

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVELABLES ET DES
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Mémoire de Master Académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : Géologie des Bassins Sédimentaires

THEME

**Le passage Paléocène-Eocène dans les formations marines de la région de
Tébessa NE Algérien (Atlas Saharien oriental) : étude des réponses
géochimiques**

Présenté par:

M. KHAOUA Abdelkader

M. BAALI Aissa

Devant le jury :

Président : M. REMITA Abdellatif M. A. A Univ. Ouargla

Promoteur : Dr. KECHICHED Rabah M. C. A Univ. Ouargla

Examineur : M. MAZOUZI Abdelmounim M. A. A Univ. Ouargla

Année Universitaire : 2020/2021

Dédicaces

Je dédie ce mémoire à :

Mon père **Mohammed El Amine** qui peut être fier et trouver ici le résultat de longues années de sacrifices et de privations pour m'aider à avancer dans la vie. Que DIEU PUISSE faire en sort que ce travail porte ses fruit ; Merci pour les valeurs nobles, l'éducation et le soutien permanent venu de toi.

A ma très chère mère **KHETTA Nour el houda** de phrases aussi expressives soient-elles ne sauraient montrer le degré d'amour et d'affection que j'éprouve pour toi. Tu m'as comblé avec ta tendresse et affection tout au long de mon parcours. Tu n'as cessé de me soutenir et de m'encourager durant toutes les années de mes études, tu as toujours été présente à mes cotés pour me consoler quand il fallait. En ce jour mémorable, pour moi ainsi que pour toi, reçoit ce travail en signe de ma vive reconnaissance et ma profonde estime. Puisse le tout puissant te donner santé, bonheur et longue vie afin que je puisse te combler à mon tour.

A **ma femme**, pour la patience et le soutien dont elle a fait preuve pendant toute la durée de cette étude,

Mes frères **Zine Eddine, Ibrahime, Imad** et **Dakir allah**, mes sœurs **Fatima zahra , Ferial, Acile** et **Inâame** qui n'ont cessé d'être pour moi des exemples de persévérance, de courage et de générosité et qui m'ont toujours entouré et motivé à sans cesse d'être meilleure

À mon oncle **Belkacem**, ma grand-mère **Aicha**, A toute la famille et mes amis je dédie beaucoup de remerciements et d'appréciation

KHATTOUA Abd elkader

Je dédie ce mémoire à :

MA TRÈS CHÈRE MÈRE **Dari Zahra** autant de phrases aussi expressives soient-elles ne sauraient montrer le degré d'amour et d'affection que j'éprouve pour toi. Tu m'as comblé avec ta tendresse et affection tout au long de mon parcours. Tu n'as cessé de me soutenir et de m'encourager durant toutes les années de mes études,. En ce jour mémorable, pour moi ainsi que pour toi, reçoit ce travail en signe de ma vive reconnaissance et ma profonde estime. Puisse le tout puissant te donner santé, bonheur et longue vie afin

MON TRÈS CHER PÈRE **Hamid Farhet** autant de phrases et d'expressions aussi éloquentes soit-elles ne sauraient exprimer ma gratitude et ma reconnaissance. Tu as su m'inculquer le sens de la responsabilité, de l'optimisme et de la confiance en soi face aux difficultés de la vie. Tes conseils ont toujours guidé mes pas vers la réussite. Je te dois ce que je suis aujourd'hui et ce que je serai demain et je ferai toujours de mon mieux pour rester ta fierté et ne jamais te décevoir. Que Dieu le tout puissant te préserve, t'accorde santé

MA GRAND-MERE **Louzi saâdia** que ce modeste travail, soit l'expression des vœux que vous n'avez cessé de formuler dans vos prières. Que Dieu vous préserve santé et longue vie.

A mon frère **Taki Eddine** et mes sœurs **Salsabile, Ala Hibat Errahman** et petite sœur **afnane el djinan**. Qui n'ont cessé d'être pour moi des exemples de persévérance, de courage et de générosité

Baali Hissa

R e m e r c i e m e n t s

Premièrement nous remercions dieu tout-puissant de son pouvoir d'arriver à ce stade de notre vie.

*Mes remerciements vont à mon encadreur **Dr. KECHICHED Rabah** pour m'avoir guidé à la réalisation de ce travail. Ainsi qu'aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre travail en acceptant de l'examiner de l'enrichir par leur propositions : **M. REMITA Abdellatif** pour avoir accepté de présider le jury.*

***M. MAZOUZI Abdelmounim**, pour avoir accepté d'examiner notre travail*

Nous tenons à remercier tout le corps professoral de l'Université Kasdi Merbah Ouargla en particulier, tous les enseignants du département des Sciences de la Terre et de l'Univers, pour le travail énorme qu'il effectue pour nous avoir créé les conditions les plus favorables pour le déroulement de nos études

Enfin, nos remerciements à toutes personnes qui nous ont aidé de loin ou de près.

TABLE DES MATIÈRES

Liste des figures	
Liste des tableaux	
Résumé	
Abstract	
ملخص	

INTRODUCTION GENERALE.....	1
-----------------------------------	----------

CHAPITRE I: GEOLOGIE REGIONALE

1. Situation géographique des secteurs d'étude.....	2
2. Géologie régional de l'Atlas Saharien Oriental.....	3
2.1. L'atlas saharien oriental	3
2.2. Litho-stratigraphie.....	3
Conclusion	10

CHAPITRE II: GEOLOGIE LOCALE

1. Géologie des affleurements de Tébessa Nord.....	11
1.1. Secteur Djebel El Kouif	13
1.1.1. Description des faciès.....	13
1.2. Secteur de Djebel Dyr	15
1.2.1. Description des faciès.....	16
1.2.2. Description de la coupe	19

CHAPITRE III: SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE PASSAGE PALEOCENE EOCENE

1. Le passage paléocène-éocène	21
1.1. Réchauffement liée Paléocène-éocène.....	21
1.2. Conséquences de réchauffement liées au Paléocène-éocène en domaine marin.....	23
1.2.3 Dissolution des carbonates et acidification des océans.....	25
2. La relation entre les différents évènements du PETM.....	26
2.1. Différentes origines possibles du PETM.....	26
3. Autres évènements hyperthermiques.....	27

3.1.	Les évènements hyperthermiques pendant l'EEOCO (Early Eocene Climatic Optimum).....	27
3.2.	L'évènement ETM2 (ou Elmo event).....	27
3.3.	L'évènement ETM3 (ou X event).....	28

CHAPITRE IV : MATERIEL ET METHODES

1.	Données sur la pétrographie.....	30
2.	Données géochimiques utilisées	31
2.1	Analyses statistique élémentaires	33
2.1.1	Eléments majeurs.....	33
2.1.2	Eléments en traces	34

CHAPITRE V:RESULTATS ET DISCUSSION

1.	Résultats obtenus sur l'analyse pétrographique.....	35
1.1.	Éléments figures	35
1.2.	Ciments et matrices:	37
1.2.1.	Ciment carbonaté.....	38
1.2.2.	Ciment siliceux	38
1.3.	Evolution pétrographique des faciès	39
1.3.1.	Secteur Djebel El Kouif.....	39
1.3.3.	Comparaison entre Djebel EL Kouif et Djebel Dyr sur ce plan pétrographique	42
2.	Résultats obtenus sur l'analyse géochimique.....	43
2.1.	Eléments majeurs	43
2.1.1.	Djebel EL Kouif	43
2.1.2.	Djebel Dyr	44
2.2.	Eléments en traces.....	46
2.2.1.	Djebel El Kouif.....	46
2.2.2.	Djebel Dyr	47
2.3.	Interprétation et implications.....	49
2.3.1.	Djebel El Kouif.....	49
2.3.2.	Djebel Dyr	50
	Conclusion	51

CONCLUSION GÉNÉRALE.....52

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Liste des Figures

Fig. 1: Situation géographique des secteurs étudiés dans la région de Tébessa (Kechiched 2017 modifié)	2
Fig. 2: Unités structurales d’Afrique du Nord (Desanges et Riser 1989).....	3
Fig. 3: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue. (D’après : Dubourdieu 1956, 1959; David 1956; Madre 1969; Fleury 1969; Thiéberoz et Madre 1976; Chikhi 1980; Otmanine 1987; Bouzenoune 1993 et Vila et al., 2000, in Sami,2004).....	4
Fig. 4: Principaux ensembles géologiques du domaine Atlasique oriental (M. Herkat et J. Delfaud 2000).....	8
Fig. 5: Carte géologique simplifiée de l’Atlas saharien oriental aux confins algero-tunisiens (Wildi, 1983).	9
Fig. 6: Carte géologique de la région de Morsott (d’après la carte géologique de Morsott au 1/50 000) et localisation de la coupe étudiée.	12
Fig. 7: Carte de situation géographique du secteur d’étude Djebel El Kouif (Boulemia, 2015).	13
Fig. 8: Vue panoramique de l’affleurement de Douar El Fogaa au niveau de Djebel El Kouif - Tébessa Nord.(Kechiched, 2017).	14
Fig. 9: Description lithologique des bancs au niveau de Douar el Fogaa (El Kouif Tébessa Nord). (Kechiched, 2017).....	14
Fig. 10: Carte de situation géographique du secteur Djebel El Dyr (à partir Salmi-Laouar Sihem, 2014)	16
Fig. 11: Coupe géologique schématique de Djebel Dyr (D’après Blayac, 1894).....	17
Fig. 12: Lithologie d’affleurement de Djebel Dyr (Tébessa Nord). (Kechiched, 2017, Kechiched et al.2020 ; Boumadji, 2020) (Modifié).	18
Fig. 13: L'emplacement de la transition PETM sur l'échelle géologique (Ruault-Djerrab 2020 .modifié)	22
Fig. 14: L'évolution de température et la concentration en CO ₂ et autres gaz à effet de serre. (Beerling DJ, Royer DL 2011).....	23
Fig. 15: Le maximum thermique Paléocène-Éocène a duré 200000 ans et les températures ont grimpé d'au moins 5 ° et peut-être 9 ° C (Tim Radford 2013 modifié)	23
Fig. 16: Évolution au cours du temps du δ 13C ; δ 18O et de la teneur en CaCO ₃ dans les sédiments (Zachos et al. 2005, 2008).....	26

Fig. 17: Cyclicité des évènements hyperthermiques du début de l'Éocène. (Zachos et al. (2010))	29
Fig. 18: Impregnations des échantillons de phosphate au vernis incolore (In Kechiched, 2011).	31
Fig. 19: Pellets de montrant une préservation de la matière organique de couleur noirâtre (échantillon prélevé Djebel El Kouif ; Kechiched 2017 modifié).	35
Fig. 20: Coprolithes de Djebel Dyr et Djebel El Kouif (Kechiched 2017 modifié).	36
Fig. 21: Lame montrant la glauconie (Kechiched 2017 modifié).	36
Fig. 22: Débris d'organismes des secteurs étudié (Kechiched, 2017)	37
Fig. 23: photo montrant la matrice argileuse qui assure la liaison entre les grains (Kechiched 2017).	37
Fig. 24: Lame montre le ciment microsparitique de nature dolomitique (Kechiched 2017)... ..	38
Fig. 25: Lame montre un ciment siliceux ciment siliceux (calcédoine ; Kechiched 2017).	38
Fig. 26: Evolution pétrographique verticale de Djebel El Kouif (Tébessa).....	40
Fig. 27: Evolution pétrographe verticale de Djebel Dyr.....	41
Fig. 28: distribution vertical des éléments majeurs de formation de Djebel El Kouif (unité : %).	43
Fig. 29: distribution vertical de la normalisation par rapport l'Aluminium des éléments majeurs de formation de Djebel El Kouif.	44
Fig. 30: distribution vertical des éléments majeurs de formation de Djebel Dyr (Unité : %). ..	45
Fig. 31: Distribution vertical de la normalisation par rapport l'Aluminium des éléments majeurs de formation de Djebel El Dyr.	45
Fig. 32: Distribution vertical des éléments en trace de formation de Djebel El Kouif.	46
Fig. 33: distribution vertical de la normalisation par rapport l'Aluminium des éléments en trace de formation de Djebel El Kouif.	47
Fig. 34: distribution vertical des éléments en trace de formation de Djebel Dyr.	48
Fig. 35: distribution vertical de la normalisation par rapport l'Aluminium des éléments en trace de formation de Djebel Dyr (Unité ppm / %).	48
Fig. 36: Variation des éléments sensibles à la redox, productivité et des apports terrigènes dans l'affleurement de Djebel E Kouif.	50
Fig. 37: Variation des éléments sensibles à la redox, productivité et des apports terrigènes dans l'affleurement de Djebel Dyr.	51

Listes de Tableaux

Titre	Page
Tableau 1 : Quelques substitutions possible dans le carbonate fluorapatite (Jarvis et al, 1994)	32
Tableau 2 : Statistiques élémentaires des éléments majeurs dans l'échantillonnage de Djebel El Kouif	33
Tableau 3 : Statistiques élémentaires des éléments majeurs dans l'échantillonnage de Djebel Dyr	33
Tableau 4 : Statistiques élémentaires des éléments en trace dans l'échantillonnage de Djebel El Kouif	33
Tableau. 5 : Statistiques élémentaires des éléments en trace dans l'échantillonnage de Djebel Dyr	34

Résumé

Cette étude a pour objectif de suivre l'évolution pétrographique et géochimique au passage du Paléocène-Eocène dans l'Atlas Saharien Oriental. Le secteur d'étude se localise dans la région de Djebel El Kouif et Djebel Dyr (Tébessa, NE algérien). L'évolution pétrographique a été faite sur la base de l'interprétation des lame mince, tandis que l'étude géochimique s'est basée essentiellement sur l'évaluation du signal des indicateurs géochimiques des éléments majeurs, traces et éléments terre rares ainsi que leurs rapports afin de caractériser le redox ; la paleo-productivité et les apports terrigènes au passage Paléocène-Eocène. Les résultats obtenus ont permis de tracer l'évolution verticale des milieux de dépôts qui évoluent d'un milieu profond à peu profond avec une tendance à l'émersion dans la région de Djebel Dyr (la présence de gypse). L'évolution géochimique à parmi de distinguer le signal des éléments traceurs tels que le Vanadium (V) ; le Cuivre (Cu) ; le zirconium (Zr) ; le Nickel (Ni), le Cérium (Ce) qui indiquent l'installation des conditions liées à l'événement thermique du paléocène-éocène (PETM ; ETM 2 ; ETM3). Ces résultats sont très importants pour la datation des phosphates et nécessitent d'être confirmés à l'aide des traceurs isotopique (^{13}C et ^{18}O) et carbone organique totale (TOC).

Mots clés : Paléocène-Eocène ; PETM ; ETM2 ; ETM3 ; Phosphorite ; réchauffement ; Tébessa ; Djebel El Kouif ; Djebel Dyr.

Abstract

This study aims to track the petrographic and geochemical evolution during the Paleocene-Eocene transition from the Eastern Saharan Atlas. Two outcropping sections are selected at Tébessa area (NE Algeria) including Djebel El Kouif and Djebel Dyr sections. The petrographic evolution was performed by the interpretation of thin sections, while the geochemical study has targeted the evaluation geochemical signal using elemental ratios on major elements, trace and rare earth elements to characterize the paleo-redox; paleo-productivity and the terrestrial inputs contributions during the Paleocene-Eocene span time. The results allow tracking the vertical evolution of the depositional environments which was from a deep to shallow environment with a tendency to emersion in the Djebel Dyr (the occurrence of gypsum rocks). The geochemical evolution using trace elements such as vanadium (V); copper (Cu); zirconium (Zr); Nickel (Ni), and the rare earth elements (Ce), has evidenced some conditions related to *Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM)*; ETM2; ETM3). These results are very important for phosphate dating and need to be confirmed using the isotopes (carbon 13 (^{13}C) and oxygen 18 (^{18}O)) and Total Organic Carbon (TOC).

Keywords: Paleocene-Eocene; PETM; ETM2; ETM3; Phosphorite; warming; Tébessa; Djebel El Kouif ; Djebel Dyr.

ملخص

تهدف هذه الدراسة إلى متابعة التطور البتروغرافي والجيوكيميائي أثناء العبور بين العصرين الباليوسيني و الإيوسيني في شرق سلسلة جبال الأطلس الصحراوي (الأطلس الصحراوي الشرقي). شملت الدراسة منطقة جبل الكويف وجبل الدير (تبسة ، شمال شرق الجزائر). تم إجراء التطور البتروغرافي على أساس تفسير المقاطع الرقيقة لعينات صخور صلصال كلسي و صلصال فوسفاتي ، بينما استندت الدراسة الجيوكيميائية على تقييم التغير في المؤشرات الجيوكيميائية للعناصر الرئيسية والآثار وعناصر الأثرية الأرضية النادرة وكذلك العلاقات بين هذه العناصر. التي تحدد نسبة الأكسدة والإنتاجية القديمة للمادة العضوية وكذلك المساهمات الأرضية للترسبات في ممر العصر الباليوسيني-الإيوسيني. أتاحت النتائج التي تم الحصول عليها تتبع التطور الرأسي لبيئات الترسبات التي تتطور من بيئة عميقة إلى بيئة ضحلة مع وجود زيادة في غوص منطقة جبل الدير (وجود الجبس). يجب أن يميز التطور الجيوكيميائي بين التغير وعناصر التنبع مثل الفاناديوم (V) ؛ النحاس (نحاس) ؛ الزركونيوم (Zr) ؛ النيكل (Ni) ، وعناصر الأثرية الأرضية النادرة السيريوم (Ce) التي تشير إلى الشروط المتعلقة بالاحتباس الحراري الأقصى للعصر الباليوسيني الإيوسيني PETM ؛ ETM 2 ؛ ETM 3). هذه النتائج مهمة جدًا لتأريخ الفوسفات و تحتاج إلى تأكيد باستخدام النظائر (الكربون¹³C) و الأكسجين¹⁸O) والكربون العضوي الكلي (TOC).

الكلمات المفتاحية: العصر الباليوسيني-الإيوسيني ، الاحتباس الحراري الأقصى للعصر الباليوسيني الإيوسيني ، الاحتباس الحراري الأقصى للعصر الإيوسيني 2 ، الاحتباس الحراري الأقصى للعصر الإيوسيني 3 ، الفوسفوريت، التسخين، تبسة ، جبل الكويف ، جبل الدير .

INTRODUCTION GENERALE

L'étude des passages au cours du temps géologique représente une importance primordiale dans les investigations géologiques. Durant le temps géologique, plusieurs passages ont été largement documentés surtout pour leurs implications sur la faune et la flore. Chacune des transitions ayant des caractéristiques bien distinctes surtout pour leur paléoclimat, paléo-environnements et les perturbations causant l'extinction de la faune et la flore.

Le passage paléocène-éocène, il y a 56 millions d'années, cette période s'étendant sur environ 20 mille ans, a été marqué par la plus rapide et importante perturbation climatique du Cénozoïque qui correspond à une période transgressive suite à un réchauffement climatique global (augmentations de 5° C à 10° C) qui s'appelle le Paléocène-Eocene Thermal Maximum, ou (PETM) connu aussi sous le nom de maximum thermique de l'Éocène 1 (ETM1). L'éocène se caractérise aussi par plusieurs événements thermiques comme l'ETM2 et ETM3 comme il a été évoqué par plusieurs auteurs (Zachos et al. 2005 ;2008 ;2010, Agnini et al. 2009, Dickens et al. 1995).

En Algérie, ce passage dans les environnements marins de la région de Tébessa à l'Atlas Saharien Oriental, s'associe avec la mise en place des phosphates d'ordre économique. Bien que, ces phosphates ont été bien étudiés sur les plans pétrographiques et géochimiques ainsi que la caractérisation des environnements de dépôt (Chabou-Mostefai, 1987 ; Kechiched et al., 2016 ; 2018 ; 2020 ; Kechiched , 2017 ; Dassamiour et al, 2021). La région de Tébessa est caractérisée par les affleurements des formations paléocène-éocène surtout à Djebel Dyr et Djebel El Kouif qui peuvent être un endroit privilégié pour la caractérisation de ce passage.

