 1983). Au sommet, le membre se termine par une épaisse série de silts rouges légèrement gypsifères renfermant à la base des passages de marnes grisâtres à concrétions carbonatées. La partie sommitale de ce membre disparaît latéralement et rapidement d'Ouest en Est (Fig. 19).

#### **1.3.1.5. Le membre détritique supérieur (0-400 m)**

Le membre suivant débute par une surface de ravinement. Son épaisseur qui ne dépasse pas 400 m sur la terminaison péri-anticlinale occidentale où les couches sont fortement redressées varie latéralement jusqu'à disparaître en se dirigeant vers l'Est. Le membre est constitué principalement de grès fluviatiles rouges ou roses à stratifications obliques et horizontales, alternant quelques fois avec des niveaux décimétriques à métriques de silts sableux rosâtres à concrétions carbonatées. Verticalement, cette série gréseuse est interrompue par des passés conglomératiques d'éléments arrondis de petite taille et d'affinité turoniennes (Fig. 19).

### **1.3.2. Âge de la formation**

#### **1.3.2.1. Données anciennes**

Une première attribution stratigraphique réalisée par Jodot (1953) à l'aide d'une succession de faunes (gastéropodes continentaux) composée d'*Ampullaria assermoensis* et de *Romanella boriosi* et nous propose un âge Sparnacien au membre détritique inférieur et un âge Lutétien au membre détritique supérieur. En sachant que sur le versant sud du Haut Atlas marocain l'espèce *Ampullaria assermoensis* se trouve associée à *Pseudoceratodes laffittei*, Laffitte (1939) a signalé pour la présence de cette dernière dans un calcaire lacustre à El Kantara (Aurès, Algérie).

Plus tard, Gauthier (1960) apporta plus de précisions on se basant sur des arguments stratigraphiques valables et attribua les calcaires renfermant *Ampullaria assermoensis* et *Pseudoceratodes laffittei* au Danien. Flandrin (1948) attribua aussi le même âge aux calcaires renfermant des *Pseudoceratodes flandrini* dans les Monts des Ouled Djellal.

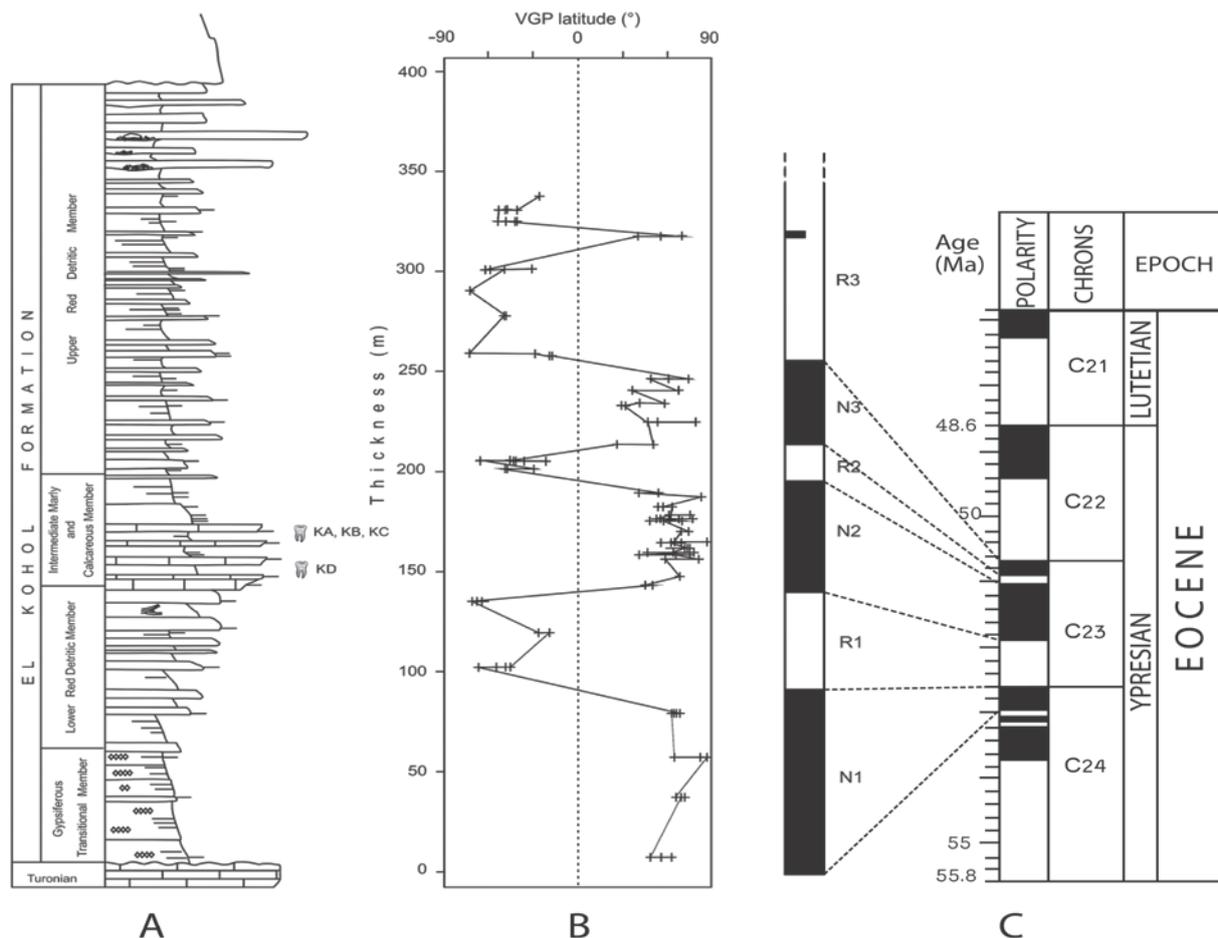
Par la suite Cappetta *et al.* (1978) ont mis en évidence faune de vertébrés associés au calcaire à *Pseudoceratodes* sur le versant sud du Haut Atlas marocain et proposent un âge

danien supérieur-thanézien inférieur. Une étude plus approfondie (1987) de cette faune a permis aux auteurs d'attribuer plutôt un âge paléocène supérieur (Thanézien) à ces calcaires.

Plus tard, Mahboubi (1995) rangea le calcaire lacustre d'El Kantara dans le "Londinien" inférieur (l'équivalent de l'Yprésien) à la suite de la découverte d'une microfaune de foraminifères dans un banc de calcaire se trouvant à une dizaine de mètres au-dessus de celui-ci.

### 1.3.2.2. Données nouvelles

À la suite de l'étude détaillée de la flore de charophytes de la formation d'El Kohol par Mebrouk (1993) et Mebrouk *et al.* (1997), un âge Ilerdien ou Cuisien (Yprésien) a été retenu pour dater ces terrains. Au total deux espèces de charophytes sont représentées dans ce gisement, il s'agit de *Nitellopsis (Tectochara) dutemplei* et *Peckichara aff. disermas*.



**Figure 21:** Données magnétostratigraphiques pour la section El Kohol. (A) Colonne stratigraphique de Coupe El Kohol et position des principaux niveaux fossilifères des mammifères (KA, KB, KC, KD). (B) Latitudes des pôles géomagnétiques virtuels (VGP) sur les niveaux stratigraphiques. (C) Colonne de polarité (les barres noires / blanches représentent les zones de polarité normale / inverse) et corrélations de la coupe d'El Kohol avec l'échelle de temps de polarité géomagnétique de Gradstein *et al.*, (2004). D'après Coster *et al.*, (2012) modifié.

La chronologie des sites continentaux de l'Éocène en Afrique est cependant encore particulièrement difficile à évaluer en raison de la singularité des assemblages fauniques et de la présence limitée de sites comparables. Coster (2012) a entrepris des études magnétostratigraphiques des séquences fossilifères d'El Kohol et de Glib Zegdou. La corrélation entre la colonne de polarité magnétique d'El Kohol et l'échelle de temps de polarité géomagnétique de Gradstein *et al.* (2004) (Fig. 21) suggère que ces dépôts varient du Chron C24n à C22r. Cette corrélation fournit les premières estimations d'âge directes pour les strates fossilifères d'El Kohol, qui varient entre 52 et 51 Ma. Cela veut dire que le membre calcaro-mameux intermédiaire serait vraisemblablement d'âge Yprésien. Ce dernier est confirmé par Mebrouk *et al.* (1997) en se basant sur une flore de charophyte prélevée sur le même site (El Kohol).

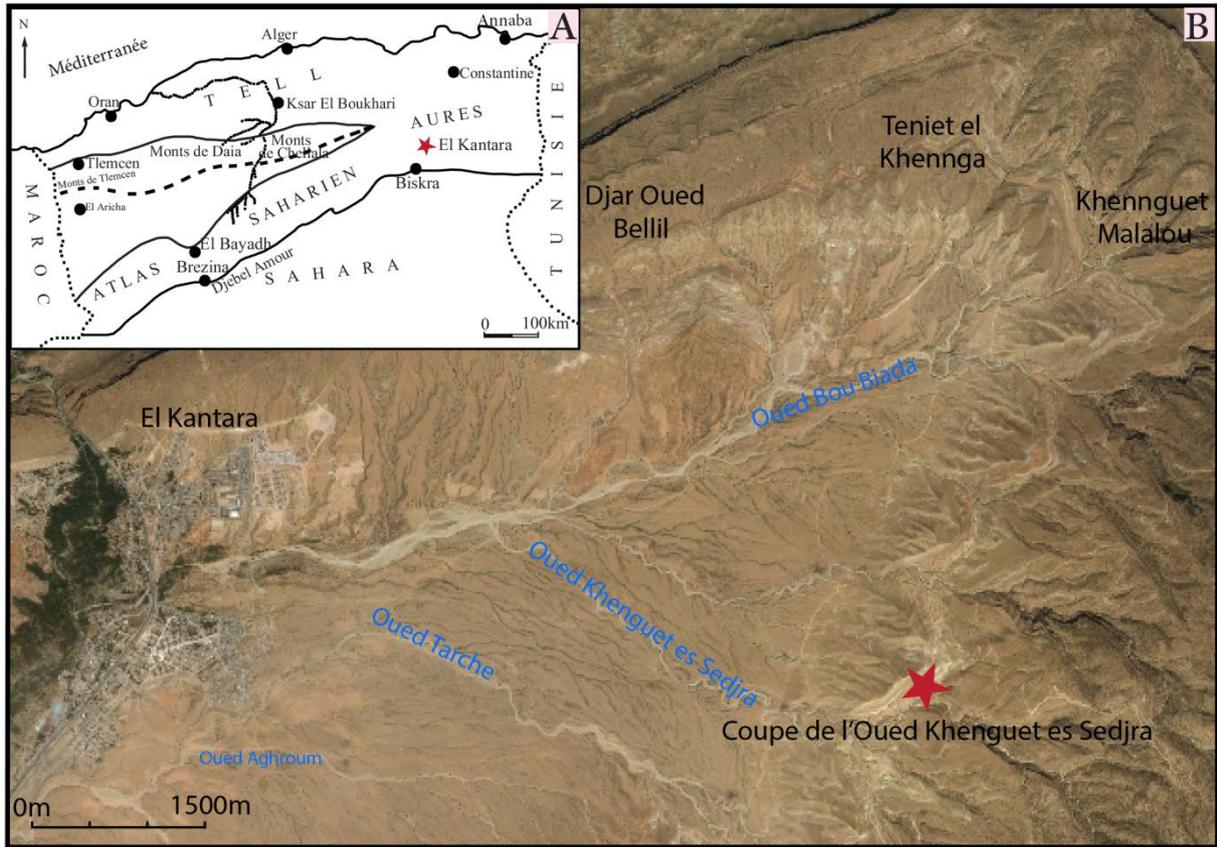
Le nouveau membre calcaréo-détritique basal (Fig. 20) nous a révélé, pour la première fois, au sommet du premier tiers des foraminifères benthiques. L'état de conservation de ces derniers est moindre. Nous avons identifié le genre *Laffitteina* (Marie, 1946) par analogie avec celui de El Kantara (Matsa *et al.*, 2022). Ce genre, indiquant un environnement où prédominent les faciès lagunaires, est connu dans le Crétacé terminal-Paléocène basal (Blanc, 1975). Ces foraminifères nous permettent d'attribuer une fourchette d'âge allant du Crétacé terminal au Paléocène basal à ce nouveau membre calcaréo-détritique basal.

## **2. Les formations crétacées et tertiaires marquant le passage K/Pg à El Kantara (Aurès sud-occidental)**

### **2.1. Introduction**

Dans la région d'El-Kantara, le passage du Crétacé au Tertiaire se situe dans des faciès de transition essentiellement marneux qui se sont avérés être riches en Charophytes. On peut suivre ces affleurements le long des deux flancs situés à l'Est du synclinal d'El-Kantara qui appartient à la terminaison occidentale du massif de l'Aurès.

La région d'El-Kantara a été étudiée géologiquement à plusieurs reprises, notamment entre 1939 et 1986. Ces travaux se sont principalement concentrés sur la géologie structurale et ont été menés par des chercheurs tels que Laffitte (1939), Bellion (1972), Guiraud (1973), Kazi Tani (1986) et Yahiaoui (1990). Il s'agit d'un synclinal court et très régulier, qui se présente sous forme de cuvette qui possède une structure très simple à l'exception de son extrémité



**Figure 22 :** A : Carte simplifiée de l'Algérie septentrionale et localisation de l'aire étudiée dans l'Aurès occidental. B : Image satellite de la région d'El Kantara dans l'Aurès occidental (Matsa *et al.* 2022).

Sud/Ouest tranchée par la géostructure Hodna–Aurès. Il est caractérisé par des couches du flanc Nord qui ont un pendage plus fort que celles du flanc Sud (de 70° à 80° sur le versant Nord ; 30° à 45° sur le versant Sud) et des crêtes calcaires maastrichtiennes qui ont été nivelées par le stade de pénéplation oligocène qui s'est abaissé ici en dessous du Miocène. Le cœur du synclinal est composé de formations datant l'Eocène, le Miocène et le Quaternaires (Laffitte, 1939). Ces études montrent que l'échelle stratigraphique de ces terrains s'étale du Secondaire au Quaternaire (Fig. 22).

Belkhodja *et al.*, (2004) ont relevé la succession suivante dans les célèbres gorges d'El Kantara en allant du Nord au Sud, ils ont mis en évidence :

- Des marnes vertes gypseuses des Tamarins;
- Des alternances marnocalcaires à Bryozoaires et Orbitoïdés, nommée Formation inférieure de Djar ed Dechra;

- Des calcaires algaires à Orbitoïdés surmontés d'alternances marnocalcaires à *Laffitteina*; l'ensemble, épais de 400 m, est désigné ici sous le nom de Formation supérieure de Djar ed Dechra;
- Des marnes rouges d'El Kantara (50 m) à *Laffitteina bibensis*, gyrogonites de Charophytes et *Microcodium* (= *Paronipora*) admettant dans leur partie inférieure plusieurs passées microbréchiques ; l'ensemble étant couronné par un banc conglomératique épais de 5 m;
- Et des calcaires gris (70 m) où alternent des marnes blanches ou vertes à nombreux Mollusques (dont des Nautilus) et Miliolidés; dénommé Formation Marno-Calcaires de l'Oued El Haï.

## 2.2. Succession stratigraphique

### 2.2.1. Découpage lithostratigraphique

Un découpage lithostratigraphique a été proposé par Belkhodja et Bignot (2004) à El Kantara. Nous reprenons une partie de ce découpage. Ces auteurs ont attribué à la Formation supérieure de Djar ed Dechra un âge maastrichtien terminal et un âge thanétien aux marnes rouges d'El Kantara et à la Formation marno-calcaires de l'Oued El Haï. Laffitte (1939) a mis en évidence un ensemble de couches sous la Formation marno-calcaires de l'Oued El Haï. Ces niveaux sont l'équivalent des marnes rouges d'El Kantara qui renferment le niveau à *Cardita beaumonti* d'âge crétacé (Matsa *et al.*, 2022). D'après Laffitte (1939), les couches calcaires posées au-dessus du niveau contenant *Cardita beaumonti* sont, par corrélation avec la région de l'Aurès oriental, datées du Danien. Par conséquent la partie inférieure des marnes rouges d'El Kantara serait d'âge crétacé plutôt que tertiaire (Matsa *et al.*, 2022). Un troisième ensemble de marnes rouges continentales, d'une épaisseur de 300 mètres et occupant le centre du synclinal d'El Kantara, a été attribué à l'Éocène inférieur par Laffitte (1939).

Dans notre étude, nous avons discriminé trois formations distinctes dans la série sédimentaire de l'Oued Khenguet es Sedjra, classées de bas en haut nous avons:

- Les Marnes inférieures de Djebel Kroucha d'âge crétacé supérieur.
- Les Marno-calcaires intermédiaires à gypse de Djebel Haouidja d'âge dano-sélandien.
- Les Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed d'âge thanétien.

Les formations géologiques étudiées datent d'une période s'étendant du Maastrichtien supérieur au Paléocène supérieur marin. Les Marnes rouges d'El Kantara reposent en concordance sur un membre calcaréo-marneux marin maastrichtien appartenant à la Formation supérieure de Djar ed Dechra (Belkhodja & Bignot, 2004) dans lequel s'intercalent des calcaires phosphatés décimétriques évoluant vers le haut vers des calcaires lenticulaires plus épais métriques (Fig. 23). La partie sommitale de ce membre comporte de petits bancs de calcaires décamétriques s'achevant par des gypses fibreux en plaquettes (Unité 1, Fig. 23).

Nous avons réalisé des investigations dans la partie orientale du synclinal sur le flanc sud (Coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra). La série sédimentaire étudiée est formée par des terrains du Maastrichtien et du Paléocène supérieur marin. On distingue deux ensembles lithologiques différents :

- Un premier ensemble, composé de calcaires algaires surmontées d'une alternance marno-calcaire à *Laffitteina*, désigné sous le nom de Formation supérieure de Djar ed Dechra ;
- Un second ensemble comprenant les Marnes Rouges d'El Kantara à *Laffitteina* et gyrogonites de Charophytes. Ces niveaux sont couronnés par un banc calcaire conglomératique marquant la base de la Formation Marno-Calcaires de l'Oued El Haï.

## **2.2.2. Description de la coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra**

### **2.2.2.1. Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha**

La formation étudiée est principalement constituée de marnes (17 m), dont la partie inférieure a révélé la majorité de la microflore de charophytes. Cette formation se compose des unités suivantes (Matsa *et al.*, 2022):

- Unité A (12 m) est principalement constituée de marnes vertes qui virent rapidement au rouge et deviennent fossilifères, se terminant par un banc calcaire décimétrique sur lequel reposent 1 à 2 m de marnes rouges. La présence d'oogones de charophytes est fortement représentative du contenu fossilifère de cette unité, accompagnée de quelques *Laffitteina* et de rares dents de poissons à la base. Vers le sommet, il y a une diminution de la microflore et une première apparition progressive de fragments de *Megaloolithus* associés à quelques ostracodes.

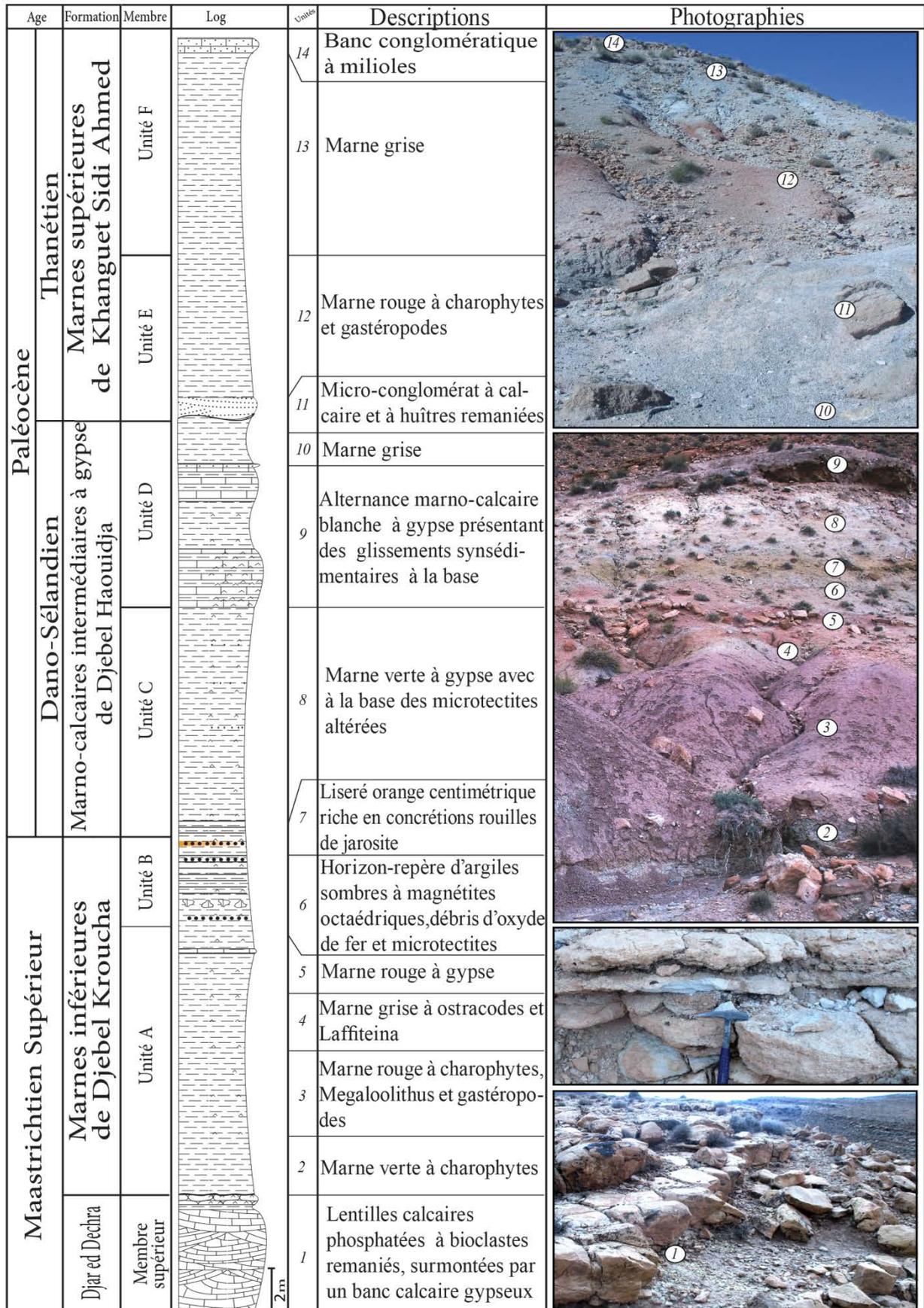


Figure 23 : Log lithostratigraphique de la coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra autour du passage K/Pg (région d'El Kantara) d'après Matsa *et al.* (2022).

- Unité B (5 m) commence par des marnes grises à noires riches en cristaux octaédriques de magnétite (Fig. 23). Ces marnes contiennent une brèche calcaire centimétrique et des microtectites. Les argiles sombres riches en paillettes de gypse, de magnétites octaédriques, de débris d'oxyde de fer et de microtectites suivent les marnes grises. Le sommet de la formation est délimité par un liseré jaune à orange centimétrique contenant de la goethite et des concrétions rouille de jarosite. Ce liseré, constituant un horizon de référence, repose en discontinuité sédimentaire sur les niveaux lacustres sous-jacents et s'étend latéralement en recoupant ces derniers (Fig. 23). Aucun fossile n'a été découvert dans cette unité. Il est important de noter que les affleurements de ces marnes et de ces argiles noires sont souvent recouverts à l'affleurement par les marnes rouges qui se sont déplacées.

#### **2.2.2.2. Formation des Marno-calcaires intermédiaires à gypse de Djebel Haouidja**

Elle commence par l'Unité C (11 m) constituée d'argiles noirâtres à vertes riches en paillettes de gypse et en débris d'oxyde de fer. En progressant vers le sommet, les argiles deviennent de plus en plus carbonatées, claires et durcies, avec quelques intercalations gypseuses. Cette unité présente également latéralement un niveau à microfossiles constitué d'oogones de charophytes du Maastrichtien, mal conservées, ferrugineuses et remaniées (Matsa *et al.*, 2022).

L'Unité D (9 m) est caractérisée par des intercalations carbonatées blanches à gypse, contenant des figures sédimentaires telles que des glissements de terrain, indiquant une pente ancienne au moment du dépôt de ces sédiments. Les couches supérieures de cette unité se caractérisent par une succession de marnes et de calcaires qui contiennent des minéraux tels que la glauconie ainsi que des fragments de phosphates. Cette alternance se termine par un niveau de marnes grisâtres (Fig. 23).

#### **2.2.2.3. Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed**

Cette formation (18 m) débute par un niveau microconglomératique carbonaté (1 m), transgressif, chenalisé et riche en débris d'huîtres (Fig. 23). Ce niveau renferme à la base des microtectites remaniées. Dans son ensemble, l'Unité E est dominée par des marnes rouges qui s'appauvrissent progressivement en éléments détritiques vers le sommet. L'Unité F quant à

elle est principalement constituée de marnes grises. Le sommet de cette formation est caractérisé par un banc conglomératique contenant des milioles, d'une épaisseur de 2 mètres.

### 2.3. Âge des terrains encadrant la coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra

La Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha décrite à Oued Khenguet es Sedjra repose en concordance sur les calcaires massifs de Djar ed Dechra (fig. 23). Des débris de rudistes, de radiolitidés, d'huîtres, d'inocérames et de foraminifères benthiques ont été découverts dans ces terrains. L'étude paléontologique de ces fossiles a permis à Belkhodja & Bignot (2004) d'identifier les formes suivantes : *Cuneolina* sp. ; *Fleuryana adriatica* de (Castro *et al.*, 1994); Orbitoididés dont *Orbitoides tissoti* (Schlumberger, 1902); des *Omphalocyclus* sp. primitives, et des formes fixées rappelant *Orbitoides concavatus* (Rahaghi, 1976 b). Ces calcaires ont livré, également, une flore d'algues représentée par des fragments de lithothamniées. Les niveaux à inocérames sont surmontés par une série de bancs calcaires de dimensions variant de quelques décimètres à plusieurs mètres. Ces bancs sont principalement constitués d'accumulations de grands foraminifères (*Laffitteina*). Sept espèces appartenant au genre *Laffitteina* ont pu être identifiées à El Kantara dont: *L. bibensis* Drooger, 1952, *L. conica* Drooger, 1952, *L. boluensis* Dizer, 1957, *L. mengaudi* Astre, 1923, *L. cf. monodi* Marie, 1946, *L. oeztuerki* Inan, 1995 et *L. Bibensis* Marie, 1946. La présence d'Orbitoididés dans la Formation de Djar ed Dechra a permis à Belkhodja & Bignot (2004) d'attribuer un âge maastrichtien terminal.

Quant aux marno-calcaires de l'oued El Haï qui surmontent la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, Belkhodja & Bignot (2004) ont identifié la présence de : *Vaniaanatolica* (Sirel & Günüz, 1985), *Idalina* sp. (*I. aff. sinjarica* (Yalçun et Inan, 1992), *Periloculina* sp. à rapprocher de la *Pseudolacazina alpani* (Sirel, 1972), *Spirolina* sp., *Glomalveolina primaeva* (Reichel, 1937), *Rotalia* sp., *Lockhartia tipperi* (Davies, 1926), *Operculina* sp. Cette dernière association a permis d'attribuer un âge thanétien aux marno-calcaires de l'oued El Haï. Ces données stratigraphiques indiquent que la base de la coupe levée au niveau du défilé d'El Kantara est d'âge maastrichtien terminal, tandis que le sommet correspond à l'âge thanétien. Cependant, une importante lacune est présente au Danien.

Au cours de cette étude au passage du Maastrichtien au Dano-Sélandien, la coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra montre un changement important dans la sédimentation, car les marnes rouges sont remplacées subitement par des marnes sombres qui renferme des microtectites.

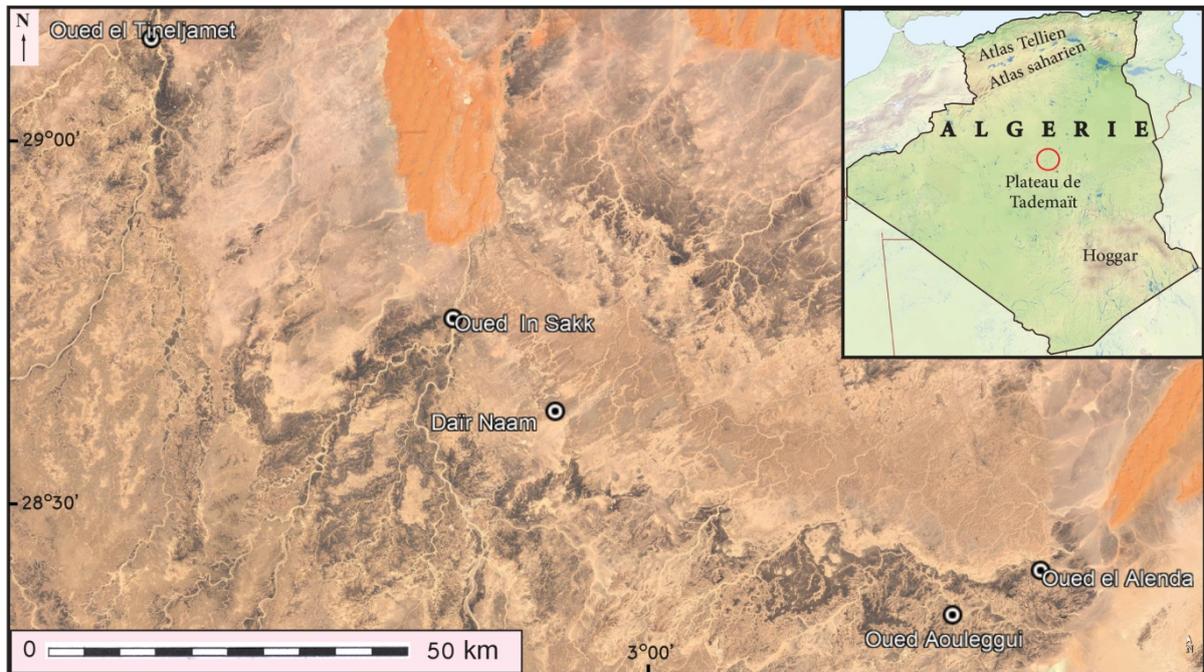
Ces derniers sont les témoins d'un événement majeurs d'origine cosmique ayant affecté la terre durant le passage K/Pg. Les niveaux marneux précédents évoluent vers le haut en argiles sombres contenant un liseré orange centimétrique (Fig. 23) (Matsa *et al.*, 2022). Ce changement est dû à une baisse du taux de carbonate en liaison avec les événements connus lors du passage K/Pg (Adatte, 2003).

### 3. Les formations crétacées et tertiaires marquant le passage K/Pg dans le Plateau du Tademaït oriental

#### 3.1 Introduction

Dans le Plateau du Tademaït oriental, les affleurements offrent des séries tabulaires ou subhorizontales allant du Crétacé à l'Éocène. Elles se présentent sous forme de cuestas cartographiquement séparées formant des corniches séparées respectivement par des séries argileuses, argilo-gréseuses et encore marno-calcaires. Dans la partie Nord-Ouest de la feuille Hassi Inifel et précisément à l'Ouest du méridien 3°30'E, le Paléocène supérieur- Éocène inférieur (représenté par « e » sur la carte géologique de Hassi Inifel au 1/200 000) repose en discordance progressive sur des terrains plus anciens en allant vers l'Ouest. Cette discordance est probablement favorisée par le mouvement de la dorsale Idjerane-Tademaït-Mzab-Hassi Rmel, qui n'a pas cessé de jouer depuis le Précambrien (Amard *et al.*, 1981).

Dans le Tademaït oriental le Maastrichtien est généralement calcaréo-marneux. La base de cet étage contient quelques minces niveaux de gypse et de minces lits marneux à ostracodes marquant une influence lagunaire. Sur le terrain il se présente sous forme de deux cuestas qui correspondraient au Maastrichtien inférieur et maastrichtien supérieur qui ont été cartographiés séparément (Amard *et al.*, 1981). Des variations significatives de faciès ont été identifiées, les différenciant du Tinhert Ouest qui est généralement calcaire, et du Tademaït Est qui présente plutôt une alternance serrée de marnes et de fines couches calcaires. C'est le Tademaït Est qui a fourni une faune assez abondante et variée, dont *Raeta*, *Legumen*, *Pholadomya*, *Tellinella* et *Pseudomiltha*, qui ont permis la datation du Maastrichtien. D'après ces auteurs, le Maastrichtien serait en continuité de sédimentation avec le Paléocène inférieur. Ce dernier est caractérisé par la présence de *Laffitteina cf. monodi*, *Belzungia* sp., *Echinanthus schweinfurthi*. Cette continuité de sédimentation n'est pas observable sur la totalité de la carte géologique de Hassi Inifel (1/200 000). Au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'Ouest



**Figure 24 :** Localisation des coupes du passage Crétacé-Tertiaire (K/Pg) dans le Tademaït oriental et le Tinhert occidental (image satellite de Google Earth).

(secteur de Hassi Chebbaba), le deuxième cuesta (Maastrichtien supérieur - Paléocène inférieur) disparaît cartographiquement sous le Paléocène supérieur qui repose directement sur le Maastrichtien inférieur et sur le Campanien (Amard, 1981).

Dans ce travail, les conditions d'affleurements des séries géologiques au passage K/Pg dans le Plateau du Tademaït oriental, nous ont amené à étudier cette région du Sahara. La continuité lithologique entre le Sénonien et le Paléocène supérieur s'est effectuée en domaine marin peu profond. Pour l'intérêt majeur que comporte cette région, nous avons ciblé cinq coupes géologiques se localisant sur trois cartes géologiques différentes à savoir les feuilles de Hassi Msegguem, Aïn Guettara et Hassi Inifel au 1/200 000 (Fig. 15 et 24).

## 3.2. Maastrichtien supérieur–Paléocène inférieur

### 3.2.1. Coupe de l'Oued el Alenda

Dans la localité de l'Oued el Alenda, nous avons identifié des dépôts de nature événementielle à l'extrémité orientale du Tademaït (Matsa *et al.*, 2019). Il s'agit principalement de dépôts calcaréo-dolomitiques attribués au Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur. La succession sédimentaire peut être représentée comme suit (Fig. 25) :

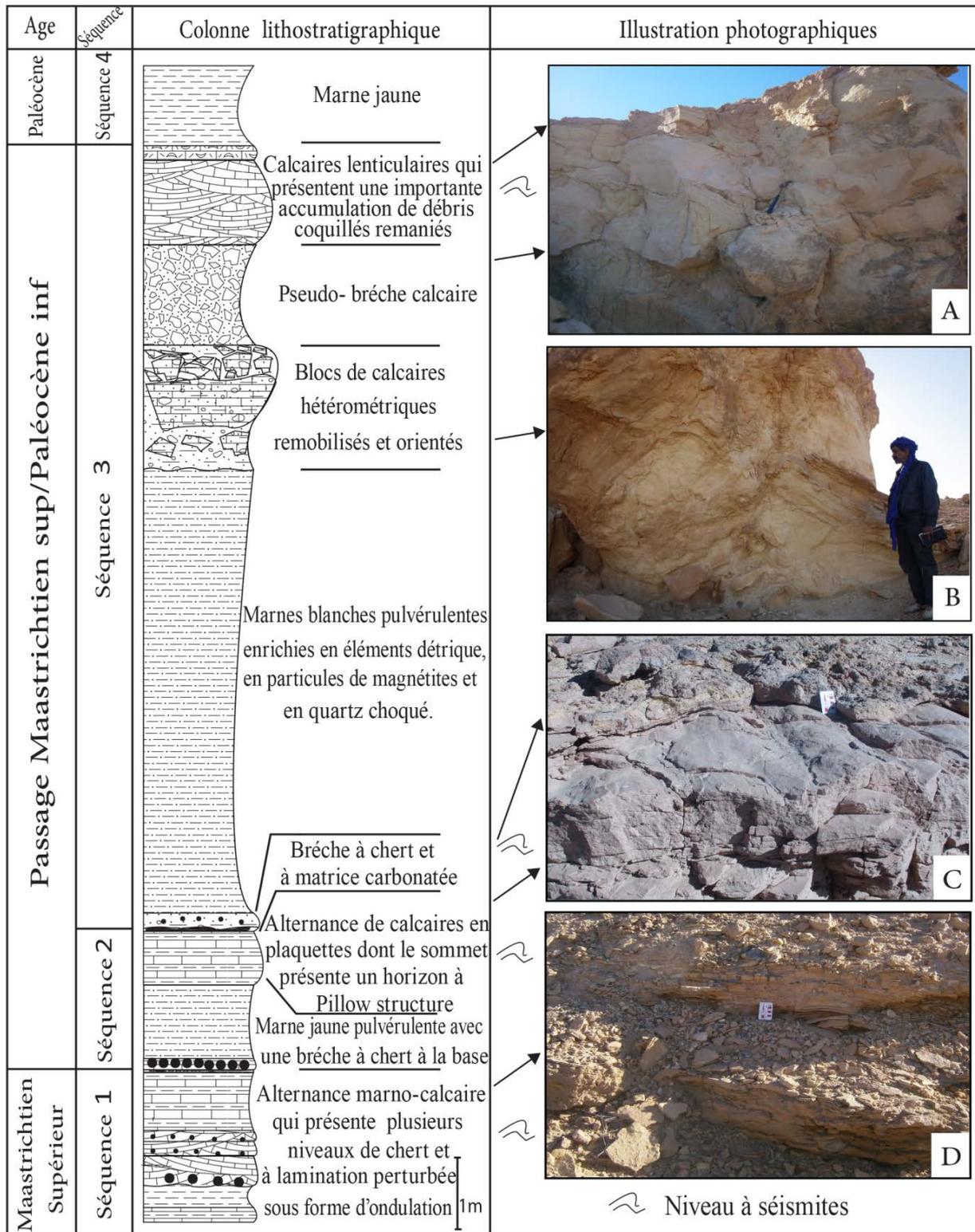


**Figure 25** : Photographie de la coupe de l'Oued el Alenda.

- La séquence 1 débute par les Marnes jaunes de Dir en-Naam qui sont rapidement suivie par des calcaires en plaquettes et à lamination perturbée affectée par des failles synsédimentaires où s'intercalent plusieurs niveaux à cherts et à séismites (Fig. 26, photo D).

- La séquence 2 est marquée par la mise en place d'une brèche à chert et à matrice carbonatée surmontée par des marnes blanches pulvérulentes non fossilifères suivies par des calcaires en plaquettes dont le sommet présente un lit ou un horizon à Pillow structures (Fig. 26, photo C).

- La séquence 3 démarre par une brèche à chert et à matrice carbonatée plus épaisse surmontée par des marnes blanches pulvérulentes, non fossilifères, enrichies en éléments détritiques, en particules de magnétites. Une étude minéralogique détaillée effectuée sur ces



**Figure 26** : Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg sur la rive gauche de l'Oued el Alenda.

Photo A : Pseudo brèche calcaire à séismites sellé par des calcaires lenticulaires. Photo B : Blocs calcaires hétérométriques remobilisés et orientés. Photo C : Horizon à Pillow structures surmontées par une brèche à chert et à matrice carbonatée. Photo D : Calcaires en plaquettes où s'intercalent plusieurs niveaux à cherts et à séismites.

marnes a révélé la présence de quartz choqués. Les marnes blanches pulvérulentes sont surmontées par des blocs hétérométriques remobilisés et orientés selon une direction moyenne N 10° (Fig. 26, photo B). Ces derniers présentent des figures sédimentaires liées à une instabilité telles que les dykes neptuniens et les sismoslumps. Une pseudo-brèche formée de ces mêmes blocs repose sur l'ensemble. Le sommet de la séquence 3 est comblé et sellé par des calcaires d'aspect lenticulaires qui présentent une importante accumulation de débris coquillés remaniés (Fig. 26, photo A).

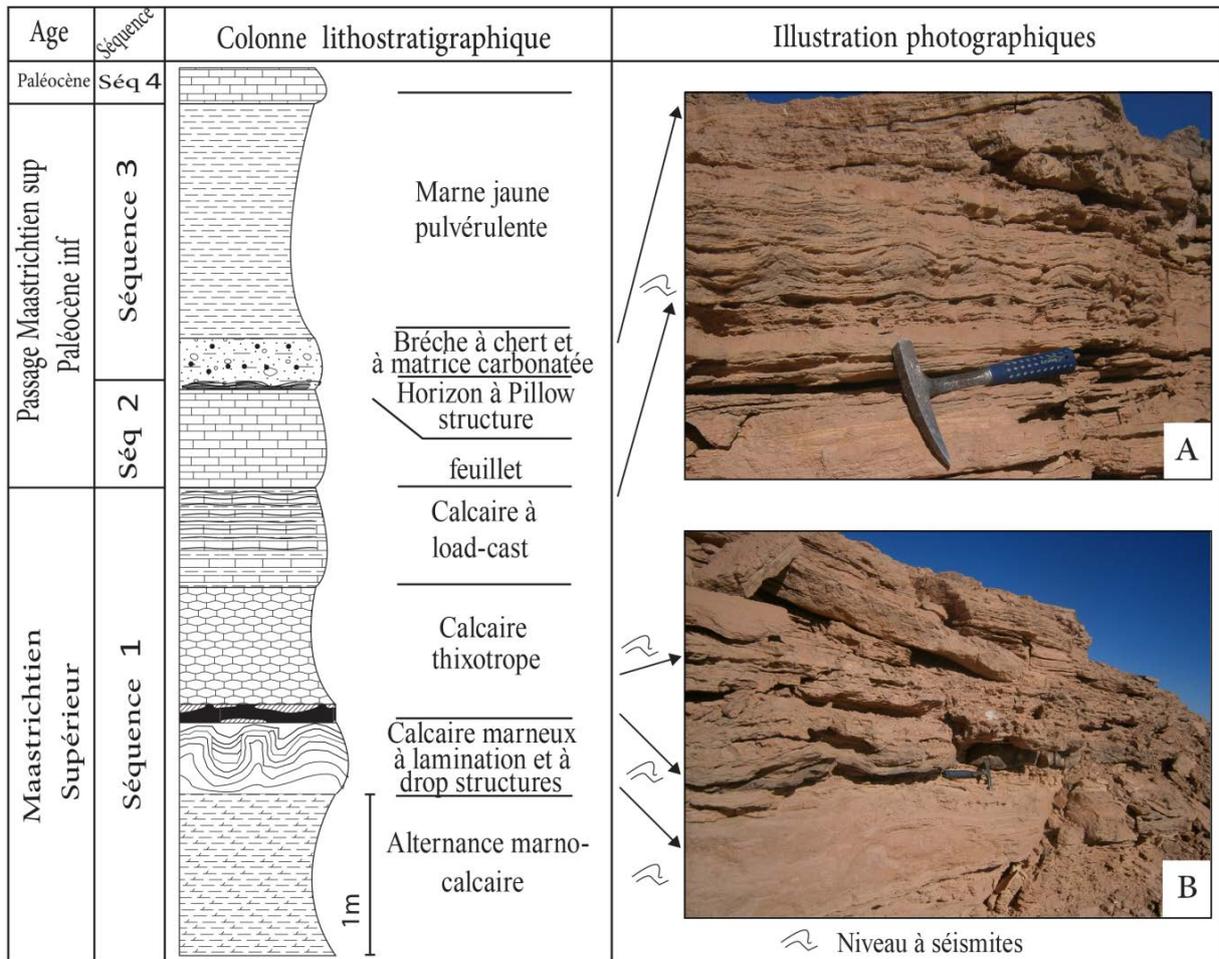
- La séquence 4 est marquée par un retour de la sédimentation normale dans des conditions calmes de plateforme interne avec la mise en place des marnes jaunes de Dir en-Naam.

La mise en place de ces dépôts atteste la présence d'au moins deux évènements successifs espacés dans le temps qui combinent l'effet de séismes sous-marins engendrant des tsunamis. Il s'agirait donc de dépôt de type tsunamite où on distingue deux séquences de tsunamites mises en place après deux séismes de fortes amplitudes. L'idée de deux évènements distincts est étayée par la présence de plus d'un mètre de calcaires en plaquettes lithifiées entre deux niveaux à brèches mises en place par deux tsunamis distincts. Sur les calcaires en plaquette, on observe des seismites (Pillow Structure) marquant un second séisme de plus grande magnitude que le premier. Étant donné que ces événements se sont produits durant le passage Crétacé-Tertiaire (K-Pg), il n'est donc pas incongru de penser que ces dépôts sont intimement liés à l'impact de météorites étant donné la présence de quartz choqués.

### **3.2.2. Coupe de l'Oued Aouleggui**

Cet ensemble d'une dizaine de mètres se situe à 14 km au Sud/Ouest de la coupe de l'Oued el Alenda. Sa base débute par les marnes jaunes de Dir en-Naam. Nous avons pu mettre en évidence plusieurs niveaux affectés par des déformations sédimentaires qui se trouvent sur un intervalle d'environ 2 mètres et qui seraient vraisemblablement d'origine sismique. Ainsi la coupe de l'Oued Aouleggui est représentée par la succession sédimentaire suivante :

- La séquence 1 débute par une alternance marno-calcaires surmonté par plusieurs niveaux calcaires à figures de charges ou on observe de bas en haut des « drop structures » (Fig. 45), des volcans de boue (Fig. 39), des failles d'éruptions (Fig. 41) et des « sagging load-casts »



**Figure 27** : Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg dans la localité de l'Oued Aouleggui.

Photo A : Calcaires à load-cast. Photo B : Calcaires à drop structures surmontées par les calcaires thixotropes.

(Fig. 45). Les drop structures sont des poches de sédiment mou provoquées par le effondrement soudain des calcaires sus-jacent dans le sédiment sous-jacent liquéfié. Les dimensions des structures varient entre 30 et 60 cm de large et 30 à 40 cm de haut et sont vraisemblablement d'origines sismiques (Fig. 27, photo A et B).

- La séquence 2 est constituée de calcaires en plaquettes bien lithifiées et comporte en son sommet un horizon à Pillow structure identique à celui observé dans la coupe l'Oued el Alenda.

- La séquence 3 comble les Pillow structures avec une brèche à chert et à matrice carbonatée surmontées par des marnes blanches pulvérulentes non fossilifères.

- La séquence 4 est marquée par un retour de la sédimentation normale dans des conditions calmes de plateforme interne avec la mise en place de calcaires de plateforme interne.

L'évolution et les conditions de mise de place de cette coupe sont identiques à celle de la coupe de l'Oued el Alenda sauf qu'ici les séquences de tsunamites (Séq 2 et 3) sont moins développées alors que les structures liées aux séismes sont plus marquées.

### 3.2.3. Coupe de Dir en-Naam (20 km au NE de Hassi In Sokki )

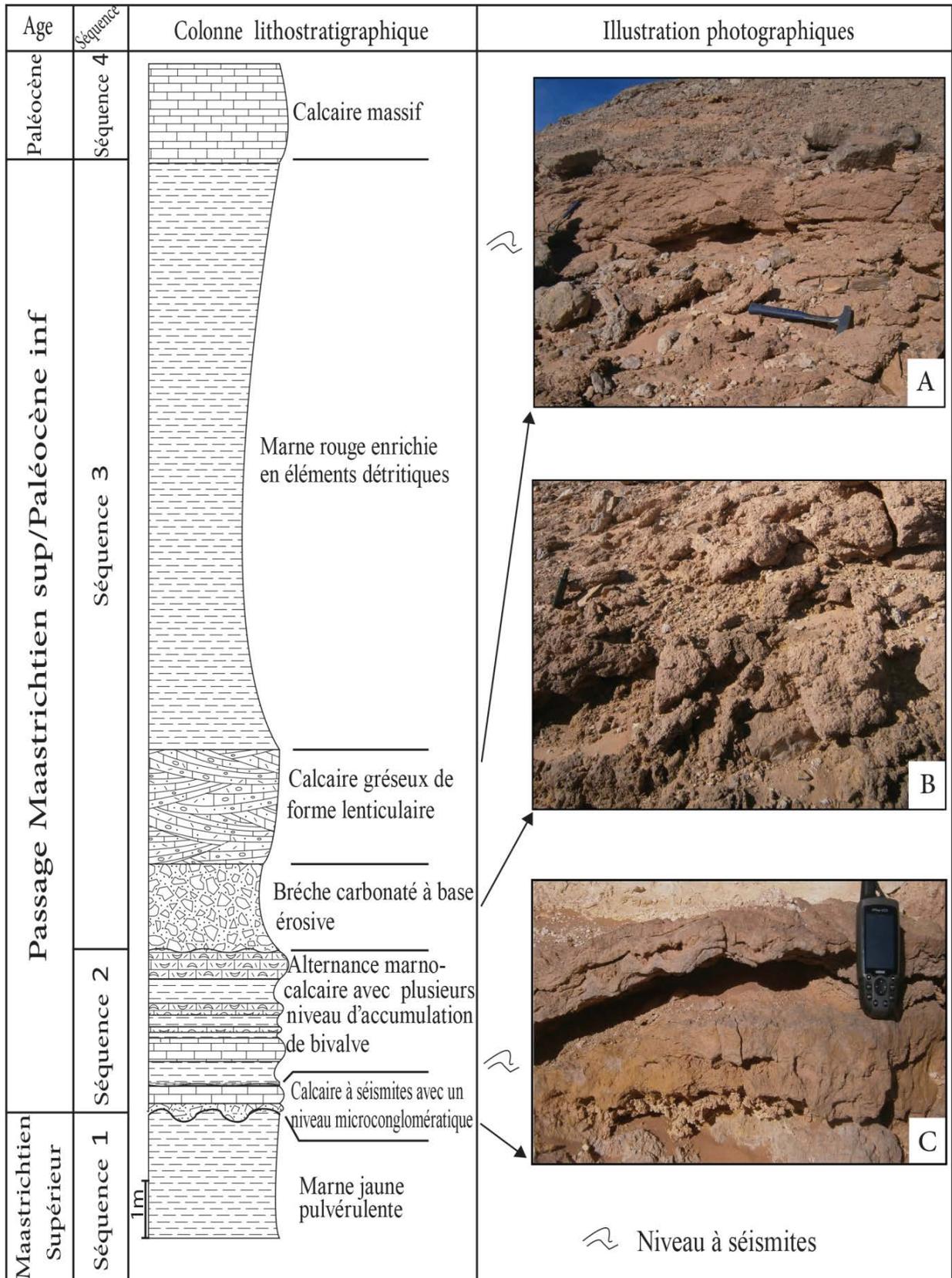
Cette coupe d'une vingtaine de mètres repose sur une épaisse couche de marnes jaunes pulvérulentes. À la base du dernier tiers supérieur de cette alternance marno-calcaire, nous soulignons la présence d'un niveau microconglomératique de 2 m d'épaisseur composé de quartz micro-détritique, de dragées de phosphates grano-classés. D'après Amard *et al.* (1981), ce niveau micro conglomératique serait constant dans tout le Sahara. Dans cette coupe la succession sédimentaire se présente comme suite (Fig. 28):

- La séquence 1 est composée essentiellement de marnes jaunes pulvérulentes qui se terminent par une surface d'érosion.

- La séquence 2 débute par un calcaire à séismites gondolé qui présente à sa base un mince niveau microconglomératique (Fig. 28, photo C). Les séismites sont représentées par des structures en flammes. Ce dernier niveau est surmonté par une alternance marno-calcaire qui est composée de trois niveaux d'accumulation de bivalves remaniés mise en place par des vagues. Le sommet de la séquence 2 s'achève par une surface d'érosion très marquée.

- La séquence 3 démarre par un niveau de brèches carbonatées, de 2 m d'épaisseur, composées de quartz micro-détritique et de dragées de phosphates grano-classés (Fig. 28, photo B) sur lequel s'est mis en place des calcaires gréseux de forme lenticulaire témoins d'une instabilité provoqué par une rupture de pente (Fig. 28, photo A). Le comblement se poursuit avec 12 mètres de marnes rouges enrichies en éléments détritiques.

- La séquence 4 est marquée par un retour de la sédimentation dans des conditions calmes de plateforme interne avec la mise en place de calcaires massifs.



**Figure 28** : Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg dans la localité de Dir en-Naam.

Photo A : Calcaires gréseux lenticulaires. Photo B : Brèche carbonatée à base érosive. Photo C : Calcaires à séismites (structure en flamme) gondolé.

La faune recueillie par Amard *et al.* (1981) dans les alternances marno-calcaire de Dir en-Naam est connue également au Tihert oriental dans le Maastrichtien IV, V et Éocène inférieur VI, VII de Busson (1970). Cette formation de Dir en-Naam a fourni à la base une association de *Laffitteina* et de Dasycladacées du genre *Belzungia* qui sont des formes maastrichtiennes, mais qui peuvent monter au Paléocène. Vers le sommet de cette formation, ces mêmes auteurs ont signalé la présence d'un autre assemblage constitué par *Laffitteina* aff. *monodi*, *Belzungia* sp et, *Echinanthus schweinfurthi* et qui indiquerait plutôt un âge paléocène inférieur.

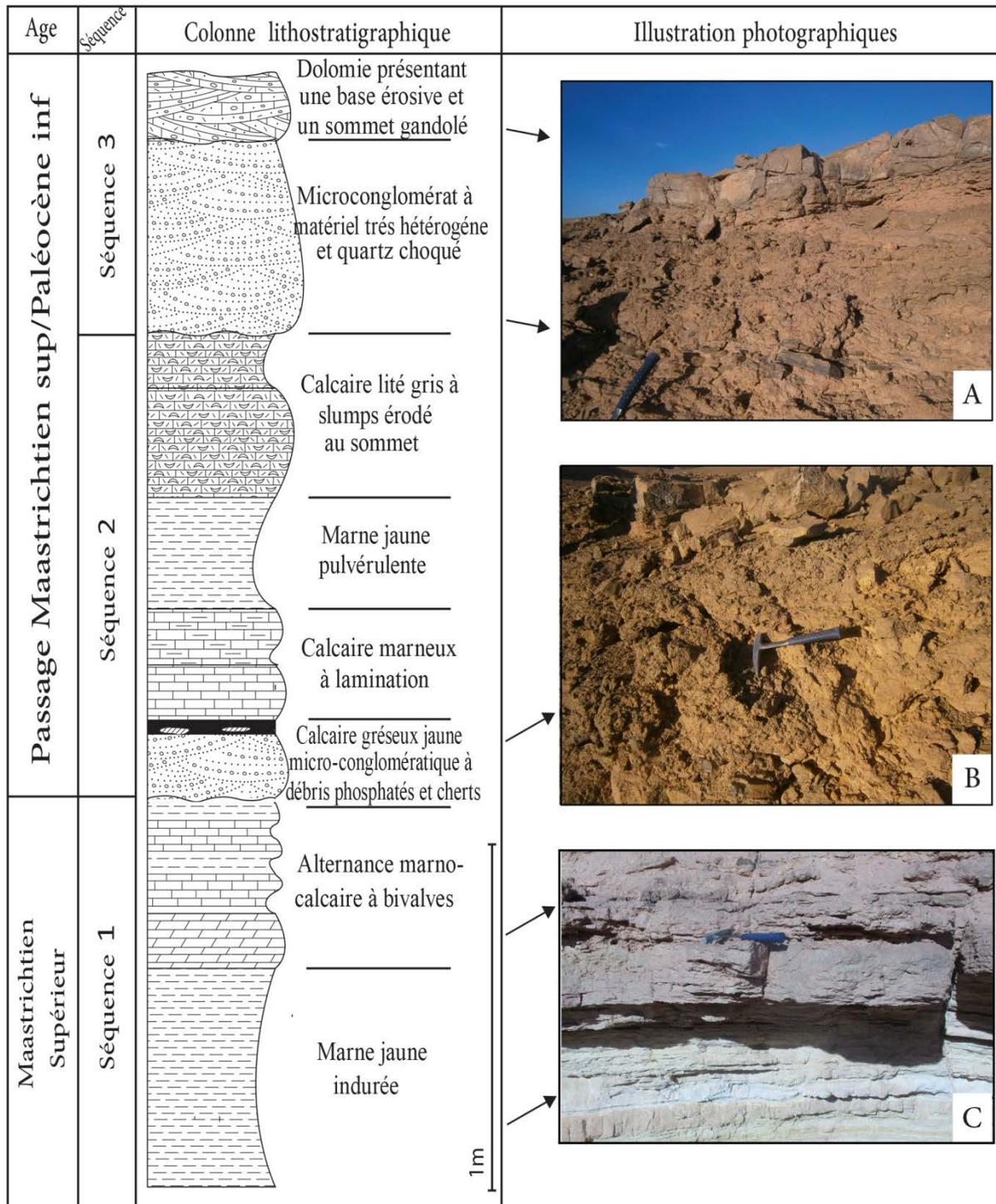
### 3.2.4. Coupe d'Ed-Dahna (Oued In Sokki)

Il s'agit d'une alternance marno-calcaire observable au nord de Hassi In Sokki de part et d'autre du point d'eau saisonnier d'Ed-Dahna sur l'Oued In Sokki. Elle est composée des séquences suivantes :

- La séquence 1, sa partie inférieure débute par les marnes jaunes indurées de Dir en-Naam surmontées par un calcaire poreux très recristallisé se désagrégant en fragments de calcite pure et de calcaire lumachellique. Le sommet de cette dernière s'achève par une surface d'érosion (Fig. 29, photo C).

- Dans la séquence 2 vient un calcaire gréseux jaune micro-conglomératique à débris phosphatés arrondis ou anguleux renfermant des fragments de chert (de 2 à 4 cm) à sa base (Fig. 29, photo B). Ce microconglomérat est surmonté par des marnes tendres jaunâtres suivies de calcaires lités gris à slumps présentant une surface d'érosion au sommet.

- La séquence 3 débute par un microconglomérat à matériel très hétérogène avec à la base beaucoup de chert. Nous observons une granodécroissance des grains avec les microconglomérats qui évolue vers des lentilles de sables (Fig. 29, photo A). Une attaque à l'acide de cette dernière nous a révélé la présence de graines de quartz choquée. Le sommet de la séquence 3 est marqué par la présence d'une dolomie avec une base érosive et un sommet gondolé ce qui laisse supposer à un retour de la sédimentation dans des conditions calmes de plateforme interne dans les séquences suivantes.



**Figure 29** : Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg sur la rive gauche d' Ed-Dahna (Oued In Sokki).

Photo A : Brèche à éléments siliceux et carbonatés à quartz choqué mise en place sur une surface ravinante. Photo B : Calcaire gréseux jaune micro-conglomératique à débris phosphatés et cherts. Photo C : Substratum composé de marnes jaunes de Dir en-Naam.

Les affleurements de marnes jaunes de la localité d'Ed Dahna ont révélé à Amard *et al.* (1981) une faune marine abondante composée par une vingtaine de genres. Ce qui leur a permis de supposer un remarquable enrichissement faunistique en nombre et en formes, qui jusqu'ici était l'apanage du Tihert-W depuis le Cénomaniens. Cette tendance est éphémère et les choses reprendront leur "nature" au Paléocène supérieur, car on assiste à une diminution de la diversité. L'âge de cet ensemble est incontestablement maastrichtien supérieur, voire Paléocène inférieur.

### 3.2.5. Les Conglomérats d'Ed Dahna (30 m)

Ces affleurements se situent sur la rive Est de l'Oued In Sokki, là où passe la piste reliant Hassi In Sokki et Hassi Inifel. Ils sont représentés par une trentaine de mètres de conglomérat grossier fluvial. Amard *et al.* (1981) admettent que ces dépôts seraient d'âge maastrichtien supérieur voire terminal, mais en réalité notre investigation montre qu'il s'agit plus tôt de dépôts quaternaires anciens comme le montre la figure 30. De ce fait une correction de levé géologique de cette partie de la feuille de Aïn Guettara (1/200 000) est nécessaire.



**Figure 30** : Photographie des terrasses fluviales d'Ed Dahna.

### 3.2.6. Coupe de l'Oued El Tineljamet

Il s'agit d'une alternance marno-calcaire observable à l'oued El Tineljamet (affluent important de l'oued Mya). Elle est composée des séquences suivantes (Fig. 31):

- La partie supérieure de la séquence 1 débute par des marnes jaunes pulvérulentes surmontées de calcaire marneux à séismites (Fig. 31, photo C). Ces derniers sont couverts par des marnes jaunes indurées qui font place à une lumachelle à bivalves et gastéropodes et présentent une surface d'érosion en son sommet.

- Dans la séquence 2, la surface d'érosion est recouverte par un grès fin à stratifications entrecroisées sur lequel ce met en place un calcaire à galets marneux présentant des structures en flamme au sommet (Fig. 31, photo B).

- La séquence 3 débute par une brèche à éléments siliceux et carbonatés mise en place sur une surface ravinant (Fig. 31, photo A). Le comblement se poursuit avec 8 mètres de marnes tendres jaunes enrichies en éléments détritiques.

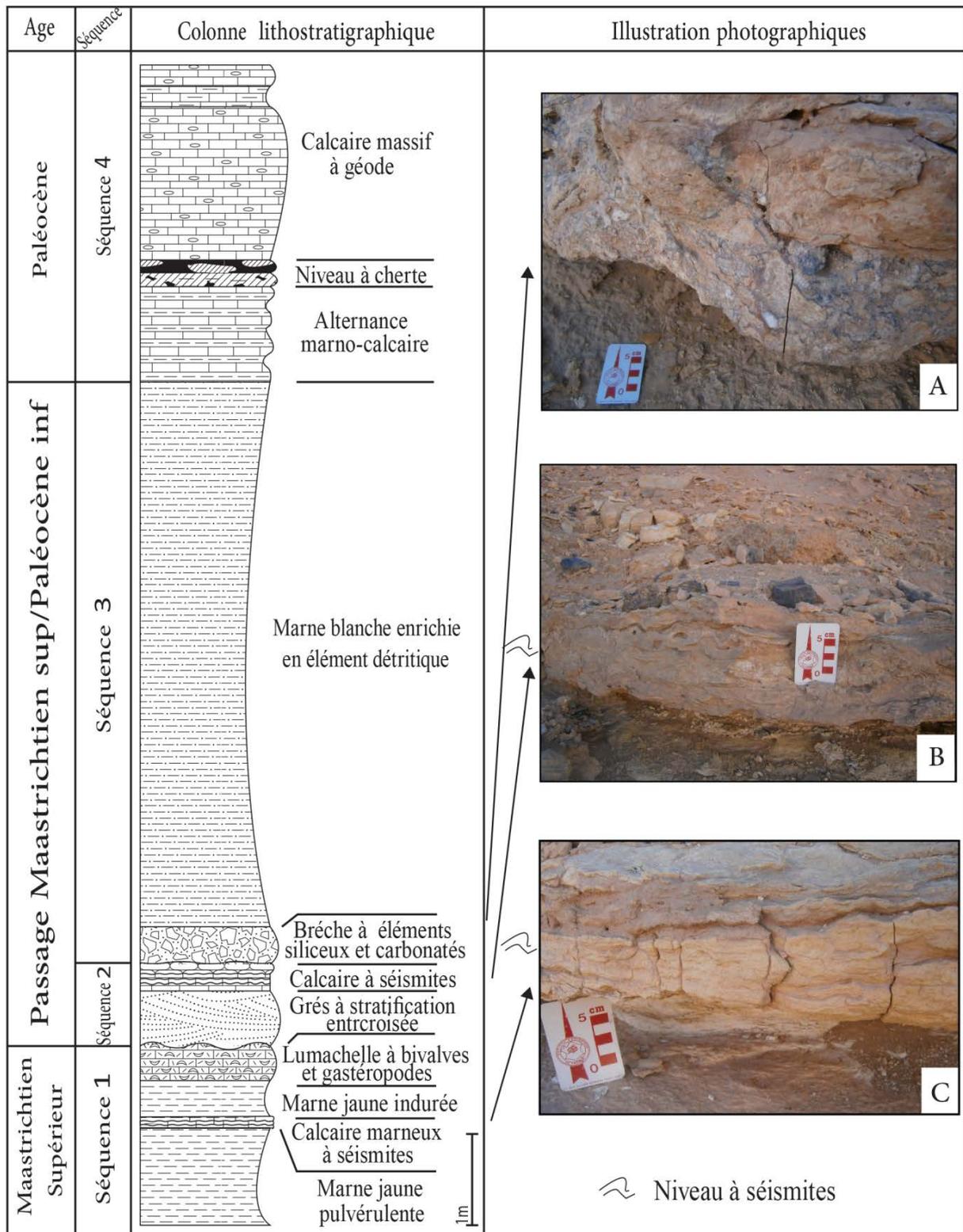
- La séquence 4 est marquée par un retour de la sédimentation dans des conditions calmes de plateforme interne avec la mise en place d'une alternance marno-calcaire qui évolue vers des calcaires massifs à géodes.

### 3.3. Le Paléocène supérieur

D'après Amard *et al.* (1981), le Paléocène supérieur présente des caractères cartographiques, sédimentologiques, paléontologiques et paléogéographiques différents, selon que l'on se trouve à l'Est ou à l'Ouest du méridien 3° 30'.

#### 3.3.1. À l'Est du méridien 3° 30'

Les faciès carbonatés constituent essentiellement le Paléocène supérieur, se succédant aux formations carbonatées sous-jacentes du Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur. Aucune discontinuité de sédimentation n'a été relevée à l'Est ni entre le Maastrichtien et le Paléocène inférieur, et ni entre le Paléocène inférieur et le Paléocène supérieur. Amard *et al.* (1981)



**Figure 31** : Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg sur la rive droite de l'Oued El Tineljamet.

Photo A : Brèche à éléments siliceux et carbonatés à surface ravinante. Photo B : Calcaire qui présente des structures en flammes (séismites). Photo C : Calcaire marneux à séismites reposant sur les Marnes jaunes pulvérulentes de Dir en-Naam.

affirment que l'attribution au Paléocène supérieur de ces terrains, est rendue facile grâce à un remarquable renouvellement faunistique. L'apparition en nombre d'Echinidés tels que *Linthia sudanensis*, *Plesiolampas saharae* et *Rhyncholampas (Galerolampas) Tinhertensis* en font d'excellents niveaux-repères. À cela vient s'ajouter une microfaune très abondante de *Ranikothalia bernutdezi* qui donne cet âge (Amard *et al.*, 1981).

### 3.3.2. À l'Ouest du méridien 3° 30 '

Le Paléocène inférieur repose en discordance cartographique sur des formations plus anciennes du Maastrichtien inférieur. Cette transgression progresse vers l'Ouest laissant des sédiments plutôt saumâtres ou lacustres (Charophytes, Discorbidés, Ostracodes) reposant directement, soit sur du Maastrichtien inférieur soit sur du Campanien (région des Oueds Tabaloulet, Chebbaba et Saret) (Amard, 1976).

## **CHAPITRE 4 :**

**Modalités de passage de la transition K/Pg dans le domaine  
atlasique et le Sahara**

## Introduction

Dans ce chapitre, nous mettons le point sur les différents environnements sédimentaires et les événements majeurs enregistrés accompagnant la transition K/Pg.

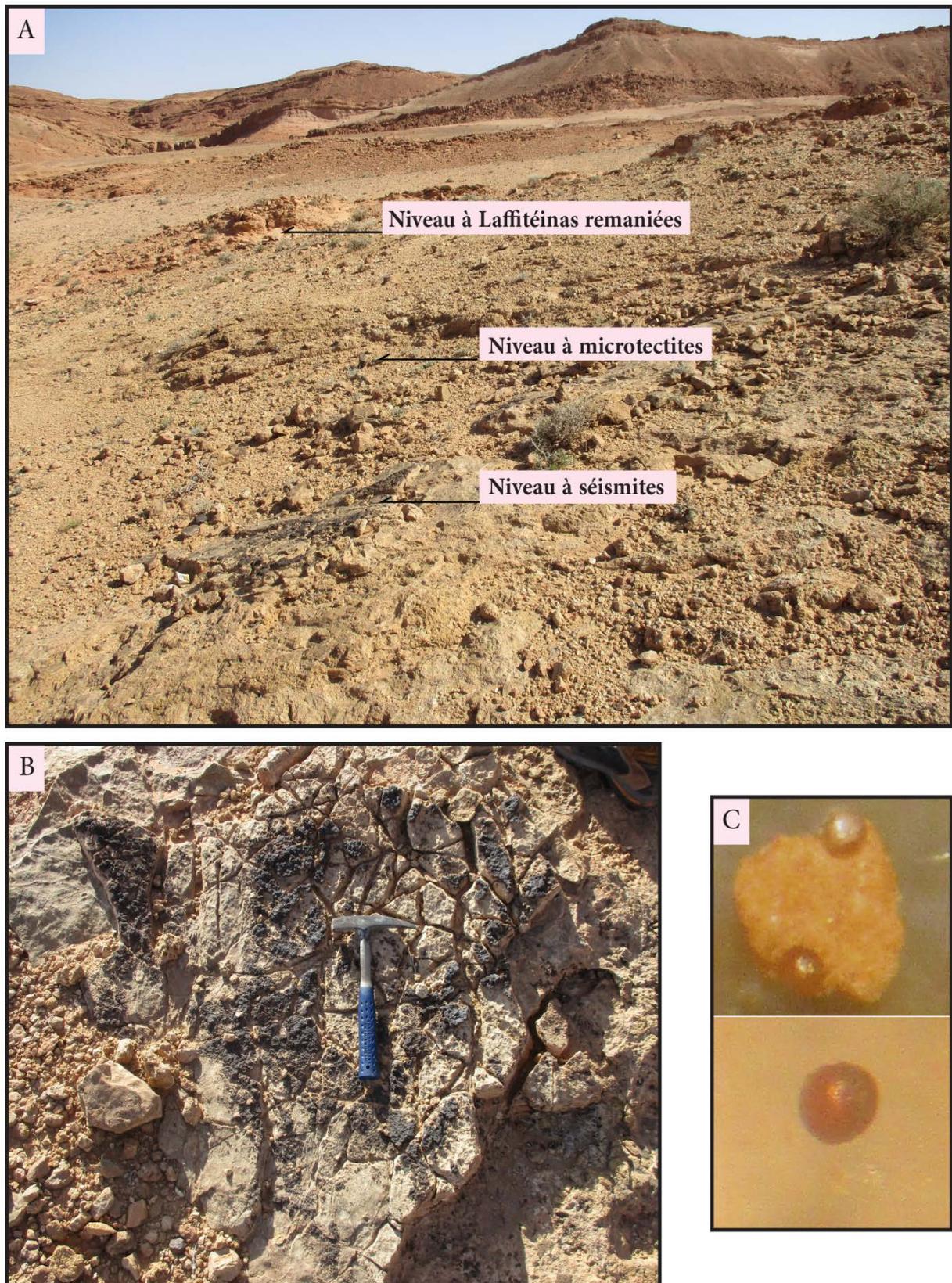
### 1. Le passage K/Pg dans le domaine atlasique

#### 1.1 Dans le Djebel Amour (El Kohol)

##### 1.1.1. Interprétation du membre calcaro-détritique basal

Les dépôts continentaux plissés exposés au sud-est de Brezina ont été définis comme la Formation d'El Kohol par Mahboubi *et al.* (1986). Quatre membres ont été décrits : un membre de transition gypso-marneux, un membre détritique inférieur, un membre marneux et calcaire intermédiaire et un membre détritique supérieur. Cette formation continentale, d'environ 350 m d'épaisseur, repose en discordance cartographiable sur les séries sédimentaires marines du Crétacé supérieur (Turonien). Ce nouveau membre, situé à la base de la formation d'El Kohol, débute par une surface d'érosion sur les strates sédimentaires marines du Turonien. Les principaux niveaux fossilifères de la formation d'El Kohol ont livré d'abondants restes de mammifères KA, KB, KC et KD (Mahboubi *et al.*, 1986 ; Ravel *et al.*, 2011), correspondent à des horizons marneux intercalés au sein de calcaires lacustres à oncolithes. Les résultats de l'étude magnétostratigraphique entreprise par Coster (2012) suggèrent que l'âge, de la partie médiane du membre marneux et calcaire intermédiaire, serait compris entre 51 à 52 Ma. Cela veut dire que le membre calcaro-marneux intermédiaire serait d'âge Yprésien.

L'alternance argilo-calcaire rouge qui se met en place entre les calcaires dolomitiques à Birds-eyes du Turonien inférieur et le membre de transition gypso-marneux est attribué à l'Éocène inférieur. Sachant qu'un retrait général des mers à la fin du Crétacé lié à un refroidissement de la planète aurait provoqué l'abaissement général du niveau des eaux des océans (Li & Keller, 1998), il est probable que cette régression a provoqué l'émersion des calcaires turoniens durant le Crétacé supérieur. Ainsi les karstifications présentes sur les calcaires turoniens sont attribuées à des paléomilieux marins très peu profonds développés en partie proximale d'une rampe carbonatée soumise probablement à des exondations parfois prolongées. De ce fait, la présence de karst dans les calcaires turoniens correspond à des



**Figure 32 :** Photo A : Vue panoramique du membre calcaro-détritique basal à El Kohol. Photo B : Calcaire qui présente des brèches autoclastiques (séismites). Photo C : Microtectites sphériques translucides.

lacunes de la série sédimentaire durant la période entre la fin du Crétacé et le début Tertiaire. De plus, le niveau de la mer remonte fortement à partir de 100 000 à 200 000 ans juste avant la limite K/Pg (Keller *et al.*, 1995). Le membre calcaréo-détritique basal représente donc un niveau sédimentaire clé pour la caractérisation du passage K/Pg dans la région d'El Kohol.

Notre étude préliminaire nous a permis de mettre en évidence à la base du membre calcaréo-détritique basal un niveau à seismite. Il s'agit de brèches autoclastiques (Fig. 32, Photo B) qui résultent de la bréchification de couches indurées (souvent des carbonates lithifiés précoces), alternant avec des couches thixotropes liquéfiées. La bréchification se produit sans aucun signe de pente, d'érosion ou de dessèchement. Les fragments restent presque en relation avec un matériau fluidifié qui colmate les fragments de roches. Ces derniers sont souvent polygonaux et taille centimétrique. La succession de ces brèches est supposée correspondre à des séismes récurrents générés par des failles périodiques à la transition plateforme/bassin (Montenat *et al.*, 2007). Le dernier tiers du membre calcaréo-détritique basal nous a fourni, pour la première fois, des foraminifères benthiques mal conservés du genre *Laffitteina* (Marie, 1946). Ce genre indique un environnement où prédominent des faciès lagunaires. Ces foraminifères sont connus uniquement dans le Crétacé terminal et le Paléocène basal (Blanc, 1975). Au-dessous des niveaux à *Laffitteina* apparaît un mince niveau à microtectites (Fig. 32, Photo C) signalé également pour la première fois. Ces microtectites se présentent sous forme de fragments de roches fondues résultant d'un impact de météorite avec la Terre dont la puissance est à l'origine d'un cratère parent d'au moins 10 km de diamètre (Glass, 1990 ; Combes, 1982) (Voire Chap. 4, paragraphe 1.2.3.2.3).

La présence de *Laffitteina* avec les brèches autoclastiques nous permet d'affirmer que les sédiments se sont mis en place dans un environnement lagunaire. Les *Laffitteinas* donnent un âge oscillant entre le Crétacé terminal et le Paléocène basal (Blanc, 1975), alors que la présence des microtectites nous suggère un âge similaire, car ces dernières sont souvent associées dans les niveaux qui marquent le passage K/Pg dans le monde (Gallala, 2014).

### **1.1.2. Corrélation avec la série de même âge du Haut Atlas marocain**

L'équivalent du membre calcaréo-détritique basal d'El Kohol serait la partie stratigraphiquement comprise, à Imin'Tanout (Haut Atlas marocain), entre la barre du Cénomano-Turonien et les dépôts phosphatés ravinant du Maastrichtien. Ces terrains sont

datés du Coniacien-Santonien par des oursins et des ostracodes (Boutchich *et al.* 1996). Plus à l'Est, cette formation devient laguno-continentale (Choubert & Salvan 1950). La découverte d'une faune de mollusques et d'échinodermes, qui ont probablement des affinités maastrichtiennes et daniennes, dans les niveaux supérieurs de la série sur le versant sud de l'Atlas de Marrakech (Asseghmou et Amerzgane), témoigne de la présence d'ingressions marines. Dans les travaux les plus récents (basés essentiellement sur ces données stratigraphiques), cette série rouge est continue jusqu'au Maastrichtien (Trappe, 1991; 1992a, b) dans l'Atlas de Marrakech, et jusqu'au Danien (Herbig, 1991) dans le bassin de Ouarzazate. Elle est alors interprétée comme étant l'équivalent latéral des faciès à phosphates maastrichtiens-paléocènes de Meskala, et des bassins de Ganntour et Oulad Abdoun dans le Maroc central (Herbig & Trappe, 1994).

D'après ces dernières données, il est fort probable que les ingressions marines, qui se sont produites au Maroc durant le Crétacé supérieur et le début Paléocène, se sont produites aussi à El Kohol par l'intermédiaire de la Mer Transsaharienne (Jodot, 1953) qui serait à l'origine de la mise en place du membre calcaréo-détritique basal.

## **1.2. Dans l'Aurès occidental (El Kantara)**

### **1.2.1. Introduction**

Le site d'El Kantara est d'une grande importance. La position paléogéographique particulière de cette région est responsable de cela, car elle se trouvait à la limite nord-ouest de la Mer Transsaharienne qui s'étendait davantage vers le sud sur la plateforme saharienne à la fin du Crétacé. (Matsa *et al.*, 2022). Une analyse minutieuse et une attention particulière sont apportées aux affleurements du passage K/Pg, à leurs compositions lithologiques et à leur contenu fossilifère. Cette démarche nous a permis de découvrir de nouveaux gisements paléontologiques (flores de charophyte, de fragments de coquilles d'œufs de dinosaures et d'ostracodes) dans deux niveaux stratigraphiques différents (Maastrichtien et Thanétien) séparés par un intervalle argilo-marneux sombre (Matsa *et al.*, 2022). Des marqueurs cosmiques tels que les microtectites ont été découverts pour la première fois dans cette région grâce à cet intervalle spécifique. Les résultats paléontologiques et minéralogiques extraits de la coupe de l'Oued Khenguet es Sedjra sont en faveur de la présence d'événements connue au cours du passage K/Pg. Ces indices, nous ont permis de délimiter le passage K/Pg dans des

faciès lacustres essentiellement marneux et argileux sombres qui se sont mis en place dans une zone de transition entre le domaine marin et continental (Fig. 35).

## 1.2.2. Données paléontologiques

### 1.2.2.1. Charophytes

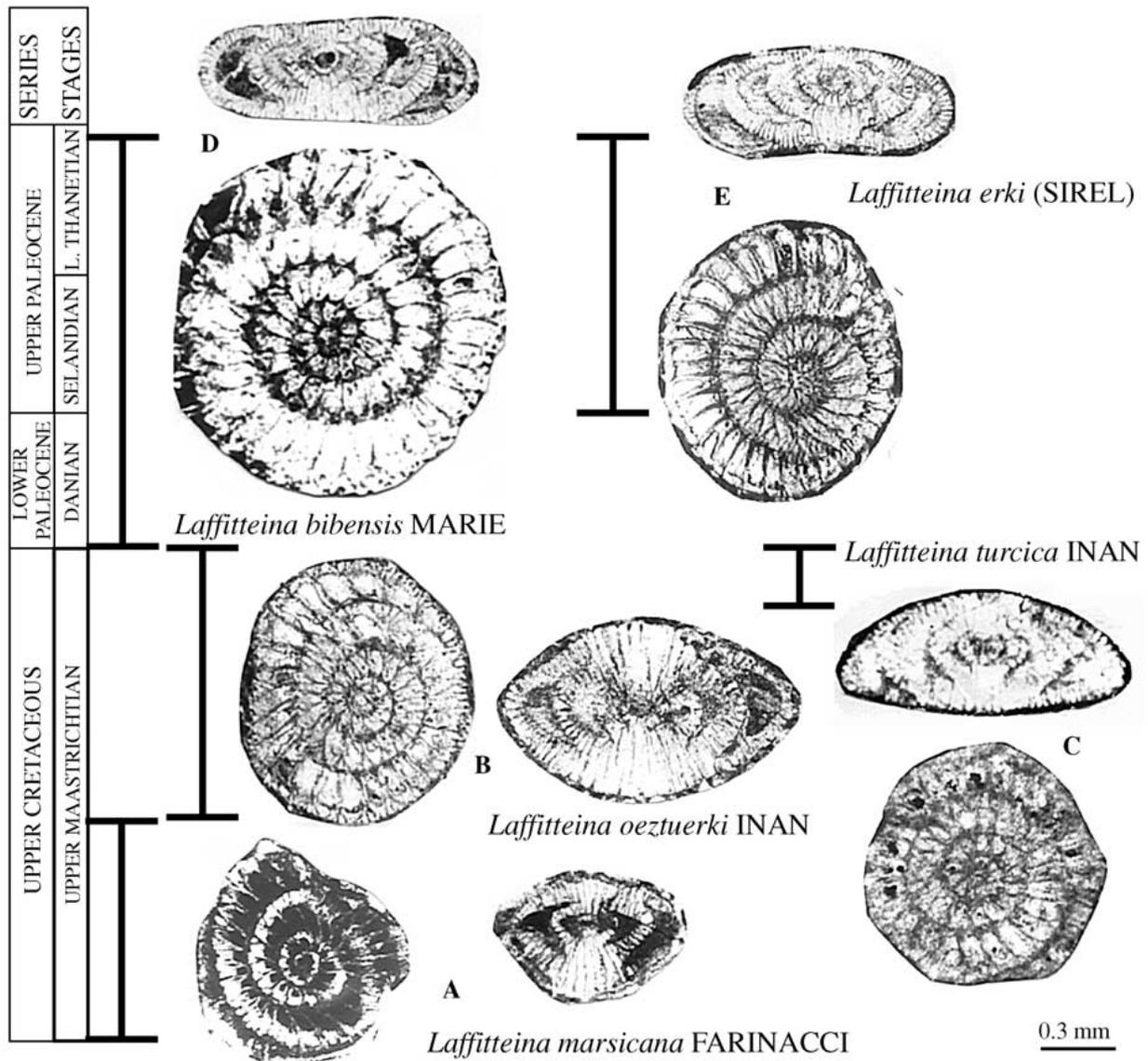
Dans la région de El Kantara, la série sédimentaire de l'Oued Khenguët es Sedjra a fourni une association de charophytes assez abondante avec 7 genres et 11 espèces différentes. Cet ensemble sédimentaire subdivisée en trois parties présente plusieurs associations de charophytes réparties en deux ensembles principaux, l'un dans les Marnes inférieures de Djebel Kroucha et l'autre dans les Marnes supérieures de Khanguët Sidi Ahmed (Matsa *et al.*, 2022). Les cinq premiers niveaux fossilifères localisés à la base (Fig. 35, échantillon 2) forment une seule couche avec une association de charophytes de 6 genres et 10 espèces comprenant *Amblyochara begudiana* Grambast, 1962, *Amblyochara media* Feist (in Feist & Freydet, 1983), *Microchara cristata* Grambast, 1971, *Microchara* sp., *Platychara compressa* Grambast, 1962, *Bysmochara conquensis* Grambast & Gutierrez, 1977, *Platychara* sp., *Feistiella globosa* (Grambast & Gutiérrez, 1977) Schudack, 1986, *Feistiella oblonga* (Grambast, 1975) Mebrouk *et al.*, 2009 et *Maedleriella* sp. Les genres *Amblyochara*, *Microchara* et *Platychara* présentent même une richesse exceptionnelle de plusieurs centaines d'individus pour chaque genre (Matsa *et al.*, 2022). Les gyrogonites de charophytes, très bien calcifiées et très nombreuses, ne présentent pas de trace d'usure et de déformations. Ceci indique une population autochtone qui s'est développée et fossilisée *in situ* dans des conditions écologiques optimales d'oxygénation, d'éclairement, de température et de PH, avec un minimum de salinité et de turbidité (Matsa *et al.*, 2022).

Entre les échantillons 3 et 4 (Fig. 35), un changement drastique dans la composition de la microflore de charophytes est souligné par la disparition de trois genres (*Platychara*, *Feistiella*, *Maedleriella*) et la raréfaction progressive de deux autres genres (*Amblyochara*, *Microchara*). Ces derniers voient leurs populations décroître fortement jusqu'à atteindre moins d'une centaine de gyrogonites récoltées pour chacun d'eux. Nous relevons aussi la présence du genre *Bysmochara*, mais il reste très rare avec 3 gyrogonites seulement. Ainsi, le mauvais état de conservation des gyrogonites (cassées et déformées) semble indiquer que les charophytes se sont développés dans des conditions écologiques dégradées et moins

favorables. Cette tendance se poursuit plus haut dans l'intervalle entre les échantillons 5 à 9 (Fig. 35). La disparition des charophytes est probablement causée par des conditions écologiques très défavorables en liaison avec les phénomènes du passage K/Pg. À la base de la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, au-dessus de la zone de passage K/Pg proposée (Fig. 35, échantillons 10 et 11), un nouveau genre de charophytes fait son apparition avec une population monospécifique de *Peckichara llobregatensis* Feist (in Feist & Colombo, 1983), comprenant une trentaine de gyrogonites collectées. D'un point de vue stratigraphique, l'ensemble des charophytes collectés dans l'Unité A (Fig. 35, échantillons 2 à 4) indique une période du Crétacé supérieur élevé (Campanien-Maastrichtien), avec une interprétation d'un âge plutôt Maastrichtien supérieur. En revanche, l'espèce *Peckichara llobregatensis* Feist, 1983 (dans Feist & Colombo, 1983) identifiée dans les échantillons 10 et 11 dans la partie supérieure de la série sédimentaire de l'Oued Khanguet es Sedjra (Fig. 35), est nettement plus récente et d'âge paléocène (Thanétien), se situant donc au-dessus de la limite K/Pg (Matsa *et al.*, 2022).

#### 1.2.2.2. Foraminifères

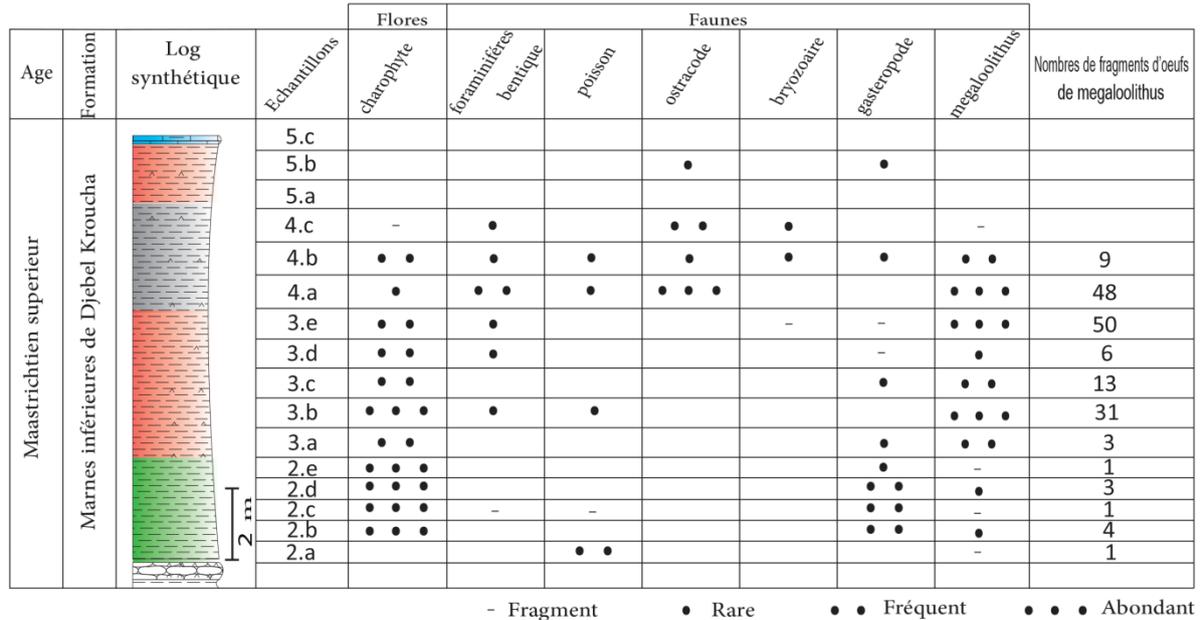
Les formations étudiées dans la série sédimentaire de l'Oued Khanguet es Sedjra (à savoir les Marnes inférieures, les Marno-calcaires intermédiaires à gypse et les Marnes supérieures) ont principalement fourni des grands foraminifères benthiques du genre *Laffitteina* (Marie, 1946) (Fig. 35). Ces foraminifères benthiques sont couramment présents dans le Crétacé terminal-Paléocène basal (Blanc, 1975), et leur présence est souvent associée au Maastrichtien dans plusieurs régions du monde. Dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, nous avons identifié trois espèces distinctes de *Laffitteina* (Fig. 35) : *Laffitteina marsicana* Farinacci, 1965, *Laffitteina oeztuerki* Inan, 1996 b et *Laffitteina* aff. *turcica* Inan, 2002. Selon Inan (1996 b et 2002), la première espèce se trouve principalement dans la partie inférieure du Maastrichtien supérieur, tandis que la seconde est plus fréquente dans la partie médiane et supérieure de cette période. Enfin, la troisième espèce suggère un âge Maastrichtien terminal (Fig. 33). Dans la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, nous avons seulement identifié *Laffitteina bibensis* (Marie, 1946). Cette dernière est présente en Europe occidentale et au Maghreb durant le Crétacé terminal et le Paléocène (Belkhodja & Bignot, 2004), en association avec des charophytes du Thanétien.