L'objectif de ce mémoire vise à étudier l'évolution verticale sur la pétrographie d'une part et la réponse géochimique d'autre part au cours de ce passage dans les affleurements de Djebel Dyr et Djebel El Kouif. Il s'agit d'interpréter les résultats géochimique et pétrographique pour la mise en évidence de ce passage. Pour cela de travaux qui ont été réalisés sont rédigés suivant ce plan qui s'articule essentiellement sur :

- Géologie régionale.
- Géologie locale.
- Le passage paléocène-éocène.
- Etude pétrographique et géochimique.

CHAPITRE I:

Géologie régional

CHAPITRE I: GEOLOGIE REGIONALE

1. Situation géographique des secteurs d'étude

Les deux secteurs étudiés sont localisés administrativement, dans la wilaya de Tébessa à l'est de l'Algérie. La wilaya de Tébessa est limitée au nord par la wilaya de Souk Ahras, la wilaya d'El Oued au sud et les wilayas de Khenchela et d'Oum El Bouaghi à l'ouest (Fig.1). la zone d'étude se localise dans la partie septentrionale à la proximité de la ville de Tébessa sur un rayon de 25 km (Fig.1), où les localités Djebel El Kouif et Djebel Dyr.

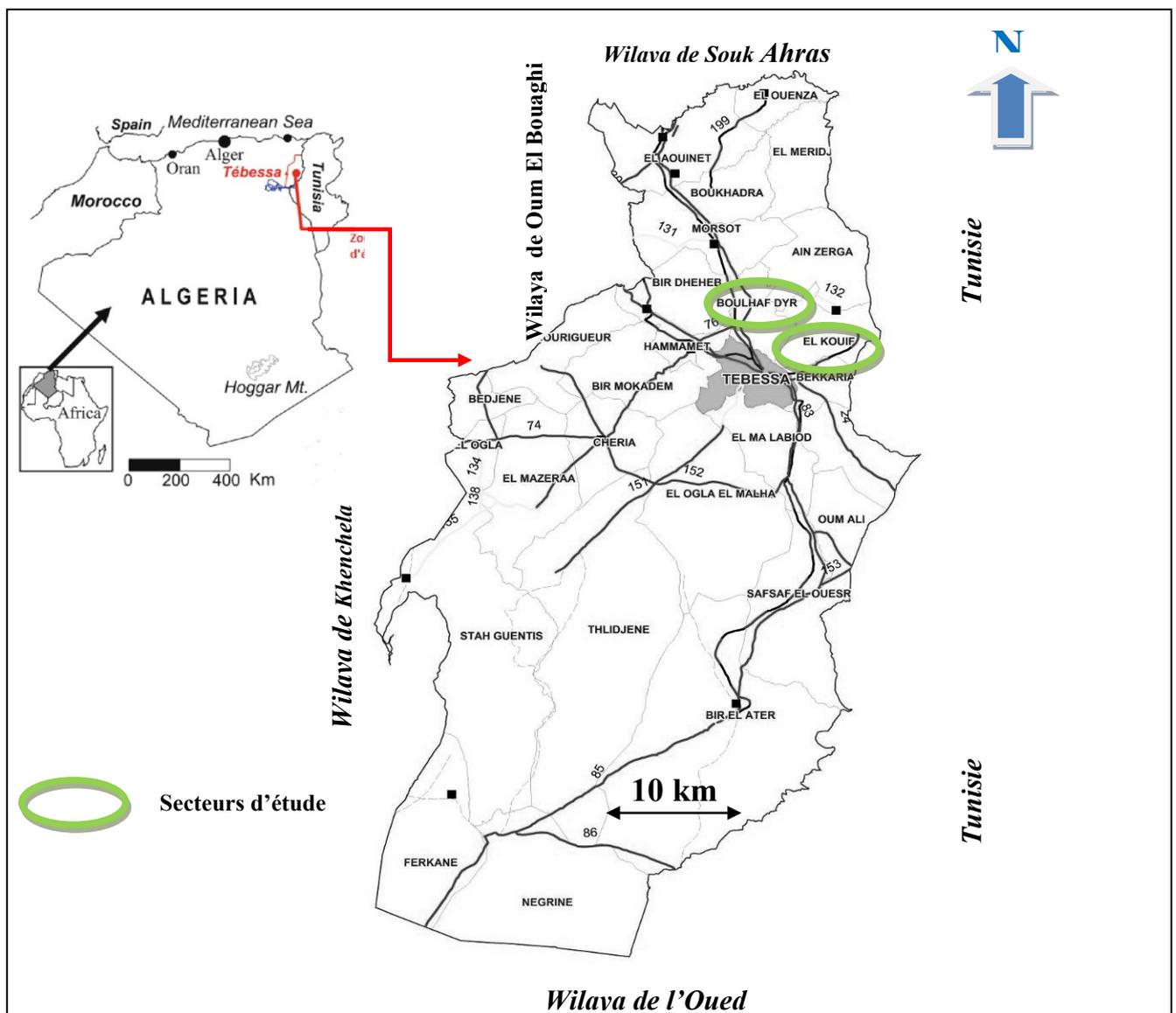


Fig. 1: Situation géographique des secteurs étudiés dans la région de Tébessa (Kechiched 2017 modifié)

2. Géologie régionale de l'Atlas Saharien Oriental

L'atlas saharien est limité de la plateforme saharienne par l'accident sud-atlasique et des hauts plateaux par l'accident nord-atlasique (N.Kazi-Tani, 1986). C'est une chaîne de montagne intracontinentale, orienté NE-SW et subdivisé en 4 chaînons ; de l'ouest à l'est on a les Monts Ksour, Djebel Ammour, Ouled Naïl, Aurès et Nememcha. Il est formé par une série sédimentaire méso-cénozoïque au dessus d'un socle primaire qui n'affleure que dans les hauts plateaux. La série de l'atlas saharien s'est déposé dans un bassin sédimentaire intracontinentale dont le fondement a débuté au Trias et c'est achevé au Lutétien (Eocène moyen) (J. Desanges et J. Riser 1989)

2.1. L'atlas saharien oriental

La partie que nous allons étudier, se situe vers l'est de l'Atlas saharien (L'Atlas Saharien Oriental), en particulier, les monts de Mellègue, qui s'étendent de l'Atlas saharien à la Tunisie par l'Atlas tunisien (Desanges et Riser 1989) (Fig.2).

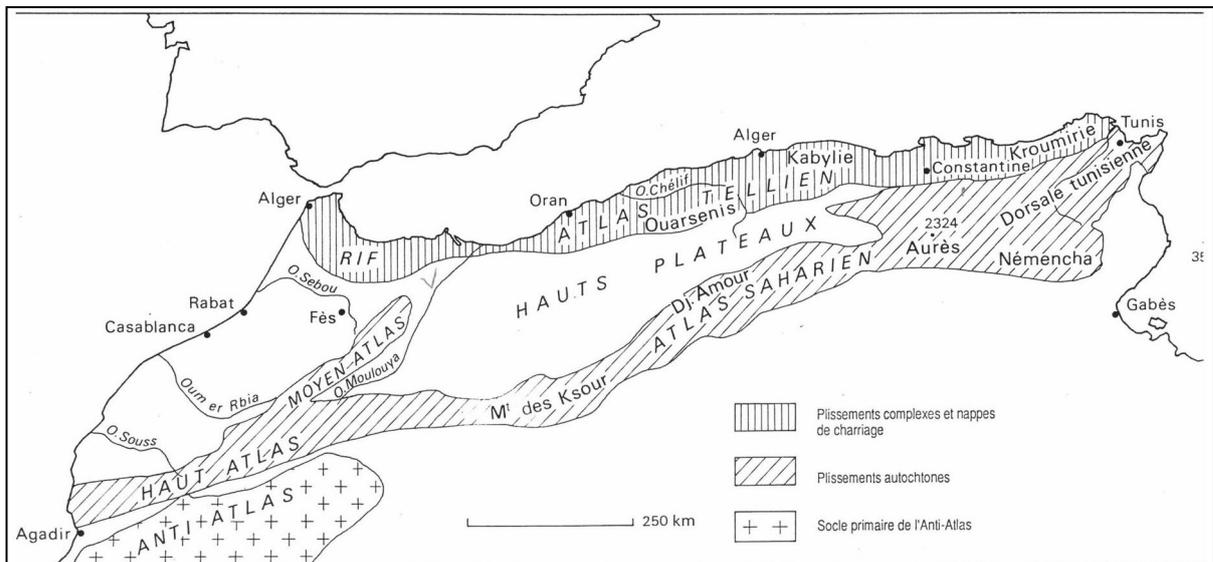


Fig. 2: Unités structurales d'Afrique du Nord (Desanges et Riser 1989).

2.2. Litho-stratigraphie

À travers les travaux antérieurs de nombreux auteurs (Dubourdiou 1956 ; 1959; ; Rouvier, 1977; Perthuisot, 1978 ; Chikhi, 1980; David, 1956; Fleury, 1969; Thiéberoz et Madre, 1976 ; Otmanine 1987; Perthuisot, 1992; Bouzenoune, 1993), une colonne lithostratigraphique a été adoptée par Sami, 2004.

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique		
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.		
	Néogène	Miocène		⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	
		Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	
	PALÉOZOIQUE	UR	Maest.		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
			Campan.		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		E	Con-Sant.		④ 500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
			Turo		180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		S	Cénom.		③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
			Vracon.		② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		U	Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
			Clans		100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
		O	Apvien		300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
Barrém				① < 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloulia).	
M	Jurassique		?			
	Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique.		

Fig. 3: Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue. (D'après : Dubourdiou 1956, 1959; David 1956; Madre 1969; Fleury 1969; Thiéberoz et Madre 1976; Chikhi 1980; Otmanine 1987; Bouzenoune 1993 et Vila et al., 2000, in Sami, 2004).

Du bas en haut, il a été distingué :

A. *Trias*

Il existe sous forme de diapir est représenté par affleurement des masses désorganisé qui consistent à des évaporites. Il est représenté essentiellement par des gypses emballant, sel, des argiles bariolées, des calcaires marno-dolomitiques (Dubourdiou, 1956).

B. *Jurassique*

Le Jurassique reste inconnu selon Dubourdiou, 1956 et Chevenine et al, 1987 et 1988.

C. *Le Crétacé*

❖ *Le Barrémien*

Les affleurements de cet étage se trouvent dans certains horsts et anticlinaux comme à Djebel Harraba. La lithologie est représenté par de marnes argileuses grises, non fossilifères et anticlinaux de Sidi Embarka S.E du Djebel Harraba (Dubourdiou ,1956).

❖ *L'Aptien*

Les terrains aptiens se présentent dans la région de Mesloulou, M'Khiriga, Kef Rekhma et Boudjaber (300 à 600 m d'épaisseur) (Dubourdiou, 1956). Généralement, ils sont formés par carbonates néritiques qui sont précipitées dans des eaux chaudes peu profondes (Selmi-Laouar, 2004). On trouve de bas en haut :

- Des marnes verdâtres constituées de l'alternance marneuse argileuse, marneux calcaires gréseux.
- Calcaires récifaux (Dubourdiou, 1956). Bioclastique à Orbitolines, Rudistes.
- Marnes grises à jaunes (Dubourdiou, 1956).

❖ *Clansayésien*

Il y'a une variation lithologique pour le Clansayésien :

- À l'Ouenza, le Clansayésien est représenté par un faciès marneux à ammonites.
- À Mesloulou, il est représenté par argileux avec intercalations des calcaires.
- À Mesloulou, il est représenté par grès lumachelliques.
- À M'Zeita, il correspond à alternances de marnes, de grès, de calcaires et de marno-calcaires d'épaisseur 40 à 90 m (Dubourdiou, 1956).

❖ *Albien*

L'albien est caractérisé par une épaisseur de 485 m qui consiste à des marnes dans la région.

❖ *Vraconien*

Il est d'épaisseur entre 500 à 600 m représenté par des marnes à intercalations de calcaires argileux et argilites (Dubourdieu, 1956). Des marnes grises verdâtres riches en foraminifères et en radiolaires en Hameima Soud avec des alternances de petits bancs marno-calcaires finement coquilliers.

❖ *Le Cénomanién*

Au niveau des montagnes de Nememcha, le Cénomanién est constitué par des marnes argileuses verdâtres de puissance 750 m à 1100 m. Le Cénomanién inférieur est caractérisé par des marnes verdâtres, à gypse, riches en foraminifères benthiques (Vila, 1992). Le Cénomanién supérieur des marnes jaunes, verdâtres, gypseuses, parfois sableuses riches en foraminifères planctoniques et benthiques.

❖ *Le Turonien*

De puissance de 1000 m, le Turonien constitué par un faciès carbonaté caractérisé par des calcaires et marno-calcaire à la base avec de nombreuses empreintes d'incérâmes. Cette série du carbonaté est suivi par une autre série de marnes argileuses riches en ammonites, huitres, et divers Lamellibranches (Dubourdieu, 1956; 1959).

❖ *Le Coniacien - Santonien*

L'absence des fossiles stratigraphique et les analyses isotopiques qui sont d'éléments de datation, du fait qu'il n'a pas été subdivisé. L'épaisseur varie de 200 à 300 m à l'Ouenza et de 490 à 600 m à Boukhadra. Il se compose des marnes argileuses grises verdâtres et jaune grise à plaquettes de calcite fibreuse, en intercalation de marnes à lumachelles (Dubourdieu, 1956).

❖ *Campanien*

Le Campanien inférieur ayant de puissance entre 300 m et 600 m est caractérisé par des marnes argileuses à la base, et des calcaires blancs, crayeux à minces intercalations de marnes et de calcaires marneux au-dessus. Le Campanien moyen et supérieur il est représenté par des calcaires blancs à gris clair, crayeux, en gros bancs.

❖ *Maestrichtien*

Il est constitué par des calcaires blancs d'épaisseur plus de 55 m qui sont recouverts par une accumulation de marnes argileuses de couleur grises à noires dont l'épaisseur est de 150 m renfermant quelques intercalations de calcaires à base de cette formation (Dubourdiou, 1956).

D. Tertiaire

❖ *Le Paléocène*

Il est constitué par 20-30m d'épaisseurs au Nord et 60-120 m au Sud. Les faciès rencontrés sont des calcaires blancs micritiques lités qui s'intercalent avec des couches phosphatées vers le niveau supérieur.

❖ *Eocène*

Dans les montagnes de Nememcha l'Eocène est constitué par une puissante série de calcaire à silex et à Nummulites d'environ 200 m d'épaisseur.

❖ *Miocène*

Les puissances peuvent atteindre 1000 m. le Miocène affleure largement au Nord de l'Oued Mellègue (Dubourdiou, 1956 ; Kowalski et al. 2000). Ces dépôts représentent la couverture des formations Albien-Sénonien et le Trias. Il s'agit d'une accumulation puissante des marnes transgressives et de grès d'une épaisseur 1000 m dans le bassin de Ouled Soukiès (N-W de l'Ouenza) (Dubourdiou, 1956 ; Kowalski et Hamimed, 2000). Le miocène constitué aussi par des conglomérats siliceux et une série argilo-sableuse rouge à éléments carbonatés et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapiriques (Bouzenoune, 1993).

E. Quaternaire

L'origine du dépôt quaternaire est continentale. Ils s'accumulent à la base des reliefs. Il s'agit essentiellement de croûtes calcaires, des limons, des éboulis, des cailloutis et des poudingues. Il est d'une puissance de 10 à 30 m (Dubourdiou, 1956). Il peut dépasser 170 m dans certaines zones.

2.3. Cadre structural d'atlas saharien oriental

La zone d'étude est une partie du bassin atlasique algéro-tunisien. Ce bassin est allongé selon nord-est sud-ouest à la bordure nord orientale de l'Afrique. Il a une large superficie vers le sud-occidentale aux Aurès et se rétrécit progressivement vers le nord-est tunisien (Fig.4).

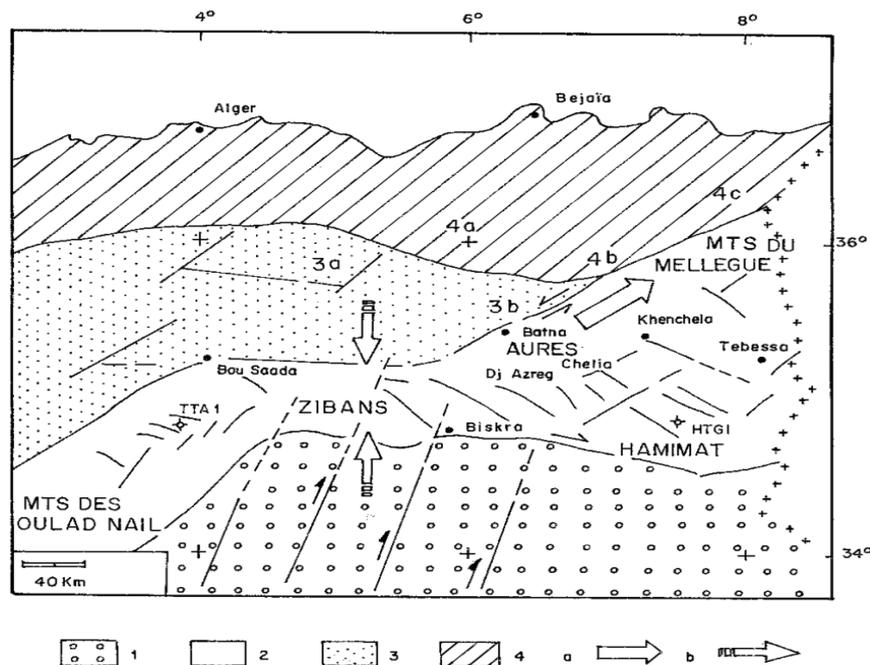


Fig. 4: Principaux ensembles géologiques du domaine Atlasique oriental (M. Herkat et J. Delfaud 2000)

Les formations sont de nature argilo-gréseuses dans le Crétacé inférieur, calcaires à l'Aptien dans la partie sud et argilo-gréseuses dans la partie nord, argileuses et calcaires dans le Crétacé supérieur et dans l'Eocène, enfin argilo-gréseuses dans l'Oligocène et le Miocène. La région couverte par cette étude correspond à la zone frontalière algéro-tunisienne, elle s'étend principalement du côté algérien, entre Souk Ahras et Taoura au Nord, et Tébessa au Sud (Fig. 4). L'ensemble des formations sédimentaires a été plissé suivant une direction NE-SW, qui est celle de l'Atlas saharien (Fig. 5). (Wildi, 1983).

Ces plis sont recoupés dans la partie méridionale par des fossés remplis de formations quaternaires, orientés N 100 N 130° E, dont la formation remonterait au moins à l'Eocène (Jau- Zein, 1967). D'une manière générale, les structures rencontrées sont :

La structure plissée : telle qu'elle peut être observée de nos jours, a été principalement acquise lors des phases néogènes de compression. En fait, ces déformations réactivent une structuration antérieure, consécutive aux distensions crétacées, accompagnées d'épisodes d'ascension et de percement du Trias: avant le Sénonien aux confins des Aurès, dans la région de Khenchela (Lessard, 1955 ; Camoin et al. 1990), avant l'Aptien et le Vraconien pour la partie centrale (Thibieroz et Madre, 1976 ; Otmanine, 1987).

Les diapirs de cette région forment des masses argilo-gypso-carbonatées et ils sont orientés NE- SW, allongés sur plus d'une vingtaine de kilomètres pour certains d'entre eux et transversalement sont régulièrement espacés. **Le axes diapiriques** se terminent à leurs deux extrémités par des périclinaux calcaires albo-aptiens, en croissant. C'est le cas des axes Mesloula-M'Kkinga, Ouenza-Lajbel, Boukhadra-Mzouzia et Bou Jaber -Slata. les diapirs de Ouasta-Sakiet au Nord, de Hameimat-Belkif et de Bekkaria, plus près de Tébessa, sont de même orientation mais ne présentent pas les mêmes morphologies.