**Figure 33 :** Distribution stratigraphique des espèces individuelles de *Laffitteina* dans les successions carbonatées marines peu profondes du Maastrichtien-Paléocène (Belkhodja & Bignot, 2004).

### 1.2.2.3. Ostracodes

La Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha a fourni six genres d'ostracodes dans l'ordre de prédominance suivant : *Gomphocythere* sp., *Limnocythere* sp., *Neocyprideis* sp., *Paracyprretta* sp. et *Darwinula* sp. (Matsa *et al.*, 2022). Des implications paléoécologiques importantes se rapportant à des ostracodes non marins dans les couches sédimentaires intertrappéennes constituant la Formation « Lameta Group » du Crétacé supérieur de l'Inde ont été démontrées par Whatley & Bajpai (2005). Les ostracodes cités se répartissent en deux groupes : des taxons endobenthiques et épibenthiques (*Gomphocythere*, *Limnocythere*,



**Figure 34 :** Évolution de la flore et de la faune dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha.

Darwinula) et des formes nageuses (*Paracyprretta*). La faune d'ostracodes des échantillons 4 et 5 a (Fig. 35) est caractérisée par une réduction de leur taille normale et une baisse de leur fréquence en allant vers le haut. Au sommet des Marnes inférieures de Djebel Kroucha on assiste à leur complète disparition dans les derniers niveaux argileux sombres. Plus haut au sein de la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed (Fig. 35) ne persiste que *Neocyprideis* sp. qui précède l'apparition du genre *Brachycythere* sp. (Matsa *et al.*, 2022).

#### 1.2.2.4. Megaloolithus

Les échantillons 3e et 4a (Fig. 34 et 35) sont bien documentés en reste d'œufs de dinosaures de l'espèce *Megaloolithus* aff. *maghrebiensis* (Garcia *et al.*, 2003). Ce taxon est largement représenté dans les séries sédimentaires maastrichtiennes du Maroc, comme indiqué par Garcia *et al.* (2003) et Chassagne-Manoukian *et al.* (2013). Il appartient à la famille des Megaloolithidae, qui est généralement attribuée aux dinosaures titanosaures selon les études de Chiappe *et al.* (2001) et Grellet-Tinner *et al.* (2011). L'échantillon 4b (Fig. 34 et 35) a fourni 3 fragments bien préservés de *Pseudomegaloolithus* sp. (Vianey-Liaud & Garcia, 2003), qui est un genre décrit pour la première fois sur le continent Nord Africain au Maroc. L'échantillon 4b (Fig. 34 et 35) a fourni également sept fragments d'un morphotype structural prismatique, dont une analyse plus détaillée de l'ultrastructure devrait permettre une

attribution plus précise à une oofamille à morphotype prismatique comme les Prismatoolithidae corrélable à des dinosauriens théropodes ou à des oiseaux néognathes (Matsa *et al.*, 2022). Sur le plan stratigraphique, les restes d'œufs de dinosaures mentionnés sont bien représentés dans le Maastrichtien du Maroc (Chassagne-Manoukian *et al.*, 2013).

### **1.2.3. Caractérisation du Passage K/Pg à El Kantara**

#### **1.2.3.1. Évolution verticale de la faune et la flore à El Kantara**

Le matériel paléontologique provenant de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, récemment datée du Maastrichtien terminal, se compose des éléments suivants (Fig. 35, échantillons 2 à 5) : six genres d'ostracodes, six genres avec dix espèces de charophytes, quatre espèces de *Laffitteina*, deux espèces de *Megaloolithus* et quelques dents de Charasiformes indéterminées (Matsa *et al.*, 2022). À la partie supérieure de cette formation (Fig. 35, échantillons 4 à 5), une diminution graduelle de la flore et de la faune en termes de nombre d'espèces et d'individus est observée. Ce phénomène se poursuit sur les quatre derniers mètres de la formation jusqu'à leur complète disparition au niveau des marnes grises et des argiles sombres (Fig. 35, échantillons 6). Ces niveaux argileux très sombres contiennent deux niveaux de microtectites. Ces derniers sont interprétés comme des gouttelettes de roches fondues associées à un impact météoritique important (Glass, 1990 ; Combes, 1982). La Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, datant du Thanétien, se caractérise par un nouveau contenu floristique et faunistique, mais pauvre en nombres d'individus et en espèces. Un renouvellement de la flore et de la faune est ainsi observé. Les rares formes de gyrogonites de charophytes, représentées par la seule espèce *Peckichara llobregatensis*, ainsi que le foraminifère benthique *Laffitteina* et les ostracodes sont de petite taille. Leur faible développement suggère qu'ils ont subi des conditions environnementales et climatiques défavorables après le passage K/Pg (Fig. 35) (Matsa *et al.*, 2022).

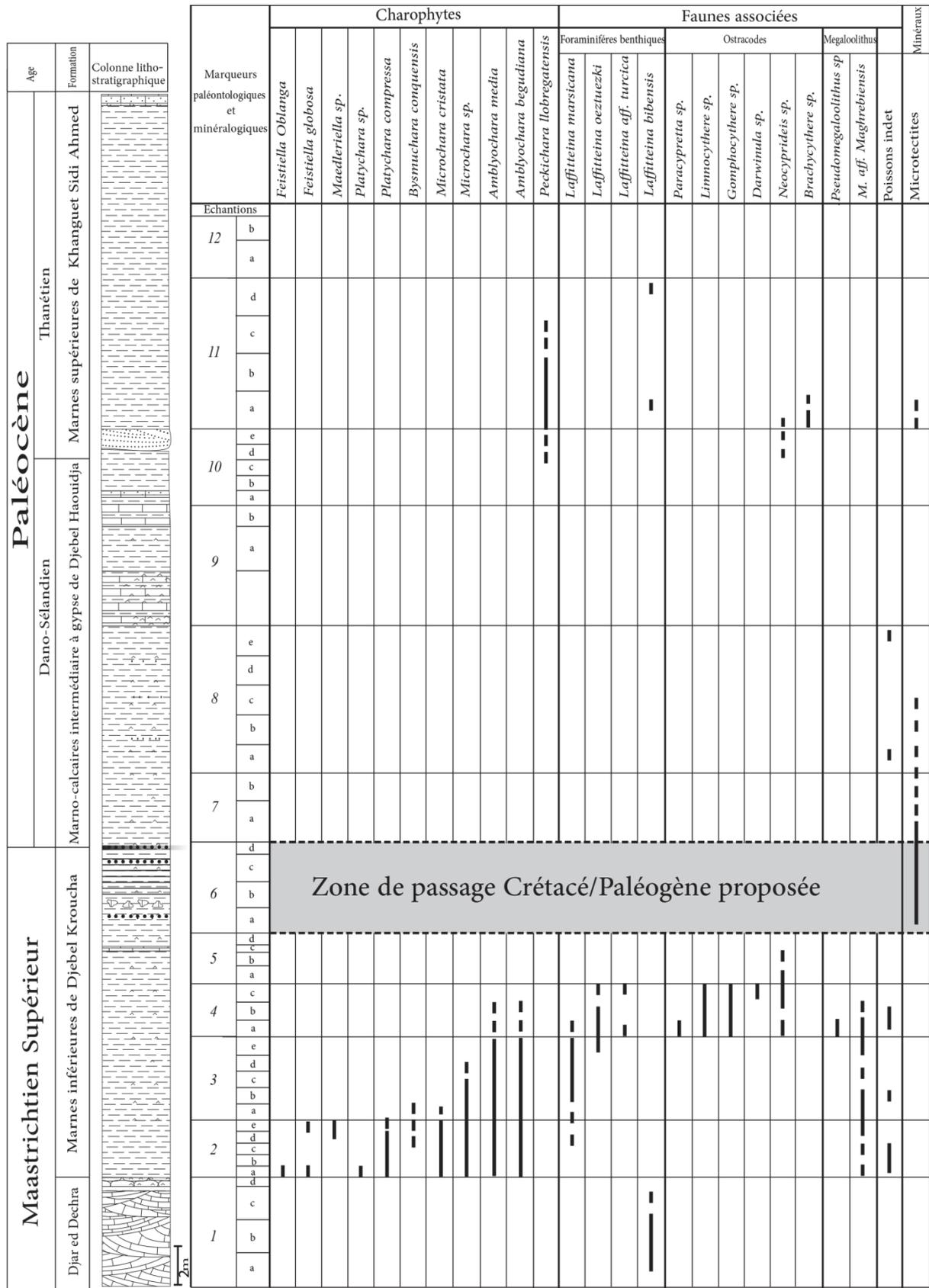


Figure 35 : Répartition des microfossiles et des microtectites dans la coupe de l'Oued Khanguet es Sedjra autour du passage K/Pg (région d'El Kantara) (Matsa *et al.*, 2022).

### **1.2.3.2. Données minéralogiques**

#### **1.2.3.2.1 Introduction**

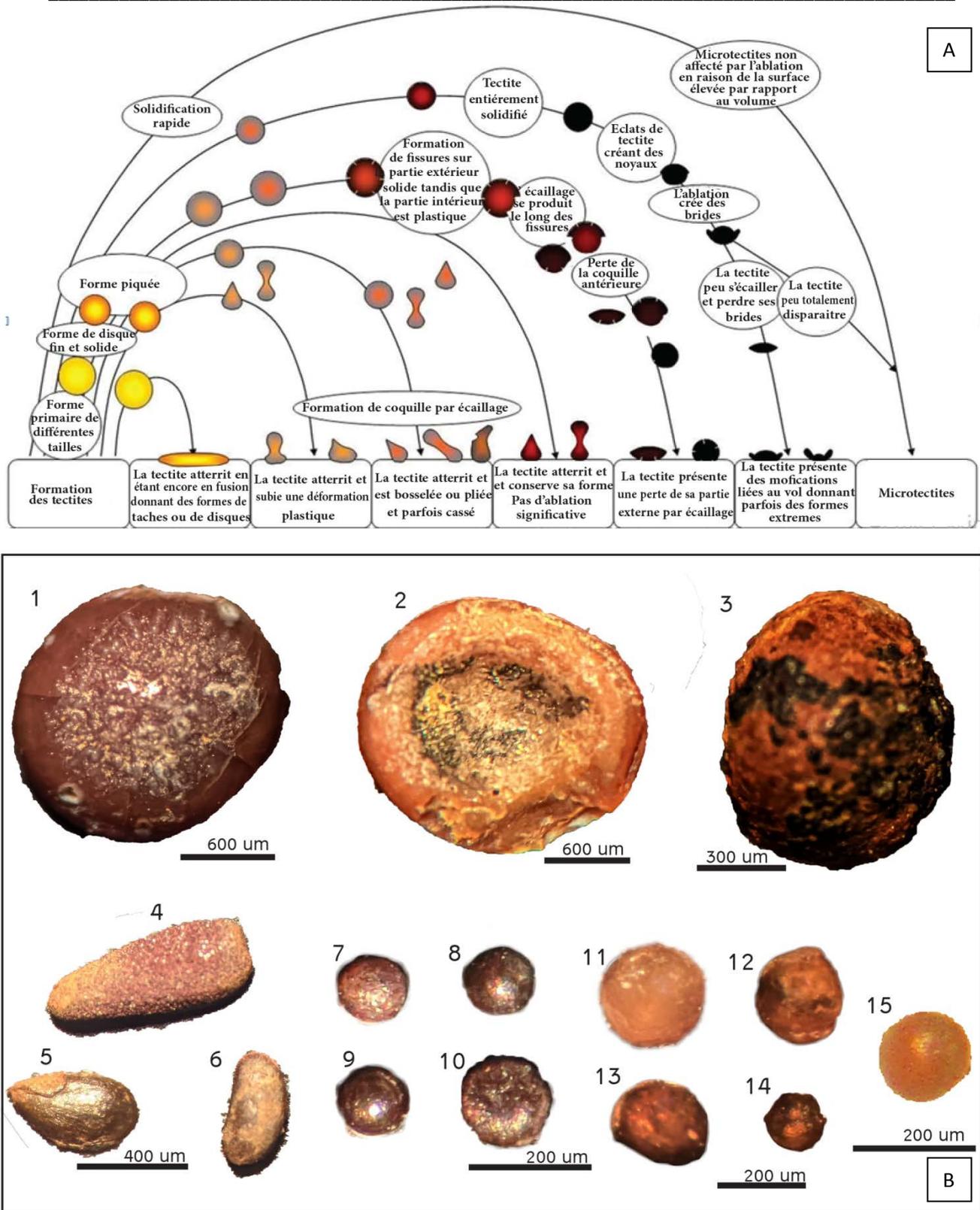
Vers le sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, des niveaux argileux noirâtres font suite aux marnes grises (Matsa *et al.*, 2022). Ces niveaux argileux sombres (Fig. 35, échantillons 6) renferment des cristaux octaédriques de magnétites, des débris d'oxyde de fer et des microtectites de diamètre inférieur à 1 mm. Un liseré orange centimétrique enrichi en goethite et en concrétions de jarosite, dépourvu de toute trace de microfossiles ou de fossile clôture cette formation, ce liseré peut être considéré comme un horizon repère. Le changement soudain de faciès dans les niveaux sombres est en liaison avec un événement en liaison avec une baisse rapide du taux de carbonate et une présence de matériels cosmiques (tectite ou microtectites) (Adate, 2003).

#### **1.2.3.2.2. Les microtectites d'El Kantara**

Les microtectites se présentent sous forme de fragments de roches fondues, vitreuses et ne contiennent pas de micro cristaux. En refroidissant dans l'atmosphère pendant leur vol et selon leur degré de rotation, les gouttes de roche en fusion après leur solidification se présentent sous forme elliptiques de larmes ou de sphéroïdes. Certaines tectites ont également des caractéristiques de surface secondaires (en tête de rivet) qui sont compatibles avec l'ablation aérodynamique pendant le vol hypersonique. Les sphérules d'impact se caractérisent par une gamme de couleurs variées, notamment le blanc, le jaune, le marron, l'orange, le rouge et le noir. Nous constatons pour chaque niveau à microtectites échantillonné, il semble y avoir des sphérules de compositions et de morphologies différentes (Matsa *et al.*, 2022).

#### **1.2.3.2.3. Mécanisme de formation des tectites**

Michel-Alain COMBES (1982) a reconstitué de la manière suivante la formation des tectites. Après l'impact, la violente onde de choc va affecter les roches du substrat en les choquant et en les fessant subir diverses transformations. Un certain volume de roches est



**Figure 36** : A. Différentes morphologies des tectites en fonction de la distance de projection (Sources [www.hillbillyu.com](http://www.hillbillyu.com), modifiée) B. Tectites et microtectites retrouvées au sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha à El Kantara (Fig. 1-14) et dans le membre calcaro-détritique basal d'El Kohol (Fig 15). Fig. 1-2 : Tectites en forme de tête de rivet : 1 Face convexe, 2 Face concave. Fig 3 : Microtectite en forme d'ellipsoïde. Fig. 4-6 : Microtectites en forme de larve. Fig. 7-10 : Microtectites ferreuses sphériques avec une surface perlée. Fig. 11-15 : Microtectites sphériques translucides.

concassé, un autre brisé, un autre pulvérisé, un autre fondu (à plus de 2500°) et un autre vaporisé. Tout ce matériel qu'il soit solide ou liquide est projeté dans l'atmosphère à des altitudes allant de quelques centaines de mètres à plusieurs centaines de kilomètres. Une partie des matériaux solides et fondus retombent à l'intérieur du cratère ou autour de celui-ci, créant des impactites aux formes très irrégulières et chaotiques. Les impactites suite au métamorphisme de choc vont subir une transformation physique et chimique. Là où les pressions et les températures sont les plus élevées, les transformations seront à leurs maximales. Les transformations sont moins importantes dans les zones périphériques de la zone impactée, là où les pressions et les températures sont inférieures.

Une partie du matériel ne retombe pas à proximité du cratère durant la projection des roches, mais elle est projetée plus loin. La matière vaporisée et les gaz issus de l'impact, montent loin dans l'atmosphère, jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres en compagnie d'une fraction du matériel fondu. Selon la puissance de l'éjection, le matériel fondu retombe sur Terre dans des zones plus ou moins éloignées, mais toujours de quelques centaines de kilomètres du cratère parent qui est leur point de départ et forme ce que l'on appelle selon leur taille les tectites ou microtectites. Les tectites expulsées hors du cratère dont elles sont issues, vont subir une ablation aérodynamique durant leur traversée de l'atmosphère. L'ablation aérodynamique façonner les vraies tectites qui sont des objets de forme régulière en : objets en forme d'haltères, de poires, de larmes et de disques évoquant les gouttes d'un liquide visqueux figées brutalement (Fig. 36).

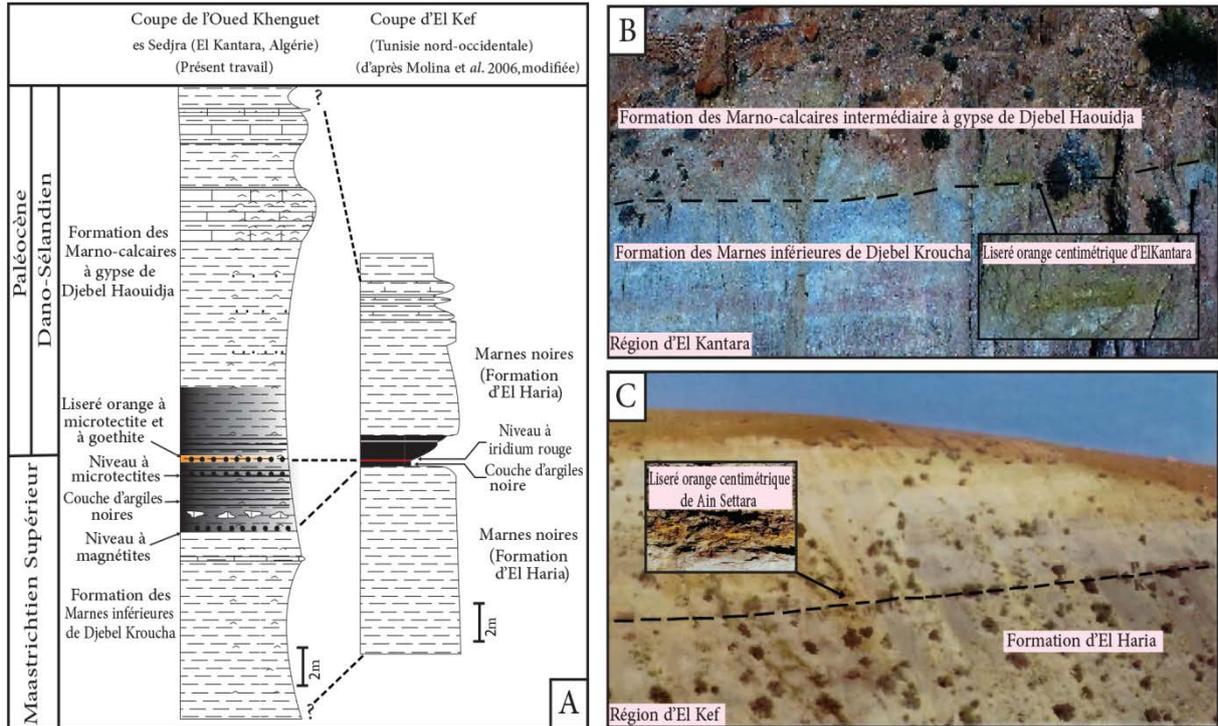
#### **1.2.3.2.4 Conclusion**

Ainsi, les tectites et les microtectites sont engendrées lors d'un impact de météorite avec la Terre dont la puissance de l'impact permet la création d'un cratère parent d'au moins 10 km de diamètre. Suite à l'impact, une partie du matériel fondu est éjectée dans l'atmosphère et se propage sur des distances allant jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres depuis le point d'impact. (Glass, 1990 ; Combes, 1982). Par conséquent, la découverte de microtectites est une preuve incontestable de la survenue d'un impact météoritique majeur au niveau des couches d'argile sombre de la coupe étudiée lors du passage K/Pg. (Fig. 35, terme 6). Des niveaux identiques à ces derniers recélant aussi des microtectites provenant d'un impact météoritique ont été mentionnés par Gallala (2014) en réexaminant des coupes géologiques du passage K/Pg en France, en Espagne et en Tunisie.

#### 1.2.4. Corrélation de la coupe de l'oued Khenguët Es Sedjra avec la coupe de référence d'El Kef et Aïn Settara

Dans la coupe d'El Kef « Stratotype de la limite K/Pg » (Fig. 37), l'environnement de dépôt est épibathyal pendant le Maastrichtien, puis évolue vers un milieu de type plateforme externe au Maastrichtien terminal (Ben Abdelkader *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 2006). Le retour à des conditions épibathyales se produit au cours du Paléocène inférieur, précédant l'établissement à nouveau des conditions de plateforme externe au Paléocène supérieur (Cowie *et al.*, 1989 ; Robin *et al.*, 1991). Dans l'ensemble, nous pouvons dire que les milieux de dépôts d'El Kantara sont moins profonds, mais l'évolution des environnements est identique à celle d'El Kef.

À El Kef, la limite K/Pg est caractérisée par la présence d'une fine couche de couleur rouge rouille présentant une concentration inhabituellement élevée d'iridium, au sein d'une couche d'argiles sombres d'une épaisseur de 50 à 60 cm. Ce niveau présente des concentrations anormalement élevées d'iridium, des microtectites altérées, des spinelles enrichis en nickel et des cristaux de quartz choqués (Smit & Klaver, 1981 ; Cowie *et al.*, 1989 ; Robin *et al.*, 1991). Les argiles sombres de la coupe d'El Kantara (Fig. 34) présentent des caractéristiques similaires aux argiles sombres d'El Kef et de Aïn Settara. La présence simultanée des argiles sombres, des microtectites et du liseré dans les coupes (Fig. 37) nous permet de situer le passage K/Pg au sein de la coupe étudiée dans la présente étude. Ainsi le passage K/Pg à El Kantara devrait se situer dans les niveaux argileux sombres (4 à 5 m) au sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha (Matsa *et al.*, 2022). Nous notons aussi que par l'intermédiaire de la cyclostratigraphie réalisée sur la coupe de Aïn Settara « Parastratotype de la limite K/Pg en Tunisie », des variations du taux de sédimentation qui semblent trouver leur origine dans des variations eustatiques dans la partie supérieure du Maastrichtien ont été mises en évidence par les travaux de Hennebert & Dupuis (2003). Il est possible d'observer ces fluctuations successives à El Kantara, qui se manifestent par des incursions marines visibles dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha (Matsa *et al.*, 2022).



**Figure 37 :** Essai de corrélation entre les argiles noires à microtectites et le liseré orange de la coupe de l'Oued Khenguets Sedjra d'El Kantara (Algérie nord-orientale) avec les argiles noires et liseré rouge de la limite K/Pg de la coupe d'El Kef et de Ain Settara (Tunisie nord-occidentale). A : Corrélation des log stratigraphiques de la coupe de l'Oued Khenguets Sedjra d'El Kantara avec la coupe de El Kef (Matsa *et al.*, 2022). B : Zone de passage K/Pg entre le sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha et la base de la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja, avec la mise en évidence du liseré orange centimétrique. C : Limite K/Pg de la coupe de Ain Settara représenté par le liseré orange centimétrique à Iridium au sein de la formation d'El Haria.

### 1.2.5. Résultats paléoenvironnementaux et implications paléogéographiques (El Kantara)

Vers la fin du Crétacé, la coupe de l'Oued Khenguets Sedjra (El Kantara, fig. 35) se localisait au débouché de la Mer Transsaharienne près des terres émergées du Paléomaghreb (R. A. Reyment & E. R. Reyment, 1978). La base de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha a fourni des *Laffitteina*. Ces dernières indiquent un environnement appartenant à une zone de plateau restreint où prédominent les faciès lagunaires (Caus, 1988 ; Inan, 1996 a) et les zones subtidales (Caus, 1988; Inan, 1996 a; Gusic *et al.*, 1988). Selon Hottinger (1997), la présence des *Laffitteina* suggère l'installation d'un environnement lagunaire avec une salinité réduite dans la zone photique supérieure. Au sommet de cette

dernière, l'assemblage d'ostracodes est composé par un mélange de non-nageurs et de nageurs, qui fournissent une preuve de la nature du plan d'eau de leur habitat (Whatley & Bajpai, 2005). La grande partie des taxons déterminés sont des non-nageurs comme les cytheracées (*Limnocythere*, *Gomphocythere*) et les darwinulacées (*Darwinula*). Même si certaines espèces de *Limnocythere* vivent dans des mares temporaires (Mckenzie, 1971), la majorité des taxons présents cohabite dans des eaux permanentes. Le genre *Darwinula* est un marqueur des plans d'eau permanents tels que les étangs et les lacs (Whatley & Bajpai, 2005); le genre *Paracyprretta* est aussi considéré comme un nageur actif. Cette association d'ostracodes nous suggère que nous sommes en présence d'un corps d'eau douce permanent (lac). En revanche, la présence du genre *Neocyprideis* dans les échantillons 4c à 5b suggère des variations environnementales allant d'un environnement saumâtre à un environnement marin. Ce genre d'ostracode d'eau saumâtre a été identifié depuis longtemps dans les lits intertrappéens de Rajahmundry, comme indiqué par Jain (1978) et Khosla & Nagori (2002). Il est fréquemment associé à des foraminifères benthiques et planctoniques, comme rapporté par Keller *et al.* (2008). Sa présence est interprétée comme un indicateur d'un afflux temporaire ou à court terme d'incursions marines dans les milieux d'eau douce, ce qui engendre des conditions marines peu profondes à estuariennes saumâtres (Keller *et al.*, 2009 a, b). Ainsi, nous avons mis en évidence la présence d'une association d'ostracodes d'eau douce et saumâtre à El Kantara, d'après Whatley & Bajpai (2005) la présence de ce mélange de faunes d'ostracodes (eau douce et saumâtre) n'est pas incompatible avec l'idée d'une voie maritime à proximité.

Mis à part les différentes ingressions marines mineures indiquées par la microfaune, l'évolution générale est plutôt régressive dans la région d'El Kantara. Elle est matérialisée par des intercalations évaporitiques au sein de la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja (Matsa *et al.*, 2022). Cette régression a pour conséquence le repli généralisé de la Mer Transsaharienne au Paléocène inférieur (Marzoqi & Pascal, 2000). Le phénomène se généralise dans toutes les régions avoisinantes (périméditerranéennes et sahariennes). Dans la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, l'installation d'un environnement lacustre s'amorce au Thanétien avec le dépôt de marnes rouges à characées témoignant ainsi de l'extension de l'environnement lacustre. La présence de *Laffitteina*, un organisme tolérant des eaux hypohalines, suggère des apports marins temporaires selon Belkhodja & Bignot (2004), indiquant ainsi un retour progressif de la Mer Transsaharienne.

### 1.2.6. Discussions

La coupe étudiée de l'Oued Khenguët es Sedjra révèle la complexité de l'environnement et des événements qui ont eu lieu lors du passage K/Pg. Matsa *et al.* (2022) identifient trois événements majeurs qui caractérisent le passage K/Pg : une régression marine, un refroidissement climatique (Li & Keller, 1998) et une accumulation soudaine de matériaux cosmiques en relation avec un impact météoritique sur la Terre. Les deux premiers événements, qui sont probablement liés, se sont produits sur une longue période, montrant ainsi leurs effets bien avant la limite K/Pg, pendant le Crétacé supérieur. La régression marine se manifeste par une diminution progressive des organismes nécessitant un environnement marin ou saumâtre, en faveur de populations mieux adaptées aux eaux douces continentales (Matsa *et al.*, 2022). Ainsi, l'extension des terres émergées est la conséquence d'une baisse des températures, qui aurait entraîné la disparition de la faune plus sensible à ce changement climatique en provoquant leur disparition progressive (Hallam & Wignall, 1997). Ces deux événements graduels, enregistrés dans La Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, résultent probablement d'un volcanisme intense comme celui des Trapps du Deccan (Matsa *et al.*, 2022). En effet, on sait que la mise en place de coulées basaltiques s'accompagne d'émissions de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et de gaz soufrés (SO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>S) dans l'atmosphère susceptibles de modifier le climat. Ainsi, les émissions de gaz soufrés après conversion en aérosols sulfatés auraient induit un refroidissement drastique pendant plusieurs années alors que le CO<sub>2</sub> aurait provoqué un réchauffement à plus long terme (Mercier, 2020 ; Brugger *et al.*, 2017). La faune d'ostracodes présente dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha est presque similaire à celle décrite par Whatley & Bajpai (2005), avec laquelle nous avons identifié cinq genres communs aux couches sédimentaires intertrappéennes. Ce pendant, le volcanisme du Deccan ne peut pas être la seule cause de ce refroidissement, car la quantité de cendres produites par ce type d'éruption est insuffisante pour avoir un effet sur le climat à long terme (Keller *et al.*, 1995). Au sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, le troisième événement est brièvement enregistré dans les marnes grises, qui se évoluent ensuite en argiles sombres à gypse non fossilifères. Ces argiles renferment de la magnétite, des débris d'oxyde de fer et des microtectites témoignant de cet événement. Ces argiles sont terminées par un liseré orange centimétrique qui est riche en goethite et en concrétions rouillées de jarosite (fig. 35, échantillon 6). L'événement cosmique qui s'est produit au passage K/Pg a provoqué une extinction brutale de la faune et de la flore. Seules quelques espèces ont survécu, notamment une forme d'ostracode

(*Neocyprideis*) et une forme de *Laffitteina* (*L. bibensis*), qui ont été identifiées dans la coupe étudiée (Matsa *et al.*, 2022).

## 2. Le passage K/Pg dans la plateforme saharienne (Plateau du Tademaït)

### 2.1. Introduction

Des dépôts inhabituels au passage K/Pg sont mis à jour récemment (Matsa *et al.*, 2019) dans le Tademaït oriental. Cette sédimentation s'est produite au fond d'une mer peu profonde (Mer Transsaharienne). Sa lecture nous a permis de l'interpréter comme étant des dépôts résultant au moins de deux tsunamis différents. Ces derniers sont connus comme étant des événements de hautes énergies (McKinnon, 1982) provoqués par des séismes de fortes amplitudes liées soit à des mouvements de plaques tectoniques ou exceptionnellement à des impacts météoritiques (Oberbeck *et al.*, 1993). Dans le Tademaït oriental sont connus pour le moment deux cratères météoritiques à savoir Tin Bider (Lambert *et al.*, 1980 et 1981) et tout récemment Tabaloulet (Mahboubi *et al.*, 2022). Un troisième cratère météoritique, celui d'Amguid (Lambert *et al.*, 1980 et 1981) est connu plus au Sud sur les reliefs hercyniens.

Concernant le passage K/Pg dans le Tademaït oriental, nous venons de mettre en évidence des lits d'événements (dépôts grossiers) intercalés à la base du dernier tiers des marno-calcaires jaunes de Dir en-Naam.

## 2.2. Caractérisation du passage K/Pg sur le Plateau du Tademaït

### 2.2.1. Données paléontologiques

C'est le Tademaït-E qui a fourni une faune assez abondante et variée dont *Raeta*, *Legumen*, *Pholadomya*, *Tellinella* et *Pseudomiltha* qui ont permis la datation du Maestrichtien. D'après les observations d'Amard *et al.* (1981), le Maestrichtien se poursuit sans interruption en un Paléocène inférieur, marqué par la présence de *Laffitteina* cf. *monodi*, *Belzungia* sp et *Echinanthus schweinfurthi*. Cependant, il n'est pas possible d'observer une continuité de la sédimentation sur l'ensemble de la zone cartographiée. À mesure que l'on se déplace vers l'Ouest (dans le secteur de Chabbaba), la deuxième cuesta, qui correspond au Maestrichtien supérieur-Paléocène inférieur, disparaît cartographiquement. Elle est recouverte

directement par le Paléocène supérieur et repose sur le Maestrichtien inférieur et le Campanien.

En comparant les faunes collectées en allant d'Ouest en Est, Amard *et al.* (1981) ont remarqué une nette différence faunistique entre le Tademaït-E et le Tinrhert-O. La faune s'appauvrit d'Est en Ouest (13 genres contre 7). Mais cette tendance se renverse dans la formation sus-jacente au Maestrichtien supérieur. Ces auteurs soulignent l'existence d'un enrichissement faunistique en nombre et en forme, qui jusqu'ici était l'apanage du Tinrhert-O depuis le Cénomaniens. Cette tendance est de courte durée, car au Paléocène supérieur nous assistons à une diminution de la diversité.

Il convient de noter qu'aucune interruption dans la sédimentation n'a été observée dans la partie Est de la zone étudiée. En outre, il n'y a pas de rupture dans la continuité sédimentaire entre le Maestrichtien et le Paléocène inférieur, ni entre le Paléocène inférieur et le Paléocène supérieur. Amard *et al.* (1981) affirment que la discrimination sur le terrain est rendue facile grâce à un remarquable renouvellement faunistique caractérisant les niveaux du Paléocène supérieur. La présence abondante d'échinodermes tels que *Linthia sudanensis*, *Plesiolampas saharae* et *Rhyncholampas (Galerolampas) tinrhertensis* en fait des niveaux repères très utiles. A cela vient s'ajouter une microfaune très abondante de *Ranikothalia bernutdezi*.

## **2.2.2. Inventaire des structures sédimentaires observées**

### **2.2.2.1 Introduction**

Sur le terrain dans la localité de l'Oued el Alenda (Tademaït oriental), nous avons identifié aux moins deux horizons à seismites. Ces derniers s'expriment par des déformations des sédiments mous développés dans les Marnes jaunes de Dir en-Naam. Ces phénomènes engendrent donc l'existence de tsunamis. Ce dernier est responsable de la mise en place de tsunamite. Le substrat, formé par les marno-calcaires jaunes de Dir en-Naam, va connaître simultanément une déformation et une liquéfaction des sédiments mous provoquées par l'arrivée des ondes sismiques suivie par une bréchification intense causée à l'arrivée des vagues de tsunamis. Les coupes géologiques levées dans cette région montrent l'existence de niveaux à brèches et à cherts composés d'une matrice carbonatée, de galets et de blocs remaniés (centimétrique à métrique) (Fig. 26, D) intercalés dans les calcaires en plaquettes et les Marnes jaunes de Dir en-Naam. Les blocs remaniés proviennent du substrat sous-jacent. Nous notons la présence, dans certains endroits, de surfaces décapées sur lesquelles reposent

des blocs remaniés (Fig. 42). Ce type de dépôts suggère une forte érosion accompagnée par un décapage de la surface. Les blocs remaniés peuvent être observés dans cette localité où ils sont souvent soudés par une matrice carbonatée (Fig. 26, B). Cette accumulation est recouverte et scellée par un calcaire lenticulaire présentant une importante accumulation de débris coquillés remaniés. Cette lumachelle (0.5 à 1 m d'épaisseur) est ondulée vers le sommet. L'ensemble impliquerait alors que nous sommes en présence de dépôts résultant de tsunamis affectant cette région au passage K/Pg.

## **2.2.2.2. Les seismites**

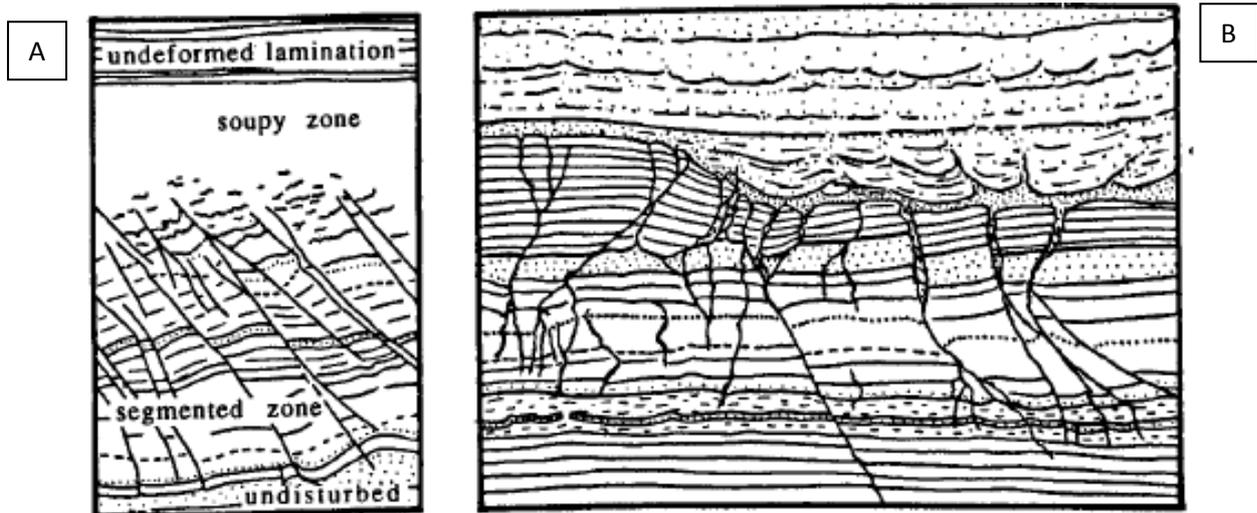
### **2.2.2.2.1 Effets des ondes sismiques sur les sédiments**

Les séismes engendrent des ondes sismiques qui sont à l'origine de nombreuses perturbations dans les sédiments en place, qu'ils soient consolidés ou non, au cours de leur propagation. Les récents séismes ont mis en évidence une grande diversité de manifestations sédimentaires, telles que des phénomènes de liquéfaction, qui peuvent entraîner l'effondrement de bâtiments ou la formation de volcans de sable de quelques centimètres de hauteur, ainsi que des glissements de terrain de plusieurs mètres. Une classification de ces enregistrements a été réalisée par Montenat *et al.*, (2007) et proposent en trois catégories différentes qui sont : les phénomènes gravitaires, les phénomènes de fracturation des roches et les seismites au sens large. Les seismites désignent l'ensemble des déformations des sédiments, qu'elles soient ductiles ou fragiles, qui sont causées par les ondes sismiques. Les déformations fragiles regroupent les événements en liaison avec les ruptures de faille (brèche de faille, veines minérales, etc. ...), et les déformations ductiles sont représentées par les phénomènes de déstructurations de sédiments en place (liquéfactions, expulsions de fluides, boudinage et etc.) (Beck *et al.*, 2007; Marco *et al.*, 1996).

Le phénomène se caractérise alors par : la destruction des structures sédimentaires, la modification de la pression du fluide interstitiel, le réaménagement des grains qui entraîne une augmentation de la densité de la phase granulaire et la surpression de l'eau de saturation. L'eau en surpression est responsable de phénomènes d'expulsion et/ou d'injection d'une phase fluidisée (composé d'eau, de petits grains et de boue), générant les structures sismiques. Ces phénomènes ont donné lieu à de nombreuses études, notamment sur les processus de fluidisation et d'échappement des fluides (Owen, 1987 ; Nichols *et al.*, 1994).

### 2.2.2.2. Inventaire des SSDS (Soft-Sediment Deformation Structures)

Avant de nous servir de ce type de déformation comme indice d'une activité sismique, il nous semble nécessaire de préciser les principales caractéristiques induites par une déstabilisation sismique des particules, à l'intérieur de dépôts réputés stables sans cette intervention extérieure (Owen, 1987). L'idée de séismites est maintenant acceptée, l'intérêt de ces enregistrements sédimentaires issu de tremblements de terre de forte magnitude ( $M \geq 5$ ) réside surtout dans le fait que ces manifestations sont clairement localisées dans le temps, au sein des séries sédimentaires. Ces dernières n'affectent que les dépôts les plus récemment enfouis au moment du séisme généralement en surface ou à faible profondeur et présentent des structures plissées, froissées et fluides qui se superposent souvent aux structures de dépôt.



**Figure 38 :** A : Schéma d'une des séismites figurées par Seilacher lors de la première publication de ce terme (Seilacher, 1969). B : Séismite d'un type comparable, du Miocène moyen de Jbel Abu Shaar (Égypte). Les failles normales sont associées à deux niveaux de désolidarisation au sommet, les structures sédimentaires disparaissent dans une zone de cisaillement plastique comportant des niveaux liquéfiés; à la base, le rejet des failles listriques disparaît dans un jeu de glissement couche sur couche (Jean-Claude Plaziat et M'fedal Ahmamou, 1998).

D'autre part, ces déformations liées à une liquéfaction dans la majorité des cas s'étendent loin au-delà de l'épicentre jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres (Guiraud & Plaziat, 1993 ; Galli & Ferrel, 1995). Seilacher (1969) a utilisé pour la première fois le nom de séismite (sur le modèle du terme "turbidite") pour une séquence décimétrique de couches de boue

déformées, les plus élevées par liquéfaction et les plus basses par une fracturation dont le rejet disparaît en profondeur en quelques centimètres (figure 38), et qu'il interprète comme résultant d'un tremblement de terre. Ainsi ces déformations se mettent en place proche de la surface dans une boue liquéfiée par les vibrations sismiques. Ces structures, de type extensif au début, sont suivies plus tard par des figures de compression lorsque le glissement s'arrête ou lorsqu'il est freiné localement.

Les cinq coupes levées dans le Tademaït oriental (Oued el Alenda, Oued Aouleggui, Dir en-Naam, Ed-Dahna et Oued El Tineljamet) montrent les structures suivantes :

### A. Les volcans de boue

Ils se développent particulièrement dans les dépressions humides (plaines alluviales et littorales) et occasionnellement en milieu tidal (Morton & Campbell, 1973). En coupe transversale, les flancs des « volcans » présentent une structure extrusive spécifique.



**Figure 39** : Illustration d'un volcan de boue au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued Aouleggui.

Si les membres couchés du "volcan" sont remis à leur place initiale (horizontale), ils montrent un allongement notable qui résulte de l'étirement du lit sédimentaire mou, avant qu'il ne se disloque et que le volcan éclate. Ainsi, le noyau du volcan présente une structure fluide due à l'extrusion de sédiments fluidisés (Fig. 39) (Gill & Kuenen, 1957; Montenat,

1980 , Jones *et al.*, 2000). La partie externe du volcan (cône) est une structure éphémère, très vulnérable à l'érosion. Dans le registre géologique, les vestiges du cône sont exceptionnels, car étant généralement érodés et scellés par des dépôts ultérieurs. Les volcans de boue ou de sable sont une structure sédimentaire très courante observée en surface lors de forts séismes (Montenat, 1980).

### **B. Les Sismoslumps**

Ce sont des plis couchés, comme ceux des affaissements classiques (Fig. 40). Ces structures généralement petites (mm à dm d'épaisseur) se produisent dans des environnements de dépôt dépourvus de toute évidence de pentes.



**Figure 40 :** Illustration d'un sismoslump au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued el Alenda.

On les observe couramment dans les dépôts crayeux lacustres qui présentent un laminage varvé régulier et délicat (Sims, 1975; Hempton & Dewey, 1983; El-Isa et Mustafa, 1986; Ringrose, 1989; Beck *et al.*, 1992), ou un laminage marin confiné (Ott d'Estevou, 1980;

Paturol & Ott d'Estevou, 1991; Plaziat et Purser, 1998). Ces sismoslumps, issus de la liquéfaction des sédiments superficiels et situés respectivement au sein de l'amas sédimentaire, peuvent être utilisés pour enregistrer la succession des séismes (Marcos *et al.*, 1996 ; Ken-Tor *et al.*, 2001).

### C. Faille d'éruption ou Blowout Fault

Ces fractures ne sont pas des failles tectoniques « classiques ». Ils résultent du clivage de matériaux indurés, dû à l'extrusion de sédiments liquéfiés sous-jacents en surpression. Ceci génère un effet « bouchon de Champagne » (Fig. 41) (Montenat, 1980).



**Figure 41** : Illustration de Faille d'éruption ou Blowout faults au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued Aouleggui.

Dans certains cas, cette structure est constituée de brèches de fragments indurés produisant des « brèches d'explosion ». Les fractures en périphérie de ce dernier présentent généralement une géométrie de faille inverse. Les failles d'éruption sont une seismite de type circonstanciel, dont la mise en place réside dans la consistance de la couche superficielle dure et résistante (Montenat, 1980).

### D. Faille de Classement ou Fault grading

Dans la localité de l'Oued el Alenda, un niveau particulier composé de calcaire et marno-calcaire sur plusieurs mètres d'épaisseur est affecté par un grand nombre de petites failles normales alors que les sédiments contigus sous-jacents et sus-jacents ne sont pas affectés. Ces failles post-sédimentaires sont caractérisées par un décalage décroissant vers le bas (c'est-à-dire dans le sens opposé aux failles synsédimentaires). Cette séquence structurale montre, du haut vers la base une zone de gravats désorganisés et une zone faillée en escalier, avec des contacts graduels entre ces zones et le fond et une limite nette au sommet (Fig. 42). Ces failles synsédimentaires sont incompatibles avec le modèle structural régional et n'ont aucune signification tectonique.



**Figure 42 :** Illustration des Failles de Classements ou Fault grading au passage K/Pg aux environs de la coupe de l'Oued el Alenda au sein des Marnes jaunes de Dir en-Naam.

Rappelons que le terme de seismite a d'abord été proposé par Seilacher (1969) concernant la gradation des failles, en tant que structures résultant d'un compactage soudain dû aux secousses sismiques (Fig. 38. A). Le taux de compactage est faible dans les niveaux plus profonds en partie lithifiés; il augmente vers le haut, tandis que les dépôts superficiels ne

subissent pas de compactage différentiel et sont presque entièrement liquéfiés. Une forte densité de telles failles produit des « brèches autoclastiques », avec un changement latéral ou vertical progressif en passant de « failles de gradation » à des brèches autoclastiques (Paturel & Ott d'Estevou, 1991).

### E. Dykes neptuniens et digues d'injection



**Figure 43** : Illustration de dyke neptunien et de digues d'injection au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued el Alenda.

Les dykes neptuniens sont liés à la formation de fissures ouvertes résultant de causes diverses, ils peuvent rester ouverts longtemps. Les nombreuses fissures ouvertes, formées lors de tremblements de terre, sont comblées par des sédiments (Torcia, 1784 et Fuller, 1912). Les dykes neptuniens provoquent une diffusion à grande échelle d'eau et de fines matières boueuses qui pénètrent profondément dans les pores et les petits vides du sous-sol. Ces fluides peuvent être soumis à des surpressions lors de secousses sismiques dans la zone de faille,

donnant naissance à des digues d'injection (Fig. 43). Les digues d'injection sont un exemple typique d'ouvrages générés par de l'eau en surpression et doivent être soigneusement distinguées des digues neptuniennes. La dynamique des digues d'injection résulte d'une combinaison de phénomènes de fluidisation et d'hydrofracturation (Lowe & LoPiccolo, 1974 ; Lowe, 1975, 1976 ; Cosgrove, 1995). Deux phénomènes peuvent être distingués : la formation de réseaux de fractures dans les roches dures dues à différents types de contraintes et le comblement des fractures par des sédiments mous en surpression fluidisés (eau et sédiments boueux) qui pénètrent profondément dans la zone faillée (Fig. 43). Les dykes générés dans la roche dure sont généralement regroupés en essaims, éclatant dans toutes les directions (Fig. 43). Par conséquent, le découpage des roches produit un motif de puzzle. Les géométries des réseaux de dykes injectés dans toutes les directions sont de bons critères pour classer ces dykes parmi les seismites. Différents auteurs ont pointé la possibilité d'origines sismiques (Oomkens, 1966).

#### F. Structures en coussin ou Pillow structures

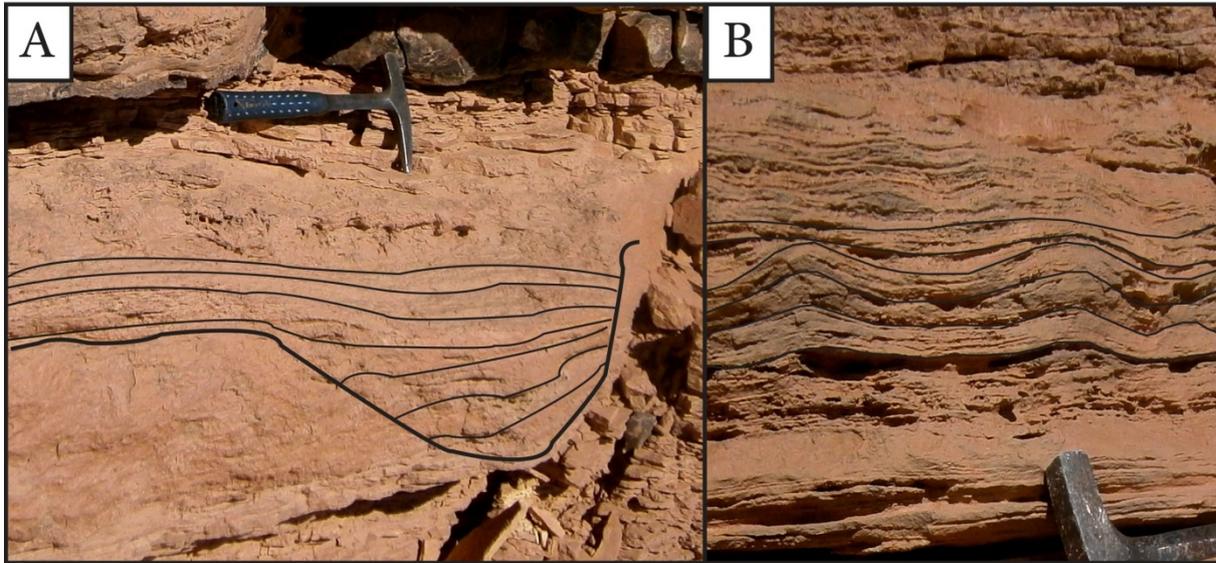


**Figure 44 :** Illustration de structures en coussin au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued el Alenda.

Ces structures également connues sous le nom de structures de type diapir ont été largement discutées dans la littérature (Pettijohn & Potter 1964; Reineck & Singh 1980; Allen 1986, Hempton & Dewey 1983; Moretti *et al.*, 1995; Montenat *et al.*, 2007). Ils sont constitués de portions régulières de lits, localement cisailées et déformées par des seuils injectés vers le haut à partir d'un niveau liquéfié sous-jacent. Pour rappel, la liquéfaction se produit à partir d'un séisme supérieur à une magnitude de 5 à l'échelle de Richter. Chaque partie du lit ressemble à de petits oreillers qui sont constitués d'une succession d'alternances de sable et de limon. Dans la zone d'étude, les structures en coussin sont observables dans plusieurs sites différents espacés entre eux de plusieurs dizaines de kilomètres. Elles présentent généralement une orientation N 60° à Oued el Alenda et Alouggui (Fig. 44).

### **G. Les figures de charge et les drops structures**

Les figures de charge ou load-cast (Fig. 45, B) observées sont formées dans des sédiments à gradient de densité inverse, c'est-à-dire suivant une sédimentation où les sédiments à masse volumique plus grande se superposent à d'autres à masse volumique plus basse. Cette instabilité gravitaire dans le sédiment est considérée par Owen (1987) comme une force motrice capable de déformer le sédiment, si celui perd sa résistance au cisaillement en cas de séisme par exemple. Dans ce cas, un rajustement gravitaire se produit à l'interface des deux unités lithologiques de masses volumiques différentes. L'unité supérieure plus dense tend alors à s'effondrer en plongeant à l'intérieur, tandis que simultanément le sédiment sous-jacent et le fluide interstitiel se dépassent vers le haut. L'intensité de la déformation dépend du contraste de densités existant dans le sédiment, si ce contraste est plus grand, un stade de déformation plus avancé que celui des load-casts prend place c'est les drops structures ou dropstones (Fig. 45, A). Les drops structures sont des poches de sédiment mou, dues à des collapses soudains du matériel dans le sédiment sous-jacent liquéfié. Les dimensions des structures varient entre 20 à 50 cm de haut et 30 à 50 cm de large. Le plus souvent, la lamination à l'intérieur de ces drops structures se moule parallèlement à la morphologie irrégulière du sédiment qui les entoure. Cependant, dans quelques structures, nous observons que la lamination interne reste horizontale ou peu déformée, avec un contact brusque contre les parois de la drop structure. Donc la déformation dépend surtout des caractéristiques granulométriques et mécaniques du sédiment, c'est pour cette raison qu'il n'existe pas en

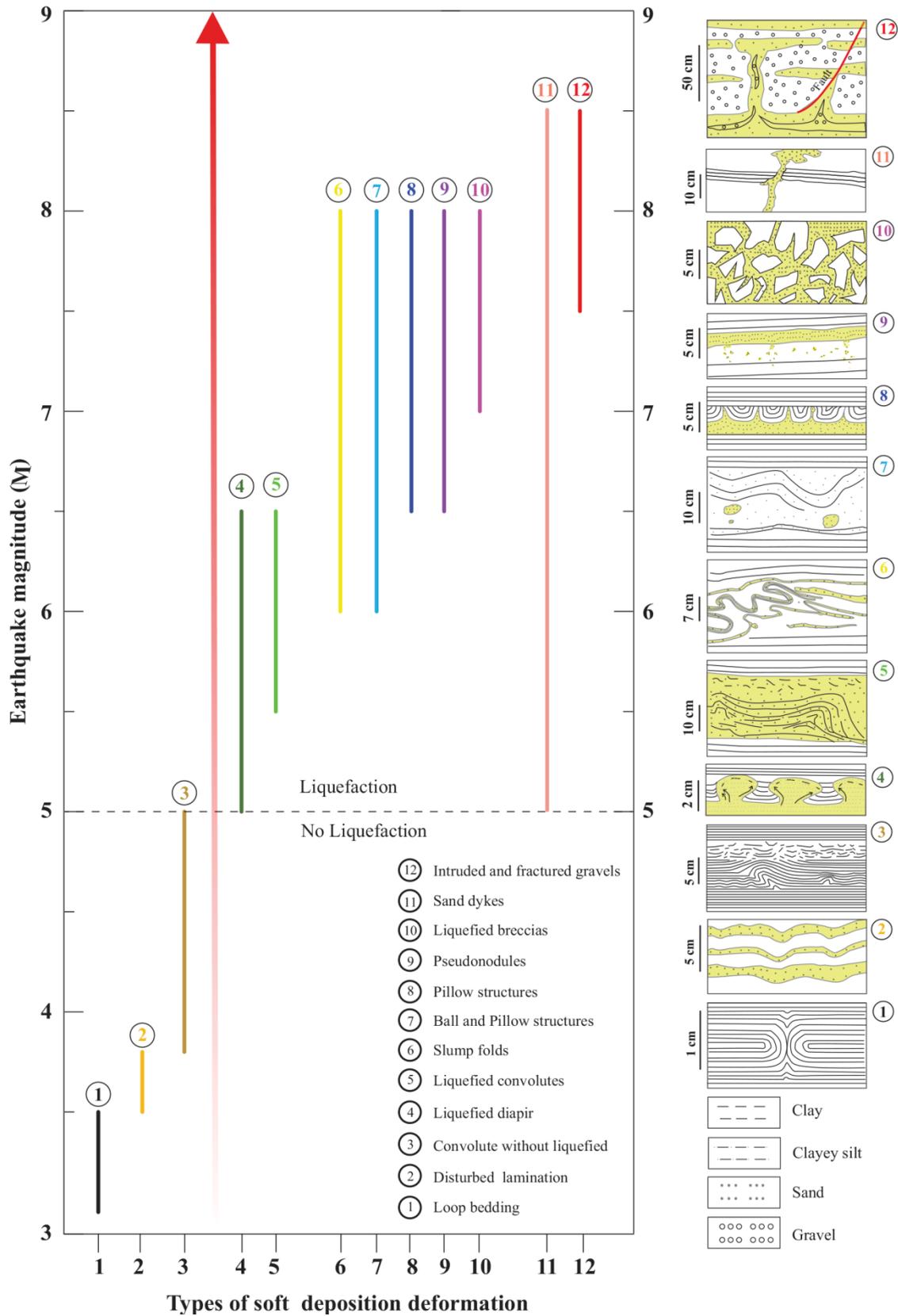


**Figure 45 :** Illustration des drapeaux structures (A) et des figures de charges (B) au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued Aouleggui.

conséquence de critère morphologique exclusif pour l'identification des seismites. Ces dernières structures ont été décrites ailleurs et envisagées comme des seismites par plusieurs auteurs. (Horowitz, 1982 ; Plaziat & Poisson, 1992 et Moretti & Troppeano, 1996).

#### **2.2.2.2.3. Détermination de la magnitude du séisme à partir du type de SSDS et chronologie des événements**

Dans les sédiments saturés en eau et non consolidés, différents mécanismes de secousses sismiques et de déformation (liquéfaction, fluidisation, thixotropie, etc.) peuvent entraîner différents types de structure de déformation. Premièrement, la superposition de couches sédimentaires denses sur des couches sédimentaires moins denses (léger) et analogue à l'instabilité gravitationnelle (Anketell *et al.*, 1970) permet aux sédiments à gros grains de s'enfoncer dans des sédiments à grains fins lorsque la couche sous-jacente moins dense se liquéfie ; ce qui entraîne des coulées de charge formant ainsi des figures de charges (Fig. 45). Deuxièmement, à mesure qu'une coulée de charge se développe, les sédiments sous-jacents plus fins compensent leur perte d'espace par des intrusions vers le haut formant des structures en flammes (Fig. 31, Photo B). Troisièmement, à la base de la couche source, le mouvement horizontal génère une contrainte de cisaillement horizontale dans la couche à grains fins



**Figure 46 :** Schéma montrant différents types de SSDS (en Mer Noire et le Tibet) avec une indication des magnitudes de tremblement de terre auxquelles les différents SSDS sont interprétés pour se former (Ning Zong *et al.*, 2022 réalisé d'après Rodríguez Pascua *et al.*, 2000).

surpressurisée et provoque la convolution des lamelles dans l'argile pour former des stratifications perturbées et tordues (Fig. 26, Photo D) (Suter *et al.*, 2011). Quatrièmement, avec des secousses sismiques plus fortes et plus longues, un sédiment plus dense s'enfonce complètement dans un sédiment moins dense, formant des pseudo-nodules (Anketell *et al.*, 1970) et des Pillow structures (Fig. 44) (Owen, 1987), qui peuvent finalement former un lit ou un horizon à Pillow structure (Fig. 26, Photo C) (Qiao & Li, 2008).

De nombreux chercheurs (Allen, 1986 ; Audemard & Santis, 1991 ; van Loon *et al.*, 2016) ont suggéré que des magnitudes de Richter supérieures à 5 sont nécessaires, pour produire des effets de liquéfaction significatifs dans des zones proches d'une surface saturées en eau, semi-consolidées à non consolidées. Rodríguez Pascua *et al.* (2000) ont résumé les différents types de SSDS et leurs relations avec les magnitudes des tremblements de terre. Ils suggèrent que les dépôts liés aux séismes engendrant des pseudo-nodules, des Pillow structures correspondent respectivement à des magnitudes de 5,5 à 6,5 et de 6 à 8 (Fig. 46). Les SSDS à petite échelle, tels que les stratifications perturbées et tordues ainsi que les structures de liquéfaction sont générés par des tremblements de terre de magnitude 5 à 5,5 (Monecke *et al.*, 2004, 2006). Les secousses sismiques nécessaires pour créer les Pillow structures doivent être supérieures à celles requises pour créer les figures de charge et de flamme ; tandis que les secousses nécessaires pour créer un horizon à Pillow structures doivent être supérieures et de plus longues durées que ces dernières (Owen, 1987).

Par conséquent, en se référant aux travaux de Rodríguez Pascua *et al.* (2000), les SSDS enregistrées sur le terrain nous permettent de retracer la chronologie des événements suivants (Fig. 26 et 27):

- Séquence 1 débute par une sédimentation normale des Marnes jaunes de Dir en-Naam. Vers le sommet de celle-ci, des calcaires en plaquettes et à lamination perturbée affectée par des failles synsédimentaires sont observés. Ces SSDS résultent au minimum d'un séisme de magnitudes 3 à 5 qui est suffisamment fort pour produire des effets de liquéfaction significatifs.

- Séquence 2 est marquée par la mise en place d'une brèche et de microconglomérats qui sont présents à la base des coupes levées déclarant ainsi le passage du premier Tsunami à la suite du séisme enregistré au sommet de la séquence 1. Suite à cet événement, nous assistons à un retour au calme matérialisé par un banc de calcaire en plaquettes lithifiées de 1.5 m d'épaisseur. Sachant que l'épaisseur totale des dépôts du Maastrichtien dans le Tademaït est estimée à 71 m (Amard *et al.*, 1981), l'intervalle de temps écoulé pour le dépôt de ce banc de

calcaire est estimé à 110 000 ans environ. Ce laps de temps séparera donc le séisme précédent du second séisme qui se produira par la suite.

Le sommet du banc de calcaire lithifié de la Séquence 2 est surmonté par un deuxième niveau à SSDS composé par un niveau à Pillow structure visible sur le terrain et formant la rive gauche de l'oued el Aalenda. Cette structure est nécessairement créée par des secousses sismiques de longues durées et de fortes magnitudes de 6 à 8 sur l'échelle de Richter (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000).

- Séquence 3 débute par des dépôts bréchiques issus du second tsunami et qui sont rapidement comblés par le reflux (retour de la vague du continent).

- Séquence 4 marque un retour de la sédimentation normale dans des conditions calmes de plateforme interne avec la mise en place des Marnes jaunes de Dir en-Naam.

### 2.2.3. Données minéralogiques

Des traitements chimiques des échantillons de roches en provenance des niveaux K/Pg du Tademaït oriental ont été effectués au laboratoire (Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement, Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université d'Oran 2). Par la suite, une étude pétrographique des séquences tsunamitiques a été réalisée et par conséquent a révélé la présence de fragments de roches et de minéraux choqués ou non choqués qui sont inclus dans une matrice carbonatée enrichie en éléments détritiques. Plusieurs échantillons collectés au-dessus et dans la brèche ont été imprégnés dans l'acide chlorhydrique (HCl), ainsi nous avons mis en évidence des grains de quartz métamorphisés par le choc. Les grains de quartz présentant des microstructures sont les témoins les plus probables d'un impact, car le quartz ne possède aucun clivage (French & Koeberl, 2010). Le résidu insoluble représentait généralement 5 à 10 % de la totalité de l'échantillon dissout dans l'acide. L'étude au microscope optique du résidu après attaque à l'acide a montré qu'il était composé de grains de 15 % quartz choqué, de 75 % de quartz non choqué et de 10 % de minéraux opaques. La moyenne de la taille des grains a été déterminée comme étant de 0.5 mm et le plus gros grain rencontré était de plus de 3 mm. Plus d'une vingtaine de grains de quartz avec des structures planaires de déformation (PDFs) ont été identifiés, avec une seule direction (Fig. 47, C) ou deux directions (Fig. 47, D). Les grains sont subarrondis à anguleux. Les quartz choqués sont déterminés à partir de structures particulières qui se présentent sous forme de lamelles optiques parallèles très rapprochées.

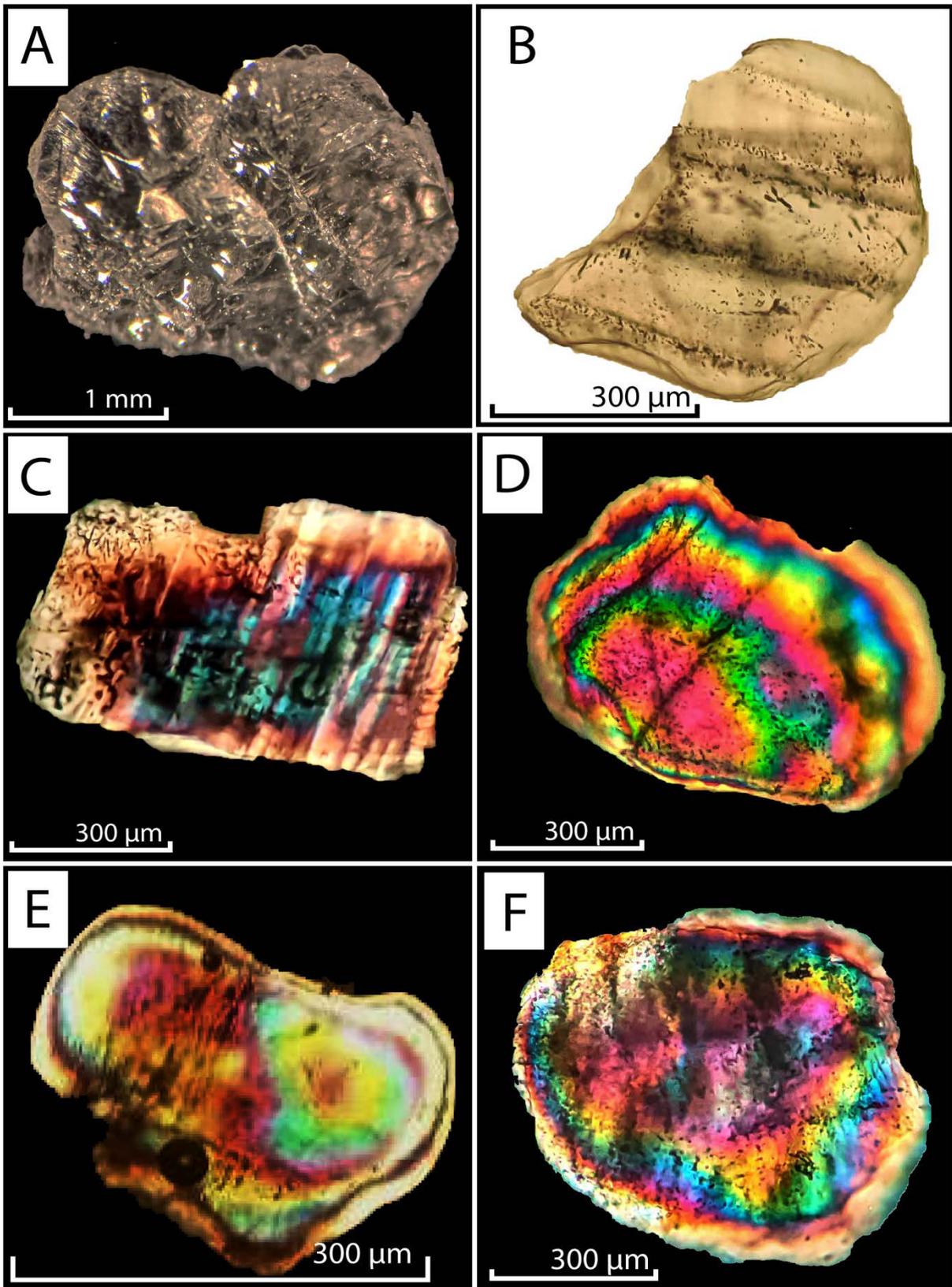
### 2.2.3.1. Mode de formation des quartz choqués

Des lames minces et une étude des grains de quartz, effectuée sur la coupe de l'Oued el Alenda et la coupe d'Ed-Dahna (Oued In Sokki) ont mis en évidence des grains de quartz choqués issus d'un impact météoritique (séquence 2 et 3) et la présence de verre (séquence 3). Lors d'un impact, les minéraux présents sur le lieu de l'impact doivent s'adapter brutalement aux conditions extrêmes engendrées par le passage de l'onde de choc de cette dernière. Ainsi, les minéraux présents dans la zone d'impact comme le quartz sont alors comprimés à la moitié de leur volume à des pressions extrêmes pouvant atteindre les 100 GPa dans un court laps de temps de quelques secondes (Langenhorst & Deutsch, 2012). Étant donné l'extrême violence et la rapidité de l'impact, l'état à l'équilibre des minéraux n'est pas atteint lors du choc de compression et leur réponse se caractérise par la formation de déformation au sein même de la structure du minéral, nommé « effets de métamorphisme de choc ». Le métamorphisme de choc entraîne une déformation des minéraux. Notons que deux principaux types de microstructures planaires sont distingués dans les coupes étudiées dans le présent travail. Nous soulignons alors la présence de figures de déformations planaires (ou PDFs « *Planar Deformation Features* ») (Fig. 47, E) et de fractures planaires (ou PFs « *Planar Fractures*») (Fig. 47, C) (Montanari & Koeberl, 2000; French & Koeberl, 2010). Dans des conditions plus extrêmes, on assiste à des changements de phases des minéraux allant jusqu'à la formation de verre (Fig. 48, E). (Reimold & Jourdan, 2012).

### 2.2.3.2. Microstructures planaires

Les PFs sont des clivages planaires multiples ou des plans parallèles de fracturation microscopiques. Ces micro-fractures, apparaissant à des pressions inférieures à 10-20 Gpa, sont typiquement espacées de 20 à 30  $\mu\text{m}$  pour une épaisseur comprise entre 3 et 10  $\mu\text{m}$  (Fig. 47, C) (Langenhorst & Deutsch, 2012). Les PFs associé à un grain de quartz, donnent une première évidence d'impact puisque le quartz ne possède aucun clivage.

Les PDFs sont les structures les plus déterminantes des effets de déformation de choc (French, 1998; French & Koeberl, 2010; Langenhorst & Deutsch, 2012), puisqu'ils se trouvent exclusivement associés aux structures créées par un impact météoritique (Reimold & Jourdan, 2012). Ces derniers sont constitués par une série de microfractures planes parallèles, orientées selon les plans cristallographiques du minéral impacté (Fig. 47, E) (Glass & Simonson, 2012).



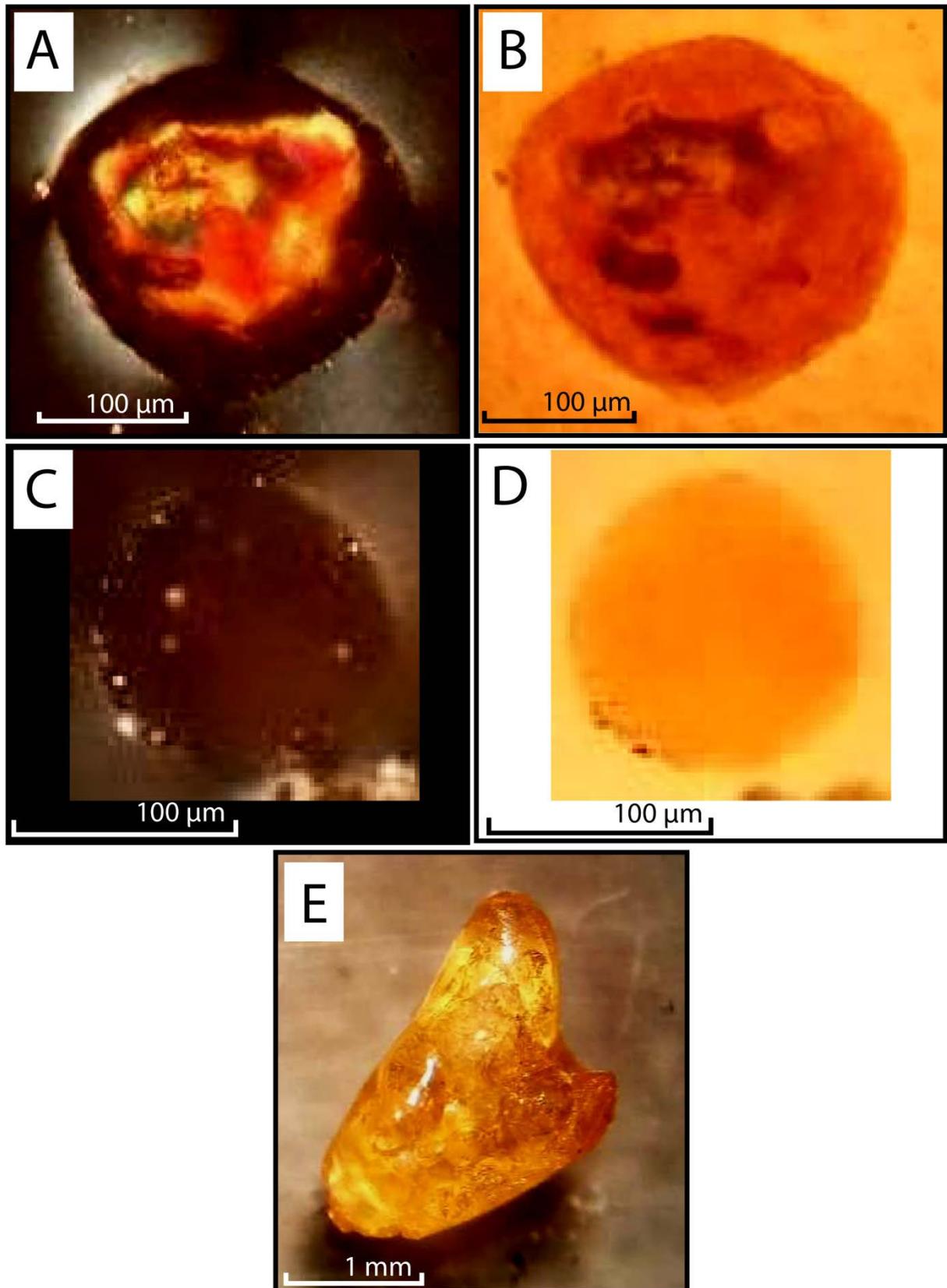
**Figure 47 :** Quelques grains de quartz choqué en provenance de la coupe de l'Oued el Alend. A : Quartz choqué vu à la loupe binoculaire. B : Un "toasted" quartz ou quartz grillé. C : Fractures planaires ("PFs") avec une seule direction. D : Fractures planaires ("PFs") avec deux directions. E : Figures de déformations planaires ("PDFs") avec deux directions. F : Un grain de quartz affecté par un mosaïcisme.

Selon Langenhorst et Deutsch (2012), les PDFs se forment dans le quartz à des pressions variant entre 15 et 35 GPa. L'épaisseur de ces microfractures est inférieure à 2-3  $\mu\text{m}$  pour un espacement compris entre 2 et 10  $\mu\text{m}$  (Fig. 47, E) (Montanari & Koeberl, 2000). Dans certains cas, la cuisson suivant le choc ou l'altération transforme les PDFs ou PFs en type «décoré» ou «toasted quartz» ou «grains grillés» (Fig. 47, B). Ce phénomène est dû à la cristallisation de lamelles amorphes et à la précipitation de bulles d'eau ; mais les orientations originales seront conservées (Grieve *et al.*, 1996).

Ces micro-fractures planaires se retrouvent généralement dans les roches impactées, dans les fragments des impactites en place dans le cratère et parfois dans les éjectas projetés à l'extérieur du cratère (French, 1998). Étant donné que le quartz ne possède aucun clivage, les micro-fractures (PDFs ou PFs) associées aux grains de quartz sont le signe déterminant d'un impact (French & Koeberl, 2010).

### **2.2.3.3. Verres diaplectiques et fusion de minéraux**

Les verres récoltés des échantillons de roches des coupes précédentes, leur examen minéralogique montre une compatibilité avec des pressions supérieures à 45 GPa. Ces dernières pressions convertissent le cristal entier sous une phase amorphe. Ces hautes pressions entraînent la formation de verres diaplectiques qui est une phase hypocristalline. Cette dernière est une phase intermédiaire entre la phase cristalline et la phase vitreuse résultant de la fusion du cristal, comme l'ont démontré Stöffler et Hornemann en 1972. Le verre diaplectique, ne fusionnant et ne fluant pas, préserve ainsi les textures et structures originelles des cristaux (clivage, macle, parfois les PDFs). Ce dernier en lumière polarisée analysée au microscope, ne montre aucune biréfringence et reste donc totalement isotrope (French, 1998). Ce caractère pétrographique est facilement repérable. Les minéraux les plus fréquents qui se transforment en verre diaplectique lors du passage de l'onde de choc sont le quartz et le feldspath. Les verres diaplectiques de quartz et de feldspaths sont métastables et ne se conservent pas s'ils sont exposés à des effets thermiques post-impact ou à du métamorphisme de faible grade (French, 1998). Les effets thermiques après impact provoquent une dévitrification à l'origine de l'apparition d'un mosaïcisme. Le mosaïcisme est déterminé en lame mince par un motif d'extinction tacheté ou moucheté en faisant tourner la platine du microscope (Fig. 47, F). Le cristal contient de nombreux sous-domaines plus petits (Stöffler & Langenhorst, 1994). Un minéral montrant une extinction en mosaïque présente



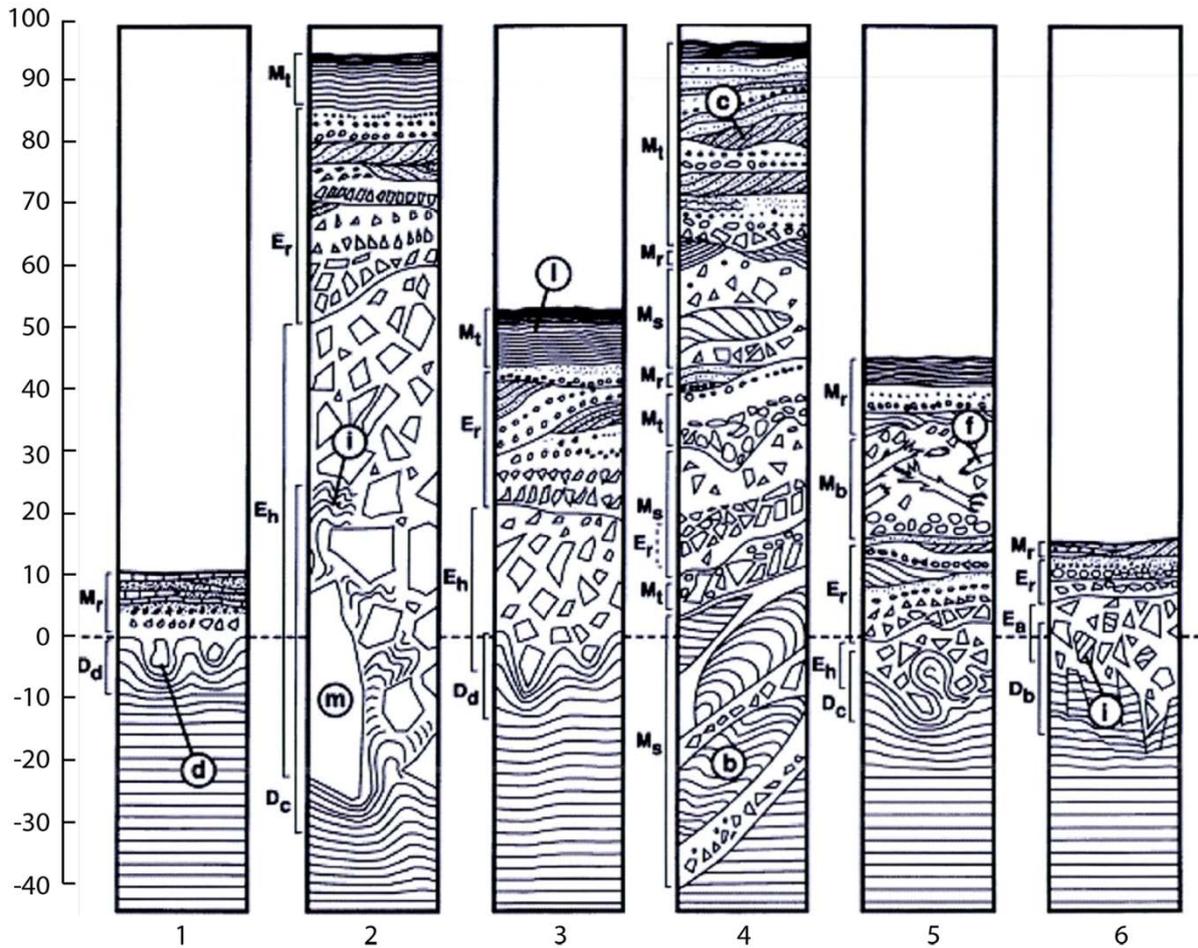
**Figure 48** : Verres issus de l'impact. A et B : Minéral de quartz ayant subi une fusion sélective avec l'apparition d'une gangue en verre (Coupe d'Ed-Dahna). C et D : Sphérule de verre issues de la fusion totale de minéraux de quartz (Coupe d'Ed-Dahna). E : Verre ombré montrant un mélange de minéraux ayant subi une fusion (Coupe de l'Oued el Alenda).

alors une extinction fragmentaire causée par une désorientation modérée à importante du réseau cristallin à la suite d'une déformation plastique (Stöffler & Langenhorst, 1994). Le mosaïcisme constitue alors un second phénomène de déformation dans le quartz choqué. À des pressions de choc comprises entre 45 et 60 GPa, les températures post-choc peuvent être supérieures à 1000°C. Ces conditions extrêmes entraînent une fusion sélective ou complète qui provoque une vitrification et une perte des structures originelles des minéraux. La fonte apparaît dans un premier temps en bordure d'un ou plusieurs minéraux (Fig. 48, A et B) puis dans un stade plus avancé ils vont former un mélange en se liant les uns aux autres. (French, 1998).

Ainsi la présence de quartz choqués et de verres retrouvés dans les deux tsunamites nous laisse penser que l'origine de ces deux événements, mis en évidence au passage K/Pg dans le Tademaït, serait liée à deux impacts météoritiques séparés dans le temps d'environ 110 000 ans. Le verre retrouvé dans la séquence 3 associé aux seismites, confirme que le deuxième événement est de plus grande ampleur que le premier. Les tsunamites associées aux quartz choqués nous informent que ces dépôts sont liés à un impact en milieu marin.

#### **2.2.4. Dépôts sédimentaires en domaine marin associés à un impact**

Selon McKinnon (1982) la vitesse des ondes de choc liées à un impact extraterrestre est plus importante dans la croûte océanique que dans un milieu aquatique. Les sédiments situés sur le fond de l'océan auraient été mélangés avec l'eau de mer pendant la formation du cratère, en raison de ce phénomène. L'impact devrait ainsi générer des boues en suspension dans l'eau, qui seraient un mélange d'eau, de sédiments préexistants et de roches choquées. Oberbeck *et al.* (1993) proposent un modèle d'impact météoritique en domaine marin peu profond (Fig. 49). D'après ces derniers auteurs, l'impact va être à l'origine d'une vague boueuse contenant des fragments de roches impactées lors de la formation du cratère transitoire. Avant que les bordures du cratère se réajustent, la vague boueuse, transportant les éjectas, se propage à une certaine distance du point d'impact. Avant d'être déposé sur le fond marin, le matériel éjecté subit un tri grâce à des mécanismes hydrodynamiques et aérodynamiques. Cette étape permet une classification des dépôts en fonction de leur taille, de leur forme et de leur composition. Par la suite, l'effondrement de la vague boueuse va engendrer un tsunami suffisamment érosif pour remanier les éjectas déposés autant que les sédiments non recouverts sur le fond marin par ce dernier.



**Figure 49 :** Séquences sédimentaires résultant d'un impact météoritique en domaine marin peu profond. La ligne en pointillé représente la surface originelle ; E : éjecta ; Eh : déposé en domaine marin ; Ea : déposé de façon subaérienne ; Er : remanié, D : substratum perturbé ; Dd : perturbation par des dropstones ; Dc : perturbation de compression ; Db : bréchification ; M : matériau mobilisé ; Mt : turbidité ; Ms : slump ; Mb : ressac ; Mr : remaniement ; d : dropstone ; m : mégaclastes ; i : injection du substratum ; l : laminations ; b : slump de blocs ; c : stratification entrecroisée (Oberbeck *et al.*, 1993).

Le schéma présenté dans la figure 49 illustre les séquences sédimentaires caractéristiques produites par le modèle d'impact élaboré par Oberbeck *et al.* (1993) :

- La coupe 1 représente une région distale du point d'impact où des sédiments préexistants non consolidés sont affectés par des dropstones. Par la suite il se met en place un horizon calcaire remanié et redistribué sur le fond marin suite au passage d'un tsunami.

- Les coupes 2 et 3, situées près de la zone d'impact, montrent à la base des éjectas grossièrement granoclassés avec des niveaux sommitaux triés par des mécanismes hydrodynamiques. Les couches basales comportent des mégaclastes alors que les couches supérieures sont constituées de matériel argileux finement laminé produit par des courants de

turbidité. Ces derniers pourraient se produire pendant plusieurs années suivant l'impact jusqu'à ce que la pente atteigne son état d'équilibre.

- La coupe 4 montre un mélange chaotique de sédiments remaniés, d'éjectas de diverses tailles et de courants de turbidité érosifs et dépositionnels vers le sommet.

- La coupe 5 met en évidence des dépôts chaotiques produits par le retour où le ressac du tsunami, qui a emporté les sédiments et les fossiles terrestres.

- La coupe 6 illustre comment, en l'absence d'une colonne d'eau suffisamment profonde, la vague de tsunami a provoqué le démantèlement et la bréchification de la partie supérieure du substratum rocheux marin sous le matériel remanié.

### **2.2.5. Comparaison de ce modèle et son application sur les séries de transition K/Pg du Tademaït**

Oberbeck *et al.* (1993) proposèrent ce modèle (Fig. 49) et conclurent qu'un impact météoritique en domaine marin peut générer des faciès sédimentaires très complexes et extrêmement variables d'une localité à une autre sur de grandes étendues. À partir de ce modèle nous déduisons une lecture tout en le comparant avec les observations et les résultats que nous avons obtenus dans le cadre de ce travail. En comparaison avec les coupes levées dans le Tademaït oriental, nous pouvons dire:

- La coupe de l'Oued el Alenda et ses environs présentent un démantèlement et une bréchification intense du substratum rocheux. Cet aspect inhabituel, nous le rencontrons exceptionnellement dans un environnement marin éloigné, est produit par un impact météoritique (probablement Tin Bider) provoquant par la suite un tsunami. La coupe levée à Oued el Alenda pouvait correspondre à la coupe 6 (Fig. 49) du modèle.

- La coupe de l'Oued Aouleggui recèle plusieurs niveaux affectés par des SSDS, dont des dropstones. On remarque aussi une bréchification moins intense par rapport à l'Oued el Alenda, ce qui suggère que la coupe de l'Oued Aouleggui se situe dans une région plus profonde et éloignée du point d'impact par rapport à la coupe de l'Oued el Alenda. Cette dernière correspondrait alors au modèle de la coupe 1 (Fig. 49).

En comparant le modèle réalisé par Oberbeck *et al.* (1993) avec les coupes levées dans le Tademaït, il ressort que les tsunamites se sont formées dans une région distale par rapport au point d'impact où des sédiments préexistants non consolidés et liquéfiés par les ondes sismiques sont affectés par des SSDS.