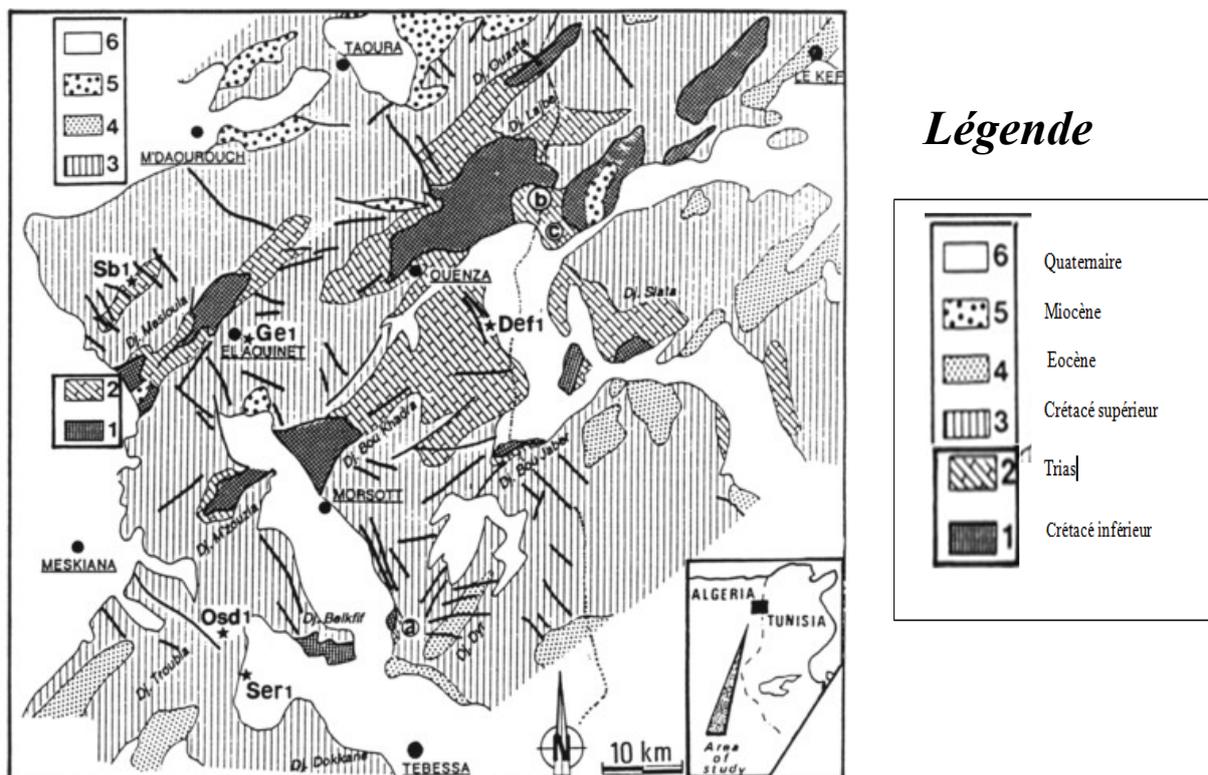


Fig. 5: Carte géologique simplifiée de l'Atlas saharien oriental aux confins algero-tunisiens (Wildi, 1983).

Conclusion

Tébessa appartient à l'Atlas Saharien Orientale. C'est une chaîne de montagne intracontinentale, est une partie du bassin atlasique algéro-tunisien a cette région, les formations les plus connues formant la couverture, sont d'âge méso-cénozoïque avec un Jurassique absent. La description lithostratigraphique de ces formations qui datent le paléocène-éocène à permis de tracer une coupe géologique schématique.

CHAPITRE II:

Géologie locale

CHAPITRE II: GEOLOGIE LOCALE

L'étude de la géologie locale de Djebel El Kouif et Djebel El Dyr déceler les caractéristiques litho-stratigraphique. Permettant de mettre en évidence le passage Paléocène - Eocène

1. Géologie des affleurements de Tébessa Nord

La zone de Tébessa / Morsott ne présente à l'affleurement que des formations Sédimentaires, essentiellement calcaires et marneuses, dont les âges sont compris entre le Trias et le Miocène, le tout étant recouvert par endroit par des formations superficielles quaternaires, de type éboulis de pente ou alluvions (Blès et Fleury, 1970).

L'ensemble de ces formations a été plissé de façon modérée, suivant une orientation moyenne NE-SW. Cette direction moyenne, qui représente la phase de plissement principal, dite 'atlasique', a été acquise entre le Lutétien inférieur et le Miocène. Par la suite, se sont individualisés des fossés d'effondrement, d'orientation globale NW-SE, dont ceux de Tébessa (WNW-ESE) et de Morsott (NNW-SSE). Leur mise en place a débuté avant le Plio-Villafranchien et s'est poursuivie jusqu'à une époque récente. L'amplitude verticale maximale du déplacement atteint 450 m environ pour le fossé de Morsott et jusqu'à 800 m pour celui de Tébessa (Blès et Fleury, 1970).

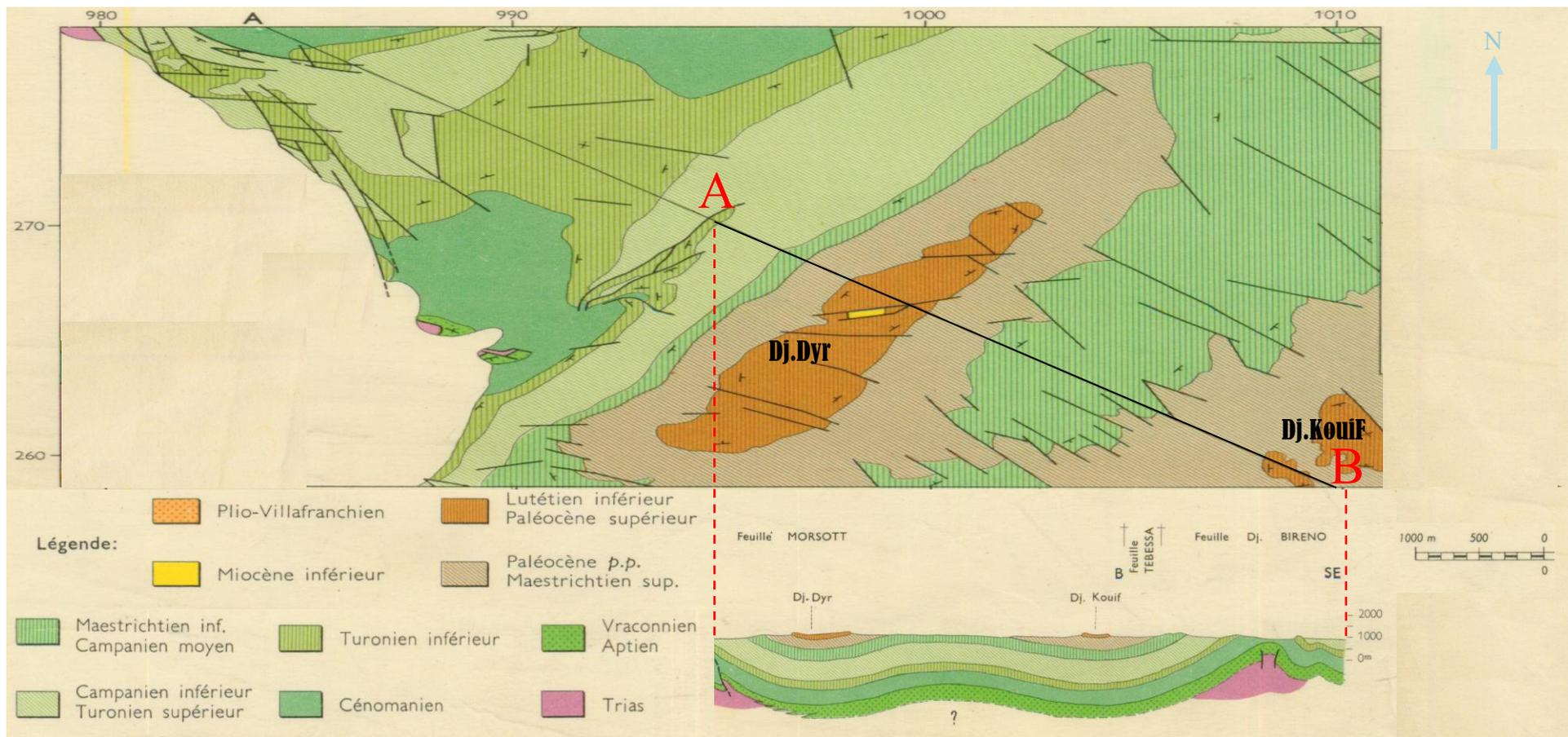


Fig. 6: Carte géologique de la région de Morsott (d'après la carte géologique de Morsott au 1/50 000) et localisation de la coupe étudiée. (Bles, J, L. Fleury, J, J. 1970).

1.1. Secteur Djebel El Kouif

Le secteur du Djebel El Kouif se localise dans la partie orientale de l'Atlas Saharien. Le secteur d'étude est limité par la frontière tunisienne vers l'est, le village de Rase El Aioun au nord, le village de Bekkaria vers le sud et le massif forestier Bou-Rbaiaà vers l'ouest (Fig. 7). La description lithologique des faciès rencontrés a été faite par plusieurs auteurs (e.g. Kechiched, 2017 et Kechiched et al., 2020).

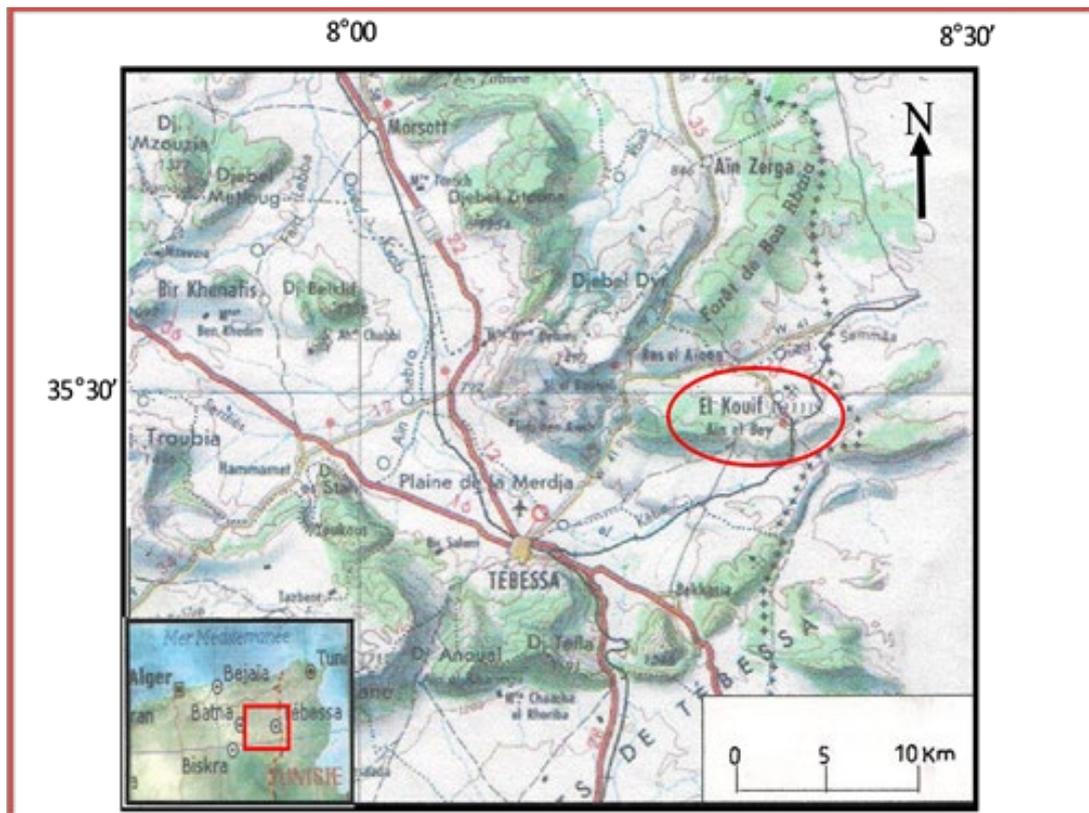


Fig. 7: Carte de situation géographique du secteur d'étude Djebel El Kouif (Boulemia et al ; 2015).

1.1.1. Description des faciès

Au niveau de Djebel El-Kouif plusieurs affleurements des minerais de phosphates se manifestent qui sont encaissés dans des formations carbonatées généralement dolomitiques (Figs.8 et 9). La structure géologique de l'affleurement est tabulaire à faible pendage.



Fig. 8: Vue panoramique de l’affleurement de Douar El Fogaa au niveau de Djebel El Kouif - Tébessa Nord. (Kechiched, 2017).

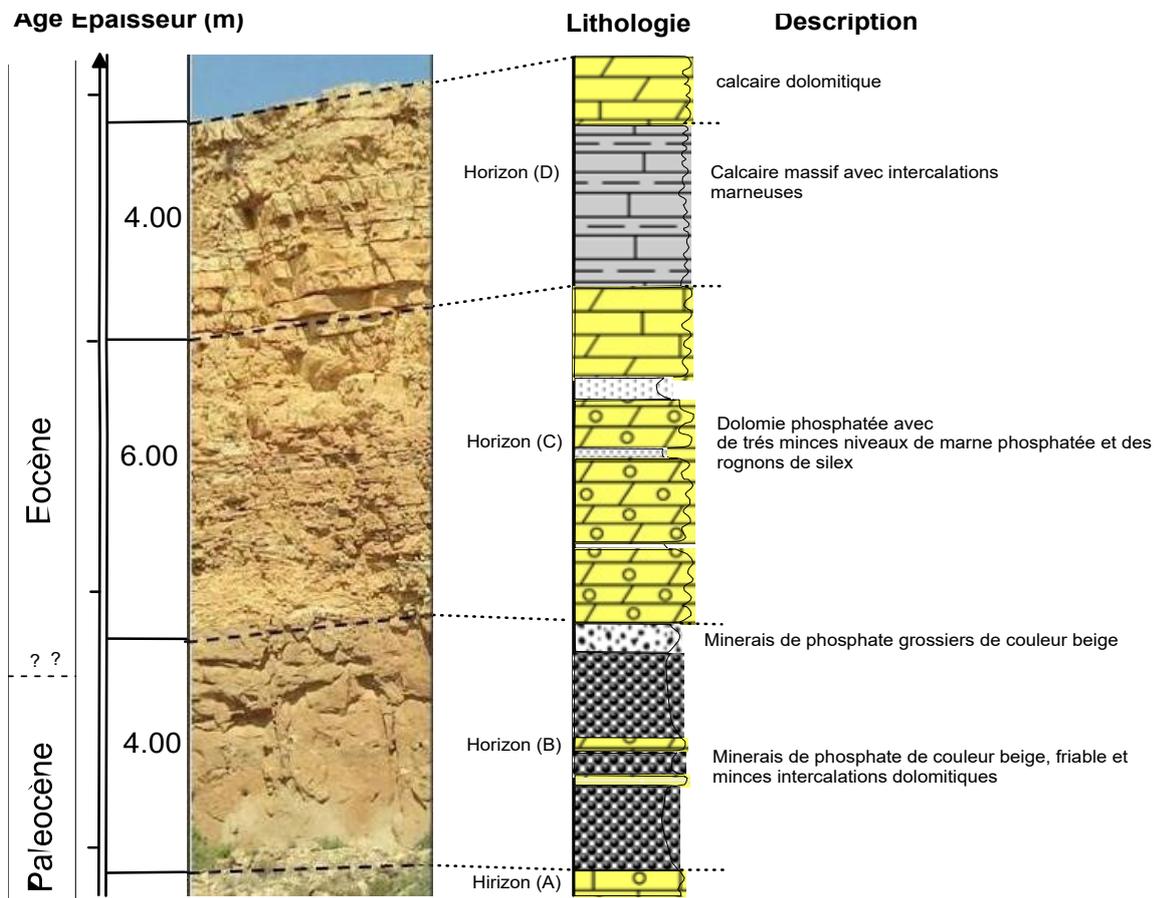


Fig. 9: Description lithologique des bancs au niveau de Douar el Fogaa (El Kouif Tébessa Nord). (Kechiched, 2017).

La description macroscopique des affleurements a permis de distinguer plusieurs horizons dont les caractéristiques faciologiques sont bien définies. Du bas en haut, on y distingue (Kechiched, 2017) :

Horizon (A) : La limite inférieure de cet horizon n'est pas repérable sur le terrain. Il est constitué par des calcaires dolomitiques avec des imprégnations de phosphates. Il représente le mur des minerais de phosphates

Horizon (B) : C'est un horizon phosphaté qui présente une épaisseur maximal de 4 m. Il montre des minces intercalations des de dolomie à silex. Ces minerais de phosphates ont une couleur beige, légèrement friable avec un ciment carbonaté. Le classement des grains est visiblement mauvais. Les grains phosphatés sont représentés par des pellets et des coprolithes à formes irrégulières où la taille peut dépasser 1 mm. L'observation macroscopique a permis de distinguer des dents de poissons et des lithoclastes.

Horizon (C) : Cet horizon consiste aux dolomies qui sont légèrement phosphatées, renfermant des rognons de silex d'une épaisseur de 6 m. Il contient aussi, des minces niveaux de marnes phosphatés. La dolomie est dure et elle a une couleur beige qui renferme des niveaux de minerais de phosphates silicifiés en concordance avec à structure tabulaire.

Horizon (D) : Il s'agit d'un horizon renfermant des niveaux de calcaires massifs surmontés par des calcaires dolomitiques dont l'épaisseur est de 4 m. Le calcaire est caractérisé par une couleur beige, moyennement dure, d'une cassure lisse. Cet horizon montre une fissuration intense témoignant de l'effet de la tectonique. Les intercalations sont représentées par de joints marneux et des rognons de silex. Cet horizon représente le toit des minerais de phosphates.