### 2.2.6. Discussion

Dans les successions marines peu profondes du Tademaït oriental, des coupes exceptionnelles qui sont caractérisées par une sédimentation continue et des lits d'événements au passage K/Pg déposés dans le cadre protégé d'une plateforme interne à faible énergie ont été découvertes. De nouvelles observations dans le Tademaït oriental révèlent au sein des Marnes jaunes de Dir en-Naam, des niveaux carbonatés déformé ou fracturé reposant sur le dessus déformé de calcaires marins laminés. Les lits déformés peuvent passer latéralement ou verticalement dans des strates non déformées, les lits dominés par les calcaires étant moins déformés que les couches plus marneuses. La déformation est généralement plus intense dans la partie inférieure de la seismite avec de nombreuses preuves de liquéfaction des sédiments (SSDS) et le sommet est tronqué par l'érosion et dans notre cas localement bréchifié. L'extraordinaire étendue surfacique de cette seismite est compatible avec une perturbation par un puissant choc sismique, la surface d'érosion et la bréchification au sommet de la seismite, ainsi que les niveaux bosselés successifs stratifiés croisés et ondulés sont compatibles avec un tsunami retravaillant le sommet de la séquence à la suite de l'événement sismique (Bourgeois *et al.*, 1988). Les fragments de quartz choqués sont encaissés dans une matrice à grains fins à la base de la tsunamite. Par la suite un granoclassement est souvent observé et les dépôts peuvent contenir des couches triées ou non triées et des blocs remobilisés, qui se mettent en place sur les niveaux à SSDS. Les blocs remaniés proviennent du substrat sous-jacent, comme le suggèrent les faciès identiques observés. De plus, à certains endroits, des surfaces décapées sur le dessus du substrat sont associées à des blocs remaniés immédiatement sus-jacentes, suggérant une forte érosion et un décapage de la surface (Fig. 42). Bien évidemment, les caractéristiques de ces dépôts sont en fonction de leur distance au cratère. Les dépôts les plus épais et pour la plupart à texture massive seront généralement observés dans le Tademaït oriental au plus proche de la zone d'impact, alors qu'à une distance plus lointaine les dépôts auront tendance à être plus fins jusqu'à deviennent plus laminés et mieux triés plus à l'Ouest. Ainsi en se basant sur les diverses coupes étudiées, nous avons mis en évidence au moins deux événements liés à deux impacts espacés dans le temps de 110 000 ans environ. Rappelons que l'âge du cratère d'Amguid (moins de 100 000 ans) avait été proposé par Lamber *et al.* (1981) sans argument de datation valable.

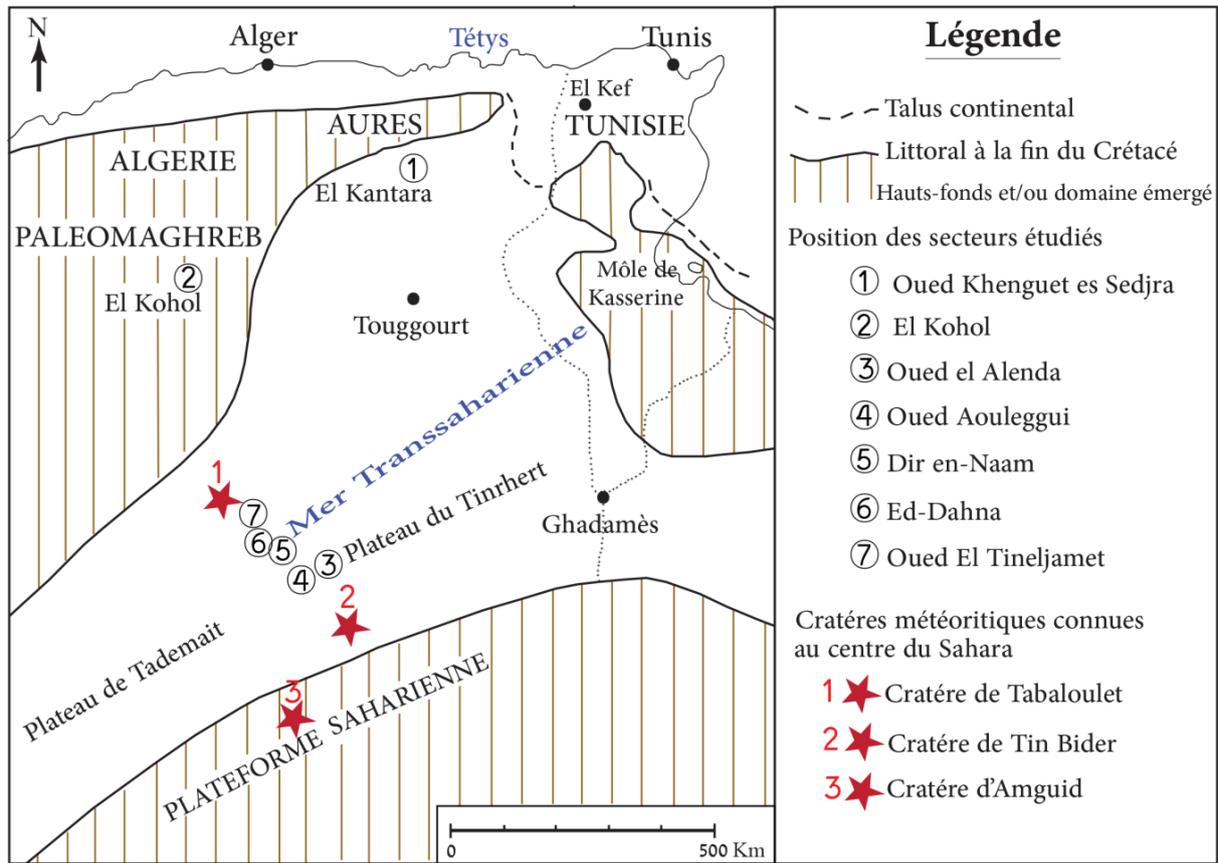
Nous remarquons aussi que les coupes qui ont fourni le plus de SSDS et de minéraux choqués se situent dans la partie orientale du Tademaït ; ce qui nous laisse supposer

l'existence d'au moins deux impacts qui aurait probablement laissés leurs traces dans les sédiments qui ont marqué le passage K/Pg dans le Tademaït oriental. A cet égard nous supposons que les cratères de Tin Bider et d'Amguid ont eu probablement une implication directe dans la mise en place de ces dépôts tsunamitiques. Ces deux cratères se situent respectivement à 100 km S/SE et 250 km au Sud par rapport à la coupe d'El Alenda (Fig. 50).

### 3. Conclusion paléogéographique

Les enregistrements sédimentaires au passage K/Pg dans la Tademaït ont révélé la présence de deux événements de hautes énergies instantanées espacées d'environ 110 000 ans, qui combinent l'effet de séismes sous-marins engendrant des tsunamis. Il s'agirait donc de dépôt de type tsunamite où on distingue deux séquences de tsunamites (séquences 2 et 3) qui se sont mis en place dans des conditions de mer peu profonde. Le second séisme enregistré au sommet de la séquence 2 (6 à 8 de magnitude) ne peut pas être considéré comme étant une réplique, car ce dernier est plus puissant que le premier enregistré au sommet de la séquence 1 (4 à 5 de magnitude). Étant donné que ces événements se sont produits durant le passage K/Pg, il n'est donc pas impossible de penser que ces dépôts sont intimement liés à l'impact de météorites puisque nous avons trouvé au sein des tsunamites du quartz choqué qui est un minéral témoin d'un impacte assez important. Ainsi nous pouvons incriminer deux cratères visibles non loin de nos coupes qui sont Tin Bider et Amguid (Fig. 50).

Du fait de la position des sites ayant enregistrés le passage des tsunamites qui sont en offshore en Mer Transsaharienne (fig.48), il est fort probable que l'impact ait engendré des vagues qui se seraient dirigées vers le nord en suivant le couloir créé par les reliefs émergés du Paléomaghreb à l'Ouest et du mole de Kasserine à l'Est. Les études réalisées dans l'Aurès sur le Danien marin par Laffite (1939) confirment cette dernière hypothèse, car il existe une irrégularité dans la sédimentation qui se traduit par des variations d'épaisseur qui passent de 50 à 120 m d'épaisseur où sont interstratifiées des brèches calcaires (50 m à Bahloul et 2 m à Khanget Sidi Nadji). Concernant le site d'El Kantara, la brèche calcaire (Matsa *et al.*, 2022) très réduite présente une épaisseur d'une dizaine de centimètres. Cette diminution d'épaisseur de la brèche peut être due à sa position paléogéographique particulière, car El Kantara se situerait sur un haut font à la limite nord-ouest de la Mer Transsaharienne. Cette situation paléogéographique a permis la mise en place de couches lacustres et de couches rouges d'origines lagunaires. Cet environnement sédimentaire engendrait des conditions mixtes



**Figure 50** : Paléogéographie de l'Algérie orientale et de la Tunisie à la fin du Crétacé (Matsa *et al.*, 2022, complétée).

exceptionnelles dans la région ce qui a permis la conservation et la mise en place de matériaux cosmique en liaison avec un impact météoritique terrestre au sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha.

A El Kohol, le nouveau membre calcaréo-détritique basal renferme des brèches autoclastiques au-dessus desquelles on relève la présence de Laffitteinas et de microtectites qui nous permettent d'attribuer au membre calcaréo-détritique basal un âge oscillant entre le Crétacé terminal et le Paléocène basal. Aucun signe de dépôt de tsunamites n'a été relevé, mais la présence de brèches autoclastiques suggère que le séisme créé dans le Bas Sahara a été assez puissant pour être détecté à la base du membre calcaréo-détritique basal d'El Kohol.

Au moment de l'impact météoritique du Chicxulub au Yucatan à la fin du Crétacé, les régions nord et sud Téthysiennes étaient à l'abri des effets du méga tsunami engendré par l'impact. Ceci est cohérent, car on relève la présence de plusieurs sections complètes décrites

à partir des affleurements marins du pourtour méditerranéen (par exemple la section type d'El Kef en Tunisie). De ce faite, nous pouvons dire que les coupes étudiées, dans le cadre de ce travail, n'ont subi aucune influence de tsunami provoquée par l'impact du Chicxulub. Les impacts météoritiques de Tin Bider et Amguid seraient donc responsable des tsunamis décrits plus haut.

## **CONCLUSION GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE

Des coupes géologiques prometteuses, appartenant à trois régions distinctes en Algérie, sont ciblées dans le cadre de ce travail afin d'étudier le passage K/Pg. Les deux premières régions se situent dans le domaine atlasique (El Kantara et El Kohol) tandis que la troisième fait partie du domaine de la plateforme saharienne (partie orientale du Plateau du Tademaït). Il s'avère que l'environnement sédimentaire a joué un rôle important dans la conservation des structures et des minéraux en relation avec le passage K/Pg. Les sections les mieux préservées sont associées à des environnements aquatiques marins ou mixtes comme à El Kantara, protégé de toutes influences extérieures par une barrière géographique. Certaines sections sédimentaires peuvent montrer des structures sédimentaires liées à des séismes à magnitudes élevées, mais dans des cas particuliers comme sur le Plateau du Tademaït les dépôts pélagiques chaotiques se mettent en place et recouvrent les surfaces d'érosion créées par un flux de tsunami relativement fort. Concernant le domaine continental s'il n'est pas influencé par une quelconque ingression marine comme à El Kohol, les fossiles et les indices géologiques en liaison avec le passage K/Pg sont rares voir complètement absents.

### 1. Sur le plan stratigraphique et minéralogique

Dans l'Aurès occidental (El Kantara), nous avons identifié au niveau de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha de nouveaux gisements paléontologiques très prometteurs encore non connus. Ces nouveaux sites fossilifères ont révélé la présence de foraminifères benthiques, de charophytes, d'ostracodes et de fragments de coquilles d'œufs de dinosaures. Dans la partie inférieure de cette formation, la présence de charophytes, de *Laffitteina* et d'oostaxons plaide en faveur d'un âge maastrichtien terminal. Le sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha est caractérisé par la présence d'un niveau sombre argileux azoïque à gypse renfermant des microtectites, de la magnétite et des débris d'oxyde de fer. Ce niveau sombre présente des caractéristiques similaires à celui décrit à El Kef (Tunisie occidentale) où la limite K/Pg est désormais connue (GSSP). Cette comparaison avec le site d'El Kantara nous a permis de cerner le passage K/Pg dans cette dernière localité.

A El Kohol, nous avons mis au jour une alternance argilo-calcaire rouge se mettant en place entre les calcaires dolomitiques à Birds-eyes du Turonien inférieur et le membre de

transition gypso-marneux daté de l'Éocène inférieur. En plus de séismites reconnues, ce membre calcaro-détritique basal renferme des *Laffitteinas* et des microtectites identiques à ceux retrouvés à El Kantara. Ces derniers éléments nous permettent d'attribuer, au membre calcaro-détritique basal, un âge oscillant entre le Crétacé terminal et le Paléocène basal ce qui nous laisse supposer que le passage K/Pg s'est effectué dans cette partie de la coupe.

Dans le Tademaït oriental, les enregistrements sédimentaires de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire ont enregistré deux événements instantanés de haute énergie. Ces derniers sont associés à des SSDS (séismites) et sont espacés par un intervalle de temps estimé à 110 000 ans environ. Nous sommes en présence d'événements ayant engendré des séismes sous-marins suivis de tsunamis. Il s'agirait donc de dépôts de type tsunamite où on distingue deux séquences de tsunamites différentes (séquences 2 et 3). Ces dépôts ont révélé la présence de quartz choqué. La présence de ce minéral dans deux niveaux différents témoigne de l'existence de deux impacts importants. Nous signalons que les coupes qui ont fourni des SSDS, des dépôts de Tsunami et des minéraux choqués se situent toutes dans la partie orientale du Tademaït. La présence de ces trois éléments, s'intercalant dans le dernier tiers de la formation marno-calcaire de Dir en Naam, nous laisse dire que les cratères de Tin Bider et d'Amguid seraient donc responsables de deux grands événements majeurs au passage K/Pg dans le Sahara algérien.

## **2. Sur le plan paléoenvironnemental et paléogéographique**

Dans la coupe d'El Kantara, la présence des *Laffitteina*, à la base de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, indiquerait l'installation d'un environnement lagunaire à salinité diminuée. Vers le sommet de cette formation, l'association d'ostracodes suggère la présence d'un corps d'eau douce permanent. Ce type de milieu est confirmé par la présence d'une communauté de charophytes abondante et diversifiée. Nous avons identifié de faibles incursions marines de la Mer Transsaharienne mises en évidence par la présence momentanée de *Laffitteina* et de *Neocyprideis*. Notons que l'évolution générale dans la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja est régressive. Les dépôts de la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed (Thanétien) s'amorcent par l'installation d'un environnement lacustre. La présence de *Laffitteina* qui tolère les eaux hypohalines, indiquerait des apports marins momentanés et donc le retour progressif de la Mer Transsaharienne au Thanétien.

A El Kohol, la présence de Laffitteina dans le membre calcaro-détritique basal, avec les brèches autoclastiques, nous permet d'affirmer que les sédiments se sont mis en place dans un environnement lagunaire. Les brèches autoclastiques sont les témoins d'un séisme qui aurait affecté la région d'El Kohol durant le passage K/Pg. Ainsi, il est fort probable que des ingressions marines se soient produites dans cette région par l'intermédiaire de la Mer Transsaharienne et qui serait à l'origine de la mise en place du membre calcaro-détritique basal.

Dans le Tademaït le passage K/Pg est représenté par des dépôts inhabituels. Ces derniers marquent leur présence dans une mer de la plateforme saharienne réputée peu profonde. Ces dépôts, dans le cadre de ce travail, sont interprétés comme deux tsunamis majeurs liés à des impacts d'astéroïdes. Deux événements au moins ont été identifiés au passage K/Pg et se sont mis en place dans le cadre protégé d'une plateforme interne à faible énergie. Ces tsunamites se sont formées dans une région distale (en offshore) par rapport aux points d'impact. Les coupes étudiées présentent par endroit un démantèlement et une bréchification intense du substratum rocheux, ce qui indiquerait un environnement marin peu profond affecté par des vagues engendrées par le passage de deux Tsunamis.

### **3. Perspectives**

Les coupes géologiques étudiées et qui marquent la transition K/Pg constituent un jalon prometteur pour une meilleure connaissance du passage K/Pg en Algérie. Nous avons mis en évidence des événements soudains à l'origine de la mise en place de tsunamites et de l'accumulation de matériaux cosmique en liaison tous deux avec un ou plusieurs impacts météoritiques terrestres. Ces derniers événements sont corroborés par une extinction et un renouvellement de la faune et de la flore. Deux autres événements de plus courte durée d'ordre climatique et eustatique sont également mis à jour dans la région d'El Kantara avant les catastrophes en liaison avec les impacts météoritiques. Les résultats obtenus dans ce travail offrent de nouvelles perspectives pour combler les lacunes de données constatées dans le passage K/Pg en Algérie. Les perspectives envisageables pour les futures recherches sont les suivantes :

- En termes de stratigraphie, nous recommandons la poursuite des prospections géologiques et des fouilles paléontologiques dans les affleurements crétacés et paléocènes

dans les Aurès et le Tademaït pour compléter l'inventaire des fossiles et des structures sédimentaires et apporter de nouvelles précisions stratigraphiques et environnementales. Une étude palynologique du membre calcaro-détritique basal d'El Kohol serait la bienvenue. Cette étude nous permettra de connaître les influences continentales afin de reconstruire le paysage.

- En termes de géochimie, il serait intéressant de réaliser des analyses géochimiques dans les dépôts tsunamitiques dans le Tademaït oriental et au niveau des argiles azoïques sombres et particulièrement dans le liseré orange à El Kantara. Le but de ces analyses serait de chercher les marqueurs cosmiques tels que les spinelles nickélifères et les concentrations anormales d'Iridium, pour identifier les différents événements géochimiques et climatiques caractérisant le passage K/Pg.

## **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

---

**RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**
**A**

- Abramovich S. & Keller G. 2002.** High stress late Maastrichtian paleoenvironment: Inference from planktonic foraminifera in Tunisia, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 178, 145–164, doi:10.1016/S0031-0182(01) 00394-7.
- Adatte T., Keller G. & Stinnesbeck W. 2002.** Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations : the Tunisian record. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 178, p.165-196.
- Adatte T. 2003.** Evolution de la biosphère et extinction en masse, conjonctions de causes : exemple de la limite Crétacé-Tertiaire. *Bulletin de la société neuchâteloise des sciences naturelles*, 126/1, p.5-27.
- Alegrel 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., Arenillas I., Arz J. A. & Molina E. 2002a.** Eventostratigrafía del limite Cretácico/Terciario en Ain 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., MeJéndez A., Molina E., Soria A. R. & Thomas E. 2002b.** The Cretaceous/Tertiary boundary: sedimentology and micropaleontology at El Mulato section, NE Mexico. *Tena Nova*, 14,330-336.
- Alegret L., Kaminski M. A. & Molina E. 2004a.** Paleo-environmental recovery after the Cretaceous/Paleogene boundary crisis: evidence from the marine Bidart section (SW France). *Palaios*, 19, 574-586.
- Alegret L., Arenillas L., Arz J. A. & Molina E. 2004b.** Foraminiferal event-stratigraphy across the Cretaceous/Paleogene boundary. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*, 234( 1-3), 25 50.
- Alegret L. 2007.** Recovery of the deep-sea floor after the Cretaceous/Paleogene boundary event: the benthic foraminiferal record in the Basque-Cantabrian basin and in South-eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeodimatology, Palaeoecology*, 255(1-2), 181-194.
- Allen J. R. L. 1986.** Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sedim Geol* 46:67–75.
- Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro E. & Michel H. V. 1980.** Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.
- Alvarez W., Smit J., Lowrie W., Asaro F., Margolis S.V., Claeys P., Kastner M. & Hildebrand A.R. 1992.** Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico. *A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. Geology*, v. 20, p. 697-700.

- Amard B. 1976.** Stratigraphie et corrélations des terrains sénoniens s.l. et paléocènes de la région de Hassi Msegguem, aux confins du Tinrhert et du Tademaït (Sahara algérien). *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger N.S.*, n° 45, p. 5-12, 2 fig., 1 tabl.
- Amard B. 1981.** Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé supérieur et Paléocène du Tinrhert-W et Tademaït-E (Sahara algérien). *Volume 6 de Documents des laboratoires de géologie Lyon: H.S.*, 34 p.
- Amard B., Collignon M. & Roman J. 1981.** Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé supérieur et Paléocène du Tinrhert-W et Tademaït-E (Sahara algérien). *Doc. Lab. Lyon, H.S.* 6, 15-173.
- Anketell J. M., Cegla J. & Dzulinsky S. 1970.** On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 40(1):3–30.
- Apellaniz E., Baceta J.I., Bemaola-Bilbao G., Núñez-Betelu K., Orue-Etxebarria X., Payros A., Pujalte V., Robin E. & 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.
- Archibald D., 1989.** The Demise of the Dinosaurs and the Rise of the Mammals. *In* : K.Padian, D. Chure éd., *The Age of Dinosaurs. Short Courses in Paleo n° 2, The Paleontological Society*, 162-174.
- 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, no. 1-2, 127-138.
- Arenillas L., Arz J.A., Molina E., & Dupuis C. 2000.** The Cretaceous-Tertiary boundary at Ain Settara, Tunisia: sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 30(2), 202-218.
- Arenillas L., Arz J.A. & Molina E. 2004.** A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation of the lower Danian. *Lelhaia*, 37, 79-95.
- Arenillas L., Arz J.A., Grajales-Nishimura M., Murillo-Muñeton G, Alvarez W., Camargo-Zanoguera, A., Molina E. & Rosales-Dominguez. C. 2006.** Chicxulub impact event is Cretaceous/Paleogene boundary in age: new micropaleontological evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249,241-257.
- Arz J. A., Arenillas I. & Molina E. 1999b.** Extinción de foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico-Terciario de Zumaya (Guipúzcoa): supervivencia o reelaboración?. *Revista Española de Micro-paleontología*, 31 (3), 297-304.
- Arz J. A., Arenillas I., Molina E. & Sepúlveda, R. 2000.** La estabilidad evolutiva de los foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiense Superior y su extinción en el límite Cretácico/Terciario de Caravaca (España). *Revista Geológica de Chile*, 27(1), 27-47.

**Arenillas I., Arz J. A., Molina E. & Dupuis C. 2000.** The Cretaceous/Tertiary boundary at Ain Settara, Tunisia: sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 30(2), 202-218.

**Audemard F.A.D., Santis F. 1991.** Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull Eng Geol Environ*, 44:5–16.

## B

**Bassoulet J.P. 1973.** Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse. SCI. Nat, Paris VI*.

**Barbault, R. 2011.** Biodiversity and conservation: a hypertext book. *Les Presses Agronomiques de Gembloux*.

**Beck C., Rochette P. & Tardy M. 1992.** Interprétation en termes de paléosismicité de niveaux déstructurés intercalés dans des rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales. *C. R. Acad. Sci., Paris 315*, 1525–1532.

**Beck C., Mercier De Lepnay B., Schneider J.L., Cremer M., Cagatay N., Wendenbaum E., Boutareaud S., Menot G., Schmidt S., Weber O., Eris K., Armijo R., Meyer B., Pondard N., Gutscher M.A. & The Marmaracore Cruise Party. 2007.** Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199 : 65-89.

**Bel, F. & Dermagne F. 1966.** Etude géologique du Continental terminal. *Dossier de la Direction de l'énergie et des Carburants (Ministère de l'Industrie et de l'Energie). Alger*, 22p., 24 pl.

**Belkoudja L., Bignot G. & Riveline J. 1994.** Age et modalités de la transgression paléocène dans les Aurès (Algérie NE) d'après la coupe d'El Kantara. *12ème Coll. Africain Micropal. Angers* : 17.

**Belkoudja L. & Bignot G. 2004.** La transgression thanétienne (Paléocène Supérieur) dans l'Aurès occidental (Algérie), d'après les associations de Foraminifères de la coupe d'El Kantara. *Revue de Micropaléontologie*, 47(1), 1–12.

**Bellion J., 1972.** Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bellezma (Algérie). *Thèse Doct, 3ème Cycle, Univ Paris*, 221p.

**Ben Abdelkader O., Ben Salem H. Donze P., Maamouri A. L., Méon H., Robin E., Rocchia R. & Froget L. 1997.** The K/T stratotype section of El Kef (Tunisia): events and biotic turnovers. El Kef (Tunisie), La coupe stratotypique de la limite Crétacé-Tertiaire: événements et changements biologiques, *Géobios, M.S. n° 21*: 235-245.

**Blanc P.-L. 1975.** Contribution à l'étude du genre *Laffitteina*, Elphidiidé du Crétacé Terminal. *Revue de Micropaléontologie*, 18, 2 : 61-68.

**Boudjema A. 1987.** Evolution structurale du bassin pétrolier (Triasique) de Sahara Nord Oriental (Algérie). *Thèse doctorat. Université de Pierre et Marie Curie. Paris IV*.

**Bouillin J. P., Durand-Delga M., Gélard J. P., Leikine M., Raoult J. F., Raymond D., Téfiiani M. & Vila J. M. 1970.** Définition d'un flysch massylien et d'un flysch mauretaniien au sein des

flyschs allochtones de l'Algérie. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles*, 270(19):2249-2252.

**Bouillin, J.P. 1986.** Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8(4), 547-558.

**Bourgeois J., Hansen T.A., Wiberg P.L. & Kauffman E.G. 1988.** A tsunami deposit at the Cretaceous–Tertiary boundary in Texas. *Science*, 241, 567-570.

**Boutchich K., Algouti A., Chbani B., & Taj-Eddine K. 1996.** Biostratigraphie du Sénonien d'Imin'Tanout (versant nord du Haut-Atlas Occidental, Maroc). *13ème Coll. Bassin Séd. Marocains, Marrakech* : 63.

**Brugger J., Feulner G. & Petri S., 2017.** Baby, it's cold outside: Climate model simulations of the effects of the asteroid impact at the end of the Cretaceous, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 1, 419-427 S.L.

**Bureau D. 1986.** Approche sédimentaire de la dynamique structurale : évolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès. Algérie). *Thèse d'Etat. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 441P.

**Busson G. 1970.** Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens ; *CNRS*.

## C

**Canudo J.L., Keller J. & Molina E. 1991.** Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain. *Marine Micropaleontology*, 17,319-341.

**Cappetta H. , Jaeger J.J. , Sabatier M., Sige B., Sudre J., Vianey-Liaud M., 1978.** Découverte dans le Paléocène du Maroc des plus anciens mammifères euthériens d'Afrique. *Géobios n°11, fasc.2*, p. 257-263, 1 pl.

**Castro P., Drobne K. & Gušić I. 1994.** Fleuryana adriatica n. gen., n. sp. (Foraminiferida) from the up-permost Maastrichtian of the Brač Island (Croatia) and some other localities on the Adriatic Carbonate Platform. *Razprave IV. Razreda SAZU*. 35(8): 129-149.

**Caus E. 1988.** Upper Cretaceous larger foraminifera: paleoecological distribution. *Revue de Paléobiologie Spécial 2 (Benthos '86)*, 417-419.

**Charles O. & Charles D. 1985.** Terminal Cretaceous Environmental Events. *Science, Vol 227, Issue 4691pp*. 1161-1167.

**Chassagne-Manoukian M., Haddoumi H., Charière A., Feist M., Tabuce R. & Vianey-Liaud M. 2013.** Dating the « red beds » of the Eastern Moroccan High Plateaux : evidence from the Late Cretaceous charophytes and dinosaur eggshells. *Geobios* 46 : 371-379.

**Chatterjee S. & Rudra D.K. 1996.** KT events in India: Impact, rifting, volcanism and dinosaur extinction *Memoirs of the Queensland Museum* 39.3, 489–532.

- Chatterjee S., Goswami A. & Scotese C.R., 2013.** The longest voyage: Tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia , *Gondwana Research 23.1., Construction and Destruction of Cratons*, 238–267.
- Chiappe L.M., Salgado L. & Coria R. 2001.** Embryonic skulls of titanosaur sauropod dinosaurs. *Science* 293 : 2444-2446.
- Choubert G. & Salvan H. 1950.** Essai paléogéographique du Sénonien au Maroc. *Notes et Mem. Serv. Géol., Maroc, n° 7, t. n, 13-50.*
- Clemens W.A., Archibald D., Hickey L.J., 1981.** *Paleobiology*, 7, 293-298. Coombs W.P., Jr., 1989, *Geol. Soc of America*, Special Papers (238), 21-53.
- Coccioni R., Fabbrucci L. & Galeotti S. 1993.** Teminal Cretaceous deepwater benthic foraminiferal decimation survivorship and recovery at Caravaca (SE Spain). *Paleopelagos*, 3, 3-24.
- Coccioni R. & Galeotti S. 1994.** K-T boundary extinction: Geologically instantaneous or gradual event? Evidence from deep-sea benthic foraminifera. *Geology*, 22,779-782.
- Collignon M. 1971.** Zone d'Ammonites du Turonien au Maestrichtien (essai provisoire, nov. 1971). « *Biostratigraphie du Crétacé supérieur* », *Groupe Français du Crétacé, ronéot .*, pp. 3-8, Lyon
- Combes M-A. 1982.** La Terre bombardée (*France-Empire, 1982*), p. 150-151.
- Comment G. 2006.** Etude de la limite Crétacé-Tertiaire à Erto (Province de Belluno, Italie du Nord). *Mémoire de l'univer.de Neuchatel*, 119p., 99 fig.
- Coquand H. 1862.** Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mém. Soc. Emul. provence, Marseille*,8.
- Cornet A. 1947.** Observations géologiques sur l'Atlas Sud-Oranais.- *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord*, Alger, t. 33, p. 63-68.
- Cornet A. 1952.** L'Atlas saharien sud-oranais. *XLXème Congr. Géol. Intern., Alger, Mongr. Régionales, sér. 1, 12, 51 p., 9 fig., 1 p1.*
- Cosgrove J.W. 1995.** The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen, M.S. (Ed.), *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis. Geological Society, Spec. Publ., vol. 92*, pp. 187–196.
- Coster P. M. Benammi, M. Mahboubi, R. Tabuce, M. Adaci, L. Marivaux, M. Bensalah, S. Mahoubi, A. Mhboubi, F. Mebrouk, C. Mameri and J.-J. Jaeger. 2012.** Chronology of the Eocene continental deposits of Africa: Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the El Kohol and Glib Zegdou Formations, Algeria. *GSA Bulletin* ; 124 (9-10): 1590–1606.
- Courtilot V., Besse J., Vandamme D., Jaeger J.J. & Montigny R. 1986.** *C. R. Acad. Sci.Paris*, 303, sér. II, 863-868.
- Courtilot V., Féraud G., Maluski H., Vandamme D., Moreau M.G. & Besse J. 1988.** *Nature*, 333 (6176), 843-846. *Cox K.G., 1988, Nature*, 333,802.

**Courtilot V. 1999.** Evolutionary catastrophes - The science of mass extinction. *Cambridge University Press*.

**Cowie J.W., Zieger W. & Remane, J. 1989.** Stratigraphic Commission accelerates progress, 1984–1989. *Episodes* 112, 79–83.

## D

**Davies L.M. 1926.** Remarks on Carter's genus *Conulites*–*Dictyoconoides* Nuttall, with description of some new species from the Eocene of North West India. *Records, Geological Survey of India*. 59, Part 2, 237-253.

**Desanges J. & Riser J. 1989.** « Atlas », *Encyclopédie berbère*, 7 | *Asarakae – Aurès, Aix-en-Provence, Edisud*, p. 1013-1026.

**Dizer A. 1957.** Observations on a fauna of Foraminifera from Montian beds in Turkey. *Journal of the Palaeontological Society of India, Lucknow* 2, 38–41.

**Donze P. 1980.** Une série de référence pour le Maastrichtien et le Paléocène en facies mésogéen : la coupe dite de la « piste de Hammam-Mellègue », au SW du Kef (Tunisie septentrionale). *26<sup>e</sup> Congrès Géologique International 1980, Paris, Ed. B.R.G.M.*, vol. 1, p. 225.

**Drooger C.W. 1952.** Foraminifera from Cretaceous-Tertiary transitions of the Hodna Mountains, Algeria. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 3, 89–103.

**Durand Delga M. 1969.** Mise au point sur la structure du Nord et de la Berbérie. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. N.S.*, 39, p 89 à 131.

**Durand-Delga M. & Fontboté J.M., 1980.** Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *In : J. Auboin, J. Debelmas et M. Latreille (Ed.), Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mémoire du B.R.G.M. n°115*, 67-85.

## E

**El-Isa Z.H. & Mustafa H., 1986.** Earthquake-deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implication. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 86, 413–424.

**Elmi S., Alméras Y., Ameer M., Atrops F., Benhamou M. & Moulan G. 1982.** La dislocation des plates-formes carbonatées en Méditerranée occidentale et ses implications sur les échanges fauniques. *Bull. Soc. Géol. France (7)*, t. 24, n° 5-6 pp. 1007-1016.

**Emberger J. 1960.** Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Nail (Atlas saharien, Algérie). *Nouvelle sér, Bull N°27*.

## F

**Fabre J. 1976.** Introduction à la géologie du Sahara algérien, *SNED, Alger*.

**Fabre J. 2005.** Géologie du Sahara algérien occidental et central (Vol.108). *Belgique. Tervuren. Musée royal de l'Afrique central*.

- Farinacci A. 1965.** « Laffitteina marsicana », nuova specie di Rotalide nel calcare maastrichtiano a « Rhapydionina liburnica » di Monte Turchio.(Marsica). *Rivista italiana di Paleontologia, Milano* 71, 1251–1262.
- Feist M. & Colombo F. 1983.** La limite Crétacé-Tertiaire dans le Nord-Est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne* 10 (3-4) : 303-326.
- Feist M. & Freytet P. 1983.** Conséquences stratigraphiques de la répartition des Charophytes dans le Campanien et le Maastrichtien du Languedoc. *Géologie Méditerranéenne* 10 (3-4) : 291-301.
- Flamand G.B.M. 1911.** Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). *Thèse Doct. d'Etat, Univ.- Lyon, n°47, p. 1-1001, 157 fig., 16 p1., 22 cartes.*
- Flandrin J. 1948.** Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitiques algérien. *Bull. Serv. carte Géol., Algérie, 19* : p. 334.
- Flandrin J. 1952.** La chaîne de Djurdjura. Monographie régionale.- *19ème Congrès Géologique International, Alger, p. 1-48.*
- Fondcave-Wallez M.J., Peybemes B. & Eichene P. 1995a.** Essai de caractérisation sédimentologique et micropaléontologique de la limite Crétacé - Tertiaire dans la coupe de Zumaya (Pays Basque espagnol). *Bulletin de la Société de Histoire Naturelle de Toulouse, 131,91-98.*
- Fournel H. 1849.** Richesses minérales de l'Algérie. *Tome I (Province de Constantine). Paris:476*
- Frakes A. L. 1979.** Climates throughout geologic time. *Elsevier Scientific Pub. Co. ISBN 978-0-444-41729-9.*
- French B. M. 1998.** Traces of Catastrophe : A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structure. *Houston (Texas): Lunar and Planetary Institute, 120 p.*
- French B.-M. & Koeberl C. 2010.** The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. *Earth-Science Reviews, 98, pp. 123-170.*
- Fuller M.L. 1912.** The New-Madrid earthquake. *U. S. Geol. Surv. 494, 1–119.*

## G

- Gaël C. 2006.** Etude de la limite Crétacé-Tertiaire à Erto (Province de pordenone, Italie du Nord) *Institut de Geologie et d'Hydrogeologie. Univ. Neuchatel, 175p.*
- Gallala N. 2014.** Biostratigraphie, paléoécologie et zones d'acmé des foraminifères planctoniques au passage Crétacé-Paléogène dans la Téthys (Tunisie et Espagne) et l'Atlantique (France). *Annales de Paléontologie, 100(3), 193–215.*
- Galli P. & Ferreli L. 1995.** A methodological approach for historical liquefaction research, in : Serna L., Semmons D.B. (ed.), Perspectives in Paleoseismology. *Assoc. Eng. Geol., Spec.Pub. 6 35-48.*

- Galmier D. 1970.** Photogéologie de la région Ain Sefra (Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat. Fac. Sci. Paris*, 320 p., 9 cartes h.t. ronéot.
- Garcia G., Tabuce R., Cappetta A., Marandat B., Bentaleb I., Ben Abdallah A. & Vianey-Liaud M. 2003.** First dinosaur eggshells and bone discovery in North African Maastrichtian (Morocco). *Palaeovertebrata* 32 (2-4) : 59-69.
- Gardin S. & Monechi S. 1998.** Palaeological change in middle to low latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(5), 709-723.
- Gauthier H. 1960.** Contribution à l'étude géologique des formations post-liasique des bassins du Dadès et du Haut-Todra (Maroc méridional). *Bull. Serv. carte Géol. Maroc*, 119 : 210 p.
- Gautier & Gousskov 1951.** Le forage de Guerrara. Deuxième sondage d'étude et premier grand sondage d'exploitation de la nappe Albienne jaillissant dans le Bas Sahara. *Terre et Eaux. Alger*, 38-42.
- Ghandriche H. 1991.** Modalités de la superposition de structures de plissement -chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie). *Thèse de l'Uni. De Paris-Sud, centre d'Orsay*, 189 p., 68 fig., 6 pl. h. -t.
- Gill W.D. & Kuenen P.H. 1957.** Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 113, 441-460.
- Ginsburg L. 1964.** *Bull. Soc. géol. Fr., 7<sup>e</sup> sér., 6 (1), 13-22.* Ginsburg L., 1984, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298 (11), 317-320. Gould S.I., 1989, *Wonderful Life*, Norton and Co.
- Glass B.P. 1990.** Tektites and microtektites : Key facts and inferences. In : L.O. Nicolaysen and W.U. Reimold (Editors), *Cyptoexplosions and Catastrophes in the Geological Record, with a Special Focus on the Vredefort Structure*. vol 171. *Tectonophysics*, pp 393-404.
- Glass B. P. & Simonson B. M. 2012.** «Distal Impact Ejecta Layers: Spherules and More». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 43-48.
- Godard G. & Viaud J.M. 2007.** De la Vendée au Sahara ; l'aventure tunisienne du géologue Léon Pervinquière(1873-1913). *Travaux du comité français d'histoire de la géologie (cofrhigéo)* troisième série, t. Xx, 2007, n° 6 , 7 p.
- Gorostidi A. & Lamolda M.A. 1995.** La nanoflora calácrea y el tránsito KT de la sección de Bidart (SW de Francia). *Revista Española de Paleontología no. Homenaje a Colom*, 153-168.
- Gould S.J. 2006.** La structure de la théorie de l'évolution. *Gallimard*.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A.G., 2004.** A Geologic Time Scale 2004: *Cambridge, UK, Cambridge University Press*, 589 p.
- Grajales-Nishimura J.M., Murillo-Muñelón O., Rosales-Domínguez C., Cedillo-Pardo E. & Hernandez-Garcia J. 2003.** Heterogeneity of lithoclast composition in the deep-water carbonate breccias of the K/T boundary sedimentary succession, southeastern Mexico and offshore Campeche, in Bartollini C., Buffler R.T. et Blickwede J.E eds., *The Circum-Gulf of*

Mexico and the Caribbean. Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79*, 312-329.

**Grambast L. 1962.** Classification de l'embranchement des Charophytes. *Naturalia Menspeliensia* 14:6386.

**Grambast L. 1971.** Remarques phylogénétiques et biochronologiques sur les *Septorella* du Crétacé Terminal de Provence et les Charophytes associées. *Paléobiologie continentale* 2 (2) : 38 p.

**Grambast L. 1975.** Charophytes du Crétacé Supérieur de la région de Cuenca. *Actes du 1er «Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica»*: 67-83.

**Grambast L. & Gutiérrez G. 1977.** Espèces nouvelles de charophytes Crétacé Supérieur Terminal de la province de Cuenca (Espagne). *Paléobiologie continentale* 8 (2) : 1-34.

**Grellet-Tinner G., Sim C.M., Kim D.H., Trimby P., Higa A., An S.L. Oh H.S., Kim T.J. & Kardjilov N. 2011.** Description of the first lithostrotian titanosaur embryo in ovo with Neutron characterization and implications for lithostrotian Aptian migration and dispersion. *Gondwana Research* 20: 621-629.

**Grieve R. A. F., Langenhorst F. & Stöffler. D. 1996.** «Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geoscience». *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 31 , no 1 (janvier), p. 6-35.

**Guiraud R. 1973.** Évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin de Hodna et des régions voisines. *Thèse de Science, Université Nice*, 270 p.

**Guiraud R. 1990.** Évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie: d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. *Office National de la Géologie*, 259 p.

**Guiraud M. & Plaziat I.-C. 1993.** Seismites in the fluvial Bima Sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitude in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria), *Tectonophysics* 225, 493-522.

**Gusic I., Jelaska V. & Velic I. 1988.** Foraminiferal assemblages, facies, and environments in the Upper Cretaceous of the Island of Brac, Yugoslavia. *Revue de Paléobiologie Special 2 (Benthos 86)*: 447-456.

## H

**Hallam, A. 1989.** The case for sea-level changes as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates. *Philos. Trans. R. Soc. London, B* 325, p.437-455.

**Hallam A. & Wignall P.B. 1997.** Mass Extinctions and their Aftermath. *Oxford University Press*.

**Hallam, A. & Wignall, P.B. 1999.** Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Sci. Rev.* 48, p.217-250.

- Haslett S. K., 1994.** Planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Cretaceous-Tertiary boundary section at Bidart, south-west France. *Cretaceous Research*. 15, 179-192.
- Hecht M. & Hoffmann A., 1986.** Oxford Review of Evol. *Biology*, 1,47.
- Hempton M.R. & Dewey J.F., 1983.** Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics* 98, 7-14.
- Hennebert M. & Dupuis C. 2003.** Proposition d'une échelle chronométrique autour de la limite Crétacé-Paléogène par cyclostratigraphie : coupe de l'Aïn Settara (Kalaat Senan, Tunisie centrale). *Geobios*, 36 (6), 707-718.
- Herbig H., G. 1991.** Das Palaogen am Sudrand des zentralen Hohen-Atlas und im Mittleren-Atlas Marokko. Stratigraphie, Fazies, Palaogeographie und Palaotektonik.-Berlin. *Geowiss.Abh.*, 135, 289 p., Berlin.
- Herbig H. G. & Trappe, J. 1994.** Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian-Middle Eocene, Morocco). *Newsletters on Stratigraphy* 30, 125- 165.
- Herkat M., 1999.** La sédimentation du Haut Niveau Marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse ès sciences, USTHB, Alger*, 802 p.
- Hildebrand A.R., Penfield G.T., Kring D.A., Pilkington M., Camargo A.Z., Jacobsen S.B., Boynton W.W. 1991.** Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico , *Geology*, 19.9, 867-871
- Hollis C.J. 1995.** Radiolarian Faunal Change through the Cretaceous-Tertiary transition of eastern Marlborough, New Zealand. In: MACLEOD, N., KELLER, G. (eds) Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction: biotic and environmental changes. *W.W. Norton Co., New York*, 173-204.
- Hollis, C.I., Strong C.P., Rogers K.A. & Rogers K.M. 2003.** Paleoenvironmental changes across the Cretaceous/Tertiary boundary at Faxbourne River and Woodside Creek, eastern Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 46: 177-197.
- Horowitz D.H. 1982.** Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29, 155-180 p.
- Hottinger L. 1997.** Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Société Géologique de France* 168(4): 491-505.
- Husson D., Galbrun B., Laskar J., Hinnov L. A., Thibault N., Gardin S. & Locklair R. E. 2011.** « Astronomical calibration of the Maastrichtian (late Cretaceous) », *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 305, n° 3, 2011, p. 328-340.

## I

- Inan N. 1995.** The importance of *Laffitteina* (Foraminifera) genus at the Cretaceous/Tertiary transition. In: Erler, A., Ercan, T., Bingol, E., Orcen, S. (Eds.), *Geology of the Black Sea region, Ankara*, pp. 109–118.
- Inan N. 1996 a.** *Seliminaspinalis* gen. n. sp., a new Upper Maastrichtian foraminifer from northeastern Turkey. *Revue de Paléobiologie* 15 (1): 215-223.
- Inan N. 1996 b.** Türkiye’de Laffitteina türlerinin coğrafik yayihmive stratigrafik dagihmi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39(1): 43-53.
- Inan N. 2002.** *Laffitteina turcica* (foraminifera): a new species from the Maastrichtian of Central Anatolia (Sivas-Turkey). *Micropaleontology* 48, 93–95.

## J

- Jain S.P. 1978.** Ostracodes des “inter-trappean beds” (Eocène Inférieur) de Kateru, Rajahmundry, Côte est de l’Inde. *Revue de Microplaeontologie*, 21: 51-58.
- Jean-Claude Plaziat & M’fedal Ahmamou 1998.** Les différents mécanismes à l’origine de la diversité des séismites, leur identification dans le Pliocène du Saïss de Fès et de Meknès (Maroc) et leur signification tectonique. *Geodinamica Acta*, 11:4, 183-203, DOI.10.1080/09853111.1998.11105319
- Jodot P. 1953.** Les Pseudoceratodes du Nummulitique continental circumsaharien. *Bull. Serv. carte Géol. Algérie*, 17 : p. 124p.
- Jones A.P. & Omoto K. 2000.** Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onokobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology* 47, 1211–1226.
- Journel A. 1989.** Fundamentals of geostatistics in five lessons. *Washington [USA] : Grawford, M.L. (ed.), Padovani, E. (ed.), American géophysical Union, 1989.*

## K

- Kaiho K. & Lamolda M. 1999.** Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain. *Geology*, 27(4), 355-358.
- Karoui-Yaakoub N., Zaghib-Turki D. & Keller O. 2002.** The Cretaceous/Tertiary (K-T) mass extinction in planktic foraminifera at Elles 1 and El Melah, Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, J78(3-4), 233-255.
- Kazi Tani N. 1986.** Evolution géodynamique de la bordure Nord Africaine. Le domaine intraplaque Nord Algérien. Approche méga séquentielle. *Thèse Doctorat ès Science, Univ. Pau*, 2vol. 870p.