1.2. Secteur de Djebel Dyr

Le secteur de Djebel Dyr est situé entre les coordonnées : N35°31'12 et longitude E08°09'02. Ce secteur se localise à plus 20 km au Nord- Est de wilaya de Tébessa et à 11 km du secteur de El Kouif vers le Nord- Est (Fig.10). Cet affleurement forme un synclinal perché oriental NNE-SSW d'âge Eocène inférieur (Kechiched et al., 2020) (Fig. 11)

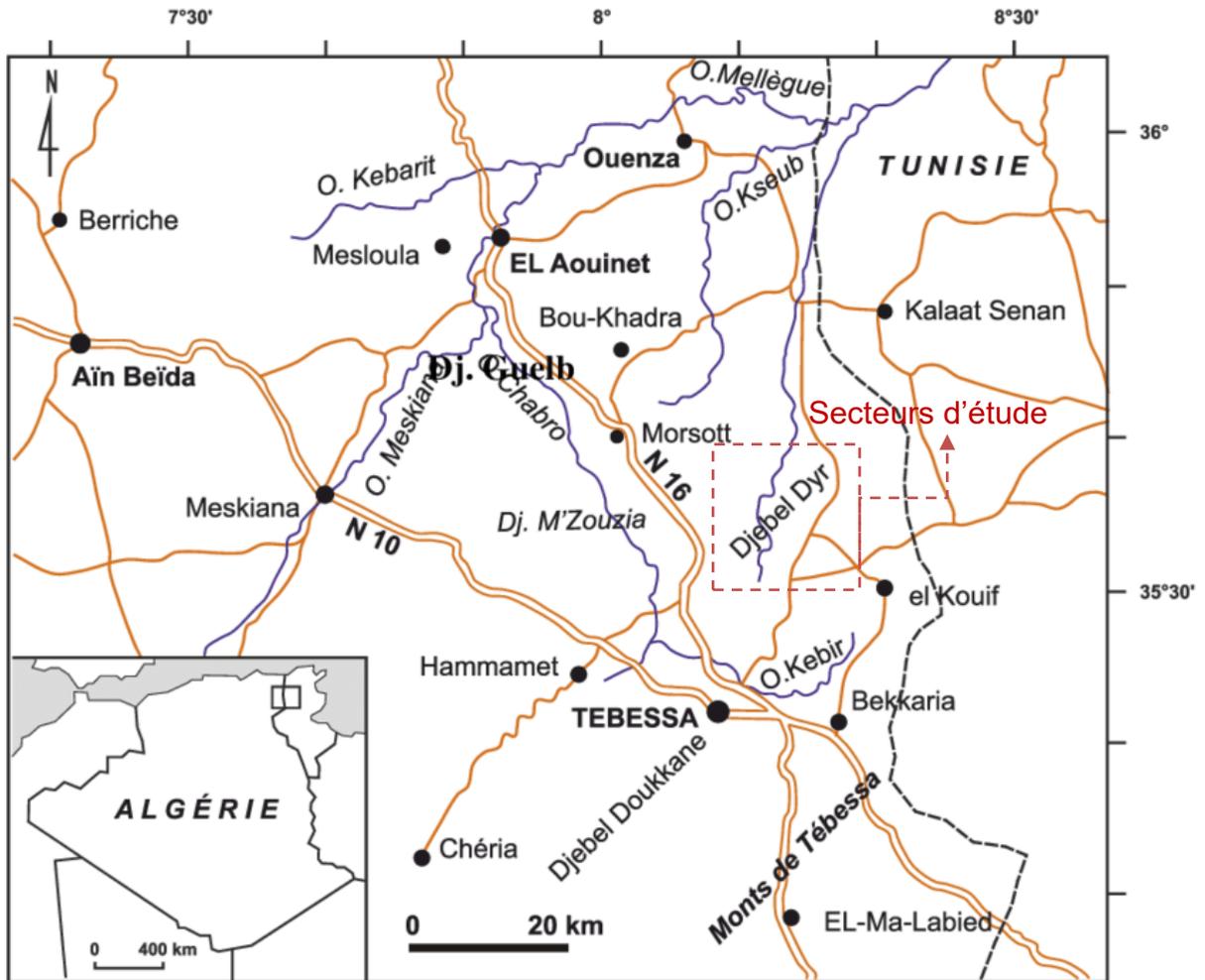


Fig. 10: Carte de situation géographique du secteur Djebel El Dyr (à partir Salmi-Laouar Sihem, 2014).

1.2.1. Description des faciès

Sur la base de plusieurs travaux des auteurs (e.g. Bluyac, 1894 ; Dussert, 1924). Une coupe de synthèse de Djebel Dyr a été proposée (Fig. 11). Le découpage des étages a été fait grâce au contenu faunistique.

Récemment d'autres travaux géologiques et géochimiques ont été fait sur cet affleurement, permettant une meilleure reconnaissance (Kechiched et al. 2020 ; Fig. 12) et une première étude préliminaire sur le contenu des foraminifères au niveau de Djebel Dyr (Boumadji, 2020). Ces auteurs ont défini l'existence de deux membres dont la description est donnée ci- dessous.

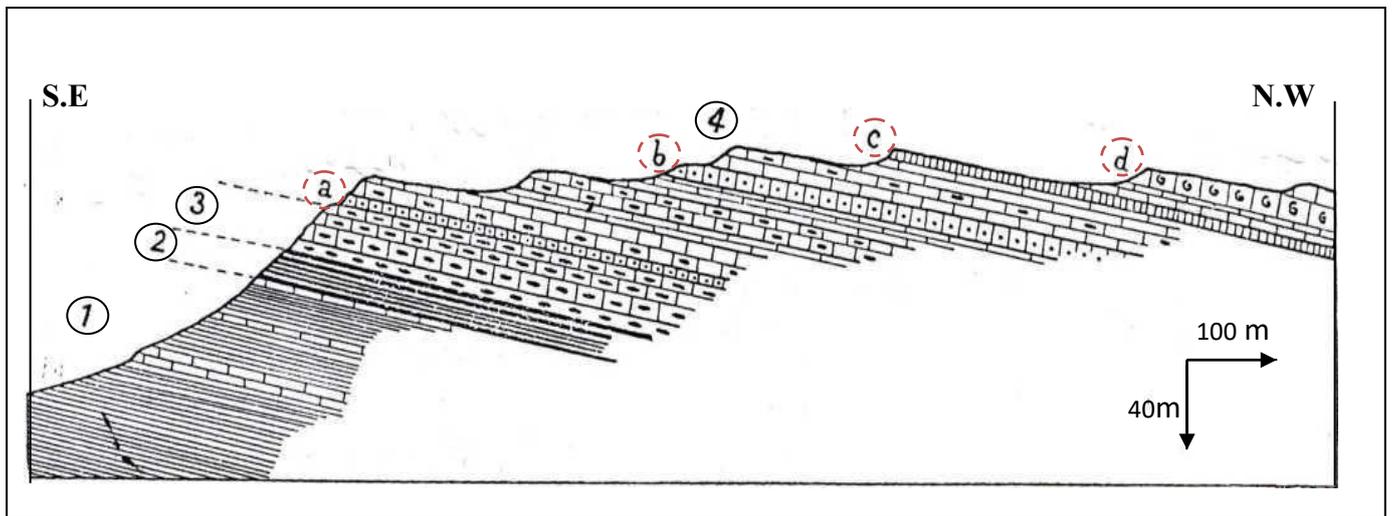


Fig. 11: Coupe géologique schématique de Djebel Dyr (D'après Blayac, 1894).

Légende :

- ① **Marne noirâtre ou brunâtre**, légèrement gypsifères, qui deviennent plus calcaire à leur partie supérieure ou elles admettent quelques intercalations marno-calcaire. L'épaisseur totale de ces marnes est de l'ordre de 300m.
- ② **Formation phosphatée**, constitué par des *calcaires marnoux* à peu près dépourvus de silex, Il s'y intercale six bancs de phosphate. L'épaisseur totale de la formation phosphatée est d'environ 13m.
- ③ **Calcaire marnoux à silex** : (a) *calcaire marnoux brunâtre* en très petits bancs, d'épaisseur : 5m.(b) *calcaire marnoux plus claire*, environ : 20m.
- ④ **Calcaire en gros bancs**, (0.5 à 1 m), à silex séparés par quelques niveaux de calcaire
 - a) A la base, calcaire à Nummulitique siliceuses
 - b) 30 à 40 m. plus haut, des calcaires blancs plus tendres.
 - c) A 20 m. au-dessus de des Nummulites précédentes.
 - d) Un banc à Thersitées siliceuses renfermant, Un peu partout dans l'ensemble des calcaires.

L'affleurement est constitué en deux grands membres lithologiques (Fig. 12, Kechiched et al. 2020 ; Boumadji, 2020) :

- Membre Marno- phosphatée A
- Membre marno-calcaire B

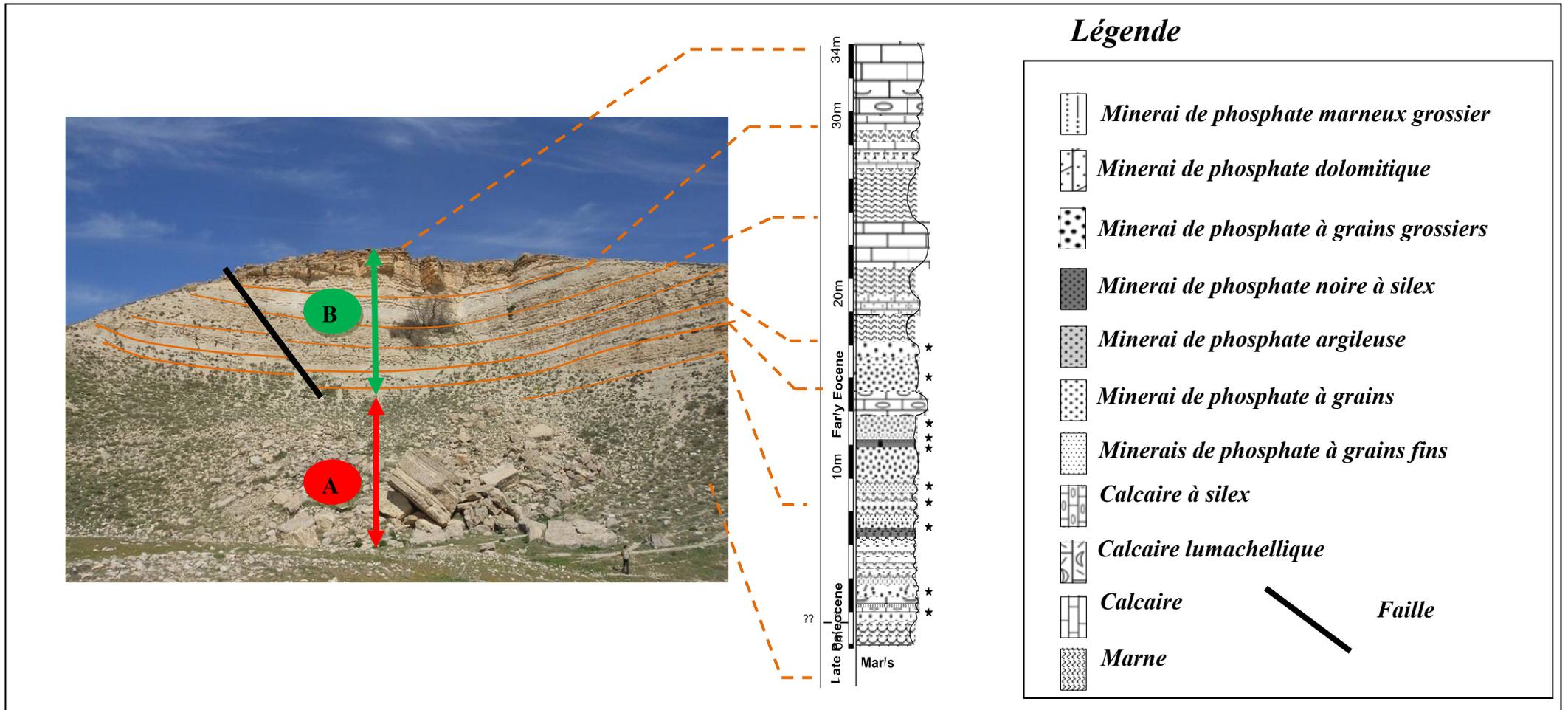


Fig. 12: Lithologie d’affleurement de Djebel Dyr (Tébessa Nord). (Kechiched, 2017, Kechiched et al.2020 ; Boumadji, 2019) (Modifié).

1.2.2. Description de la coupe

a-Membre marno-phosphatée (A); Epaisseur 30m selon la lithologie la formation peut être divisée en deux parties:

- *Unité marneuse a un passé argileux:* c'est marne phosphate gris clair riche en dents de poisson, avec de l'argile noire friable (40 cm) entre les deux, et ses particules de phosphate sont plus ou moins bien calibrées (la taille du grain est inférieure à 0,5 mm).
- *Unité marneux a des passées de calcaire :* Ce sont des marnes phosphatés fragiles gris clair qui permettent la formation d'une couche aussi fine qu'un centimètre dans un calcaire brun dur d'un décimétrique à un dixième d'épaisseur avec de très fines particules de phosphate. Le sommet porte une couche de phosphate gris clair (1,20 m) plus épaisse que les autres couches de phosphate trouvées dans la coupe.

b-Membre marno-carbonaté (B) ; 30m) : La formation divisée en deux parties

- *Alternance marno-calcaire (20m) :* la base c'est une couche de phosphate silicifiée dur grisâtre. dont les grains ou lithoclast (pellet. Coprolithe) à différentes tailles surmonter par une, qui peuvent être surmontées en alternant régulièrement de bancs marno-calcaire rapprochée (4m). Les couches de calcaire centimétrique jaunâtres entrant des silex stratiformes ou de nodule noire, ce trouve une autre alternance comprise entre deux bancs de phosphate et calcaire grisâtres a lithoclast hétérogène. on monte vers le sommet l'alternance marno-calcaire .continue jusqu'à attendre un niveau marneux de 15 m.
- *Unité carbonatées :* (10m), Elle correspond à de grandes banques métriques de calcaire brun entrecoupées d'un centimètre marnes gris. Cet organe contient des parties d'un organisme (bivalve, nummulite).

Conclusion

Les deux secteurs du Djebel El Kouif et Djebel Dyr se localise dans la partie orientale de l'Atlas Saharien exactement a wilaya de Tébessa.

Plusieurs affleurements de minerai de phosphate apparaissent au niveau du Djebel El-Kouif qui se produisent dans des formations carbonatées, généralement de la dolomite la structure géologique de l’affleurement de cette secteur est tabulaire à faible pendage la description macroscopique des affleurements a permis de distinguer plusieurs horizons.

Au niveau du Djebel Dyr l’affleurement forme un synclinal perché oriental NNE-SSW d’âge Eocène inférieur l’affleurement est constitué en deux grands membres lithologiques membre Marno- phosphatée et autre marno-calcaire.

CHAPITRE III:

Synthèse bibliographique
sur le passage paléocène

CHAPITRE III: SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE PASSAGE PALEOCENE EOCENE

1. Le passage paléocène-éocène

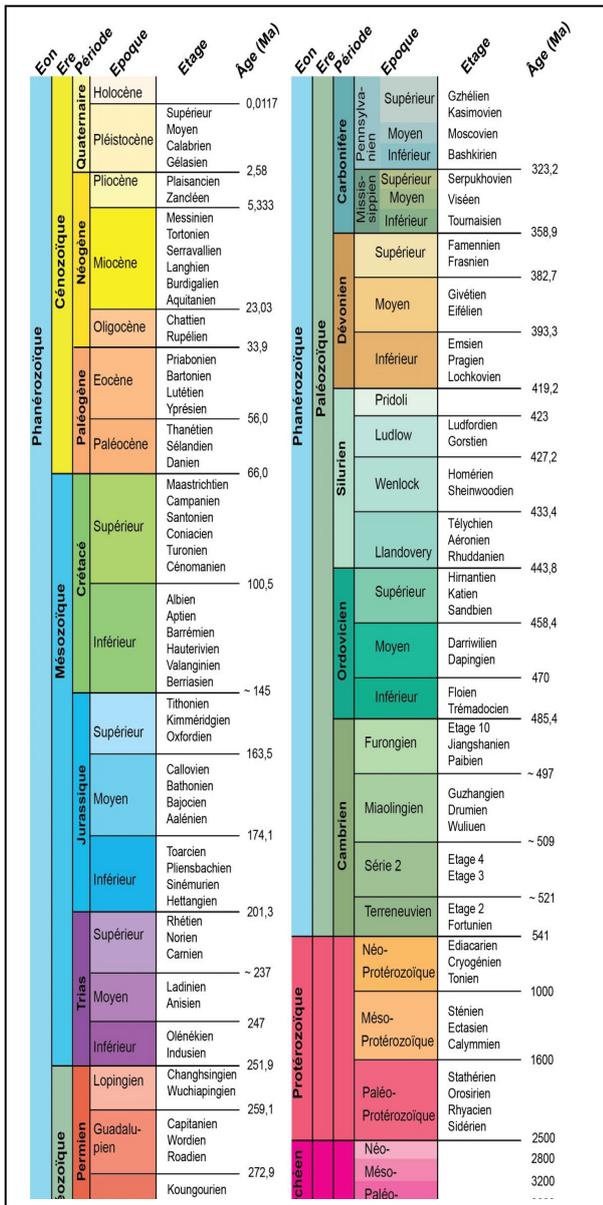
L'intervalle Paléocène/Eocène correspond à une période transgressive suite à un réchauffement climatique global. Les températures des eaux profondes ont subi des augmentations de 5° C à 10° C (Lu et Keller, 1993 ; Thomas et Shachkleton, 1996).

La transition du Paléocène à l'Éocène, il y a environ 56 millions d'années. Cette période s'étendant sur environ 20 mille ans (Fig. 13) a été connue par un grand réchauffement climatique et de grandes turbulences climatiques. Cet événement a affecté les océans et augmenté leurs niveaux d'eau, ce qui a conduit à l'extinction de nombreux foraminifères benthiques. Et aussi de renouvellement de la faune de mammifères terrestres. Cela a donné naissance à des principaux ordres mammifères actuel. (Ruault-Djerrab 2020)

1.1. Réchauffement liée Paléocène-éocène

Le réchauffement planétaire est un changement climatique qui se produit au niveau de la planète avec la hausse des températures, et cela est dû à l'augmentation massive du CO₂ qui déstabilise les hydrates de méthane stockés en marge des océans (Fig.14-15).

Le PETM a duré environ 20.000 ans, avant un retour à des températures un peu moins torrides, mais toujours chaudes par rapport à ce que nous connaissons aujourd'hui. Il s'agit là du réchauffement climatique le plus intense que nous ayons identifié dans l'histoire de notre planète. Jusqu'à aujourd'hui. Car si nous sommes loin d'avoir atteint les proportions de gaz carbonique atmosphérique de cette époque reculée, leur augmentation suit pourtant une courbe bien plus raide (Fritz 2017).



System	Series	Stage	Age (Ma)
Neogene	Miocene	Aquitanian	younger
Paleogene	Oligocene	Chattian	23.03–28.1
		Rupelian	28.1–33.9
	Eocene	Priabonian	33.9–38.0
		Bartonian	38.0–41.3
		Lutetian	41.3–47.8
		Ypresian	47.8–56.0
	Paleocene	Thanetian	56.0–59.2
		Selandian	59.2–61.6
		Danian	61.6–66.0
	Cretaceous	Late	Maastrichtian

PETM

Fig. 13: L'emplacement de la transition PETM sur l'échelle géologique (Ruault-Djerrab 2020 .modifié)

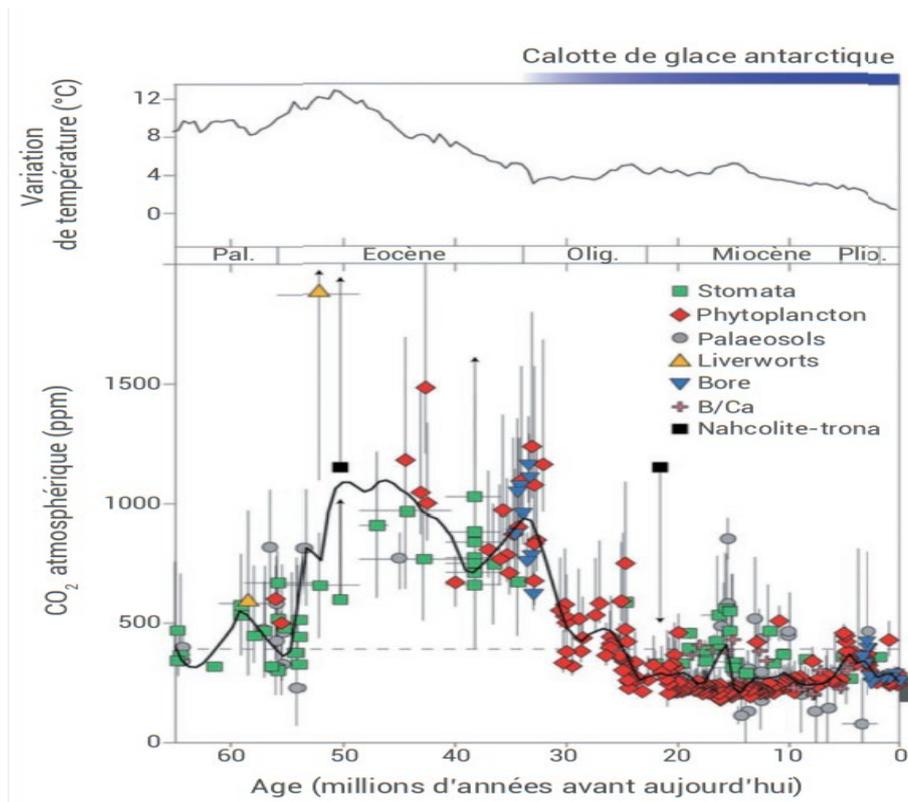


Fig. 14: L'évolution de température et la concentration en CO₂ et autres gaz à effet de serre. (Beerling DJ, Royer DL 2011)

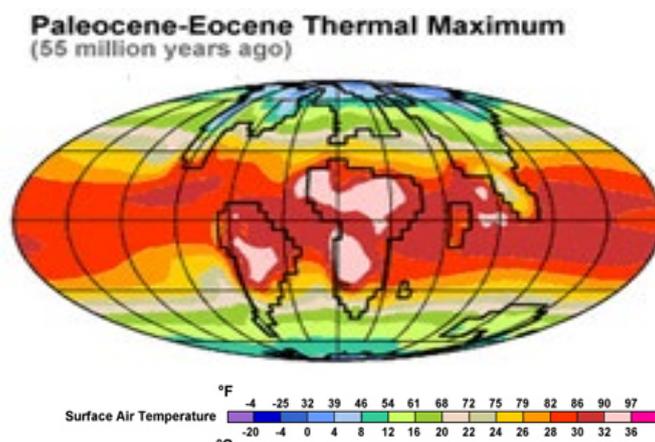


Fig. 15: Le maximum thermique Paléocène-Éocène a duré 200000 ans et les températures ont grimpé d'au moins 5 ° et peut-être 9 ° C (Tim Radford 2013 modifié)

1.2. Conséquences de réchauffement pendant Paléocène-éocène en domaine marin

Les géochimistes étudient les sédiments océaniques et continentaux à travers le monde pendant cette période à travers le monde pour mieux comprendre ce qui s'est passé dans le PETM par exemple : le domaine marin ouvert mais relativement peu profond

(Egypte), le milieu continental marécageux humide (Inde) et fluviatile, semi aride (espagnoles) (Khozyem SALEH. 2013), Le domaine marin dans (Tunisie) (Karoui et al. 2011) et (Iraq) (Ahmed N. Al-Fatah et al.2020).

Il y a 65 Ma, les foraminifères benthiques traversent la crise Crétacé/Paléogène sans bouleversements biotiques majeurs, tandis que le plancton connaît une extinction de masse.

La transition Paléocène-Eocène marque un changement majeur dans les faunes benthiques. L'extinction des foraminifères benthiques est chiffrée entre 30 % et 50 % des espèces, tandis que le plancton montre un rapide turnover sans extinction majeure. On passe alors d'une faune Crétacée à une faune Paléogène dans les environnements profonds. D'autre part, l'augmentation relative en abondance de petits spécimens de foraminifères benthiques associés à une diminution de la diversité suggèrent des conditions profondes pauvres en oxygène et riches en nutriments (Thomas, 2007). Différentes hypothèses peuvent expliquer cette extinction benthique :

➤ Diminution de l'oxygénation des eaux profondes due à une augmentation de la température (diminue la solubilité de l'O₂, dans l'eau) et / ou de l'oxydation de CH₄. Les eaux profondes actuelles ont une température inférieure à 6 °C ce qui permet de contenir suffisamment d'oxygène pour maintenir une diversité dans les communautés benthiques. Avec une température plus élevée que 10 °C, les eaux profondes ne contiennent pas suffisamment d'oxygène pour satisfaire l'ensemble des populations (Thomas 2007). Mais on ne trouve pas de réelles preuves d'anoxie ou de dyoxie globales au cours du l'ETM dans les enregistrements géologiques.

➤ Augmentation de la corrosivité des eaux (par acidification). Mais les foraminifères agglutinés (dont les tests sont formés à partir de débris empruntés à l'environnement puis agglutinés grâce à un ciment carbonate), qui peuvent vivre sous la CCD (Carbonate Compensation Depth), ont été également touchés par la crise.

➤ Diminution de la productivité ou de l'expansion de la source trophique. Hypothèse encore rejetée puisque de telles conditions n'ont pas affecté les faunes benthiques à la fin du Crétacé. Toutefois on enregistre une baisse de la productivité sur le long terme durant le PETM (> 10000 ans) (Zachos et al. (2005) qui aurait pu affecter les faunes benthiques, mais cette baisse ne fut pas globale.

➤ Augmentation de la température des fonds océaniques bouleversant les activités métaboliques des faunes benthiques.

De toutes ces hypothèses celle due à une augmentation de température semble être la plus probable. Un réchauffement rapide enregistré à toutes les latitudes et tous les océans pourrait être la cause de l'extinction à l'échelle globale. Les mécanismes par lesquels un réchauffement serait responsable d'une extinction de masse ne sont pas encore clairs actuellement (Thomas 2007)

Mais des variations de températures pourraient avoir changé qualitativement et quantitativement la matrice organique en suspension disponible pour les foraminifères benthiques.

1.2.3 Dissolution des carbonates et acidification des océans

Des modélisations montrent que 1 200 GtC de méthanes libérés en 10000 ans entraînent une remontée de la lysocline et de la CCD de 300 m (avec un rétablissement en 40 000 ans). En effet, le méthane, rapidement oxydé en CO₂, entraîne une diminution du PH et de la teneur en ions CO₃²⁻. Ceci a un effet direct sur la dissolution des carbonates en déplaçant l'équilibre $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = 2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$ vers la droite. La dissolution des carbonates étant plus importante la profondeur de compensation des carbonates et la lysocline remontent (Zachos et al. 2005, 2008).

On observe dans les sédiments une transition rapide (en 10000 ans) de sédiments riches en CaCO₃ à des sédiments riches en argiles. Cette transition correspond avec le début de l'excursion négative du carbone et refléterait une remontée de la lysocline de près de 2000 m. La teneur en argile est d'autant plus remarquable car le réchauffement climatique accentue l'altération des continents, entraînant un apport terrigène important dans l'océan.

Le retour à une teneur en carbonates pré-PETM met beaucoup plus de temps à s'installer (100 000 ans). Il faut attendre une altération des silicates suffisamment importante pour entraîner une augmentation de la teneur en CO dans l'océan profond et donc une nouvelle accumulation de carbonates. Après le PETM, la CCD serait redescendue très bas, montrant ainsi l'importance de la rétroaction négative due à l'érosion des silicates (Zachos et al. 2005).

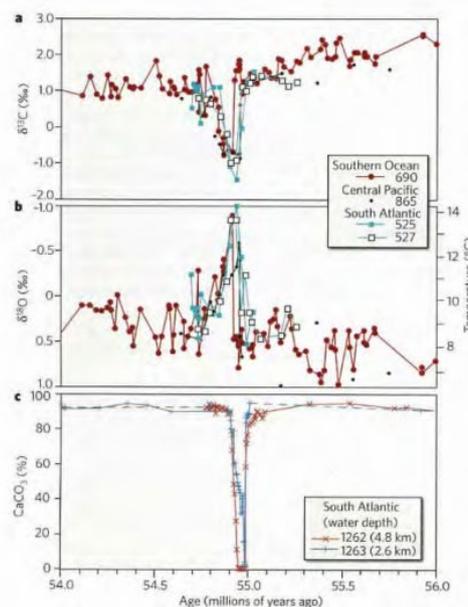
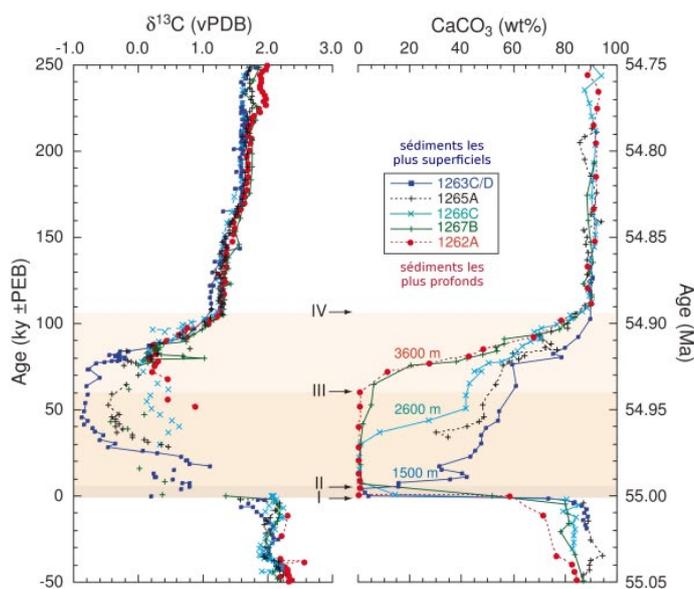


Fig. 16: Évolution au cours du temps du $\delta^{13}\text{C}$; $\delta^{18}\text{O}$ et de la teneur en CaCO_3 dans les sédiments (Zachos et al. 2005, 2008)

Les sédiments issus des carottes les plus superficielles sont ceux qui subissent une excursion isotopique la plus négative tandis que les sédiments issus des carottes les plus profondes souffrent plus longtemps de la dissolution des carbonates. On voit ici que l'excursion isotopique et la dissolution des carbonates se mettent en place très rapidement (<10000 ans) tandis que leur rétablissement se fait de manière beaucoup plus progressive (En environ 100 000 ans).

2. La relation entre les différents évènements du PETM

Au vu de l'ensemble des données analysées, nous pouvons proposer le scénario suivant. Le changement de la circulation océanique amène brutalement des eaux chaudes dans les fonds océaniques entraînant la disparition du gradient de température dans la colonne d'eau en Antarctique. Cet apport d'eau chaude est à l'origine de la dissociation d'hydrates de méthane amplifiant alors le réchauffement. L'oxydation du méthane provoque une acidification des océans entraînant une remontée de la CCD et de la lysocline. En parallèle, l'augmentation de la température associée à une réduction de la concentration en oxygène (qui semble cependant être locale) est à l'origine de l'extinction des foraminifères benthiques (Thomas (2007)).

2.1. Différentes origines possibles du PETM

Si un tel scénario est possible, il reste à comprendre quel fut l'évènement initiateur du changement de la circulation océanique ou encore de l'initial réchauffement climatique à son origine. Nous avons vu que le volcanisme de la province Atlantique Nord aurait pu initier le réchauffement enclenchant un phénomène d'amplification (Dickens et al. (1995)). Plus récemment, grâce à l'étude d'autres évènements aux caractéristiques semblables à celle du PETM, certains auteurs ont observé une certaine cyclicité dans les phénomènes hyperthermiques au Paléogène ancien. L'hypothèse d'un forçage orbital des évènements hyperthermiques fut émise. C'est ce que nous allons voir à travers l'étude de quatre évènements hyperthermiques entre le Danian (~65 Ma) et l'Éocène moyen (~52-53 Ma).

3. Autres évènements hyperthermiques

3.1. Les évènements hyperthermiques pendant l'EECO (Early Eocene Climatic Optimum)

La forte dissolution des carbonates pose un problème pour étudier les évènements hyperthermiques post-PETM qui sont très condensés et dont les sections complètes sont rares. Beaucoup de travail sur une grande variété de sections reste à faire si on veut comprendre la nature des évènements hyperthermiques du Paléogène. Actuellement on a recensé 4 excursions isotopiques négatives du carbone au sein du chron C24 entre 56 et 52 Ma. Trois d'entre eux sont reconnus pour être des évènements hyperthermiques : le PETM, l'ETM2 (ou Elmo event - 53,2 Ma), et l'ETM3 (ou X event - 52,5 Ma) (Agnini et al. 2009). Ces évènements présentent des horizons plus riches en sédiments terrigènes liés à un cycle hydrologique accéléré et à une dissolution des carbonates. Les anomalies en $\delta^{13}\text{C}$ apparaissent dans les horizons riches en marnes mais se poursuivent au niveau des calcaires adjacents. Ceci prouve que les CIE sont des signaux primaires et non la manifestation d'une lithologie différente (Nicolo et al. 2007).

3.2. L'évènement ETM2 (ou Elmo event)

L'évènement Elmo présente les mêmes caractéristiques isotopiques et biotiques que le PETM mais avec de plus faibles amplitudes de variations de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$: le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques diminue de -2,5%, celui des foraminifères benthiques de -1‰ et le $\delta^{18}\text{O}$ diminue de -0,6‰. On retrouve les mêmes données dans différents bassins océaniques : il s'agit d'un second maximum thermique global (Lourens et al. 2005). Les mécanismes déclencheurs possibles seraient le passage d'un seuil de température après une

augmentation graduelle, un impact cométaire, un volcanisme explosif, une réorganisation de la circulation océanique, une forte érosion continentale. Et pourquoi pas un forçage orbital ? L'Elmo event apparaît lors des maxima des cycles court (100 ka) et long (405 ka) de l'excentricité, à l'origine d'un contraste saisonnier important pouvant initier l'évènement hyperthermique. Les études cyclostratigraphiques montrent que le PETM apparaît lors d'un minimum du cycle long de l'excentricité, ce qui va à l'encontre d'un hypothétique forçage orbital (Lourens et al. 2005). En effet, 1,827 Ma séparent le PETM de l'ETM2, ainsi les deux évènements ne peuvent pas tomber dans la même phase du cycle long de l'excentricité (Westerhold et al. 2007). Cependant le PETM apparaîtrait au niveau d'un maximum du cycle court de l'excentricité qui pourrait être la cause du déclenchement de cet évènement hyperthermique (Zachos et al. 2010). Un autre mécanisme orbital et/ou une source additionnelle de carbone seraient toutefois nécessaires pour expliquer l'apparition et l'échelle inhabituelle du PETM. Ainsi, il est probable qu'en plus de la variabilité à court terme du cycle du carbone et du climat pendant le Paléogène ancien, ces derniers soient modulés par un forçage orbital, spécifiquement par l'excentricité qui serait à l'origine des maxima thermiques secondaires et les CIE au début de l'Éocène.

3.3. L'évènement ETM3 (ou X event)

Il y a 52,5 Ma, l'X event montre une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de -0,6‰ ainsi qu'une dissolution des carbonates (entre 70% et 25% de pertes). Des réactions biotiques se font également ressentir. On note une augmentation relative du nombre de taxons de nanofossiles calcaires ayant des affinités avec des conditions eutrophiques chaudes couplée à une diminution de taxons prospères dans des eaux oligotrophiques. Ceci suggère un enrichissement en nutriments dissous (venant probablement d'une augmentation de l'érosion des silicates) dans des eaux de surfaces plus chaudes. On aurait alors un découplage entre des conditions eutrophiques sur les plateaux continentaux et des conditions oligotrophiques en domaine pélagique. De tels enregistrements ont été observés en Atlantique Sud et dans le Pacifique, indiquant le caractère global de l'évènement (Agnini et al. 2009);(Röhl et al. (2005)). L'ETM2 et l'ETM3 montrent des réactions très similaires à celles du PETM. Certains auteurs font l'hypothèse que ces évènements hyperthermiques résulteraient d'un relargage répété de méthane contenu dans des clathrates, probablement dû à des réchauffements des fonds océaniques. Mais compte-tenu de la petitesse de la taille des CIE et de la récupération plus rapide pour l'ETM2 et l'ETM3 que pour le PETM (Agnini et al. (2009)) l'hypothèse de Quillévéré et al. (2008) peut s'appliquer également dans ce cas. Galeotti et al. (2010) se sont

intéressés aux évènements ETM2 et ETM3 dans la section de Contessa Road en Italie. Leur originalité est d'étudier essentiellement la teneur en CaCO₃; pour retrouver les cycles orbitaux. Ils notent alors qu'il y aurait une modulation de l'excentricité et de la précession de 2,4 Ma alors que dans les études précédentes basées sur l'analyse du ⁶³Cl la modulation est de 2.25 Ma (Lourens et al. (2005)). Dans un tel cas, 5 cycles longs d'excentricité séparent le PETM de l'ETM2. L'analyse des cycles orbitaux et de leur impact possible dans le déclenchement des évènements hyperthermiques est donc encore en cours d'étude. Il n'y a pas actuellement consensus autour d'une hypothèse ou une autre (i.e. le PETM apparaît lors d'un maximum du cycle long de l'excentricité ou non).

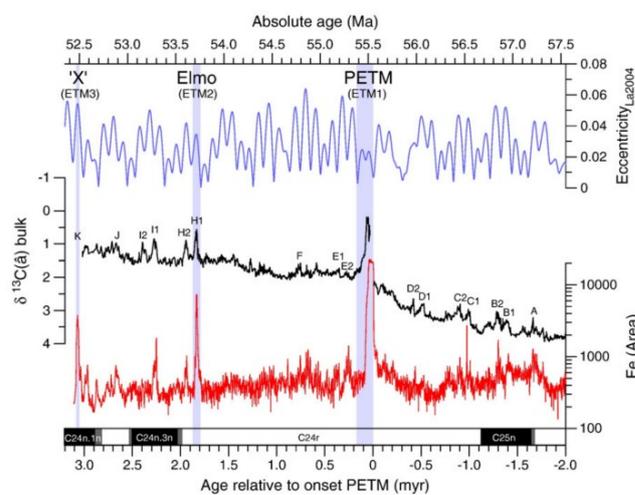


Fig. 17: Cyclicité des évènements hyperthermiques du début de l'Éocène. (Zachos et al. (2010))

CHAPITRE IV:

Matériel et méthodes

CHAPITRE IV : MATERIEL ET METHODES

Ce chapitre présente le matériel et les différentes techniques employées pour atteindre les objectifs de cette étude qui se focalise sur le suivi pétrographique et géochimique vertical des affleurements de Djebel Dyr et djebel El-Kouif au cours du passage Paléocène – Eocène

1. Données sur la pétrographie

Pour cette partie, nous avons utilisé une base de lames minces constituée de dizaines de lames réalisées par Kechiched et al. 2017. L'étude pétrographique des lames minces de roches permet la caractérisation des échantillons prélevés par observation au microscope polarisant. Dans ce travail, ces lames ont été, à nouveau, exploitées pour effectuer une présentation sur plan vertical afin de suivre l'évolution verticale l'évolution des caractéristiques pétrographiques et faciès conduisant à la mise en évidence des conditions de mise en place. Du moment que la fabrication des lames minces dans les phosphates nécessitent certaines techniques du à leur friabilité, nous présentons ici une petite synthèse de la méthodologie (In Kechiched, 2011).

Une lame mince est une préparation microscopique spécifique consistant en la confection d'une section amincie d'un fragment de roche, pour permettre à la lumière de traverser la plupart de ses minéraux qui ne sont pas translucides. Elle peut également être réalisée avec des échantillons de sols.

La méthode utilisée dans notre cas est celle de l'induration des roches friables par la résine, les étapes de consolidation des échantillons de phosphates friables (Kechiched, 2011). Il s'agit des étapes suivantes :

- *Séchage*

Les échantillons de phosphates numérotés et orientés sont placés dans une étuve pendant 2 à 3 heures sous une température qui ne dépasse 100°C. Cette opération permet l'élimination de l'humidité.

- **Imprégnation**

Après le séchage, l'échantillon est imprégné par la résine goutte à goutte sous vide, afin d'éliminer les bulles d'aires. D'autant plus, une autre méthode qui consiste l'imprégnation de l'échantillon qui doit être immergé dans le vernis incolore au lieu d'une résine jusqu'à la sortie des bulles d'air (Gaine, 1973), en générale. Cette opération s'effectue à l'aire libre pendant 10 minutes ou plus (Fig.18). L'avantage du vernis incolore se présente quant à l'efficacité de l'imprégnation par rapport la résine qui fait un film sur l'échantillon.