- Keller G., Li L. & MacLeod N. 1995.** The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction? *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 119, 221-254.
- Keller G. & Stinnesbeck W. 1996.** Near-K/T age of clastic deposits from Texas to Brazil : impact, volcanism and/or sea-level lowstand ? *Terra Nova*, 8,277-28.
- Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W., Rebolledo-Vieyra M., Fucugauchi J.U., Kramar U. & Stüben D. 2004.** Chicxulub impact predates the K-T boundary mass extinction. *PNAS*, vol.101, no 11, p.3753-3758.
- Keller G., Adatte T., Gardin S., Bartolini A. & Bajpai S. 2008.** Main Deccan Volcanism phase ends near the K-T boundary: Evidence from the Krishna- Godavari Basin, *SE India. Earth and Planetary Science Letters*, 268: 293-311.
- Keller G., Khosla S.C., Sharma R., Khosla A., Bajpai S. & Adatte T. 2009 a.** Early Danian planktic foraminifera from Cretaceous-Tertiary intertrappean beds at Jhilmili, Chhindwara District, *Madhya Pradesh, India. Journal of Foraminiferal Research*, 39 (1): 40-55.
- Keller G., Adatte T., Bajpai S., Mohabey D.M., Widdowson M., Khosla A., Sharma R., Khosla S.C., Gertsch B., Fleitmann D. & Sahni A. 2009 b.** K-T transition in Deccan Traps of central India marks major marine Seaway across India. *Earth and Planetary Science Letters*, 282: 10–23.
- Ken-Tor R., Agnon A., Enzel Y., Stein M., Marcos S. & Negendank J.F. 2001.** High-resolution geological record of historic earthquake in the Dead Sea Basin. *J. Geophys. Res.* 106, 2221–2234.
- Khosla S. C. & Nagori M. L. 2002.** Ostracodes from the intertrappean beds (Early Paleocene) of the east coast India. *Palaeontological Research*, (Japan) 6 (2): 191-210.
- Kuhnt W. & Kaminski M.A. 1993.** Changes in the community structure of deep water agglutinated foraminifers across the K/T boundary in the Basque Basin (Northern Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 25, 57-92.

## L

- Laffitte R. 1939.** Étude géologique de l'Aurès. *Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie.* (2) 15 *Stratigraphie, description régionale* 484 p. et 1 carte au 1/200 000e.
- Lambert, P., Mchone, J.-F., Dietz, R.-S. & Houfani, M. 1980.** Impact and impact-like structures in Algeria. *Part I. Four bowl shaped depressions. Meteoritics*, 15, pp.157-179.
- Lambert, P., Mchone, J.-F., Dietz, R.-S., Bried, M. & Djender, M. 1981.** Impact and impact-like structures in Algeria. *Part II. Multi-ringed structures. Meteoritics*, 16, pp. 203-227.
- Lamolda M.A. 1990.** The Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Zumaya (northern Spain) micropaleontological data, in Kauffman. *E.o. and Walliser, O.H. eds., Extinction events in Earth History: Lecture Notes in Earth Sciences*, 30, 393-399.

- Langenhorst F. & Deutsch A. 2012.** «Shock metamorphism of minerals». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 31-36.
- Li L. & Keller G. 1998.** Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525 A and 21. *Marine Micropaleontology*, 33(1-2), 55-86.
- Lowe D.R. & LoPiccolo R., 1974.** The characteristics and origins of dish and pillar structures. *J. Sediment. Petrol.* 44.
- Lowe D.R. 1975.** Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204.
- Lowe D.R. 1976.** Subaqueous liquefied and fluidised sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23, 285–308.
- 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.
- M**
- Mahboubi M. 1983.** Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). *Thèse 3eme cycle, Univ. Oran*, 116 p., 26 fig., 3 tabl., 8 pl.
- Mahboubi M., Ameer R., Crochet J. Y. & Jaeger J. J. 1984.** Implications paléobiogéographiques de la découverte d'une nouvelle localité éocène à vertébrés continentaux en Afrique nord-occidentale: El Kohol (Sud-Oranais, Algérie). *Geobios*, Vol. 17(5), 625–629.
- Mahboubi M., Ameer R., Crochet J. Y. & Jaeger J. J. 1986.** El Kohol (Saharian Atlas, Algeria) : A new Eocene Mammal locality in Northwestern Africa. Stratigraphical, phylogenetic and palaeobiographical data. *Palaeontographica* Abt. A 192 :15-49.
- Mahboubi M. 1995.** Étude Géologique et Paléontologique des Formations Continentales Paléocènes et Éocènes d'Algérie. [*Ph.D. thesis*]: *Oran, Algeria, Université d'Oran, Institut des Sciences de la Terre*, 169 p.
- Mahboubi M., Mammeri C., Matsa T. A., Seddiki A., Benhamou M., Zeroual I., Kheddoum O. & Mahboubi S. 2022.** Sur la découverte d'un important cratère météoritique dans le tademaït oriental (sahara algérien). *Bull. Serv. Géologique de l'Algérie* Vol. 31, n° 1, pp. 59 - 78, 4 fig., 4 pl.
- Marco S., Stein M., Agnon A. & Ron H. 1996.** Long-term earthquake clustering: a 50,000 year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research* 101: 6179-6191.
- Marie P. 1946.** *Laffitteina bibensis* et *Laffitteina monodi*, nouveau genre et nouvelles espèces de Foraminifères du Montien. *Bulletin de la Société géologique de France* (1945) 15, 419–434.

- Marzoqi M. & Pascal A. 2000.** Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé/Tertiaire sur la marge sud téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc). *Newsletters on Stratigraphy, Berlin* 38, 57–80.
- Matmati M.F., Maamouri A.L., Belhajali N., Salaj J. & Donze P. 1991.** Etude stratigraphique et micropaléontologique dans le Crétacé Supérieur et le Paléocène de la chaîne Chaabet el Attaris. *Notes, Serv. Géol. Tunis*, n° 57, 35-69, 11 pl.
- Matsa T.A., Ait Ouali R., Mammeri C., Khaddoum O. & Mahboubi M. 2019.** Enregistrement sédimentaire de deux événements successifs de haute énergie dans le Tademaït oriental (Algérie). *Communication au CGBSM, 2019, USTHB*.
- Matsa T.A., Mahboubi M., Mebrouk F., Garcia G., Vianey-Liaud M., Ait Ouali R., & Mammeri C. 2022.** Mise en évidence du passage Crétacé/Paléogène (K/Pg) en Algérie nord-orientale. *Revue de paléobiologie*, 41(2), 313–332. <https://doi.org/10.5281/zenodo.6858379>.
- Mckenzie K. G. 1971.** Entomostraca of Aldabra, with special referenceto the genus *Heterocypris* (Crustacea, Ostracoda). *Philosophical Tranactions Royal Society of London*, B, 260: 257-297.
- McKinnon W. B. 1982.** «Impact into the Earth's ocean floor: preliminary experiments, a planetary model, and possibilities for detection». In *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth, Geological Society of America Special Papers, no 190, sous la dir. de L. T. Silver et P. H.Schultz*, p. 129-142. Boulder (Colorado) : The Geological Society of America.
- Mebrouk, F. 1993.** Charophytes du Tertiaire continental de l'Algérie. Systématique et biostratigraphie. *Thèse, Université d'Oran*, 173 p.
- Mebrouk F., Mahboubi M., Bessedik M. & Feist M. 1997.** L'apport des charophytes à la stratigraphie des formations continentales paléogènes de l'Algérie. *Geobios* 30 :171-177.
- Mebrouk, F., Tabuce R., Cappetta H. & Feist M. 2009.** Charophytes du Crétacé/Paléocène du Moyen-Atlas (Maroc) : systématique et implications biochronologiques. Charophytes from the Cretaceous/Paleocene of Middle Atlas (Morocco): Systematic and biochronologic implications. *Revue de Micropaléontologie*, 52: 131-139.
- Mercier, D. 2020.** Les impacts spatiaux du changement climatique. *London : ISTE Editions. copyright 2020*.
- 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): plankticforaminiferal biostratigraphy and biochronology. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(6).
- Metsana-Oussaid F., 2021.** Etude de la limite Crétacé-Paléogène en Algérie. *Thèse, USTHB*, 147 p., 54 fig., 6 tabl., 4 pl.
- Molina E., Arenillas I. & Arz J. A. 1998.** Mass extinction in planktic foraminifera at the CretaceousTertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(3), 351-363.

- Molina E., Alegret L., Arenillas I., A. ArzJosé, Gallala N., Hardenbol J., SalisK. V., Steurbaut E., Vandenberghe N. & Zaghib-Turki D. 2006.** The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia - Original definition and revision. *Episodes* 2006; 29(4): 263-273.
- Molina E., Alegret L., Arenillas I., A. Arz José, Gallala N., Manuel G.-N. J., Murillo-Muñetón G. & Zaghib-Turid 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*, Vol. 32, no. 2, p.84-95.
- Monecke K, Anselmetti F. S., Becker A., Sturm M. & Giardini D. 2004.** The record of historic earthquakes in lake sediments of central Switzerland. *Tectonophysics* 394:21–40
- Monecke K, Anselmetti F.S., Becker A., Schnellmann M., Sturm M. & Giardini D. 2006.** Earthquake-induced deformation structures in lake deposits: a Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for Central Switzerland. *Eclogae Geol Helv* 99(3):343–362
- Montanari A. M. & Koeberl. C. 2000.** «Impact stratigraphy: the italian record». *Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 93. Berlin (Allemagne): Springer Verlag*, 364 p.
- Montenat C. 1980.** Relations entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 22, 501–509.
- Montenat C., Barrier P., Ott D'estevou P. & Hibsich C. 2007.** Seismites: an attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196: 5-30.
- Moretti M., Pieri P., Tropeano M. & Walsh N. 1995.** Tyrrhenian seismites in Bari area (Murge–Apulian foreland). *Accad. Naz. Lincei, Atti Conv. 122, Terremoti in Italia, Roma 1–2=12*, p 211–216.
- Moretti M. & Troppeano M. 1996.** Strutture sedimentare deformative (shumite) nei depositi tirreniani di Bari, *Mem. Soc. Geol. t, 51 (1)*, 485-500.
- Morton, D.M., Campbell, R.H. 1973.** Some features produced by the earthquake of 21 February 1973, near Point Mugu, California. *Calif. Geol.* 26, 287–290.
- Mukhopadhyay S., Farley K.A. & Montanar A. 2001.** A shon duration of the Cretaceous-Tertiary boundary event: Evidence from extraterrestrial Helium-3. *Science*, 291, 1952-1955.

N

- Nichols R. J., Sparks R. S. J. & Wilson C. J. N. 1994.** Experimental studies of the fluidisation of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology* 41, 233–25.
- Ning Zhong, Hanchao Jiang, Haibing Li, Dechen Su, Hongyan Xu, Lianji Liang & Jiawei Fan 2022.** The potential of using soft-sediment deformation structures for quantitatively reconstructing paleo-seismic shaking intensity: progress and prospect. *Environmental Earth Sciences* (2022) 81:408. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10504-8>.

## O

- Oberbeck V. R. J., Marshall R. & Aggarwal H. 1993.** «Impacts, Tillites, and the Breakup of Gondwanaland». *The Journal of Geology*, vol. 101, no 1 (janvier), p. 1-19.
- Officer C.B., Hallam A., Drake C.L, Devine 1.D., 1987.** *Nature*, 326,143-149. Owen H.G.,1983, Cambridge Univ. Press, *Earth Sci. Sa.*, 1-1059.
- Oomkens E. 1966.** Environmental significance of sand dikes. *Sedimentology* 7, 696–706.
- Ott d'Estevou P. 1980.** Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Doc. et Trav. IGAL, Paris*, vol. 1. 264 pp.
- Owen G., 1987.** Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, vol. 29, pp. 11–24.

## P

- Paolo Monaco, Francisco J., Rodríguez-Tovar, & Alfred Uchman 2015.** A delayed response of the trace fossil community at the Cretaceous-Paleogene boundary in the Bottaccione section, Gubbio, Central Italy. *Geobios Volume 48, Issue 2, March–April 2015*, p. 137-145.
- Paturel, D. & Ott d'Estevou, P. 1991.** Les figures de paléosismicité du bassin de Sorbas (Messinien supérieur des Cordillères bétiques internes, Espagne). *Doc. interne IGAL/BRGM 91-76*, 34 p.
- Perch-Nielse K. 1979.** Calcareous nanofossils at the Cretaceous/terciary boundary near Biarritz, France, in Christensen, W. K., ed., CretaceousTertiary boundary events. *University of Copenhagen*, 2,151-155.
- Percival S.F. & Fischer A.O. 1977.** Changes in calcareous nannoplankton in the Cretaceous-Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain. *Evolution Theory*, 2, 1-35.
- Peron A. 1883.** Essai d'une description géologique de l'Algérie. *Ann. Soc. Géol.*, t. 14, 202 p.
- Peryt D., Alegret L. & Molina E. 2002.** The Cretaceous/Paleogene (KIP) boundary at Ain Settara, Tunisia: restructuring of benthic foraminiferal assemblages. *Terra Nova*, 14, 101-107
- Pettijohn F. & Potter P.E. 1964.** Atlas and glossary sedimentary structures. *Springer-Verlag, Berlin*.
- Peybernes B., Fondécave-Wajlez M. J., Eichene P., Bost J., Sibe B., Marais M. & Quiles O. 1996.** La limite Crétacé-Paléocène: phénomènes biologiques, événements géologiques d'après les sites de la côte basque. *Centre régional de documentation pédagogique d'Aquitaine, Bordeaux*, 91p.
- Plaziat J. C. & Poisson A. M. 1992.** Mise en évidence de plusieurs séismes majeurs dans le Stampien supérieur continental au Sud de Paris enregistrements sédimentaires de la tectonique oligocène. *Bull. Soc geol, France*, 16, 541-551.
- Plaziat J.C. & Purser B.H., 1998.** The tectonic significance of seismic sedimentary deformations within the syn-and post-rift deposits of the north-western (Egyptian) Red Sea coast and Gulf of

Suez. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), *Sedimentation and Tectonic of Rift Basins: Red Sea–Gulf of Aden*. Chapman & Hall, London, pp. 347–366.

**Pospichal J.J. 1996.** Calcareous nannofossils and clastic sediments at the Cretaceous-Tertiary boundary, northeastern Mexico. *Geology*, 24, 255–258.

## Q

**Qiao X.F. & Li H.B. 2008.** Pillow, ball-and-pillow structures: paleoseismic records within strata. *Geol Rev* 54(6):721–730 (in Chinese).

## R

**Rahaghi A. 1976 b.** Contribution à l'étude de quelques grands Foraminifères de l'Iran. Part 2. Étude de quelques grands Foraminifères du Maestrichtien et du Paléocène d'Iran. *National Iran Oil Company (NIOC), Laboratoire de Micropaléontologie*, Téhéran 6, pp. 32–48.

**Ravel A., Marivaux L., Tabuce R., Adaci M., Mahboubi M., Mebrouk F. & Bensalah M. 2011.** The oldest African bat from the early Eocene of El Kohol (Algeria): *Naturwissenschaften*, v. 98, p. 397–405, doi:10.1007/s00114-011-0785-0.

**Reichel, H. (1937).** Die Geologie des Asbestosgebietes und der übrigen Umgebung von Thetford Mines, Quebec. *Geologisches Jahrbuch*, 51, 173-232.

**Reimold W. U. & Jourdan F. 2012.** «Impact! Bolidés, craters, and catastrophes». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 19-27.

**Reineck H. E. & Singh I. B. 1980.** Depositional environments. In: *Depositional Sedimentary Environments*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp 5–7. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3-2>

**Remane J., Bassett M.O., Cowie J. W., Gohrbandt K.R., Lane H. R., Michelsen O. & Niwen W. 1996.** Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, 19,77-80.

**Renard M., Delacolte O. & Létolle R. 1982.** Le strontium et les isotopes stables dans les carbonates totaux de quelques sites de l'Atlantique et de la Tethys. *Bulletin de la Société géologique de France*, 14,519-534.

**Reyment R. A. & Reyment E. R. 1978.** The Paleocene Trans-Saharan Transgression and its Ostracod Fauna. *Publ. Pal. Inst. Univ. Uppsala*, 234. pp.245-252.

**Ringrose P.S. 1989.** Palaeoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Res.* 57–62. Seilacher A. (1969): Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13 155-159.

**Robin E., Boclet D., Bonte P., Froget L., Jehanno 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, 715–721.

**Robin E. & Roccia R. 1992.** Ni-rich spinel at the Cretaceous-Tertiary boundary of El-Kef, Tunisia. *Bull. Soc. géol. France*, 169, p. 365-372.

**Rodríguez-Pascua M. A., Calvo J. P., De Vicente G. & Gómez-Gras D. 2000.** Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sediment Geol* 135(1):117–135.

S

**Said-Benzarti R. 1998.** Les ostracodes du Campanien-supérieur à l'Yprésien de la coupe d'Elles (Tunisie du Centre-nord) . *Biostratigraphie, Paléoécologie et Paléogéographie, Bulletin Elf Aquitaine*, 20, 97-211.

**Sánchez-Ríos M.A., Ruíz R., Padilla P., Jiménez T. & Martínez R. 1993.** El nanoplancton calcáreo y los foraminíferos planctónicos del límite K/T de la sección El Mulato, Estado de Tamaulipas, México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 6,43-65.

**Saunders J. J. & Tassy P. 1989.** Le mastodonte américain. *La Recherche* 20 (209): 452-461.

**Scasso R. A., Prámparo M. B., Vellekoop J., Franzosi C., Castro L. N., & Damsté J. S. S. 2020.** A high-resolution record of environmental changes from a Cretaceous-Paleogene section of Seymour Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 555, 109844.

**Schlumberger, C. 1902.** Observations sur les Orbitoides de l'Éocène moyen de l'Aude. *Bulletin de la Société géologique de France, Série 4*, 2, 290-296.

**Seilacher A. 1969,** Fault-graded beds interpreted as seismites, *Sedimentology* 13 (1969) 155-159.

**Seyve E. 1990.** Nannofossil biostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary in the French Basque Country. *Bulletin Elf-Aquilaine*, 14,553 572.

**Sims J.D. 1975.** Determining earthquakes recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29, 141–152.

**Sirel E. 1972.** Systematic study of new species of the general *Fabularia* and *Kathina* from the Paleocene. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni - Bulletin of the Geological Society of Turkey*. 16: 69-76.

**Sirel E. & Gündüz H. 1985.** *Vania*, a new foraminiferal genus from the Thanatian [sic] of the Van region (east Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*. 101/102 [1983–1984]: 20–24.

**Smit J. 1977.** Discovery of a planktonic foraminiferal association between the *Abathomphalus mayaroensis* Zone and the "*Globigerina*" eugubina Zone at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain): *A preliminary report!*. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, ser. B*, 80(4), 280-301.

- Smit J. 1979.** The Cretaceous/Tertiary transition in the Barranco del Gredero, Spain. in Chrislensen W.K. and Birkelund. eds., *Proceedings C-T boundary events Symposium*, 11,156-163.
- Smit J. & Hertogen J. 1980.** An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 285, 198-200.
- Smit J. & Klaver O. 1981.** Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary indicate a large impact event. *Nature*. 292,47-49.
- 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, 307-332.
- Smit J., Montanari A., Swinburne N. H. M., Alvarez W., Hildebrand A. R., Margolis S. V., Claeys P. F., Lowrie W. & Asaro F. 1992.** Tektite bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in north/east Mexico. *Geology*, 20(2), 99-103.
- 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? in Ryder et al., eds., the Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history. *Geological Society of America, Special Paper*, 307, 151-182.
- Stöffler D. & Hornemann U. 1972.** «Quartz et feldspar glasses produced by natural and experimental shock ». *Meteoritics*, vol. 7, no 3 (septembre), p. 371-394.
- Stöffler D. & Langenhorst F. 1994.** Shock metamorphism of quartz in nature and experiment. I. Basic observation and theory. *Meteoritics* 29, pp. 155-181.
- Suter F., Martínez J. I. & Vélez M.I. 2011.** Holocene soft-sediment deformation of the Santa Fe-Sopetrán Basin, northern Colombian Andes: evidence for pre-Hispanic seismic activity. *Sediment Geol* 235:188–199.

## T

- Taquet P. 2008.** Les Dinosaures et la crise environnementale de la fin du Crétacé, *Bul. d'Information de l'Académie Hassan II des Sciences et Techniques* n°3 , p. 57-62.
- Torcia M. 1784.** Tremuoto accaduto nella Calabria e a Messina alli 5 Febbrajo 1783. *Descritto da Michele Torcia* .
- Toufiq A., Bellier J.P., Boutakiout M. & Feinberg H. 2002.** La coupe d'Ouled Haddou (Rif externe oriental) : un affleurement continu de la transition Crétacé–Paléogène au Maroc, révélé par les Foraminifères planctoniques. *C. R. Geoscience*, 334 (2002) 995–1001
- Trappe J. 1991.** Stratigraphy, facies distribution and paleogeography of the marine paleogene from the Western High-Atlas, Morocco. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 180: 279-321, Stuttgart.
- Trappe J. 1992a.** Facies zonation and spatial evolution of a carbonate ramp: marginal Moroccan phosphate Sea during the Paleogene. - *Geol. Rdsch.*, 81: 105-126, Stuttgart.

**Trappe J. 1992b.** Synsedimentary silicified stromatolites in Paleocene playa deposits of the Western Basin of Ouarzazate, Morocco. - *N. Jb. Geol., Paläont. Mh.*, 8: 458-468, Stuttgart.

## U

**Unesco 2016.** Le Stratotype de la limite Crétacé-Tertiaire (limite K-T). *Ministère de l'énergie et des mines. Gouvernorat d'El Kef, Tunisie.*

## V

**Vail P.R., Colin J.P., Du Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilieff V. 1987.** La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 1301-1321.

**Van Loon A. J., Pisarska-Jamrozy M., Nartišs M., Krievans M. & Soms J. 2016.** Seismites resulting from high-frequency, high-magnitude earthquakes in Latvia caused by Late Glacial glacio-isostatic uplift. *J Palaeogeogr* 5(4):363–380.

**Van Valen L. & Sloan R.E., 1977.** Ecology and the Extinction of the Dinosaurs. *Evolutionary Theory*, 2, 37-64. Weishampel D., Dodson P., Osmolska H., 1990, *The Dinosauria*, University of California Press, 733 p.

**Vianey-Liaud M. & Garcia G. 2003.** Diversity among North african dinosaur eggshells. *Palaeovertebrata* 32 (2-4) : 171-188.

## W

**Walliser, O.H. 1996.** Global events and Events stratigraphy. *Springer, Berlin.*

**Ward P.D., Kennedy W.J., MacLeod K.G. & Mounl J.F. 1991.** Ammonite and inoceramid bivalve extinction patters in Cretaceous/ Tertiary boundary sections of the Biscay region (southwestern France, northern Spain. *Geology*, 19, 1181-1184.

**Wezel F.C. 1970.** Numidian Flysch — an Oligocene – Early Miocene continental rise deposit off African platform. *Nature* 228 (5268), 275–276.

**Whatley R.C. & Bajpai S. 2005.** Some aspects of the paleoecology and distribution of non-marine ostracoda from Upper Cretaceous intertrappean deposits and the Lameta Formation of peninsular India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 50 (2): 61-76.

## Y

**Yahiaoui A. 1990.** La partie supérieure de la Série du Crétacé (Cénomanién à Coniacien) entre El Kantara et Batna (Algérie). *Notes du Service Géologique National, Algérie*, 51(1): 7-49.

**Yalçun H. & Inan N. 1992.** Paleontological features and mineralogical geochemical changes of the Cretaceous/Tertiary transition at the Iğdir Formation. Koyulhisar, Sivas, Turkey. *First International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, pp. 39–48.

Z

- Zaghib-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'Elles (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*. 331,141-149.
- Zaghib-Turki D., Karoui-Yaakoub N., Said-Benzarti R., Rocchia R. & Robin E. 2001.** Révision de la limite Crétacé-Tertiaire de la coupe d'Ellés (Tunisie): proposition d'un nouveau parastratotype. [Review of the K/T boundary Ellés section (Tunisia): proposition of a new parastratotype]. *GEOBIOS*, 34, 1: 25-37. Villeurbanne, le 30.06.2001.

**Cartes géologiques consultées :**

- Carte géologique de Brézina 1/200 000 :** Feuille n° HI. 11 12 publiée en 1981 et réalisée par Attar A., Baghdadli S. M., Belkhouja S. M., Benabdallah M., Benhabbi M., Bensalah A., Haddadi N., Morizet M., Neggache A., Oudjida H. & Philippe G., *Institut National de Cartographie, Alger*.
- Carte géologique d'El Kantara 1/50 000 :** Feuille n° 259 publiée en 1981 et réalisée par Ghiraud R. & Balais J. L., *Institut National de Cartographie, Alger*.
- Carte géologique de Hassi Mseguem 1/200 000 :** Feuille n° NH-31-V publiée en 1990 par Guerrak S. et réalisée par Amard B. & Hassaïne N., *Institut National de Cartographie, Alger*.
- Carte géologique de Ain Guettara 1/200 000 :** Feuille n° NH-31-IV publiée en 1990 par Guerrak S. et réalisée par Amard B. & Sami L., *Institut National de Cartographie, Alger*.
- Carte géologique de Hassi Inifel 1/200 000 :** Feuille n° NH-31-X publiée en 1994 par Bitam L. et réalisée par Amard B. & Ferri H., *Institut National de Cartographie, Alger*.

## **LISTE DES FIGURES**

## Liste des figures

<b>Figure 1:</b> Évolution de la biodiversité durant le Phanérozoïque (Barbault, 2011). .....	8
<b>Figure 2:</b> L’empreinte du cratère de Chicxulub, révélée sous le Yucatan par les anomalies du champ de gravité. (Gaël Comment, 2006). .....	10
<b>Figure 3:</b> Schéma paléogéographique de l’inde et des Seychelles vers 65 MA, montant l’extension des laves du Deccan et des Seychelles et la reconstitution du cratère Shiva (Chatterjee <i>et al.</i> 2013). .....	12
<b>Figure 4:</b> Comparaison des âges des principaux épanchements basaltiques (datations radiométriques K-Ar ou Ar-Ar) avec les âges des extinctions massives. Les barres d'erreur ont été figurées lorsque celles-ci sont plus grandes que les points. Toutes sauf 2 montrent une excellente corrélation, les provinces basaltiques de Columbia et du Karoo ne coïncidant apparemment pas avec une extinction massive. Les chiffres figurant entre parenthèses donnent une idée de la magnitude de l'extinction (Courtilot, 1999). .....	13
<b>Figure 5:</b> Schéma explicatif de la conjonction de causes et de la superposition de facteurs (Adatte, 2003). .....	17
<b>Figure 6:</b> Schéma paléogéographique mondial vers la limite Crétacé-Tertiaire et quelques sites classiques permettant d'étudier celle-ci à l'affleurement ou sur carottages au fond des océans. DSDP "Deep Sea Drilling Project". ODP "Ocean Drilling Program". (Adatte, 2003). .....	18
<b>Figure 7:</b> Localisation géographique de la coupe d'El Kef (GSSP) et des coupes auxiliaires. (D’après Molina <i>et al.</i> 2009, complétée). .....	20
<b>Figure 8:</b> Corrélations biostratigraphiques entre la coupe El Kef (GSSP) et les coupes auxiliaires. (Molina <i>et al.</i> 2009). .....	22
<b>Figure 9:</b> Paramètres géochimiques et biostratigraphiques définissant la limite K/Pg dans la coupe stratotype d’El Kef (Adatte, 2003). .....	26
<b>Figure 10:</b> Principaux ensembles structuraux de l’Afrique du Nord (d’après Caire, 1967). .....	29
<b>Figure 11:</b> Localisation des affleurements K/Pg d’El Kohol dans le Djebel Amour (extrait de la carte géologique de Brézina au 1/200 000). .....	33
<b>Figure 12:</b> Schéma tectonique d'El Kohol (échelle 1/50000) (Mahboubi, 1983 modifié). .....	35
<b>Figure 13:</b> Localisation des affleurements K/Pg d’El Kantara dans l’Aurès occidentale (extrait de la carte géologique d’El Kantara au 1/50 000) (Matsa <i>et al.</i> , 2022, modifié). .....	36
<b>Figure 14:</b> Schéma structural de l’Aurès (Ghandriche, 1991). .....	40
<b>Figure 15:</b> Localisation des secteurs étudiés montrant le passage K/Pg dans le Tademaït oriental à partir des extraits des cartes géologiques de Hassi Msegguem (A), Aïn Guettara (B) et Hassi Inifel (C) au 1/200 000. .....	42
<b>Figure 16:</b> Coupe schématique entre Fort Miribel et Hassi Inifel montrant la discordance d’étalement progressif du Paléocène supérieur et de l’Éocène inférieur sur le Maastrichtien inférieur et le Campanien aux abords de la dorsale Idjerane-Hassi Rmel qui passe près du Fort Miribel (Amard <i>et al.</i> , 1981 modifié). .....	45
<b>Figure 17:</b> Carte de localisation du secteur d’étude dans la localité d’El Kohol. .....	49
<b>Figure 18:</b> Log lithostratigraphique des formations du Crétacé supérieur d'El Kohol (Mahboubi 1983 complétée). .....	52
<b>Figure 19:</b> Log lithostratigraphique des formations post_turonienues d'El Kohol (Mahboubi, 1983 complétée). .....	54
<b>Figure 20:</b> Succession lithologique du membre calcaréo-détritique basal. .....	56

<b>Figure 21:</b> Données magnétostratigraphiques pour la section El Kohol. (A) Colonne stratigraphique de Coupe El Kohol et position des principaux niveaux fossilifères des mammifères (KA, KB, KC, KD). (B) Latitudes des pôles géomagnétiques virtuels (VGP) sur les niveaux stratigraphiques. (C) Colonne de polarité (les barres noires / blanches représentent les zones de polarité normale / inverse) et corrélations de la coupe d'El Kohol avec l'échelle de temps de polarité géomagnétique de Gradstein <i>et al.</i> , (2004). D'après Coster <i>et al.</i> , (2012) modifié. ....	59
<b>Figure 22:</b> A : Carte simplifiée de l'Algérie septentrionale et localisation de l'aire étudiée dans l'Aurès occidental. B : Image satellite de la région d'El Kantara dans l'Aurès occidental (Matsa <i>et al.</i> 2022).....	61
<b>Figure 23:</b> Log lithostratigraphique de la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra autour du passage K/Pg (région d'El Kantara) d'après Matsa <i>et al.</i> (2022).....	64
<b>Figure 24:</b> Localisation des coupes du passage Crétacé-Tertiaire (K/Pg) dans le Tademaït oriental et le Tinhert occidental (image satellite de Google Earth).....	68
<b>Figure 25:</b> Photographie de la coupe de l'Oued el Alenda.....	69
<b>Figure 26:</b> Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg sur la rive gauche de l'Oued el Alenda. ....	70
<b>Figure 27:</b> Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg dans la localité de l'Oued Aouleggui. ....	72
<b>Figure 28:</b> Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg dans la localité de Dir en-Naam. ....	74
<b>Figure 29:</b> Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg sur la rive gauche d'Ed-Dahna (Oued In Sokki). ....	76
<b>Figure 30:</b> Photographie des terrasses fluviatiles d'Ed Dahna. ....	77
<b>Figure 31:</b> Colonne lithostratigraphique montrant le passage K/Pg sur la rive droite de l'Oued El Tineljamet.....	79
<b>Figure 32:</b> Photo A : Vue panoramique du membre calcaro-détritique basal à El Kohol. Photo B : Calcaire qui présente des brèches autoclastiques (séismites). Photo C : Microtectites sphériques translucides.....	82
<b>Figure 33:</b> Distribution stratigraphique des espèces individuelles de Laffitteina dans les successions carbonatées marines peu profondes du Maastrichtien-Paléocène (Belkhouja & Bignon, 2004).....	87
<b>Figure 34:</b> Évolution de la flore et de la faune dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha. ....	88
<b>Figure 35:</b> Répartition des microfossiles et des microtectites dans la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra autour du passage K/Pg (région d'El Kantara) (Matsa <i>et al.</i> , 2022). ....	90
<b>Figure 36:</b> A. Différentes morphologies des tectites en fonction de la distance de projection (Sources <a href="http://www.hillbillyu.com">www.hillbillyu.com</a> , modifié) B. Tectites et microtectites retrouvés au sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha à el Kantara (Fig. 1-14) et dans le membre calcaro-détritique basal d'El Kohol (Fig 15). Fig. 1-2 :Tectites en forme de tête de rivet : 1 Face convexe, 2 Face concave. Fig 3 : Microtectite en forme d'ellipsoïde. Fig. 4-6 :Microtectites en forme de larme. Fig. 7-10 : Microtectites ferreuses sphériques avec une surface perlée. Fig. 11-15 : Microtectites sphériques translucides.....	92
<b>Figure 37:</b> Essai de corrélation entre les argiles noires à microtectites et le liseré orange de la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra d'El Kantara (Algérie nord-orientale) avec les argiles noires et liseré rouge de la limite K/Pg de la coupe d'El Kef et de Aïn Settara (Tunisie nord-occidentale). A : Corrélation des log stratigraphiques de la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra d'El Kantara avec la coupe de El Kef (Matsa <i>et al.</i> , 2022). B : Zone de passage K/Pg	

entre le sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha et la base de la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja, avec la mise en évidence du liseré orange centimétrique. C : Limite K/Pg de la coupe de Aïn Settara représenté par le liseré orange centimétrique à Iridium au sein de la formation d'El Haria. .... 95

- Figure 38:** A : Schéma d'une des seismites figurées par Seilacher lors de la première publication de ce terme (Seilacher, 1969). B : Seismite d'un type comparable, du Miocène moyen de Jbel Abu Shaar (Égypte). Les failles normales sont associées à deux niveaux de désolidarisation au sommet, les structures sédimentaires disparaissent dans une zone de cisaillement plastique comportant des niveaux liquéfiés; à la base, le rejet des failles listriques disparaît dans un jeu de glissement couche sur couche (Jean-Claude Plaziat & M'fedal Ahmamou, 1998)..... 101
- Figure 39:** Illustration d'un volcan de boue au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued Aouleggui... 102
- Figure 40:** Illustration d'un sismoslump au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued el Alenda. .... 103
- Figure 41:** Illustration de Faille d'éruption ou Blowout faults au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued Aouleggui. .... 104
- Figure 42:** Illustration Faille de Classement ou Fault grading au passage K/Pg aux environs de la coupe de l'Oued el Alenda au sein des Marnes jaunes de Dir en-Naam. .... 105
- Figure 43:** Illustration de dyke neptunien et de digues d'injection au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued el Alenda. .... 106
- Figure 44:** Illustration de structures en coussin au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued el Alenda. .... 107
- Figure 45:** Illustration des drops structures (A) et des figures de charges (B) au passage K/Pg dans la coupe de l'Oued Aouleggui..... 109
- Figure 46:** Schéma montrant différents types de SSDS (en Mer Noire et le Tibet) avec une indication des magnitudes de tremblement de terre auxquelles les différents SSDS sont interprétés pour se former (Ning Zong *et al.*, 2022 réalisé d'après Rodríguez Pascua *et al.*, (2000)).110
- Figure 47:** Quelques grains de quartz choqué. A : Quartz choqué vu à la loupe binoculaire. B : Un "toasted" quartz ou quartz grillé. C : Fractures planaires ("PFs") avec une seule direction. D : Fractures planaires ("PFs") avec deux directions. E : Figures de déformations planaires ("PDFs") avec deux directions. F : Un grain de quartz affecté par un mosaïcisme. .... 114
- Figure 48:** Verres issus de l'impacte. A et B : Minéral de quartz ayant subie une fusion sélective avec l'apparition une gangue en verre. C et D : Sphérule de verre issus de la fusion totale de minéraux de quartz. E : Verre ombré montrant un mélange de minéraux ayant subi une fusion. .... 116
- Figure 49:** Séquences sédimentaires résultant d'un impact météoritique en domaine marin peu profond. La ligne en pointillé représente la surface originelle ; E : éjecta ; Eh : déposé en domaine marin ; Ea : déposé de façon subaérienne ; Er : remanié, D : substratum perturbé ;Dd :perturbation par des dropstones ; Dc : perturbation de compression ; Db : bréchification ; M : matériau mobilisé ; Mt : turbidité ; Ms : slump ; Mb : ressac ; Mr : remaniement ; d : dropstone ; m : mégaclastes ; i : injection du substratum ; l : laminations ; b : slump de blocs ; c : stratification entrecroisée (Oberbeck *et al.*, 1993). .... 118
- Figure 50:** Paléogéographie de l'Algérie orientale et de la Tunisie à la fin du Crétacé (Matsa *et al.*, 2022, complétée). .... 122

**PUBLICATION**



## Mise en évidence du passage Crétacé/Paléogène (K/Pg) en Algérie nord-orientale

Tahar Abderahim MATSA<sup>1</sup>, Mahammed MAHBOUBI<sup>1</sup>, Fateh MEBROUK<sup>2</sup>, Géraldine GARCIA<sup>3</sup>,  
Monique VIANEY-LIAUD<sup>4</sup>, Rachid AIT OUALI<sup>†</sup> & Cheikh MAMMERI<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement, Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, BP 1015 El-M'naouer 31000 Oran, Algérie.

E-mail : tahar\_1993@yahoo.fr; mahboubi.med@gmail.com.

<sup>2</sup> Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, F. S. N.V., Université de Jijel, B.P.98 cité Ouled Aissa, 18000 Jijel, Algérie. Laboratoire Génie Civil et Environnement. E-mail : mebrouk06@yahoo.fr.

<sup>3</sup> PALEVOPRIM, UMR CNRS 7262, Université de Poitiers, 6 rue M. Brunet, F-86073 Poitiers cedex, France.

E-mail : geraldine.garcia@univ-poitiers.fr

<sup>4</sup> Institut des Sciences de l'Evolution, Université Montpellier, Place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier cedex 05, France. E-mail : monique.vianey-liaud@univ-montp2.fr

<sup>5</sup> Laboratoire de Stratigraphie Paléontologique et Paléoenvironnement, Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université d'Oran 2 et Centre Universitaire Nour Bachir, El Bayadh, Algérie.

E-mail : mammericheikh@gmail.com

<sup>†</sup> Faculté des Sciences de la Terre de Géographie et Aménagement du Territoire, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), Alger, Algérie.

### Résumé

Une étude lithostratigraphique et paléontologique a été réalisée dans la région d'El Kantara (Aurès occidental) afin de mettre en évidence le passage Crétacé/Paléogène (K/Pg). La succession sédimentaire de cette région débute par des marnes rouges d'origine lacustre succédant à des calcaires marins du Maastrichtien Supérieur (Formation supérieure de Djar ed Dechra). La base des Marnes inférieures de Djebel Kroucha a révélé une forte abondance en oogones de characées et des fragments de coquilles d'œufs de *Megaloolithus*. La partie supérieure de cette formation a livré une faune d'ostracodes non marins et des foraminifères benthiques (*Laffitteina*). Cette association faunistique suggère un environnement de dépôt lagunaire à faible salinité temporaire. Cette variation de la salinité est probablement due aux incursions transgressives multiples de la mer Transsaharienne. Chronologiquement, la faune et la flore suggèrent un âge Maastrichtien Terminal. Cette succession est recouverte d'une seconde formation composée d'une alternance de calcaires à grains fins, gypseux et marneux, surmontée d'une unité intermédiaire de marne rougeâtre. Ces deux dernières formations témoignent d'une disparition brutale des fossiles du Maastrichtien. Postérieurement à ce déclin, nous assistons à un renouvellement faunistique et floristique avec l'apparition de nouveaux taxons de petite taille et à peu diversifiés. La base de la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed a livré l'espèce *Peckichara llobregatensis* suggérant un âge Thanétien. Les résultats micropaléontologiques et minéralogiques (par exemple la présence des microtectites) présentés ici permettent de mettre en évidence le passage K/Pg. En effet, ce passage métrique est défini par des marnes qui sont surmontées par des argiles sombres à gypse azoïque dans lesquelles affleure un liseré orange centimétrique riche en goethite et en jarosite. La corrélation globale entre la coupe d'El Kantara et la coupe du Stratotype (El Kef, Tunisie) suggère l'existence d'un événement cosmique signalé dans l'intervalle des argiles sombres.

### Mots-clés

El Kantara, Passage K/Pg, Charophytes, *Megaloolithus*, *Laffitteina*, Ostracodes, Microtectites.

### Abstract

**Evidence of the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) transition in north-eastern Algeria.**- Lithostratigraphical and paleontological investigations were carried out in the El Kantara region (Eastern Aurès) in order to identify the Cretaceous/Paleogene transition. The lower part of the studied section is defined by outstanding reddish lacustrine marly sediments, which are overlain by marine carbonate rocks belonging to the upper Maastrichtian (Djar ed Dechra Upper formation). The lower part of the lower marls of Djebel Kroucha yielded abundant characean oogonia and *Megaloolithus* egg shell fragments. The upper portion of this formation contains abundant non-marine ostracods and benthic foraminifers (*Laffitteina*). This faunal association suggests lacustrine environment with a low salinity variation due to the multiple marine transgressions of Transsaharean Seaway. Chronologically, the flora and fauna suggest a late Maastrichtian age. This succession is covered by a second formation composed of an alternation of fine-grained calcareous, gypsum and marly bedrocks, overlain by an intermediate reddish marl unit. These two formations witness a sudden disappearance of Maastrichtian

fossils. Following to this decline, renewal of the fauna and flora is documented by a low diversity assemblage of new taxa showing tiny size. The lower part of the upper marls of Khanguet Sidi Ahmed yields *Peckichara llobregatensis*, suggesting a Thanetian age. Micropaleontological and mineralogical results (such as occurrence of microtectites) presented herein may indicate the K/Pg transition in this part of Aurès region. Indeed, this transition is represented by a decimeter-thick marly deposit, overlain by dark claystones with azoic gypsum rocks and a centimeter-thick orangish layer rich in goethite and jarosite. The global correlation between the El Kantara succession and the K/Pg stratotype section (El Kef, Tunisia) may provide evidence of a cosmic event recorded within the dark claystone interval.

### Keywords

El Kantara, K/Pg transition, Characeae oogonia, *Megaloolithus*, *Laffiteina*, Ostracods, Microtectites.

## 1. INTRODUCTION

Les sites où le passage K/Pg est représenté par une sédimentation continue sont peu nombreux. Ces derniers se localisent dans trois régions du monde : autour du golfe du Mexique, c'est-à-dire près du cratère d'impact météoritique de Chicxulub au Mexique à Bochi et El Mulato (Smit *et al.*, 1992), au nord-ouest de la Tunisie à El Kef, Ain Settara & Elles (Arenillas *et al.*, 2000 ; Zaghbib-Turki *et al.*, 2000) et au sud-ouest de l'Europe où d'autres coupes ont été proposées en Espagne à Caravaca & Zumaya (Molina *et al.*, 2009) et en France à Bidart (Haslett, 1994 ; Peybernes *et al.*, 1996).

Sur la base de ces travaux, nous constatons que les passages de la limite K/Pg sont relativement bien documentés autour de la Méditerranée occidentale. Cependant, de nouveaux sites dans le monde continuent à être mis en évidence et fournissent de nouvelles données concernant le passage K/Pg. Par exemple en Antarctique, Scasso *et al.* (2020) ont découvert des fluctuations de température provoquées par une instabilité climatique au Paléocène inférieur liée à l'impact de Chicxulub.