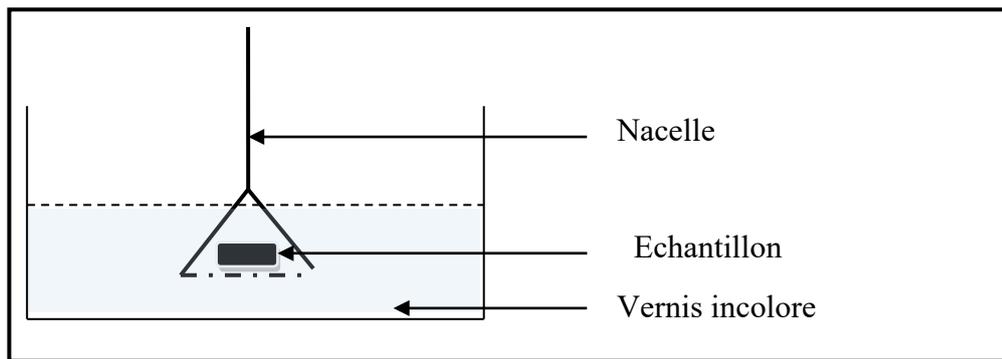


Fig. 18: Imprégnations des échantillons de phosphate au vernis incolore (In Kechiched, 2011).

- **Durcissement**

Le durcissement s'effectue à chaud dans l'étuve utilisé pour le séchage où la température est sous 100° C pour éviter la carbonisation de l'échantillon. L'induration se fait en une heure. Il est nécessaire de surveiller l'échantillon au cours de l'induration. Si sa surface s'assèche, il faut tremper à nouveau dans le vernis et recommencer l'opération jusqu'à ce que l'échantillon reste enduit de vernis. Après la phase de durcissement, l'échantillon peut subir les opérations de préparation classique des lames minces (sciage, polissage, collage ...).

2. Données géochimiques utilisées

Dans ce travail, la signature géochimique va être suivie le long des profiles de Djebel Dyr et El Kouif dans la région de Tébessa. Pour cela, une base analytique de données a été utilisée et valorisée pour arriver à des interprétations des caractéristiques de mise en place des dépôts sédimentaires au cours du Paléocène – Eocène. Les analyses utilisées ont été publiées par (Kechiched et al. 2020) représente des échantillons collectés à partir des

affleurements de phosphates de djebel Dyr et Tazbant (10 échantillons) et de Djebel El Kouif (09 échantillons).

Les échantillons qui font l'objet de ce mémoire, ont été analysés par la méthode de spectrométrie de plasma à couplage inductif. Ces analyses ont été effectuées par un ICP-MS à Géosciences Montpellier (France). La préparation de l'analyse consiste à attaquer la roche poudre un acide nitrique HNO₃ et HF afin de le mettre en solution puis dilués jusqu'à un facteur de dilution dépassant 8000 fois afin d'aboutir à des résultats analytique fiables. Il est utile de noter que l'erreur sur reproduction des analyses a été ± 5% en plus des standards internationaux comme (UBN, BEN, ACI) ont été utilisées lors de la calibration de la machine (Kechiched et al., 2020). De ce fait, l'utilisation des éléments en trace pour le suivi des signatures géochimiques est de plus en plus fiable.

En utilisant cette méthode, plusieurs éléments majeurs ont été dosés à l'exception de la silice et la majorité des éléments en trace et de terres rares. Les résultats obtenus peuvent être interprété en tenant compte les différentes substitutions citées au tableau.1 qui influence la distribution des éléments trace au sein des roches phosphatées

Tableau. 1: Quelques substitutions possible dans le carbonate fluorapatite (Jarvis et al., 1994)

Site	substitutions
Ca ²⁺	Na ⁺ , K ⁺ , Ag ⁺ Mg ²⁺ , Sr ²⁺ , Ba ²⁺ , Cd ²⁺ , Mn ²⁺ , Zn ²⁺ Bi ³⁺ , Sc ³⁺ , Y ³⁺ , REE ³⁺ U ⁴⁺
PO ₄ ³⁺	CO ₃ ²⁻ , SO ₄ , CrO ₄ , CO ₃ F ³⁻ , CO ₃ OH ³⁻ , AsO ₄ , VO ₄ , SiO ₄ ⁴⁻
F ⁺	OH ⁻ , Cl ⁻ , Br ⁻ O ²⁻

En plus des éléments majeurs tels que P₂O₅, MgO, K₂O, CaO, Al₂O₃, Ti₂O, MnO. Les éléments qui vont être utilisé pour suivre les conditions de redox (Ce, U, V), paleoproductivité (Ni, Cu) et l'apport terrigènes (Ti, Zr) avec une normalisation par rapport l'aluminium. L'ensemble des analyses utilisées et leurs statistiques sont présentés en **Annexe 1**.

2.1 Analyses statistique élémentaires

Des analyses statistiques ont été effectuées sur un ensemble des données des éléments majeurs (Tableau.2;3) et les éléments en trace (Tableau.4 ; 5), Pour déterminer les paramètres statistiques pour niveau des minerais de phosphates de la région de Tébessa nord trente échantillons djebel Dyr (10 échantillons) et de Djebel El Kouif (09 échantillons) pour faire traitement

2.1.1 Eléments majeurs

Sont définis comme étant les éléments qui composent 95 % de la croûte terrestre. Il s'agit de : Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Ti, Fe, Mn et P. La géochimie des éléments majeurs (sur roche totale) est traditionnellement effectuée par fluorescence X.

Tableau. 2 : Statistiques élémentaires des éléments majeurs dans l'échantillonnage de Djebel El Kouif

Eléments (%)	MgO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO ₂
Min (%)	0.514	0.2	5.28	0.06	26.661	0.016	0.002	0.11
Max (%)	13.081	1.97	35.00	0.35	49.092	0.142	0.017	0.94
Moy (%)	2.809	0.85	26.53	0.18	40.87	0.06	0.006	0.41
Variance (%) ²	16.617	0.397	77.952	0.013	47.402	0.001	0.000	0.08
Ecart-type (%)	4.076	0.630	8.829	0.114	6.884	0.043	0.004	0.283

Tableau. 3 : Statistiques élémentaires des éléments majeurs dans l'échantillonnage de Djebel Dyr

Eléments (%)	MgO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO ₂
Min (%)	0.3	0.2	6.52	0.06	29.76	0.01	0.001	0.16
Max (%)	2.64	2.38	30.33	0.53	48.86	0.14	0.011	1.09
Moy (%)	1.097	1.06	18.48	0.23	38.57	0.07	0.005	0.51
Variance (%) ²	0.481	0.599	50.639	0.023	48.170	0.002	0.000	0.097
Ecart-type (%)	0.693	0.774	7.116	0.152	6.940	0.046	0.003	0.312

2.1.2 Eléments en traces

Sont des éléments dont la teneur est inférieure à 0,1 %. Ils sont exprimés en ppm (partie par million). Il s'agit de Ne, Ar, Kr, Xe La, Ce, U, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, V, Cu, Ni, Zr, Au avec les métaux de transition éléments 21 à 30 (du Sc à Zn).

Tableau. 4 : Statistiques élémentaires des éléments en trace dans l'échantillonnage de Djebel El Kouif

Eléments (%)	U	V	Cu	Ni	Zr
Min (ppm)	11.41	75.44	12.25	17.71	9.58
Max (ppm)	126.01	345.73	43.93	57.35	32.32
Moy (%)	68.13	149.35	19.48	33.89	23.35
Variance (%)²	951.286	11240.38	93.169	186.524	45.425
Ecart-type (%)	30.842	106.020	10.199	13.657	6.739

Tableau. 5 : Statistiques élémentaires des éléments en trace dans l'échantillonnage de Djebel Dyr

Eléments (ppm)	U	V	Cu	Ni	Zr
Min (ppm)	12.70	42.74	9.55	20.19	5.54
Max (ppm)	75.63	124.93	19.15	56.15	36.74
Moy (%)	41.72	71.95	14.14	33.15	20.23
Variance (%)²	388.300	606.278	10.63	136.502	78.008
Ecart-type (%)	19.705	24.622	3.260	11.683	8.832

CHAPITRE V:

Résultats et discussion

CHAPITRE V: RESULTATS ET DISCUSSION

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats obtenus et leur discussion sur le plan pétrographique et géochimique.

1. Résultats obtenus sur l'analyse pétrographique

Après avoir effectué des observations sur les lames minces des deux secteurs phosphatés. Les caractéristiques pétrographiques de chaque type de roche ont été décrites. Les roches phosphatées montrent des éléments figurés et une matrice (ciment) qui assure comme un liant des particules.

1.1. Éléments figures

Les éléments figurés rencontrés dans les minerais de phosphates au niveau des secteurs étudiés sont représentés par: les pellets, les coprolithes, la glauconie et les débris organiques.

➤ *Les pellets*

Nous l'appelons un terme pellets de phosphates sur toute particule phosphatée dont la taille varie entre 50 et 800 μm . Ces pellets sont plus ou moins arrondis ou semi-arrondis montrant léger lissage sur leurs surfaces extérieures. La présence de la matière organique préservée sous forme de tâches noirâtres, au centre des grains où dispersée autour des grains.

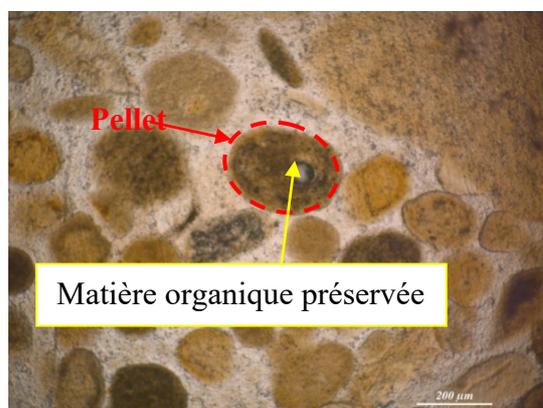


Fig. 19: Pellets de montrant une préservation de la matière organique de couleur noirâtre (échantillon prélevé Djebel El Kouif ; Kechiched 2017 modifié).

➤ **Les coprolithes**

Les coprolithes est une particule d'origine fécale plus grande que pellets de taille supérieure à 400 μm jusqu'à plusieurs millimètres se forme cylindrique ou ellipsoïdal (Kechiched et al., 2020). Les coprolithes peuvent avoir différentes couleurs et des surfaces qui ne sont pas homogènes car elles peuvent renfermer d'autres inclusions de minéraux tels que le quartz, la dolomie (Fig. 20 ; A) alors que d'autres ne montre qu' un contenu homogène, les particules sont cimentées par la calcite (Fig.20 ; B).

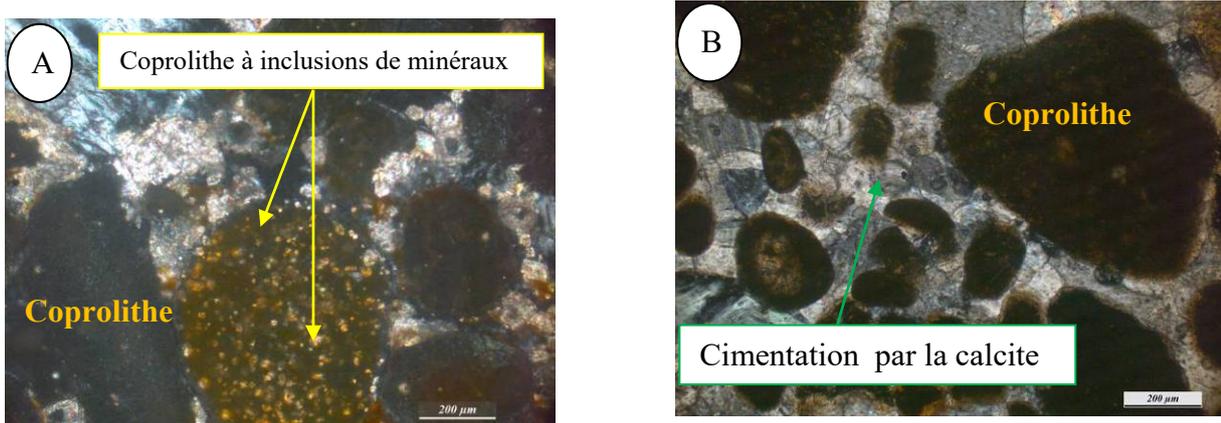


Fig. 20: Coprolithes de Djebel Dyr et Djebel El Kouif (Kechiched 2017 modifié).

➤ **La glauconie**

Elle est de couleur verdâtre à verte brunâtre. La taille est variable de quelques centaines de micromètre à 1 mm. Les glauconies rencontrées au niveau de Tébessa Nord sont homogènes et présentent des couleurs vertes et où la taille peut dépasser 500 μm (Fig. 21).

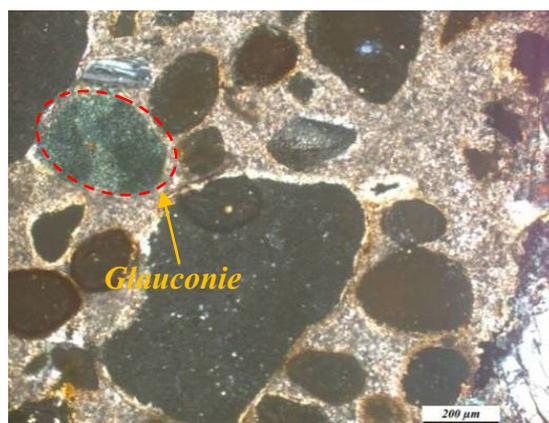


Fig. 21: lame montrant la glauconie (Kechiched 2017 modifié).

➤ *Les bioclastes*

Les bioclastes que se trouve un Djebel Dyr et Djebel El Kouif sont des débris d'os, des plaques dermiques, des vertèbres des écailles de poissons, des dents et même des plaques d'échinodermes. Ils ont une abondance dans les fractions supérieures à 500 μm tel que les dents de poissons. Les débris de gastéropodes sont rencontrés dans les phosphates de Dj Dyr. Dans ces faciès on peut rencontrer aussi des radiolaires qui sont des organismes microscopiques mesurant en général de 50 et 300 μm , à squelettes siliceuses.

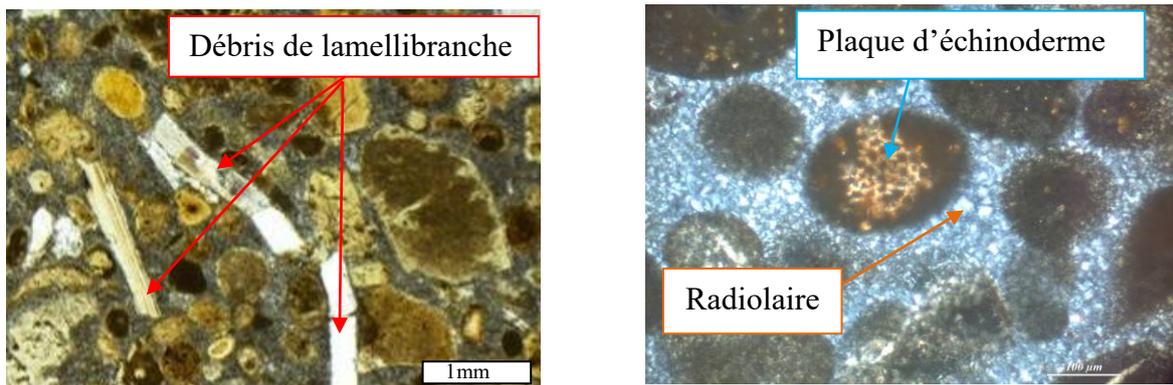


Fig. 22: Les bioclastes des secteurs étudiés (Kechiched, 2017)

1.2. Ciments et matrices:

Selon une terminologie stricte, le ciment représente tous les cristaux qui forment l'exogone d'une taille varie de 5 μm à 50 μm et qui servent en tant qu'un liant entre les éléments figurés. Les matrices représentent la boue microcristalline (ou non cristallisée) comme l'argile qui existe au moment du dépôt d'une taille inférieure de 4 μm qui assure elle-même la liaison entre les particules (Kechiched et al. 2017). Lorsque la matrice argileuse se trouve en abondance, le faciès est dit argileux et il est caractérisé par une couleur noire et une friabilité (Fig. 23)

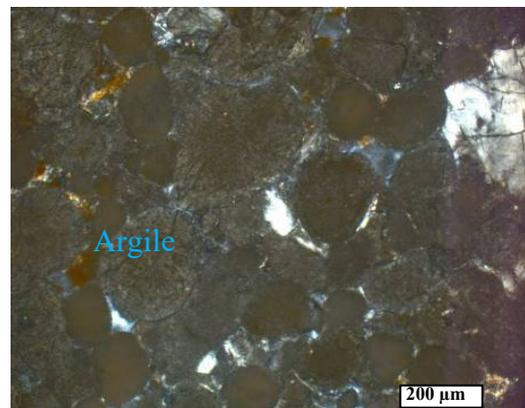


Fig. 23: photo montrant la matrice argileuse qui assure la liaison entre les grains (Kechiched 2017).

1.2.1. Ciment carbonaté

Le ciment dolomitique est le plus abondant des ciments carbonatés dans les phosphates de la région de Tébessa. Il est représenté par des dolomies micritiques à microsparitique. La calcite est aussi présente et elle peut jouer le rôle d'un ciment sparitique. Les calcaires micritiques à bioclastes sont matrice de roches phosphatées (Fig. 24).

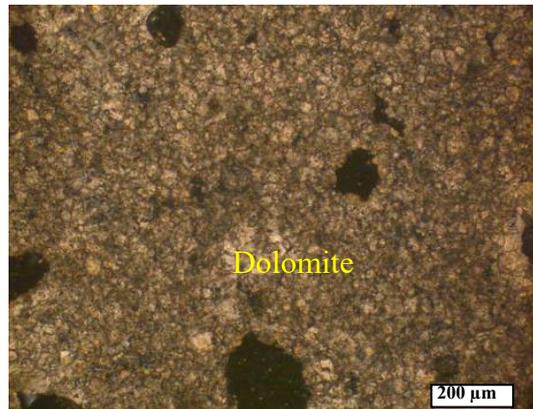


Fig. 24: Lame montre le ciment microsparitique de nature dolomitique (Kechiched 2017).

1.2.2. Ciment siliceux

Le ciment siliceux peut se présenter sous forme amorphe (Fig. 25). Il s'agit d'une micro sparite qui sert comme un liant des pellets et des coprolithes. L'origine de ce ciment siliceux est toujours discutable et il peut être lié à un accident dans un milieu carbonaté d'une part et la dissolution des tests d'organismes tels que la radiolarite souvent rencontrée dans les phosphates.

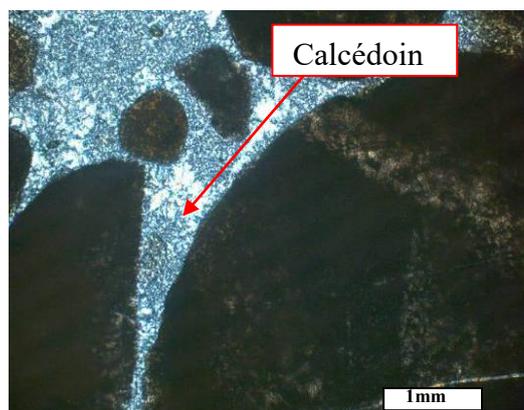


Fig. 25: Lame montre un ciment siliceux ciment siliceux (calcédoine ; Kechiched 2017).

1.3. Evolution pétrographique des faciès

1.3.1. Secteur Djebel El Kouif

Du bas en haut plusieurs bancs peuvent être distingués et interprétés sur la base des critères lithologique et pétrographique (Fig. 26).

- *Interprétation de banc (A)*

C'est un banc montrant un faciès phosphaté en imprégnation dans les niveaux de dolomies. Le ciment microsparitique de nature dolomitique est le plus abondant avec la présence des particules phosphatées (pellets et coprolithes). Ce banc se trouvant à la contient, aussi des débris osseux et des grains de glauconie. La présence de dolomie peut être interprétée par un milieu peu profond à profond (Fig. 26-Banc A).

- *Interprétation de banc (B)*

Ce banc montre des phosphates grainstone à matrice micritique qui évolue vers une microsparite. Les grains phosphatés ayant des formes différentes. Ce sont des pellets arrondis et des coprolithes à formes irrégulières. Ces minerais de phosphates sont souvent accompagnés avec la présence des débris osseux. Les glauconies qui indiquent l'installation des conditions à tendances réductrices (Fig. 26-Banc B). Cependant les nouveaux travaux sur les glauconies en association des phosphates dans la région de Tébessa, ont permis de mettre en évidence que ces glauconies sont les résultat d'une glauconitisation des particules préexistantes due au phénomènes diagénétique ou de remaniement (Kechiched et al. 2018). Les phosphates qui se forment à la plate-forme reflet un milieu peu profond.

- *Interprétation de banc (C)*

Il s'agit des niveaux silicifiés qui surmontent les minerais de phosphates contenant des particules phosphatées de différentes tailles et formes dont la texture est packstone. Le ciment siliceux englobe les particules phosphatées rendant la roche très dure. Est liée à la dissolution des testes de certains organismes à savoir les radiolaires indiquant un milieu peu profond (Fig.28-Banc C).

- *Interprétation de banc (D)*

la formation carbonatée au sommet qui représente l'encaissant du toit de des niveaux phosphatés, montrent une microsparite à une micrite dont la présence des particules

phosphatées est rare. La présence de micrite indiquent que milieu est à nouveau profond.
(Fig.26-Banc D).

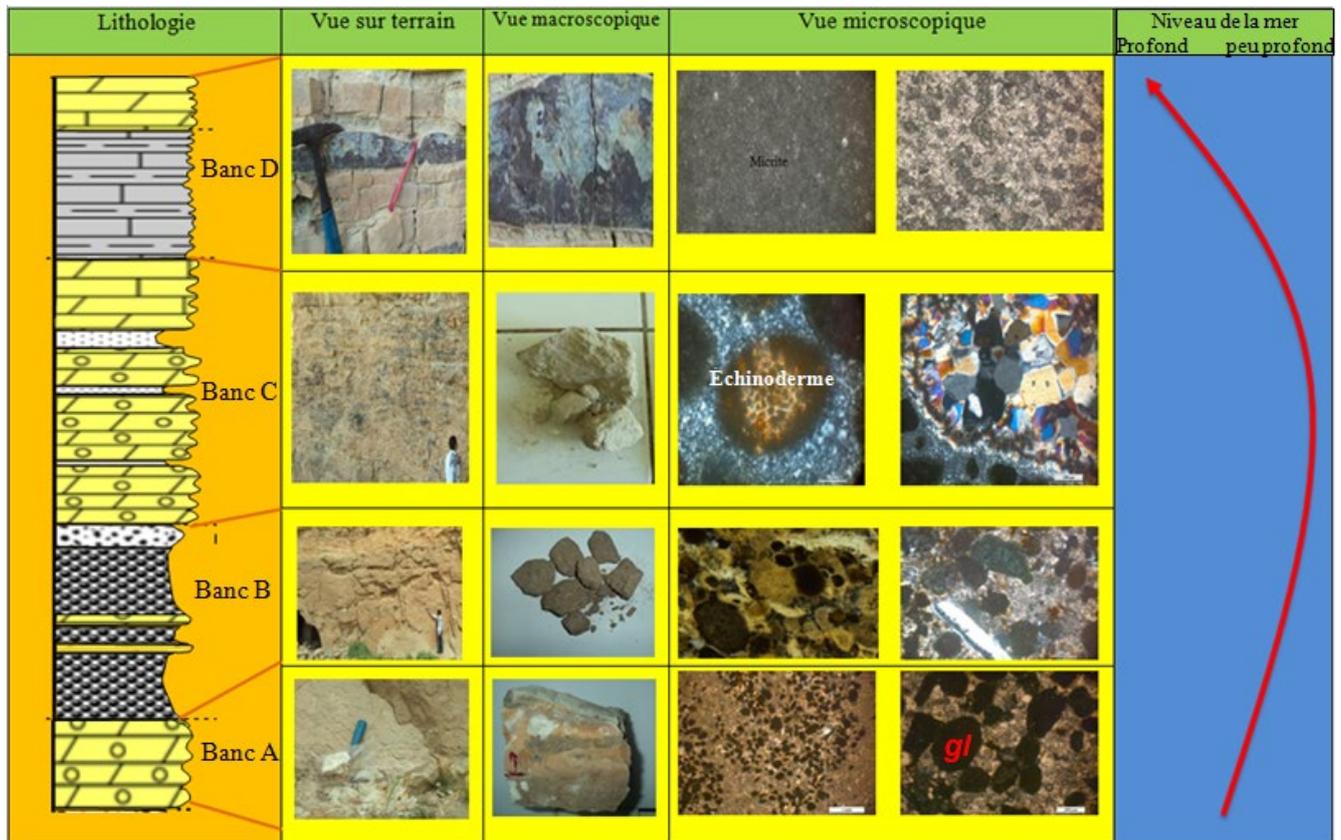


Fig. 26: Evolution pétrographique verticale de Djebel El Kouif (Tébessa)

1.3.2. Secteur de Djebel Dyr

Comme dans le secteur du Djebel El Kouif, Djebel Dyr, trois horizons (unités) peuvent être défini et interprétés à savoir :

- *Interprétation de l'unité carbonatée (mur)*

Sur cet horizon, nous avons remarqué des niveaux dolomitiques, calcaireux et marneux parfois à grains de phosphate. L'analyse pétrographique montre une bio-micrite à foraminifères benthiques et des grains de phosphates, dont la texture est wackestone qui peut évoluer à une dolomicrite. Le mur de la formation à passées de phosphates à Djebel Dyr traduit un milieu profond avec une faible énergie.

- *Interprétation de l'unité phosphatée (niveaux du centre)*

Dans cette unité, les grains phosphatés sont représentés par des pellets de petite taille, la couleur marron indiquant une oxydation ou la présence de la matière organique. La matrice est généralement, microspartique. Ce faciès renferme du gypse ainsi que de gros fragments de gastéropodes. Ceci peut être interprété par l'installation des conditions peu profonde à tendance à l'émersion.

- *Interprétation de l'horizon carbonaté (le toit)*

Cet horizon carbonaté est des biomicrites à texture wackestone bioclastique. Les nummulites sont très abondantes de taille considérable. La prolifération des nummulites dans les calcaires du toit traduit un milieu peu profond et bien oxygéné mais vers le sommet de l'affleurement, nous constatons à nouveau micrite qui indique un milieu profond et calme à nouveau.

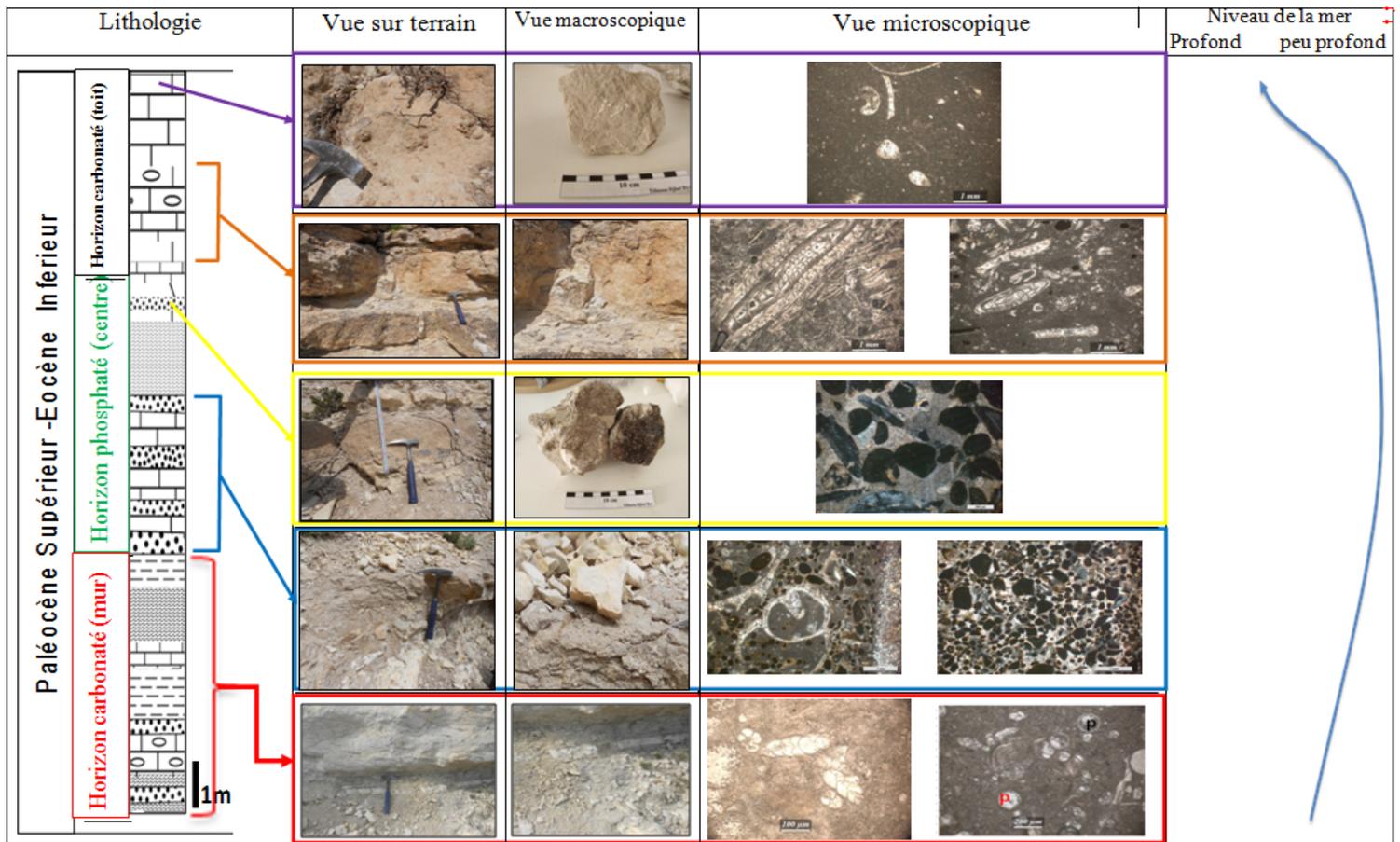


Fig. 27: Evolution pétrographique verticale de Djebel Dyr

1.3.3. Comparaison entre Djebel EL Kouif et Djebel Dyr sur ce plan pétrographique

L'étude pétrographique réalisé sur les profiles de Djebel El Kouif et Djebel Dyr ont permis de caractériser les faciès rencontrés (texture, ciment, élément figurés) ainsi que l'évolution verticale sur le plan pétrographique et de l'eustatisme dans les deux affleurements permettant d'effectuer une comparaison entre les deux secteurs d'étude.

Les faciès de l'affleurement de Djebel El Kouif sont représentés par des alternances de dolomies, marnes et des phosphates. Ces dernières sont épais (entre 1 et 3 m) montrent une texture packstone à grainstone avec un ciment microsparitique à micritique. Les particules phosphatées sont représentées par des pellets bien arrondis et des coprolithes ainsi que des bioclastes (dents de poissons, fragments osseux, etc.) la présence de dolomie, marnes a la base et le micrite à sommet qui indique un milieu profond évolue un milieu peu profond.

Au Djebel Dyr, l'affleurement montre des niveaux moins épais de phosphates et l'alternance entre phosphates, marnes et dolomies puis vers le sommet la présence de calcaire micritique. Les phosphates ont une texture wackestone avec un ciment généralement microscopique. Le mur de cette formation montre une bio-micrite à foraminifères benthiques et des grains de phosphates les grains phosphatés au centre de formation sont représentés par des pellets de petite taille, la couleur marron. Le niveau de la mer au Djebel Dyr varie d'un milieu profond à la base puis peu profond au centre et devient à nouveau profond au sommet.

2. Résultats obtenus sur l'analyse géochimique

2.1. Eléments majeurs

2.1.1. Djebel EL Kouif

Les résultats obtenus montrent que les teneurs en P_2O_5 varient de 5 à 35 % avec une moyenne de 26.53 %. Les faibles concentrations sont liées à la présence des marnes phosphatées. Les teneurs de MgO varient de 0.51 à 13.08 % avec une moyenne de 2.80 %. Les teneurs en CaO varient de 26.66 à 49.09 % (Moyenne = 40.87 %); les teneurs en Al_2O_3 varient de 0.2 à 1.97 % (Moyenne = 0.85 %) tandis que les teneurs en TiO_2 sont relativement faibles allant de 0.01 à 0.14 % (Moyenne = 0.06 %). Les teneurs en MnO et Fe_2O_3 varient de 0.002 à 0.017 % (Moyenne = 0.006 %) et de 0.11 à 0.94 % (Moyenne = 0.41 %) respectivement. Les concentrations de K_2O varient de 0.06 à 0.35 % (Moyenne = 0.18 %). La variation verticale des éléments chimiques majeurs montre un enrichissement des éléments de la matrice (dolomie et argile) dans le 5^{ème} échantillon et un appauvrissement des éléments reflétant les phosphates. Ceci peut être expliqué par un changement brusque des conditions environnantes (Fig. 28).

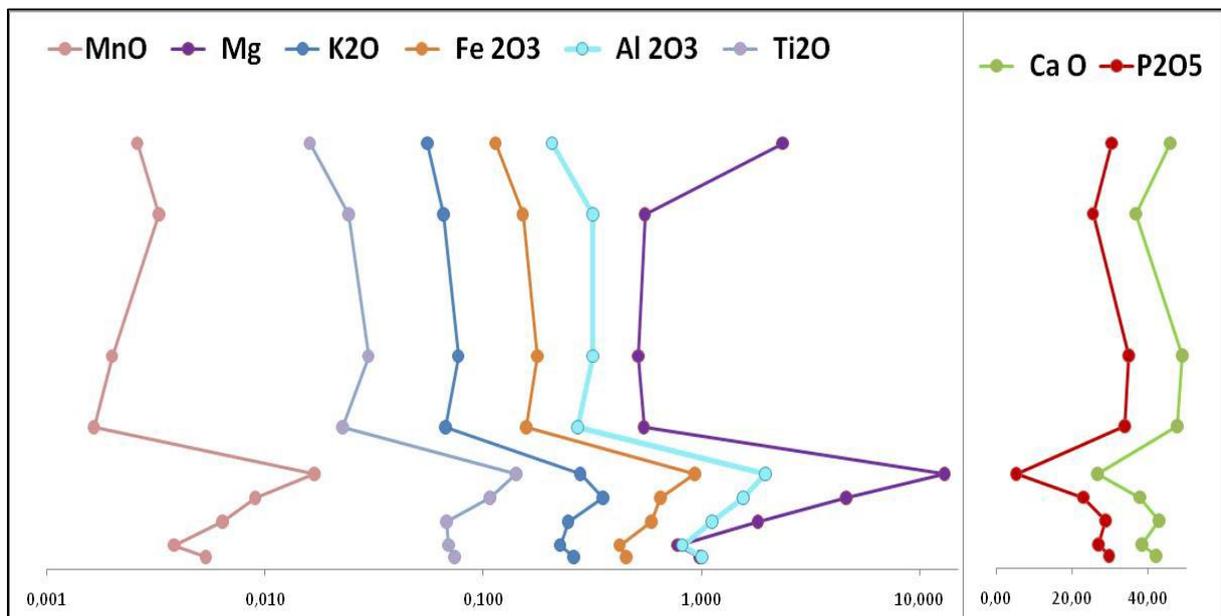


Fig. 28: distribution verticale des éléments majeurs de formation de Djebel El Kouif (unité : %).

Les concentrations normalisées par rapport l'Aluminium ont permis de suivre l'enrichissement en certains éléments et la présence d'un shift qui peut refléter un changement brusque et un signal des environnements de dépôt (Fig. 29).

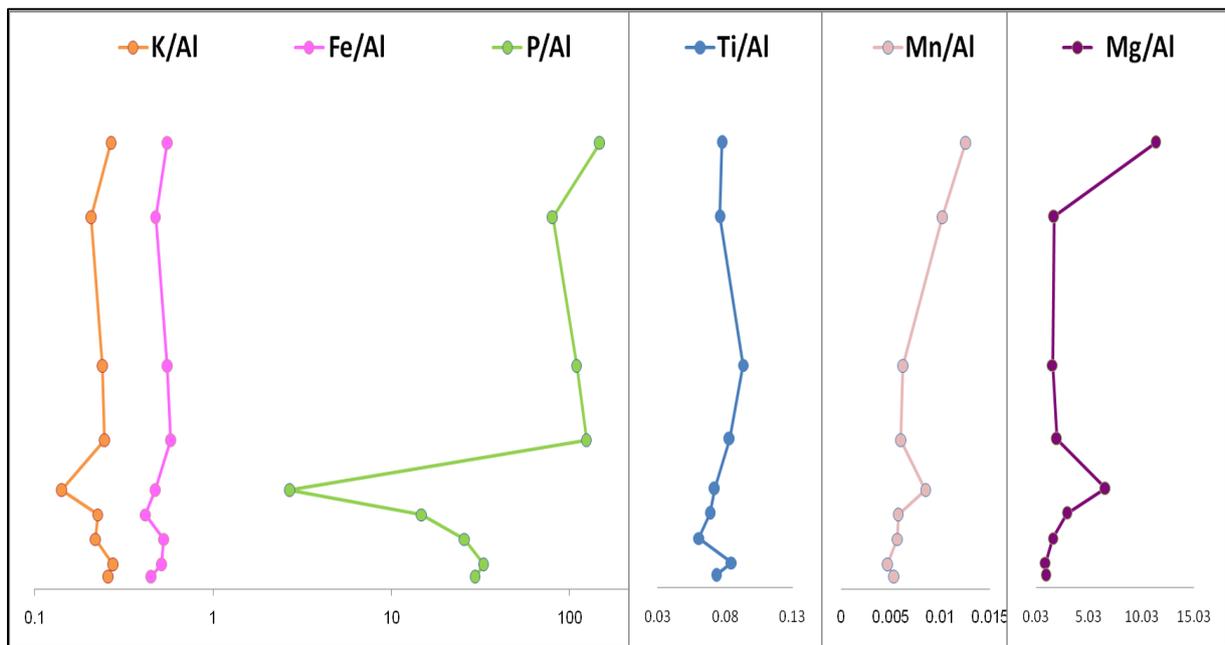


Fig. 29: distribution verticale de la normalisation par rapport l'Aluminium des éléments majeurs de formation de Djebel El Kouif.

2.1.2. Djebel Dyr

Les teneurs en P_2O_5 varient de 6.52 à 30.33 % avec une moyenne de 18.48 % tandis que la concentration de MgO varie de 0.3 à 2.64 % avec une moyenne de 1.09 %. Les teneurs en CaO varient 29.76 à 48.86 % (Moyenne = 38.57 %). Al_2O_3 et TiO_2 varient 0.2 à 2.38 % (Moyenne = 1.06 %) et 0.01 à 0.14 % (Moyenne = 0.07 %) respectivement. Les teneurs en MnO varient 0.001 à 0.011 % (Moyenne = 0.005 %) tandis que les teneurs en Fe_2O_3 et K_2O varient 0.16 à 1.09 % (Moyenne = 0.51 %) et 0.06 à 0.53 % (Moyenne = 0.23 %) respectivement. L'évolution spatiale montre une large variation des éléments majeurs traduisant le changement des facies entre les phosphates, dolomies et les marnes phosphatées (Fig. 30).