En Algérie, les travaux sur la limite K/Pg n'en sont qu'à leurs débuts. Dans ce cadre, deux relevés de coupes ont été réalisés récemment en domaine pélagique riche en foraminifères à Sidi Ziane et Djebel Zakhmoune (Médéa, Nord Algérien) par Metsana-Oussaid *et al.* (2019). Ces auteurs notent la présence d'une série maastrichtienne complète sur laquelle repose un niveau daté du Danien moyen. Ils soulignent l'existence d'un hiatus au passage du Maastrichtien/Danien tout en signalant que cette absence est due à une surface de non-dépôts (paracomfirmité). La lacune du Paléocène Inférieur a été signalée dans plusieurs secteurs périméditerranéens, comme en Tunisie (Matmati *et al.*, 1991), et au Maroc (Marzoqi & Pascal, 2000). Le plus souvent, la limite se situe au sein de ces lacunes d'importance variable, sans que l'on connaisse avec certitude l'origine de ces lacunes. L'importance du site d'El Kantara est due à sa position paléogéographique particulière, car il se situe sur la limite nord/ouest de la mer transsaharienne qui s'étendait vers le sud sur la Plate-forme saharienne à la fin du Crétacé. Une attention particulière a été portée aux affleurements du passage K/Pg, à leurs compositions lithologiques et

à leur contenu fossilifère. Ainsi nous avons mis en évidence de nouveaux gisements paléontologiques composés de flore de charophyte, de fragments de coquilles d'œufs de dinosaures et d'ostracodes dans deux niveaux stratigraphiques différents (Maastrichtien et Thanétien) séparés par un intervalle argilo-marneux sombre. Ce dernier intervalle a livré, pour la première fois en Algérie, des marqueurs cosmiques tels que les microtectites. Les résultats paléontologiques et minéralogiques que nous avons tirés de la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra, nous a incités à chercher le passage K/Pg dans des faciès lacustres essentiellement marneux et argileux sombres qui se sont mis en place dans une zone de transition entre le domaine marin et continental.

## 2. CADRE GÉOLOGIQUE

La localité d'El Kantara est située à une soixantaine de kilomètres au nord de Biskra (Fig. 1A et B). Cette région appartient à la terminaison occidentale du massif de l'Aurès qui est lui-même situé dans la partie orientale du Bassin atlasique. El Kantara a fait l'objet de deux études géologiques (Laffitte, 1939 et Guiraud, 1973). La structure générale de cette région montre la présence d'un synclinal court, régulier, se présentant sous forme d'une cuvette avec une structure simple. Les calcaires maastrichtiens qui bordent ce synclinal présentent des penchages plus accentués sur le flanc nord (70° à 80°) que sur le flanc sud (30° à 45°) où des crêtes formées de calcaires maastrichtiens, nivelées durant le stade de pénélplanation oligocène, viennent s'abaisser jusqu'au contact avec les terrains miocènes (Laffitte, 1939). Le cœur du synclinal est occupé par des formations éocènes, miocènes et quaternaires (Pl. I, fig. A).

Le Crétacé Supérieur : les séries géologiques de la fin du Crétacé sont marines, épaisses et constituées essentiellement d'alternances marno-calcaires qui atteignent 2000 m d'épaisseur. Dans l'ensemble, ces terrains présentent une certaine homogénéité de faciès, mais leur puissance diminue vers le sud. Ces terrains sont constitués, en général, de marnes noires à gypse s'alternant avec des bancs de calcaires crayeux blanchâtres. Vers le sommet se trouve une alternance de calcaires massifs à bryozoaires, huîtres et gastéropodes et de calcaires

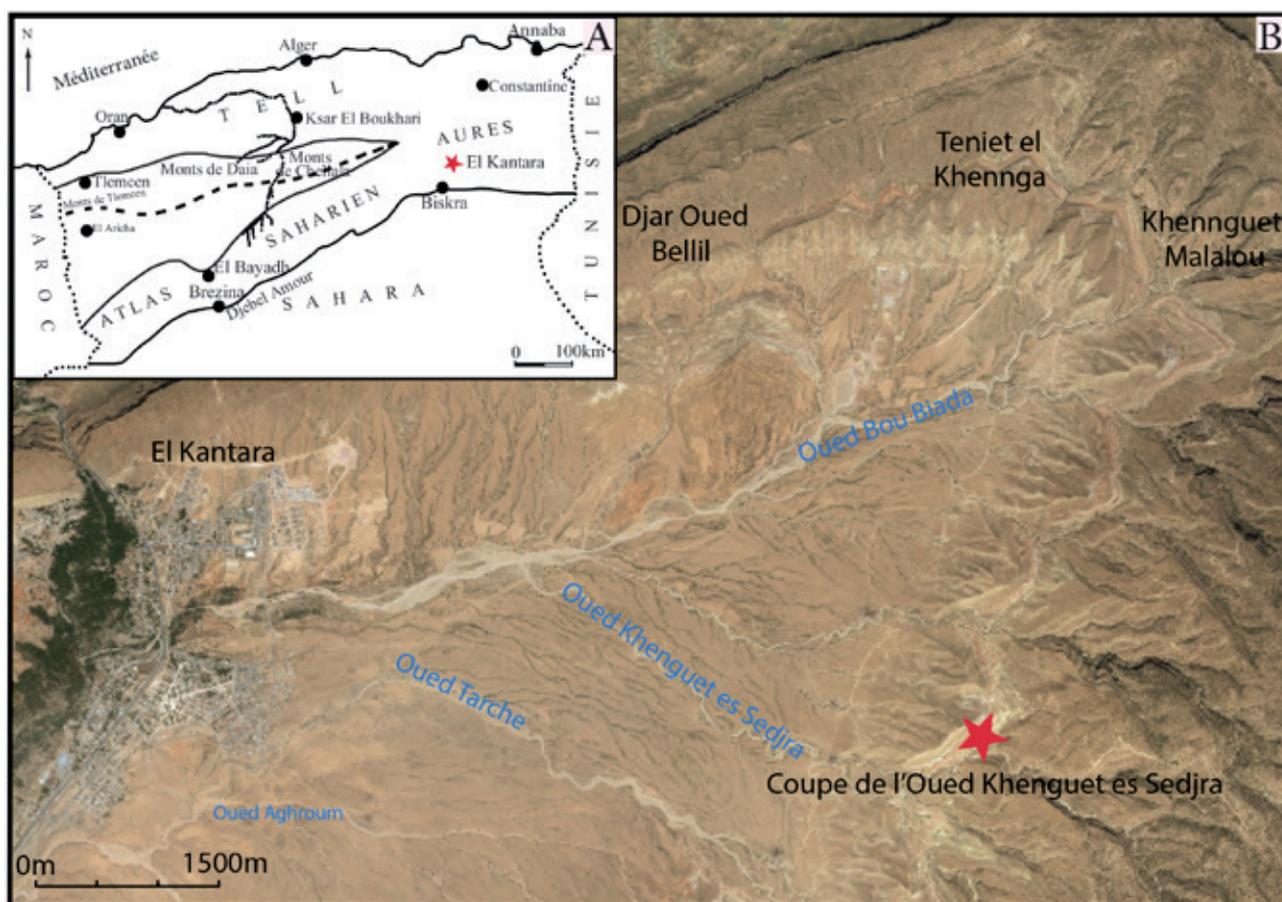


Fig. 1: A: Carte simplifiée de l'Algérie septentrionale et localisation de l'aire étudiée dans l'Aurès occidental. B: Image satellite de la région d'El Kantara dans l'Aurès occidental.

argileux ou dolomitiques lités qui se terminent par des marnes bariolées ou rouges et des phosphates datés du Maastrichtien (Fig. 2).

**Le Paléogène:** la série est bien représentée en affleurement surtout dans la partie sud/est du synclinal. Elle présente de nombreuses variations de faciès et une nette réduction des épaisseurs du nord vers le sud. Elle débute par une série marine à la base (Danien-Lutétien Supérieur) constituée par des calcaires marneux (à gastéropodes, miliolles et lamellibranches), des marnes jaunes et des calcaires marneux ou dolomitiques à gypse. L'Eocène Inférieur repose sur le Paléocène par l'intermédiaire de marnes rouges, de grès et de conglomérats consolidés. L'Eocène moyen repose en discordance sur les terrains antérieurs et il est formé par des calcaires et des marnes à gastéropodes et lamellibranches renfermant quelques passages gréseux contenant des lentilles conglomératiques à la base.

### 3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Une cinquantaine d'échantillons de deux kilogrammes chacun ont été prélevés tous les mètres, puis nous avons

resserré l'échantillonnage tous les 50 cm ou les 30 cm à l'approche du passage K/Pg. Les échantillons récoltés sont de nature marneuse, argileuse et parfois calcaire. Ce matériel a été traité au laboratoire. Les marnes et les argiles ont été désagrégées en les trempant dans de l'eau pendant 48 h. Par la suite, les échantillons sont lavés à l'eau courante en utilisant une colonne de tamis (63  $\mu\text{m}$ , 100  $\mu\text{m}$ , 200  $\mu\text{m}$ ). Les résidus récupérés sont séchés à l'étuve à une température de 50°. Après séchage, les résidus sont triés sous loupe binoculaire.

## 4. SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE

### 4.1. Découpage lithostratigraphique

Nous avons adopté le découpage lithostratigraphique proposé par Belkhodja & Bignot (2004). Ces auteurs proposent un âge Maastrichtien à la Formation supérieure de Djar ed Dehra et un âge Thanétien aux marnes rouges d'El Kantara et à la Formation marno-calcaires de l'oued El Haï. Laffitte (1939) a décrit un ensemble de couches sous la Formation marno-calcaires de l'Oued El Haï. Ces niveaux sont l'équivalent des marnes rouges d'El

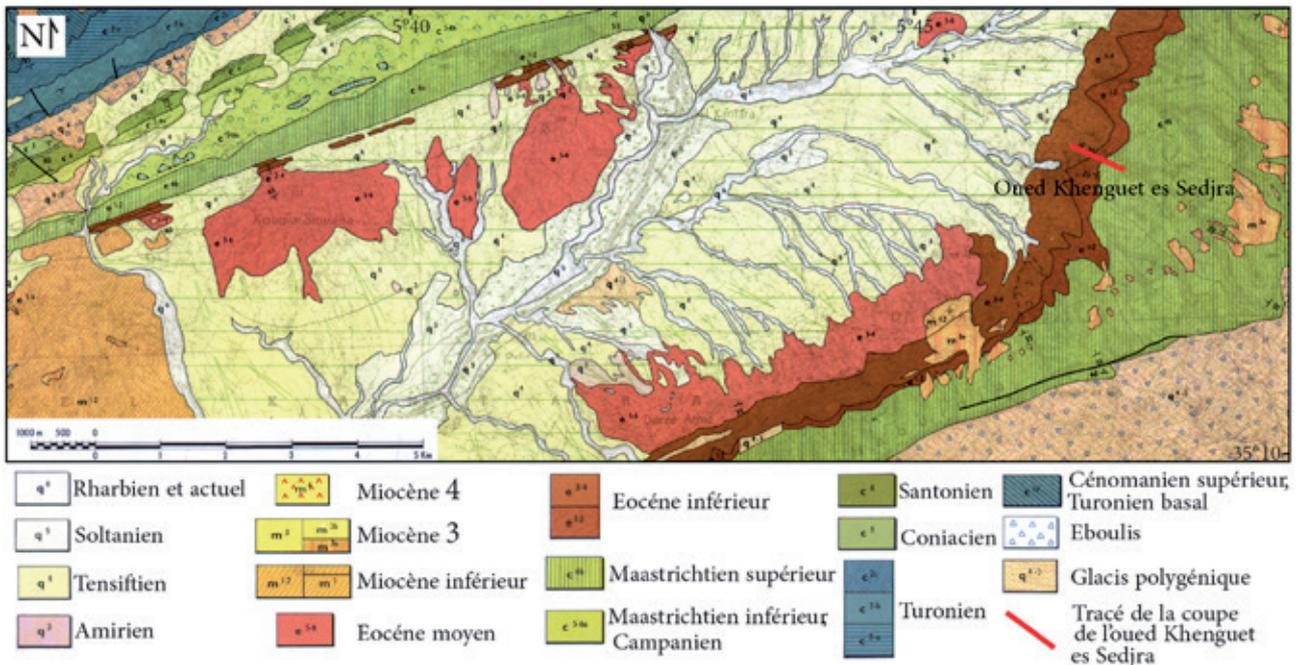


Fig. 2: Localisation de la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra (extrait de la carte géologique d'El Kantara au 1/50 000).

Kantara qui renferment le niveau à *Cardita beaumonti* d'âge Crétacé. Selon Lafitte (1939), les niveaux calcaires qui succèdent au niveau à *Cardita beaumonti* serait d'âge Danien par analogie avec l'Aurès oriental. Par conséquent la partie inférieure des marnes rouges d'El Kantara serait d'âge Crétacé et non Tertiaire. Un troisième ensemble de marnes rouges continentales, épais de 300 m, occupant le centre du synclinal de El Kantara, a été attribué à l'Eocène Inférieur par Laffitte (1939).

Dans le présent travail, nous avons subdivisé la série sédimentaire de l'Oued Khenguët es Sedjra en trois formations distinctes qui sont, de bas en haut :

- les Marnes inférieures de Djebel Kroucha d'âge Crétacé Supérieur,
- les Marno-calcaires intermédiaires à gypse de Djebel Haouidja d'âge Dano-Sélandien,
- les Marnes supérieures de Khanguët Sidi Ahmed d'âge Thanétien.

Les terrains étudiés sont compris dans une fourchette de temps comprise entre le Maastrichtien Supérieur et le Paléocène Supérieur marin. Les Marnes rouges d'El Kantara reposent en concordance sur un membre calcaréo-marneux marin maastrichtien appartenant à la Formation supérieure de Djar ed Dechra (Belkhouja & Bignot, 2004) dans lequel s'intercalent des calcaires décimétriques phosphatés passant vers le haut à des calcaires lenticulaires métriques (Pl. I, fig. C). La partie sommitale de ce membre comporte de petits bancs de calcaires décamétriques s'achevant par des gypses fibreux en plaquettes (Pl. I, fig. D).

## 4.2. Description de la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra

### 4.2.1. Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha

Il s'agit d'une formation essentiellement marneuse (17 m) dont la partie inférieure a fourni l'essentiel de la microflore de charophyte. Cette formation est constituée par les unités suivantes :

- Unité A (12 m) : composée essentiellement de marnes vertes qui deviennent rapidement rouges et fossilifères, se terminant par un banc calcaire décimétrique sur lequel repose 1 à 2 m de marne rouge. Le contenu fossilifère est caractérisé par une forte présence d'oogones de characées, de quelques *Laffiteina* et de rares dents de poissons à la base. Vers le sommet, on assiste à un appauvrissement de la microflore et une première apparition progressive de fragments de *Megaloolithus* associés à quelques ostracodes.
- Unité B (5 m) : débute par des marnes grises à noires riches en cristaux octaédriques de magnétite (Pl. I, fig. E). Ces marnes renferment une brèche calcaire centimétrique à décimétrique et des microtectites. Les marnes grises sont surmontées par des argiles sombres riches en paillettes de gypse, de magnétites octaédriques, de débris d'oxyde de fer et de microtectites. Le sommet de la formation est marqué par un liseré orange centimétrique contenant de la goéthite et des concrétions rouille de jarosite. Ce liseré, constituant un horizon repère, repose en discontinuité

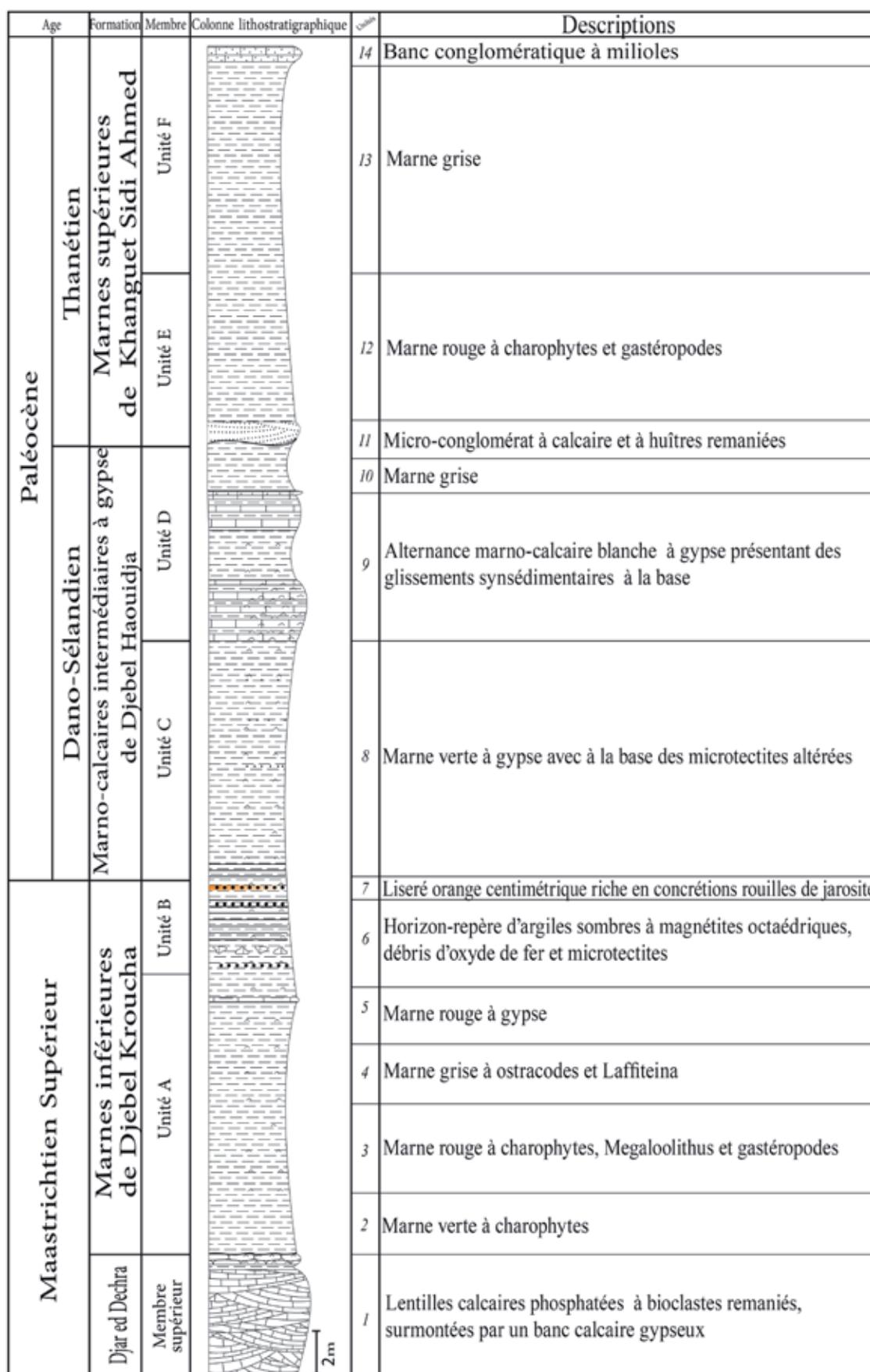


Fig. 3: Log lithostratigraphique de la coupe de l'Oued Khanguet es Sedjra autour du passage K/Pg (région d'El Kantara).

sédimentaire sur les niveaux lacustres sous-jacents et s'étend latéralement en recoupant ces derniers (Pl. I, fig. E). L'ensemble de cette unité n'a pas fourni de fossiles. Il est important de noter que les affleurements de ces marnes et de ces argiles noires sont souvent recouverts à l'affleurement par les marnes rouges qui se sont déplacées.

#### 4.2.2. Formation des Marno-calcaires intermédiaires à gypse de Djebel Haouidja

Elle démarre par l'Unité C (11 m) composée d'argile noirâtre riche en paillettes de gypse et en débris d'oxyde de fer. Vers le sommet, elle devient carbonatée, claire et indurée avec quelques intercalations gypseuses. Latéralement, cette unité a livré un niveau à microflore composé d'oogones de characées du Maastrichtien mal conservées, ferrugineuses et remaniées. Au-dessus reposent des marnes verdâtres qui renferment des microtectites ferrugineuses remaniées. Les gypses dominent vers le sommet.

L'Unité D (9 m) présente des intercalations carbonatées blanches à gypse renfermant des figures sédimentaires (slumps) indiquant une paléopente au moment du dépôt de ces sédiments. La partie supérieure de l'unité est dominée par une alternance de marno-calcaires renfermant de la glauconie et des débris phosphatés. Cette alternance s'achève par un niveau marneux grisâtre.

#### 4.2.3. Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed

Cette formation (18 m) débute par un niveau microconglomératique carbonaté (1 m), transgressif, chenalisé et riche en débris d'huîtres (Pl. I, fig. F). Ce niveau renferme à la base des microtectites remaniées. Dans son ensemble, l'Unité E est dominée par des marnes rouges qui s'appauvrissent progressivement en éléments détritiques vers le sommet. L'Unité F quant à elle est principalement constituée de marnes grises. La partie supérieure de cette dernière est couronnée par un banc conglomératique à miliolites (2 m).

### 5. AGE DES TERRAINS ENCADRANT LA COUPE DE L'OUED KHENGUET ES SEDJRA

La Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha décrite à Oued Khanguet es Sedjra repose en concordance sur les calcaires massifs de Djar ed Dechra (Fig. 3). Ces terrains ont livré des débris de rudistes, de radiolitidés, d'huîtres et d'inocérames et des foraminifères benthiques. L'étude paléontologique de ces derniers a permis à Belkhodja & Bignot (2004) de reconnaître les formes suivantes: *Cuneolina* sp.; *Fleuryana adriatica*

(Castro *et al.*, 1994); Orbitoididés dont *Orbitoides tissoti* (Schlumberger, 1902); des *Omphalocyclus* sp. primitives, et des formes fixées rappelant *Orbitoides concavatus* (Rahaghi, 1976). Ces calcaires ont livré, également, une flore d'algues représentée par des fragments de lithothamniées. Au-dessus des niveaux à inocérames, une succession de bancs calcaires décimétriques à métriques formés essentiellement par l'accumulation de foraminifères de grande taille (*Laffitteina*). Ces auteurs ont reconnu sept espèces appartenant au genre *Laffitteina* à El Kantara à savoir: *L. bibensis* Drooger, 1952, *L. conica* Drooger, 1952, *L. boluensis* Dizer, 1957, *L. mengaudi* Astre, 1923, *L. cf. monodi* Marie, 1946, *L. oetzuerki* Inan, 1995 et *L. bibensis* Marie, 1946. La présence d'Orbitoididés dans la Formation de Djar ed Dechra a permis à Belkhodja & Bignot (2004) de lui attribuer un âge Maastrichtien Terminal.

Quant aux marno-calcaires de l'oued El Haï qui recouvrent la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, Belkhodja & Bignot (2004) ont mis en évidence la présence de: *Vaniaanatolica* (Sirel & Günüz, 1985), *Idalina* sp. [*I. aff. sinjarica* (Yalçun & Inan, 1992)], *Periloculina* sp. à rapprocher de la *Pseudolacazina alpani* (Sirel, 1972), *Spirolina* sp., *Glomalveolina primaeva* (Reichel, 1937), *Rotalia* sp., *Lockhartia tipperi* (Davies, 1926), *Operculina* sp. Cette dernière association a permis d'attribuer un âge Thanétien aux marno-calcaires de l'oued El Haï. Ces dernières données stratigraphiques nous permettent de retenir un âge Maastrichtien Terminal à la base de la coupe levée au niveau du défilé d'El Kantara et un âge Thanétien au sommet avec une lacune importante au Danien.

Dans le cadre de ce travail, au passage du Maastrichtien au Dano-Sélandien, la coupe Oued Khanguet es Sedjra montre un changement de la sédimentation où les marnes rouges sont remplacées subitement par des marnes sombres renfermant les premières microtectites. Les niveaux précédents passent vers le haut à des argiles sombres contenant un liseré orange centimétrique (Figs 3 et 4). Ce changement est dû à une baisse du taux de carbonate en liaison avec les événements connus lors du passage K/Pg (Adatte, 2003).

## 6. DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES

### 6.1. Charophytes

La série sédimentaire de l'Oued Khanguet es Sedjra dans la région de El Kantara a livré une association de charophytes assez abondante avec 7 genres et 11 espèces. Cette série géologique subdivisée en trois parties présente une flore de charophytes répartie en deux ensembles principaux, l'un dans les Marnes inférieures et l'autre dans les Marnes supérieures de la coupe étudiée.

A la base, les cinq premiers niveaux fossilifères (Fig. 4, échantillon 2) forment une seule couche avec une

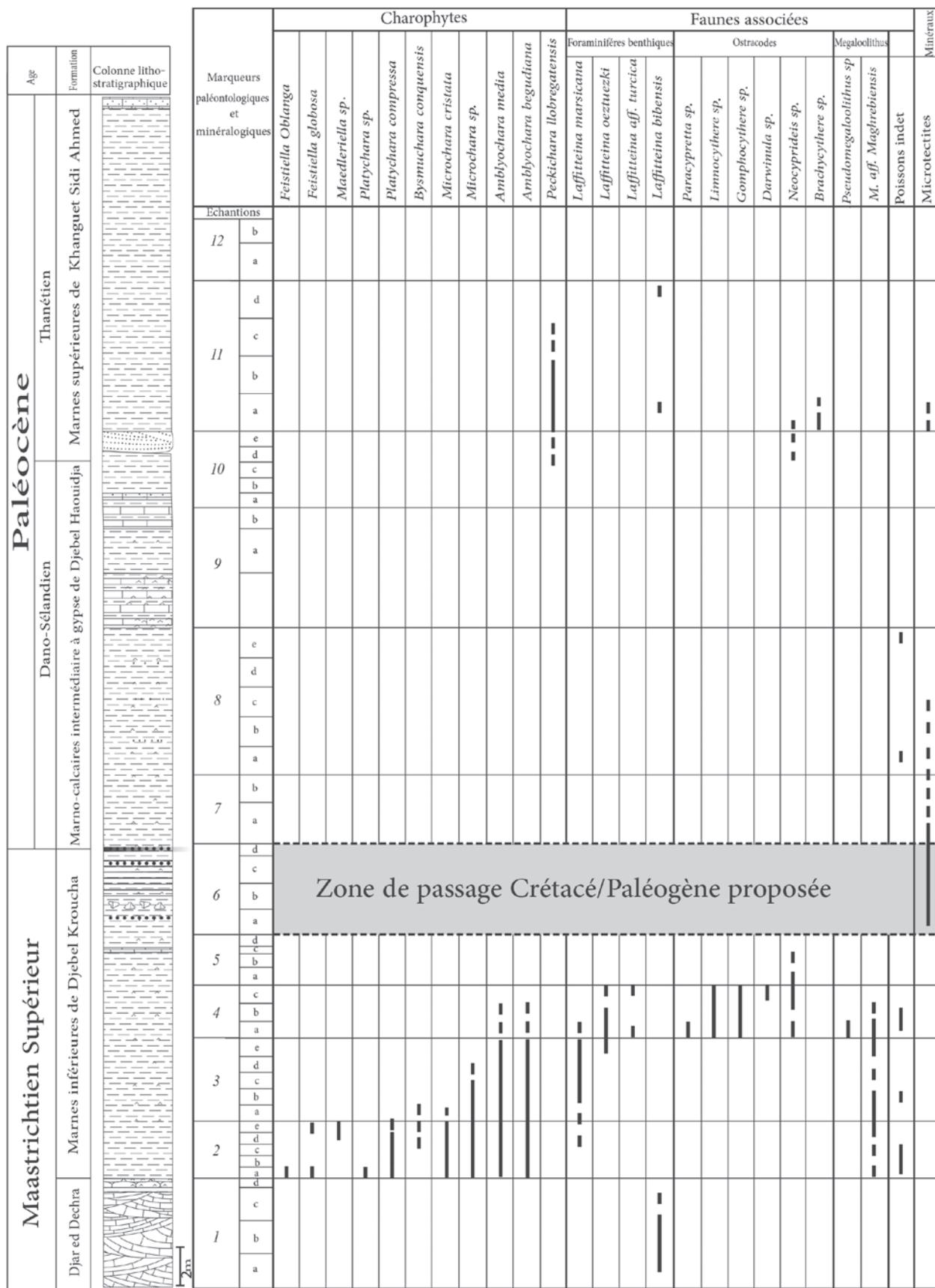


Fig. 4: Répartition des microfossiles et des microtectites dans la coupe de l'Oued Khanguet es Sedjra autour du passage K/Pg (région d'El Kantara).

association de charophytes de 6 genres et 10 espèces comprenant *Amblyochara begudiana* Grambast, 1962 (Pl. II, figs 1-3), *Amblyochara media* Feist (in Feist & Freyret, 1983) (Pl. II, fig. 4), *Microchara cristata* Grambast, 1971 (Pl. III, figs 4-6), *Microchara* sp. (Pl. II, figs 11-12), *Platychara compressa* (Knowlton, 1888) Grambast, 1962 (Pl. III, figs 1-3), *Platychara* sp., *Bysmochara conquensis* Grambast & Gutierrez, 1977 (Pl. II, figs 5-7), *Feistiella globosa* (Grambast & Gutiérrez, 1977) Schudack, 1986, *Feistiella oblonga* (Grambast, 1975) Mebrouk *et al.*, 2009 (Pl. II, figs 8-10) et *Maedleriella* sp.

Certains taxons présentent même une richesse assez exceptionnelle de plusieurs centaines de gyrogonites pour les genres *Amblyochara*, *Microchara* et *Platychara*. Les gyrogonites de charophytes, ici très nombreuses et très bien calcifiées, ne sont ni déformées ni cassées et indiquent une population autochtone développée et fossilisée in situ dans des conditions écologiques optimales d'oxygénation, d'éclairement, de température et de PH, avec un minimum de salinité et de turbidité.

Le passage entre les échantillons 3 et 4 (Fig. 4) présente un changement drastique dans la composition de la flore de charophytes avec la disparition de trois genres (*Platychara*, *Feistiella*, *Maedleriella*) et la raréfaction de deux autres genres (*Amblyochara*, *Microchara*) qui voient leurs populations respectives décroître fortement à moins d'une centaine de gyrogonites récoltées pour chacun d'eux, le genre *Bysmochara* est également présent, mais très rare avec 3 gyrogonites seulement. Le mauvais état de conservation des gyrogonites (cassées et déformées) semble indiquer des conditions écologiques dégradées et moins favorables aux charophytes.

Plus haut, dans l'intervalle entre les échantillons 5 à 9 (Fig. 4) les charophytes disparaissent vraisemblablement à cause de conditions écologiques très défavorables.

Dans la partie supérieure de la série (Fig. 4, échantillons 10 et 11) un nouveau genre de charophytes apparaît avec une population monospécifique et assez abondante (une trentaine de gyrogonites collectées) de : *Peckichara llobregatensis* Feist (in Feist & Colombo, 1983) (Pl. III, figs 7-12).

Sur le plan stratigraphique, l'ensemble des charophytes récoltés dans l'Unité A (Fig. 4, échantillons 2 à 4) indique le Crétacé Supérieur élevé (Campanien-Maastrichtien) avec un âge interprété comme plutôt Maastrichtien Supérieur, alors que l'espèce *Peckichara llobregatensis* Feist, 1983 (in Feist & Colombo, 1983) des échantillons 10 et 11 de la partie supérieure de la série sédimentaire de l'Oued Khenguët es Sedjra (Fig. 4) est d'âge Paléocène nettement plus récent (Thanétien) au-dessus de la limite K/Pg.

## 6.2. Foraminifères

Les trois formations étudiées dans la série sédimentaire de l'Oued Khenguët es Sedjra (Marnes inférieures,

Marno-calcaires intermédiaires à gypse, Marnes supérieures) ont livré en particulier des foraminifères benthiques du genre *Laffitteina* (Marie, 1946) (Fig. 4). Ce genre est connu dans le Crétacé Terminal-Paléocène basal (Blanc, 1975), sa présence dans le Maastrichtien de nombreuses régions du monde semble caractériser essentiellement cet étage.

Dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, nous avons identifié trois espèces (Fig. 4) telles que *Laffitteina marsicana* Farinacci, 1965, *Laffitteina oetzuerki* Inan, 1996b et *Laffitteina* aff. *turcica* Inan, 2002. La première espèce se trouve dans la partie inférieure du Maastrichtien Supérieur (Inan, 2002), la seconde plutôt dans la partie médiane et supérieure du Maastrichtien Supérieur (Inan, 1996b), alors que la troisième indiquerait le Maastrichtien Terminal (Inan, 2002) (Fig. 5).

Dans la Formation des Marnes supérieures de Khanguët Sidi Ahmed ne persiste que *Laffitteina bibensis* (Marie, 1946) (Pl. IV, figs 6-7), qui se rencontre en Europe occidentale et au Maghreb dans le Crétacé Terminal et dans le Paléocène (Belkhdja & Bignot, 2004) en association avec des charophytes du Thanétien.

## 6.3. Ostracodes

La Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha a fourni six genres d'ostracodes dans l'ordre de prédominance suivant : *Gomphocythere* sp. (Pl. IV, fig. 3), *Limnocythere* sp. (Pl. IV, fig. 4), *Neocyprideis* sp. (Pl. IV, fig. 2), *Paracyprretta* sp. et *Darwinula* sp. (Pl. IV, fig. 5). Whatley & Bajpai (2005) ont démontré les implications paléocéologiques importantes se rapportant à ces ostracodes non marins dans les couches sédimentaires intertrappéennes constituant la Formation « Lameta Group » du Crétacé Supérieur de l'Inde. Les ostracodes cités se répartissent en deux groupes : des taxons endobenthiques et épibenthiques (*Gomphocythere*, *Limnocythere*, *Darwinula*) et des formes nageuses (*Paracyprretta*). La faune d'ostracodes des échantillons 4 et 5 a (Fig. 4) se caractérise par la taille réduite des individus et une baisse de leur fréquence vers le haut, avant leur complète disparition dans les derniers niveaux argileux sombres. Dans la Formation des Marnes supérieures de Khanguët Sidi Ahmed (Fig. 4) ne persiste que *Neocyprideis* sp. qui précède l'apparition du genre *Brachycythere* sp. (Pl. IV, fig. 1).

## 6.4. Megaloolithus

Les échantillons 3e et 4a (Fig. 4) sont bien documentés en restes d'œufs de dinosaures de l'espèce *Megaloolithus* aff. *maghrebiensis* (Garcia *et al.*, 2003) (Pl. IV, figs 8-9). Ce taxon est bien représenté dans des séries maastrichtiennes du Maroc (Garcia *et al.*, 2003 ; Chassagne-Manoukian *et*

*al.*, 2013) et appartient à la famille des Megaloolithidae, classiquement attribuée à des dinosaures titanosaures (Chiappe *et al.*, 2001 ; Grellet-Tinner *et al.*, 2011).

L'échantillon 4b (Fig. 4) a fourni 3 fragments bien préservés de *Pseudomegaloolithus* sp. (Vianey-Liaud & Garcia, 2003), un genre décrit pour la première fois en Afrique du Nord (Maroc).

L'échantillon 4b (Fig. 4) a fourni également sept fragments d'un morphotype structural prismatique, dont l'analyse plus fine de l'ultrastructure devrait permettre une attribution plus précise à une oofamille à morphotype prismatique telle que les Prismatoolithidae corrélée à des dinosauriens théropodes ou à celle des Neognathae (oiseaux néognathes).

Sur le plan stratigraphique, les ootaxons mentionnés sont bien représentés dans le Maastrichtien du Maroc.

## 7. CARACTÉRISATION DU PASSAGE K/PG

### 7.1. Evolution verticale de la faune et la flore à El Kantara

La Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, datée du Maastrichtien terminal, nous a livré le matériel paléontologique suivant (Fig. 4, échantillons 2 à 5) : six genres avec dix espèces de charophytes, quatre espèces de *Laffiteina*, six genres d'ostracodes, deux espèces de *Megaloolithus* et quelques dents de Charasiformes indéterminés. Vers le sommet de cette formation (Fig. 4, échantillons 4 à 5), nous remarquons une diminution progressive de la faune et de la flore en terme de nombre d'espèces et d'individus. Ce phénomène s'effectue sur les quatre derniers mètres de la formation jusqu'à leur totale disparition au niveau des marnes grises et des argiles sombres (Fig. 4, échantillons 6). Ces derniers renferment deux niveaux à microtectites interprétées comme des gouttelettes de roches fondues liées à un impact météoritique (Glass, 1990 ; Combes, 1982).

La Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, d'âge Thanétien, se distingue par un contenu floristique et faunistique nouveau, mais pauvre en nombres d'individus et en espèces. Nous assistons alors à un renouvellement faunistique et floristique. Les rares formes de gyrogonites de charophytes, représentées par la seule espèce *Peckichara llobregatensis*, ainsi que le foraminifère benthique *Laffiteina* tout comme les ostracodes sont de petites tailles, ce qui suggère qu'ils ont connu des conditions environnementales défavorables après le passage K/Pg (Fig. 4).

### 7.2. Données minéralogiques

Vers le sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, les argiles noirâtres font suite aux marnes grises. Les niveaux argileux sombres (Fig. 4,

échantillons 6) renferment des cristaux octaédriques de magnétites, des débris d'oxyde de fer et des microtectites de diamètre inférieur à 1 mm. Un horizon repère, constitué par un liseré orange centimétrique enrichi en goethite et en concrétions de jarosite, dépourvu de toute trace de fossile ou de microfossiles clôture cette formation. Le changement de faciès met en évidence l'existence d'un événement d'ampleur mondiale en liaison avec une baisse soudaine du taux de carbonate (Adatte, 2003) et une première présence de matériels cosmiques (microtectites).

Les microtectites se présentent sous forme de fragments de roches fondues, vitreux et ne contiennent pas de microcristaux. Ces gouttes de roche en fusion, en refroidissant dans l'atmosphère pendant leur vol, se présentent sous formes de sphéroïdes, elliptiques et de larme selon le degré de rotation (Pl. V, figs 3-16). Certaines tectites ont également des caractéristiques de surface secondaires (en tête de rivet) qui sont compatibles avec l'ablation aérodynamique pendant le vol hypersonique (Pl. V, figs 1-2). Ces sphérules d'impact présentent des couleurs variées : noir, marron, orange, jaune et blanc. Nous signalons que chaque niveau à microtectites échantillonné semble avoir des compositions et des morphologies de sphérules différentes. Les tectites et les microtectites se forment lors d'un impact de météorite avec la Terre dont la puissance de l'impact est à l'origine d'un cratère parent d'au moins 10 km de diamètre. Les gaz et la matière vaporisée après impact en présence d'une partie du matériel fondu sont éjectés à la périphérie du cratère et dans l'atmosphère à plusieurs centaines voire milliers de kilomètres du point d'impact (Glass, 1990 ; Combes, 1982).

Ainsi la présence de ces microtectites dans la coupe étudiée constitue une preuve irréfutable sur l'existence d'un impact météoritique important qui s'est produit lors du passage K/Pg et qui est enregistré dans les niveaux de la coupe étudiée (Fig. 4, terme 6). Un tel événement cosmique a été reporté par Gallala (2014) en réexaminant des coupes géologiques du passage K/Pg en provenance de France, d'Espagne et de Tunisie.

## 8. CORRÉLATION DE LA COUPE DE L'OUED KHENGUET ES SEDJRA AVEC LA COUPE DE RÉFÉRENCE D'EL KEF

Dans la coupe d'El Kef « Stratotype de la limite K/Pg » (Fig. 5), le milieu de dépôt est épibathyal au cours du Maastrichtien, puis de type plate-forme externe au Maastrichtien Terminal (Ben Abdelkader *et al.*, 1997 ; Molina *et al.*, 2006). Le retour aux conditions épibathyales se produit au Paléocène Inférieur, avant que ne s'installent à nouveau les conditions de plate-forme externe au Paléocène Supérieur (Smit & Klaver, 1981 ; Cowie *et al.*, 1989 ; Robin *et al.*, 1991). Dans l'ensemble, nous pouvons dire que les milieux de dépôts d'El Kantara sont moins profonds, mais l'évolution des

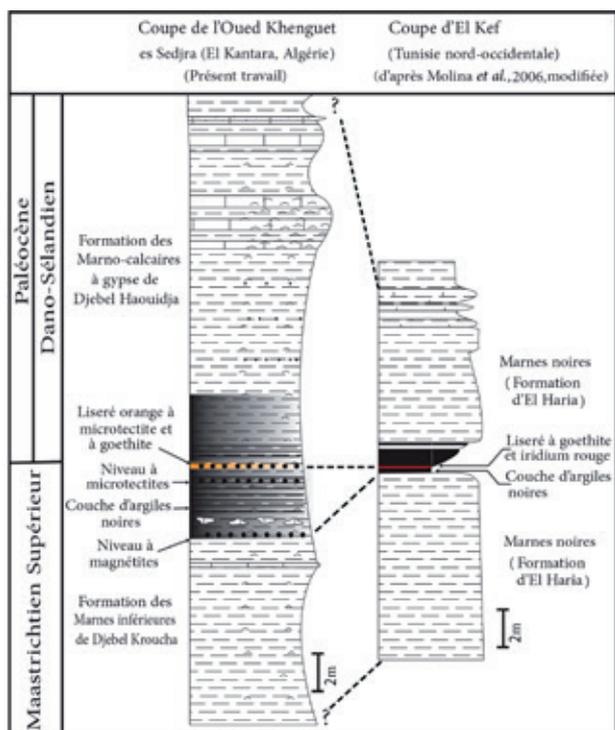


Fig. 5: Essai de corrélation entre les argiles noires à microtectites et liseré orange de la coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra d'El Kantara (Algérie nord-orientale) avec les argiles noires et liseré rouge de la limite K/Pg de la coupe d'El Kef (Tunisie nord-occidentale).

environnements est identique à celle d'El Kef. A El Kef, l'événement en liaison avec la limite K/Pg est marqué par la présence d'une couche très fine de couleur rouge rouille à concentration anormale d'Iridium au sein d'une couche d'argiles sombres épaisse de 50-60 cm. Ce niveau contient des concentrations anormales d'Iridium, des microtectites altérées, des spinelles nickélifères et des cristaux de quartz choqués (Smit & Klaver, 1981 ; Cowie *et al.*, 1989 ; Robin *et al.*, 1991). Les argiles sombres de la coupe d'El Kantara (Fig. 5) présentent des caractéristiques similaires aux argiles sombres d'El Kef. La coexistence des argiles sombres, des microtectites et du liseré dans les deux coupes (Fig. 5) nous permet de proposer le passage K/Pg au sein de la coupe étudiée dans le présent

travail. Ainsi le passage K/Pg à El Kantara devrait se situer dans les argiles sombres (4 à 5 m) au sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha. Notons, au passage, que par l'intermédiaire de la cyclostratigraphie réalisée sur la coupe de Aïn Settara (50 km au sud-ouest d'El Kef) «Parastratotype de la limite K/Pg», Hennebert & Dupuis (2003) ont mis en évidence des variations du taux de sédimentation qui semblent trouver leur origine dans des variations eustatiques au Crétacé Terminal. Nous remarquons que ces oscillations successives sont observables à El Kantara et se matérialisent par des incursions marines visibles dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha.

## 9. RÉSULTATS PALÉOENVIRONNEMENTAUX

La coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra (El Kantara, Fig. 6) se situerait au débouché du bras de mer transsaharien, non loin des terres émergées du Paléomaghreb à la fin du Crétacé (Reyment & Reyment, 1978). La base de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha a livré des *Laffiteina*. Ces dernières indiquent un environnement caractérisant une zone de plateau restreint où prédominent les faciès lagunaires (Caus, 1988 ; Inan, 1996a) et les zones subtidales (Caus, 1988 ; Inan, 1996a ; Gusic *et al.*, 1988). Selon Hottinger (1997), la dominance des *Laffiteina* impliquerait l'installation d'un environnement lagunaire à salinité diminuée dans la zone photique supérieure. Au sommet de cette dernière, l'assemblage d'ostracodes représente un mélange de nageurs et de non-nageurs qui fournissent une preuve de la nature du plan d'eau de leur habitat (Whatley & Bajpai, 2005). La grande majorité des taxons sont des non-nageurs comme les cytheracées (*Limnocythere*, *Gomphocythere*) et les darwinulacées (*Darwinula*). Même si certaines espèces de *Limnocythere* vivent dans des mares temporaires (Mckenzie, 1971), la majorité des taxons présents coexistent dans des eaux permanentes. Le genre *Darwinula* marque des plans d'eau permanents tels que les lacs et les étangs (Whatley & Bajpai, 2005). D'autre part, le genre *Paracyprretta* est considéré comme un nageur actif. Cette association d'ostracodes nous suggère que nous sommes en présence d'un corps d'eau douce permanent (lac). Par contre, la présence d'un autre

## Planche I

Fig. A: Vue panoramique des différentes formations crétacées et tertiaires par rapport au synclinal d'El Kantara.

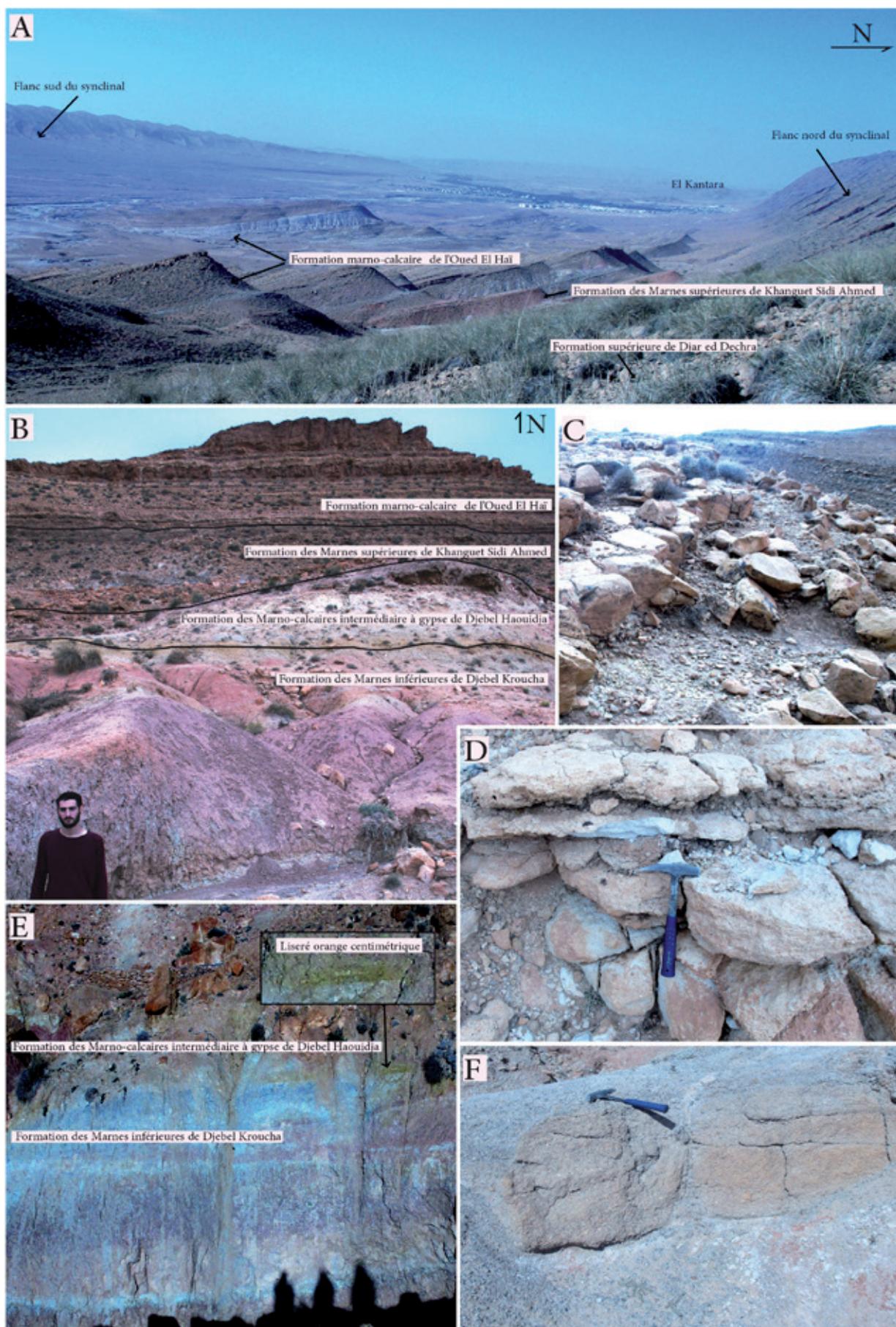
Fig. B: Coupe de l'Oued Khenguët es Sedjra avec les différentes formations.

Fig. C: Calcaires lenticulaires phosphatés à *Laffiteina* du Maastrichtien Supérieur marin.

Fig. D: Calcaires et gypse de transition entre les niveaux marins et continentaux maastrichtiens.

Fig. E: Zone de passage K/Pg entre le sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha et la base de la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja, avec la mise en évidence du liseré orange centimétrique.

Fig. F: Microconglomérat carbonaté à huîtres du Thanétien.



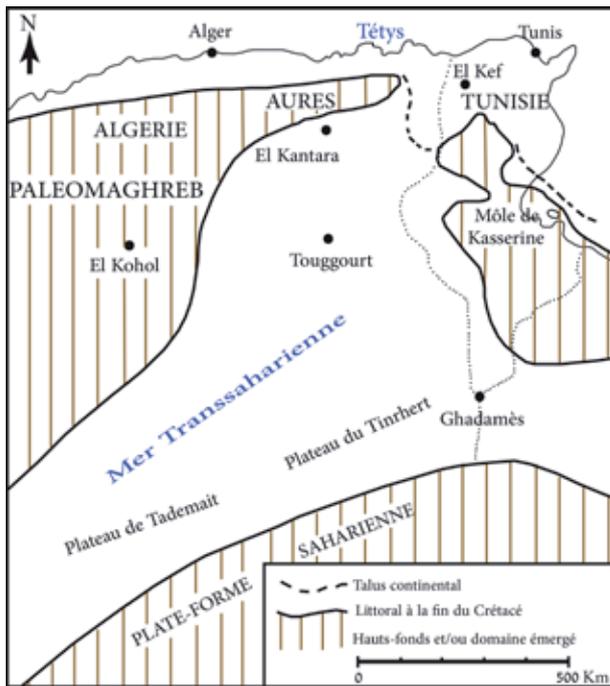


Fig. 6: Paléogéographie de l'Algérie orientale et de la Tunisie à la fin du Crétacé (d'après Reymont & Reymont, 1978, modifiée).

genre d'ostracode d'eau saumâtre (*Neocyprideis*) dans les échantillons 4c à 5b indiquerait des intervalles d'un environnement saumâtre à marin. Ce genre d'ostracode d'eau saumâtre est connu depuis longtemps dans les lits intertrappéens de Rajahmundry (Jain, 1978; Khosla & Nagori, 2002) où il est présent en association avec des foraminifères benthiques et planctoniques (Keller *et al.*, 2008). Ceci peut être interprété comme indicateur d'un afflux temporaire ou à court terme d'incursions marines dans les milieux d'eau douce entraînant des conditions marines peu profondes à estuariennes saumâtres (Keller *et al.*, 2009a, b). Whatley & Bajpai (2005) suggèrent que la présence d'une association d'ostracodes d'eau douce et saumâtre n'est pas incompatible avec l'idée d'une voie maritime à proximité. Nous remarquons la présence de ce mélange de faunes d'ostracodes (eau douce et saumâtre) à El Kantara.

Malgré les différentes incursions marines indiquées par la microfaune, l'évolution générale est plutôt régressive

dans la région d'El Kantara où elle est représentée par des intercalations évaporitiques au sein de la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja. Cette régression impliquerait le retrait généralisé de la mer transsaharienne au Paléocène Inférieur (Marzoqi & Pascal, 2000) qui se généralise dans toutes les régions avoisinantes (périméditerranéennes et sahariennes). Dans la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed, le Thanétien s'amorce avec l'installation d'un environnement lacustre où se déposent les marnes rouges à characées, témoignant ainsi de l'extension de l'environnement lacustre. La présence de *Laffitteina*, tolérant des eaux hypohalines, indiquerait des apports marins momentanés (Belkhodja & Bignot, 2004) et par conséquent le retour progressif de la mer transsaharienne.

## 10. DISCUSSION

La coupe étudiée de l'Oued Khanguet es Sedjra montre clairement la complexité de l'environnement qui existait au cours du passage K/Pg. Trois événements majeurs se succèdent et marquent ce passage : une régression marine, un refroidissement climatique (Li & Keller, 1998) et une accumulation soudaine de matériaux cosmique en liaison avec un impact météoritique terrestre. Les deux premiers événements, probablement liés, se produisaient sur une longue durée, montrant ainsi leurs effets bien avant la limite K/Pg. La régression marine est illustrée par la diminution constante et non soudaine de l'abondance des organismes qui nécessitent un environnement saumâtre à marin au profit de populations plus adaptées aux eaux douces continentales. De ce fait, l'extension des terres émergées est la conséquence d'une baisse des températures, qui aurait entraîné la disparition de la faune plus sensible à ce changement climatique en provoquant ainsi leur disparition progressive (Hallam & Wignall, 1997). Ces deux événements graduels, enregistrés dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, résultent probablement d'un volcanisme intense comme celui des Trapps du Deccan. En effet, on sait que la mise en place de coulées basaltiques s'accompagne d'émissions de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) et de gaz soufrés ( $\text{SO}_2$  et  $\text{H}_2\text{S}$ ) dans l'atmosphère susceptibles de modifier le climat. Ainsi, les émissions de gaz soufrés après conversion

## Planche II

Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha

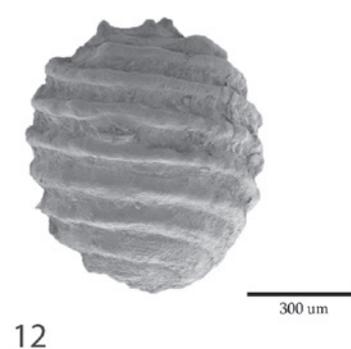
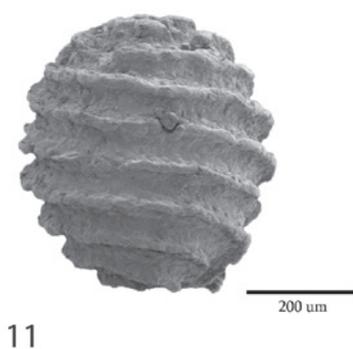
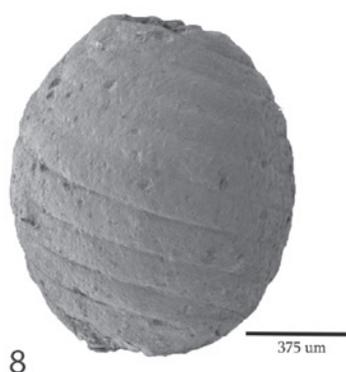
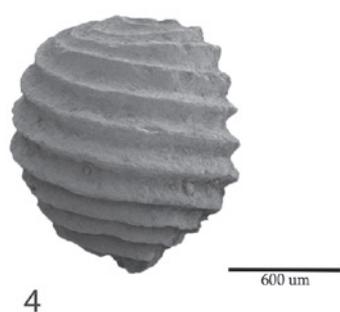
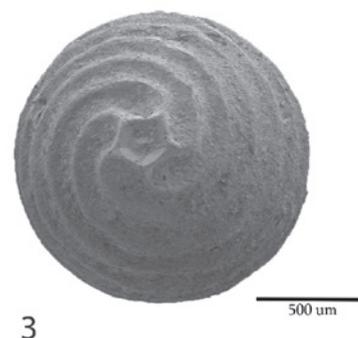
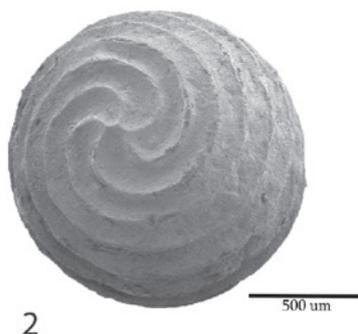
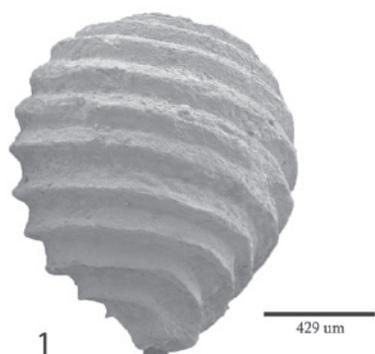
Fig. 1-3: *Amblyochara begudiana* Grambast, 1962: 1 Profil; 2 Sommet; 3 Base.

Fig. 4: *Amblyochara media* Feist, 1983: 4. Profil.

Fig. 5-7: *Bysmochara conquensis* Grambast & Gutierrez, 1977: 5 Profil; 6 Sommet; 7 Base.

Fig. 8-10: *Feistiella oblonga* (Grambast, 1975) Mebrouk *et al.*, 2009: 8 Profil; 9 Sommet; 10 Base.

Fig. 11-12: *Microchara* sp.: Profil.



en aérosols sulfatés auraient induit un refroidissement drastique pendant plusieurs années alors que le CO<sub>2</sub> aurait provoqué un réchauffement à plus long terme (Mercier, 2020; Brugger *et al.*, 2017). La présence d'une faune d'ostracodes dans la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha rappelle celle décrite par Whatley & Bajpai (2005) avec laquelle nous avons reconnu cinq genres en commun avec les couches sédimentaires intertrappéennes. Cependant, le volcanisme du Deccan ne peut pas être la seule cause de ce refroidissement, car la quantité de cendres produites par ce type d'éruption est insuffisante pour avoir un effet sur le climat à long terme (Keller *et al.*, 1995). Le troisième événement, extrêmement bref, est enregistré au sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha au sein des marnes grises qui passent à des argiles sombres azoïques à gypse contenant de la magnétite, des débris d'oxyde de fer et des microtectites et qui se terminent par un liséré orange centimétrique riche en goethite et en concrétions rouilles de jarosite (Fig. 4, échantillon 6). Cet événement cosmique, probablement lié à l'impact de Chixculub, est à l'origine de la brutale disparition de la faune et de la flore. Seules subsistent au passage K/Pg de la coupe étudiée une forme d'ostracode (*Neocyprideis*) et une forme de *Laffitteina* (*L. bibensis*).

## 11. CONCLUSION

### 11.1. Sur le plan paléontologique et stratigraphique

La Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha a révélé l'existence de nouveaux gisements paléontologiques encore non connus en Algérie. Ces sites fossilifères ont livré: des charophytes, des foraminifères benthiques, des fragments de coquilles d'œufs de dinosauriens et des ostracodes. La présence de charophytes, de *Laffitteina* et d'ootaxons dinosauriens dans la partie inférieure de cette formation plaide en faveur d'un âge Maastrichtien Terminal. Par contre le sommet de cette même formation est marqué par la présence d'argiles sombres azoïques à gypse contenant de la magnétite, des débris d'oxyde de fer et des microtectites présentant des caractéristiques similaires à celles de El Kef (Smit & Klaver, 1981; Cowie *et al.*, 1989; Robin *et al.*, 1991) ce qui nous permet de proposer, par corrélation, que le passage K/Pg à El Kantara s'effectue au niveau des argiles sombres.

La Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja et la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed sont caractérisées par une brutale disparition de la faune et de la flore maastrichtiennes, suivie au Thanétien d'un renouvellement faunistique et floristique marqué par des espèces peu diversifiées et de petites tailles.

### 11.2. Sur le plan paléoenvironnemental et paléogéographique

La dominance de *Laffitteina*, à la base de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha, indiquerait l'installation d'un environnement lagunaire à salinité diminuée. Vers le sommet de cette formation, l'association d'ostracodes suggère la présence d'un corps d'eau douce permanent. La présence d'une « communauté » importante et diversifiée de charophytes confirme ces conditions et ce type de milieu. Malgré les incursions marines de la mer transsaharienne, mises en évidence par la présence momentanée de *Laffitteina* et de *Neocyprideis*, l'évolution générale est régressive dans la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja. Les dépôts de la Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed (Thanétien) s'amorcent par l'installation d'un environnement lacustre. La présence de *Laffitteina*, tolérant des eaux hypohalines, indiquerait des apports marins momentanés et donc le retour progressif de la mer transsaharienne.

Pour conclure, la coupe de l'Oued Khanguet es Sedjra constitue un jalon prometteur pour une meilleure connaissance du passage K/Pg en Algérie. Nous avons mis en évidence un événement soudain à l'origine d'une accumulation de matériaux cosmique en liaison avec un impact météoritique terrestre certainement lié à l'impact de Chixculub. Ce dernier est corroboré par une extinction et un renouvellement de la faune et de la flore. Deux autres événements de plus longue durée d'ordre climatique et eustatique sont également mis au jour dans cette coupe avant l'événement cosmique.

Comme perspective, nous recommandons la réalisation d'analyses géochimiques au niveau des argiles azoïques sombres et particulièrement dans le liséré orange. Le but de ces analyses serait de chercher les marqueurs cosmiques tels que les spinelles nickélicifères et les concentrations anormales d'Iridium.

## Planche III

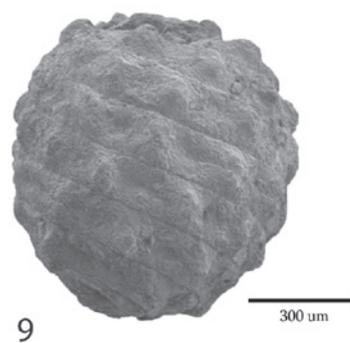
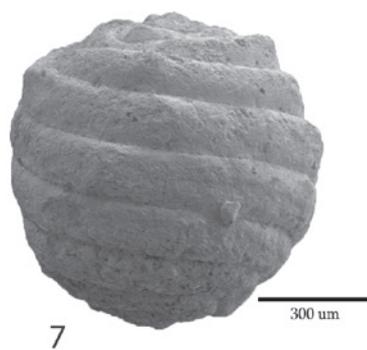
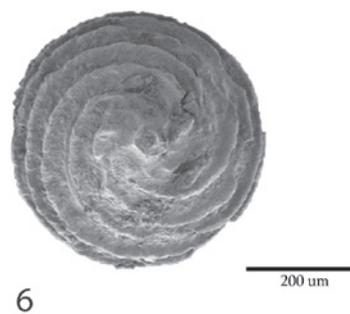
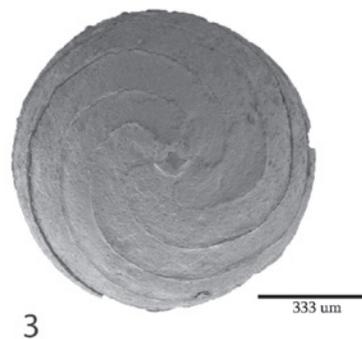
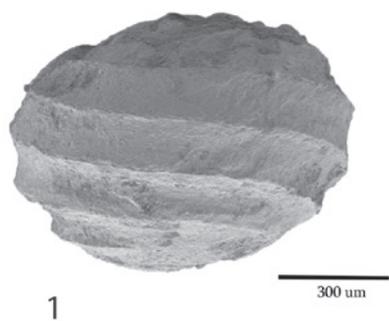
Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha

Fig. 1-3: *Platychara compressa* (Knowlton, 1888) Grambast, 1962: 1 Profil; 2 Sommet; 3 Base.

Fig. 4-6: *Microchara cristata* Grambast, 1971: 4 Profil; 5 Sommet; 6 Base.

Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed

Fig. 7-11: *Peckichara llobregatensis* Feist, 1983: 7, 9 Profil; 10 Sommet; 8, 11 Base.



## REMERCIEMENTS

Les auteurs expriment leur gratitude et leur reconnaissance envers M. A. Seddiki et M. A. Ouali Mehadji (Université d'Oran 2) pour avoir examiné le matériel cosmique et pour les diverses discussions que nous avons eues sur les événements liés à la limite K/Pg. Nous remercions également les rapporteurs, Pierre-Olivier Mojon (Université de Grenoble I) et Zoltán Csiki-Sava (Université de Bucarest) qui, grâce à leurs suggestions et recommandations constructives, ont permis à ce travail de prendre sa version définitive. Rodolphe Tabuce (Université de Montpellier) a été très coopératif pour la réalisation des photos MEB des charophytes et des œufs de dinosaures.

## RÉFÉRENCES

- Adate T. 2003. Evolution de la biosphère et extinction en masse, conjonctions de causes: exemple de la limite Crétacé-Tertiaire. *Bulletin de la société neuchâteloise des sciences naturelles*, 126(1): 5-27.
- Arenillas I., Arz J. A., Molina E. & Dupuis C. 2000. The Cretaceous/Tertiary boundary at Ain Settara, Tunisia: sudden catastrophic mass extinction in planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 30(2): 202-218.
- Astre G. 1924. Etude paléontologique des Nummulites du Crétacé Supérieur de Cézan-Lavardens (Gers) [*Nummulites mengaudi* n. sp.]. *Bulletin de la Société géologique de France*, (série 4) 23(7/8)[1923]: 360-368.
- Belkhodja L. & Bignot G. 2004. La transgression thanétienne (Paléocène Supérieur) dans l'Aurès occidentale (Algérie), d'après les associations de Foraminifères de la coupe d'El Kantara. *Revue de Micropaléontologie*, 47(1): 1-12.
- Ben Abdalkader O., Ben Salem H. Donze P., Maamouri A. L., Méon H., Robin E., Rocchia R. & Froget L. 1997. The K/T stratotype section of El Kef (Tunisia): events and biotic turnovers. El Kef (Tunisie), La coupe stratotypique de la limite Crétacé-Tertiaire: événements et changements biologiques, *Géobios*, M.S. n° 21: 235-245.
- Blanc P.-L. 1975. Contribution à l'étude du genre *Laffitteina*, Elphidiidé du Crétacé Terminal. *Revue de Micropaléontologie*, 18(2): 61-68.
- Brugger J., Feulner G. & Petri S., 2017. Baby, it's cold outside: Climate model simulations of the effects of the asteroid impact at the end of the Cretaceous, *Geophysical Research Letters*, 44(1): 419-427 S.L.
- Castro P., Drobne K. & Gušić I. 1994. *Fleuryana adriatica* n. gen., n. sp. (Foraminifera) from the uppermost Maastrichtian of the Brač Island (Croatia) and some other localities on the Adriatic Carbonate Platform. *Razprave IV. Razreda SAZU*, 35(8): 129-149.
- Caus E. 1988. Upper Cretaceous larger foraminifera: paleoecological distribution. *Revue de Paléobiologie*, vol. spéc. 2 (Benthos '86): 417-419.
- Chassagne-Manoukian M., Haddoumi H., Charière A., Feist M., Tabuce R. & Vianey-Liaud M. 2013. Dating the "red beds" of the Eastern Moroccan High Plateaux: evidence from the Late Cretaceous charophytes and dinosaur eggshells. *Geobios* 46: 371-379.
- Chiappe L.M., Salgado L. & Coria R. 2001. Embryonic skulls of titanosaur sauropod dinosaurs. *Science*, 293: 2444-2446.
- Combes M.-A. 1982. La Terre bombardée (*France-Empire, 1982*), pp. 150-151.
- Cowie J.W., Zieger W. & Remane J. 1989. Stratigraphic Commission accelerates progress, 1984-1989. Episodes 112: 79-83.
- Davies L.M. 1926. Remarks on Carter's genus *Conulites*—*Dictyoconoides* Nuttall, with description of some new species from the Eocene of North West India. *Records, Geological Survey of India*, 59, Part 2: 237-253.
- Dizer A. 1957. Observations on a fauna of Foraminifera from Montian beds in Turkey. *Journal of the Palaeontological Society of India, Lucknow*, 2: 38-41.
- Drooger C.W. 1952. Foraminifera from Cretaceous-Tertiary transitions of the Hodna Mountains, Algeria. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 3: 89-103.
- Feist M. & Colombo F. 1983. La limite Crétacé-Tertiaire dans le Nord-Est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne*, 10 (3-4): 303-326.
- Feist M. & Freytet P. 1983. Conséquences stratigraphiques de la répartition des Charophytes dans le Campanien et le Maastrichtien du Languedoc. *Géologie Méditerranéenne*, 10 (3-4): 291-301.
- Gallala N. 2014. Biostratigraphie, paléoécologie et zones d'acmé des foraminifères planctoniques au passage Crétacé-Paléogène dans la Téthys (Tunisie et Espagne) et l'Atlantique (France). *Annales de Paléontologie*, 100(3): 193-215.

## Planche IV

Formation des Marnes supérieures de Khanguet Sidi Ahmed

Fig. 1: *Brachycythere* sp.: carapace en vue latérale gauche.

Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha

Fig. 2: *Neocyprideis* sp.: carapace en vue latérale droite.

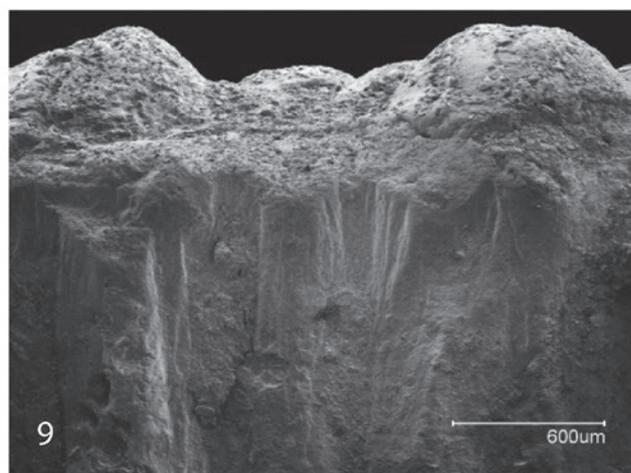
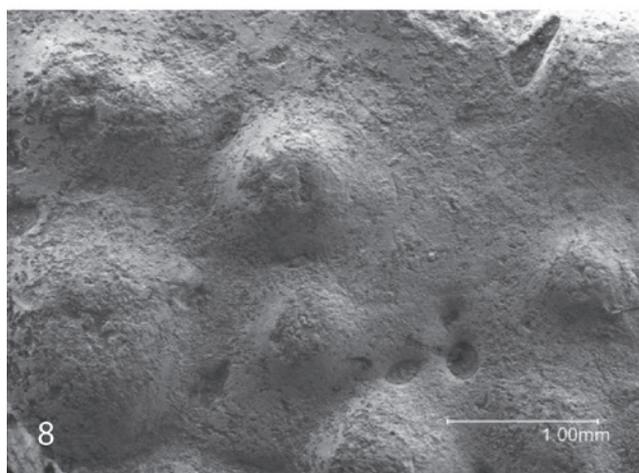
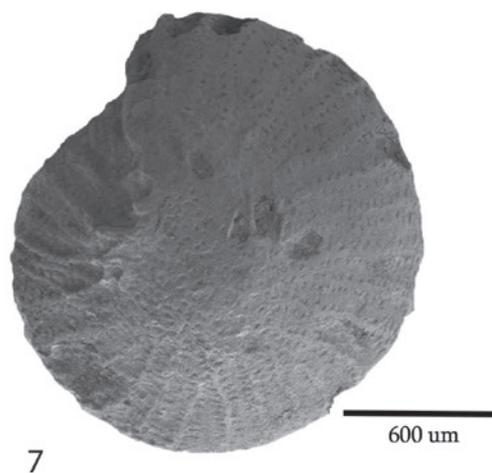
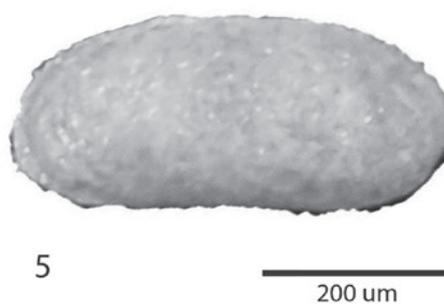
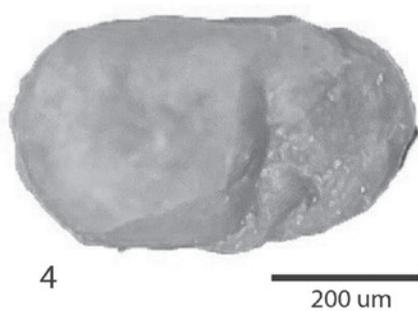
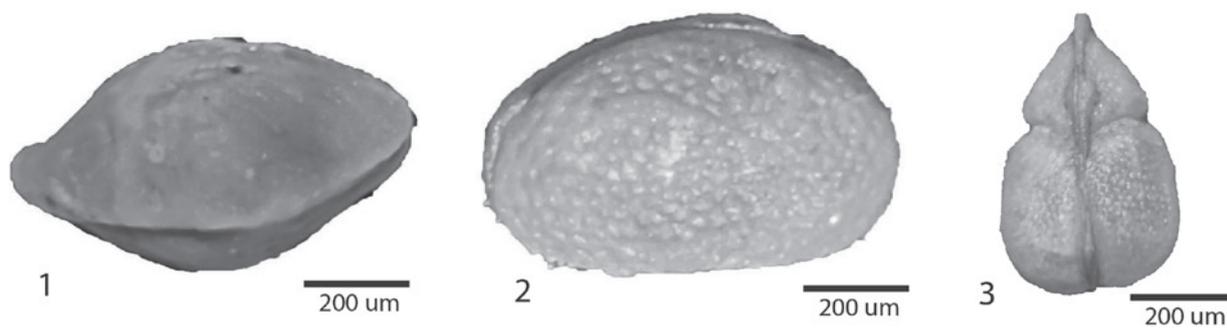
Fig. 3: *Gomphocythere* sp.: carapace en vue dorsale.

Fig. 4: *Limnocythere* sp.: carapace en vue latérale droite.

Fig. 5: *Darwinula* sp.: carapace en vue latérale gauche.

Fig. 6-7: *Laffitteina bibensis* (Marie, 1945): 6 Vue de la face spiralée, 7 Vue de la surface ombilicale.

Fig. 8-9: *Megaloolithus* aff. *maghrebiensis* Garcia *et al.*, 2003: 8 Vue de la surface extérieure d'un fragment d'œuf, 9 Vue radiale (en section) d'un fragment d'œuf.



- Garcia G., Tabuce R., Cappetta A., Marandat B., Bentaleb I., Ben Abdallah A. & Vianey-Liaud M. 2003. First dinosaur eggshells and bone discovery in North African Maastrichtian (Morocco). *Palaeovertebrata*, 32(2-4): 59-69.
- Glass B.P. 1990. Tektites and microtektites: Key facts and inferences. In: Nicolaysen L.O. & Reimold W.U. (Eds), *Cytoprovolutions and Catastrophes in the Geological Record, with a Special Focus on the Vredefort Structure. Tectonophysics*, vol 171, pp. 393-404.
- Grambast L. 1962. Classification de l'embranchement des Charophytes. *Naturalia Menspeliensia* 14: 6386.
- Grambast L. 1971. Remarques phylogénétiques et biochronologiques sur les *Septorella* du Crétacé Terminal de Provence et les Charophytes associées. *Paléobiologie continentale* 2(2): 38 pp.
- Grambast L. 1975. Charophytes du Crétacé Supérieur de la région de Cuenca. *Actes du 1<sup>er</sup> «Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica»*: 67-83.
- Grambast L. & Gutiérrez G. 1977. Espèces nouvelles de charophytes Crétacé Supérieur Terminal de la province de Cuenca (Espagne). *Paléobiologie continentale* 8(2): 1-34.
- Grellet-Tinner G., Sim C.M., Kim D.H., Trimby P., Higa A., An S.L. Oh H.S., Kim T.J. & Kardjilov N. 2011. Description of the first lithostrotian titanosaur embryo in ovo with Neutron characterization and implications for lithostrotian Aptian migration and dispersion. *Gondwana Research* 20: 621-629.
- Guiraud R. 1973. Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin de Hodna et des régions voisines. *Thèse de Science, Université Nice*, 270 pp.
- Gusic I., Jelaska V. & Velic I. 1988. Foraminiferal assemblages, facies, and environments in the Upper Cretaceous of the Island of Brac, Yugoslavia. *Revue de Paléobiologie*, vol. spéc. 2 (Benthos' 86): 447-456.
- Hallam A. & Wignall P.B. 1997. *Mass Extinctions and their Aftermath*. Oxford University Press.
- Haslelt S. K., 1994. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Cretaceous-Tertiary boundary section at Bidart, south-west France. *Cretaceous Research*. 15: 179-192.
- Hennebert M. & Dupuis C. 2003. Proposition d'une échelle chronométrique autour de la limite Crétacé-Paléogène par cyclostratigraphie: coupe de l'Aïn Settara (Kalaat Senan, Tunisie centrale). *Geobios*, 36(6), 707-718.
- Hottinger L. 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(4): 491-505.
- Inan N. 1995. The importance of *Laffitteina* (Foraminifera) genus at the Cretaceous/Tertiary transition. In: Erler A., Ercan T., Bingol E. & Orcen S. (Eds), *Geology of the Black Sea region, Ankara*, pp. 109-118.
- Inan N. 1996a. *Seliminaspinalis* n. gen. n. sp., a new Upper Maastrichtian foraminifer from northeastern Turkey. *Revue de Paléobiologie*, 15(1): 215-223.
- Inan N. 1996b. Türkiye'de *Laffitteina* türlerinin coğrafik yayılımı stratigrafik dağılımı. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39(1): 43-53.
- Inan N. 2002. *Laffitteina turcica* (foraminifera): a new species from the Maastrichtian of Central Anatolia (Sivas-Turkey). *Micropaleontology* 48: 93-95.
- Jain S.P. 1978. Ostracodes des «inter-trappean beds» (Eocène Inférieur) de Kateru, Rajahmundry, côte est de l'Inde. *Revue de Micropaléontologie*, 21: 51-58.
- Keller G., Adatte T., Gardin S., Bartolini A. & Bajpai S. 2008. Main Deccan Volcanism phase ends near the K-T boundary: Evidence from the Krishna- Godavari Basin, SE India. *Earth and Planetary Science Letters*, 268: 293-311.
- Keller G., Khosla S.C., Sharma R., Khosla A., Bajpai S. & Adatte T. 2009a. Early Danian planktic foraminifera from Cretaceous-Tertiary intertrappean beds at Jhilmili, Chhindwara District, *Madhya Pradesh, India*. *Journal of Foraminiferal Research*, 39(1): 40-55.
- Keller G., Adatte T., Bajpai S., Mohabey D.M., Widdowson M., Khosla A., Sharma R., Khosla S.C., Gertsch B., Fleitmann D. & Sahni A. 2009b. K-T transition in Deccan Traps of central India marks major marine Seaway across India. *Earth and Planetary Science Letters*, 282: 10-23.
- Khosla S. C. & Nagori M. L. 2002. Ostracodes from the intertrappean beds (Early Paleocene) of the east coast India. *Palaeontological Research*, (Japan) 6(2): 191-210.
- Laffitte R. 1939. Etude géologique de l'Aurès. *Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie*. (2) 15 Stratigraphie, description régionale, 484 pp. et 1 carte au 1/200 000<sup>e</sup>.
- Li L. & Keller G. 1998. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in planktic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525 A and 21. *Marine Micropaleontology*, 33(1-2): 55-86.
- Marie P. 1946. *Laffitteina bibensis* et *Laffitteina monodi*, nouveau genre et nouvelles espèces de Foraminifères du Montien. *Bulletin de la Société géologique de France* (1945) 15: 419-434.
- Marzoqi M. & Pascal A. 2000. Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé/Tertiaire sur la marge sud

---

#### Planche V

Sommet de la Formation des Marnes inférieures de Djebel Kroucha et base de la Formation des Marno-calcaires intermédiaire à gypse de Djebel Haouidja (zone de passage K/Pg).

Fig. 1-2: Tektites en forme de tête de rivet: 1 Face convexe, 2 Face concave.

Fig. 3: Lappeli accrétaire.

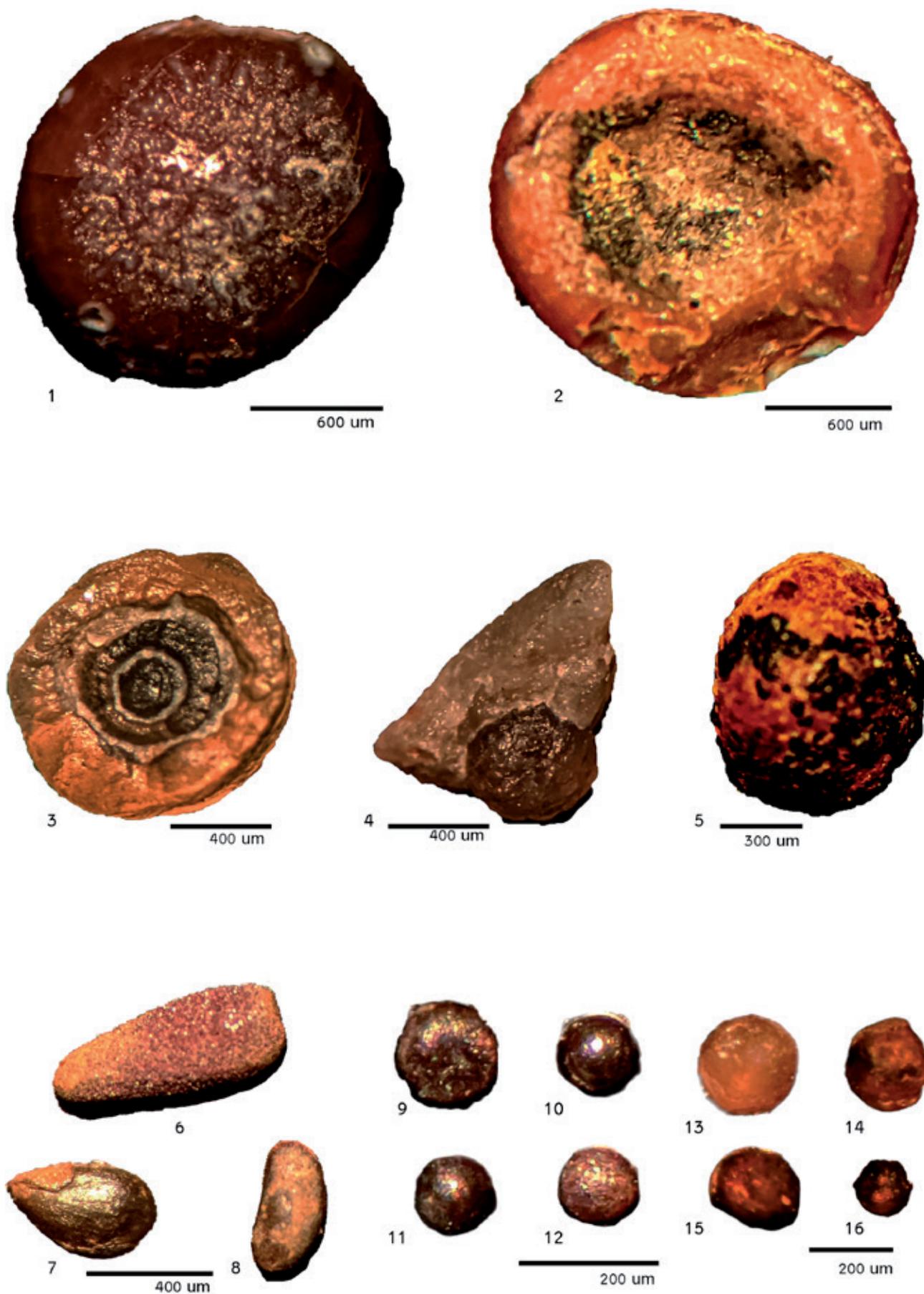
Fig. 4: Microtektite en forme de boule translucide.

Fig. 5: Microtektite en forme d'ellipsoïde.

Fig. 6-8: Microtektites en forme de larme.

Fig. 9-12: Microtektites ferreuses sphériques avec une surface perlée.

Fig. 13-16: Microtektites sphériques translucides.



- téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc). *Newsletters on Stratigraphy*, Berlin, 38: 57-80.
- Matmati M.F., Maamouri A.L., Belhajali N., Salaj J. & Donze P. 1991. Etude stratigraphique et micropaléontologique dans le Crétacé Supérieur et le Paléocène de la chaîne Chaabet el Attaris. *Notes, Service Géologique de Tunis*, 57: 35-69, 11 pl.
- Mckenzie K.G. 1971. Entomostraca of Aldabra, with special reference to the genus *Heterocypris* (Crustacea, Ostracoda). *Philosophical Transactions Royal Society of London*, B, 260: 257-297.
- Mebrouk F., Tabuce R., Cappetta H. & Feist M. 2009. Charophytes du Crétacé/Paléocène du Moyen-Atlas (Maroc): systématique et implications biochronologiques. Charophytes from the Cretaceous/Paleocene of Middle Atlas (Morocco): Systematic and biochronologic implications. *Revue de Micropaléontologie*, 52: 131-139.
- Mercier D. 2020. Les impacts spatiaux du changement climatique. *London: ISTE Editions. copyright 2020.*
- 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): plankticforaminiferal biostratigraphy and biochronology. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(6): 217.
- Molina E., Alegret L., Arenillas I., Arz J. A., Gallala N., Hardenbol J., Salis K. von, Steurbaut E., Vandenberghe N. & Zaghbib-Turki D. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia - Original definition and revision. *Episodes 2006*, 29(4): 263-273.
- Molina E., Alegret L., Arenillas I., Arz J. A., Gallala N., Manuel G.-N. J., Murillo-Muñetón G. & 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*, 32(2): 84-95.
- Peybernes B., Fondcave-Wajlez M. J., Eichene P., Bost J., Sibe B., Marais M. & Quiles O. 1996. La limite Crétacé-Paléocène: phénomènes biologiques, événements géologiques d’après les sites de la côte basque. *Centre régional de documentation pédagogique d’Aquitaine*, Bordeaux, 91 pp.
- Rahaghi A. 1976b. Contribution à l’étude de quelques grands Foraminifères de l’Iran. Part 2. Etude de quelques grands Foraminifères du Maestrichtien et du Paléocène d’Iran. *National Iran Oil Company (NIOC), Laboratoire de Micropaléontologie*, Téhéran, 6: 32-48.
- Reichel M. 1936-1937. Etude sur les Alvéolines. *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, 57: 1-93; 59: 95-147.
- Reyment R. A. & Reyment E. R. 1978. The Paleocene Trans-Saharan Transgression and its Ostracod Fauna. *Proceedings of the 2nd Symposium on the Geology of Libya, Tripoli, 1978*, p. 49.
- Robin E., Boclet D., Bonte P., Froget L., Jehanno 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: 715-721.
- Scasso R. A., Prámparo M. B., Vellekoop J., Franzosi C., Castro L. N. & Damsté J. S. S. 2020. A high-resolution record of environmental changes from a Cretaceous–Paleogene section of Seymour Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 555: 109844.
- Schlumberger C. 1902. Deuxième note sur les Orbitoïdes. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4) 2 (3): 255-261
- Schudack M. 1986. Zur Nomenklatur der Gattungen *Porochara* Madril, 1955 (syn. *Musacchiella* Feist et Grambast-Fessard, 1984) und *Feistiella* n. gen. (Charophyta). *Palaontologische Zeitschrift*, 60: 21-27.
- Sirel E. 1972. Systematic study of new species of the genera *Fabularia* and *Kathina* from the Paleocene. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni - Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 16: 69-76.
- Sirel E. & Gündüz H. 1985. *Vania*, a new foraminiferal genus from the Thanatian [sic] of the Van region (east Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, 101/102 [1983-1984]: 20-24.
- Smit J. & Klaver G. 1981. Sanidine spherules at the Cretaceous-Tertiary boundary indicate a large impact event. *Nature*, 292: 47-49.
- Smit J., Montanari A., Swinburne N. H. M., Alvarez W., Hildebrand A. R., Margolis S. V., Claey s P. F., Lowrie W. & Asaro F. 1992. Tektite bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in north/east Mexico. *Geology*, 20(2): 99-103.
- Vianey-Liaud M. & Garcia G. 2003. Diversity among North african dinosaur eggshells. *Palaeovertebrata* 32(2-4): 171-188.
- Whatley R.C. & Bajpai S. 2005. Some aspects of the paleoecology and distribution of non-marine ostracoda from Upper Cretaceous intertrappean deposits and the Lameta Formation of peninsular India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 50(2): 61-76.
- Yalçun H. & Inan N. 1992. Paleontological features and mineralogical geochemical changes of the Cretaceous/Tertiary transition at the Iğdir Formation. Koyulhisar, Sivas, Turkey. *First International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, pp. 39-48.
- 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’Elles (Tunisie). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 331: 141-149.