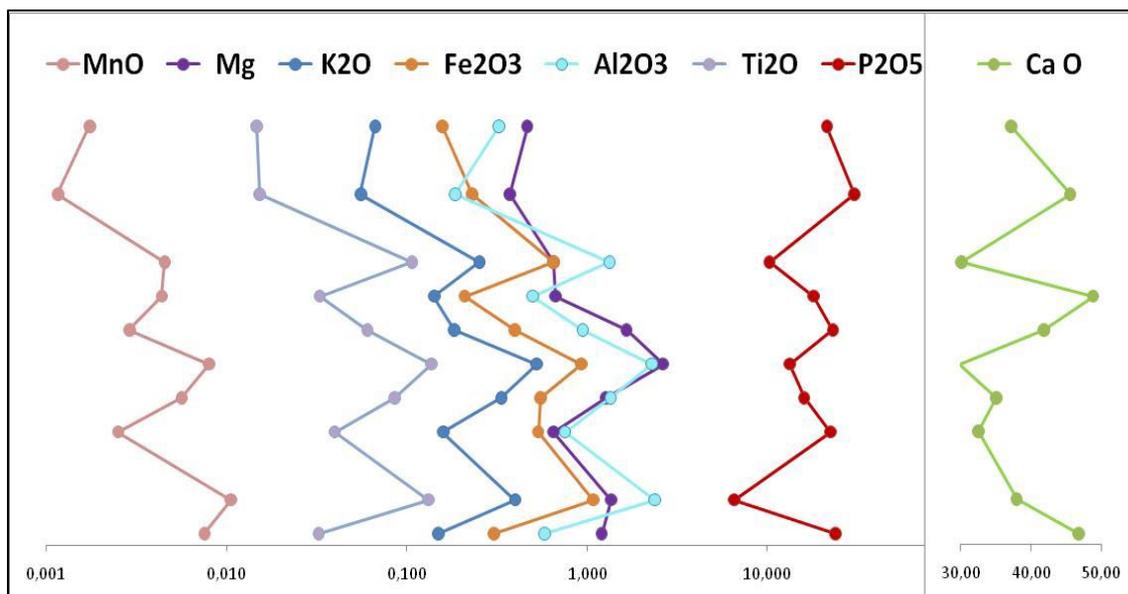


Fig. 30: distribution vertical des éléments majeurs de formation de Djebel Dyr (Unité : %).

Les concentrations normalisées par rapport l'Aluminium ont permis de déterminer des pics reflétant l'apport terrigène comme K, Ti et Fe.

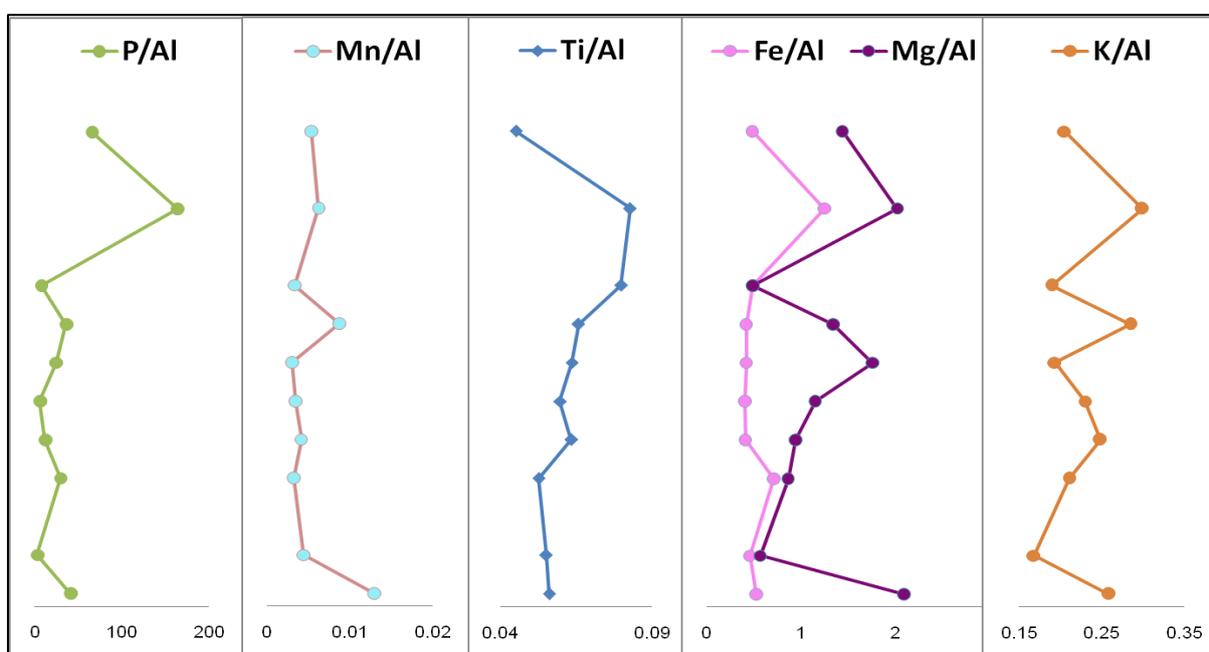


Fig. 31: Distribution vertical de la normalisation par rapport l'Aluminium des éléments majeurs de formation de Djebel El Dyr.

2.2. Eléments en traces

Pour cette étude une sélection des éléments en trace ont été prises en compte en fonction de leur traçabilité des conditions environnantes. Il s'agit des éléments ayant un signal pour le redox (U, V) et de la productivité (Cu, Ni) ainsi que l'apport terrigène par Zr et Ti.

2.2.1. Djebel El Kouif

Les teneurs de l'uranium (U) et du vanadium varient de 11.41 à 126 ppm (moyenne = 68.13 ppm) et de 75.44 à 345.73 ppm (moyenne de 149.35 ppm) respectivement. Les concentrations du Cu et de Ni varient de 12.25 à 43.93 ppm (Moyenne = 19.48 ppm) et 17.71 à 57.35 ppm (Moyenne = 33.89 ppm) respectivement. Le Zr varie de 9.58 à 32.32 ppm (Moyenne = 23.35 ppm).

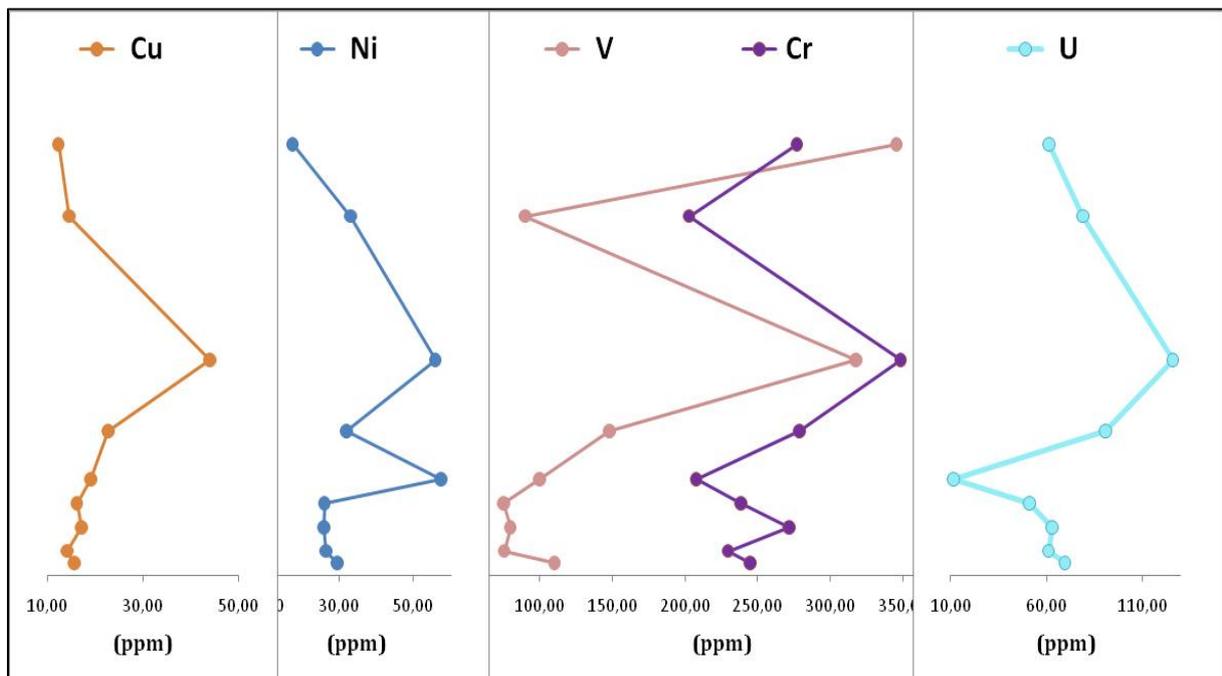


Fig. 32: Distribution verticale des éléments en trace de formation de Djebel El Kouif.

La normalisation par rapport à l'aluminium de ces éléments a permis de mettre en évidence un enrichissement des précurseurs de la paleoproductivité qui s'est augmentée à partir de l'échantillon 5. L'enrichissement de Cu/Al et Ni/Al indique la matière organique. Par contre V/Al et U/Al montrent un enrichissement vers le sommet de l'affleurement indiquant la tendance vers des conditions oxydées.

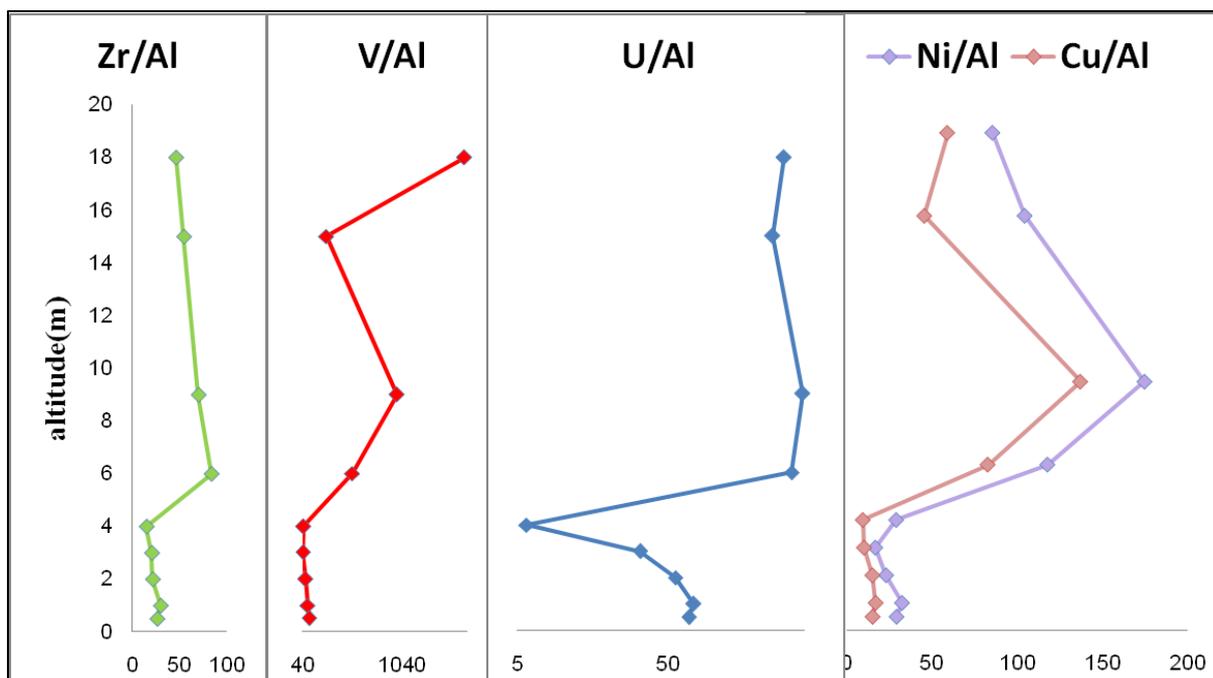


Fig. 33: distribution verticale de la normalisation par rapport à l'Aluminium des éléments en trace de formation de Djebel El Kouif.

2.2.2. Djebel Dyr

Les teneurs de l'uranium (U) varient de 12.70 à 75.63 ppm (moyenne = 41.72 ppm), le vanadium (V) montre des teneurs varient de 42.74 à 124.93 ppm avec une moyenne de 71.95 ppm, les concentrations du (Ce) varient de 17.18 à 67.13 ppm (Moyenne = 45.09 ppm), les concentrations du (Cu) varient de 9.55 à 19.15 ppm (Moyenne = 14.14 ppm), les concentrations du (Ni) varient de 20.19 à 56.15 ppm (Moyenne = 33.15 ppm), les concentrations du (Zr) varient de 5.54 à 36.74 ppm (Moyenne = 20.23 ppm).

La distribution verticale des éléments en trace est présentée dans la figure 34 montre une large variation d'un niveau à l'autre due au changement de faciès et par conséquent les conditions de l'environnement de dépôt.

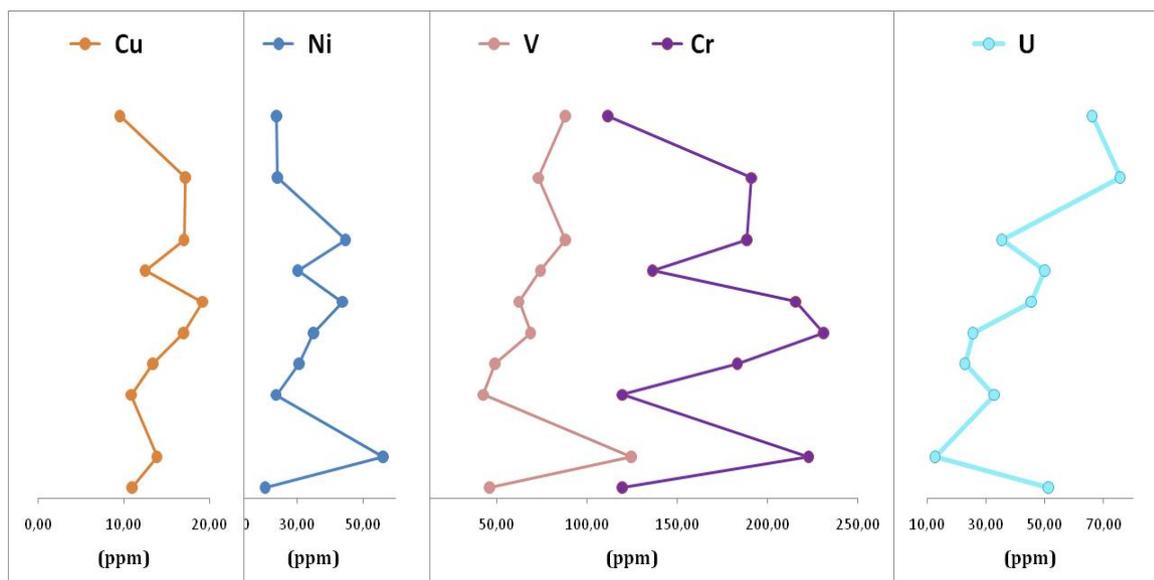


Fig. 34: distribution verticale des éléments en trace de formation de Djebel Dyr.

La normalisation par rapport à l'aluminium de ces éléments a permis de mettre en évidence des pics le long du profil de Djebel Dyr. D'une manière générale, trois pics peuvent être reconnus et qui peut refléter le changement des conditions de dépôts. Dans ces pics, il y a un enrichissement remarquable en Cu/Al et Ni/Al et Zr/Al indiquant l'enrichissement de la paleo-productivité et l'apport terrigène (Fig. 35).

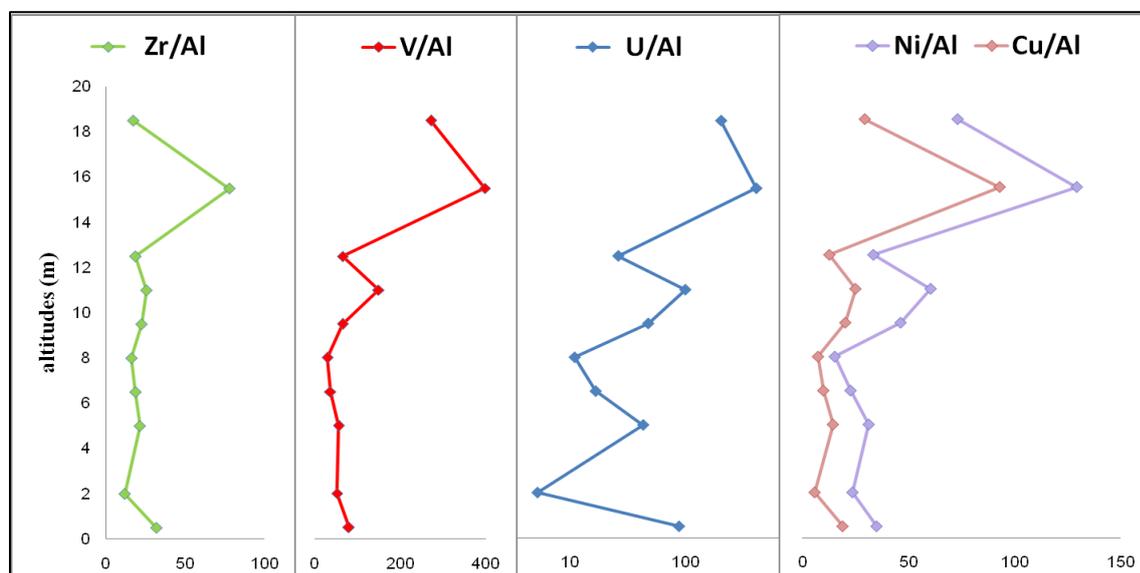


Fig. 35: distribution verticale de la normalisation par rapport à l'Aluminium des éléments en trace de formation de Djebel Dyr (Unité ppm / %).

2.3. Interprétation et implications

2.3.1. Djebel El Kouif

Au niveau de l’affleurement de Djebel El Kouif, deux phases distinctes peuvent être distinguées ; la première à la base, caractérisée par un environnement semi-oxique à semi-réducteur sur la base des rapports de Ce/Ce* ainsi les éléments en trace tels que U/Al, V/Al. Cependant à partir l’échantillon K5 (Fig. 36), nous constatons un « shift » marquée par une marne phosphatée qui peut refléter un changement brusque marquée par une augmentation des rapports de U/Al, V/Al et diminution de Ce/Ce* traduisant la tendance vers des conditions oxique vers le sommet (Kechiched et al. 2020). D’autant plus, ces caractéristiques suggèrent une légère augmentation de la contribution des matières détritiques manifestée par les rapports de Ni/Al et Cu/Al surtout un intervalle K5-K7 (Fig. 36). Les minéraux lourds contenant du zirconium et du titane (par exemple, le rutile, l’ilménite, le sphène et le zircon) sont généralement enrichis en détritiques silicoclastiques de la taille d'un limon et l'Al est généralement enrichi dans la fraction argileuse (Schulte et al. 2011). Ainsi, il est évident que les rapports élevés Zr/Al et Ti/Al documentent un bref afflux de sédiments plus détritiques et suggèrent que la zone de provenance a été exploitée lors de la augmentation rapide du niveau de la mer (Schulte et al. 2011) et (Ver Straeten et al. 2011). En raison de la forte résistance du Ti et de l'Al à l'altération diagénétique, le rapport Ti/Al a été utilisé comme indicateur utile de la présence de matières étrangères dans les séquences sédimentaires (Soliman et al. 2011). Des fortes hausses des rapports Ni/Al, Cu/Al qui sont utilisés comme approximation de la productivité biologique suggère une transition brutale d'un état oligotrophe ou mésotrophe à un état eutrophe au début de l'Éocène. Les rapports Ni/Al ont montré que la force des conditions de réduction des sulfates était relativement fort (Liu et al. 2012 ; Yuan 2007 ; Zhang et al 2017). Ces résultats indiquent un passage du Paléocène – Eocene souvent associé par un événement thermique. Ce dernier, aurait en plus augmenté l’altération et l’apport détritique. Dans la figure (Fig. 36), l’ensemble des éléments chimiques indique le passage à partir le niveau de l’échantillon K5

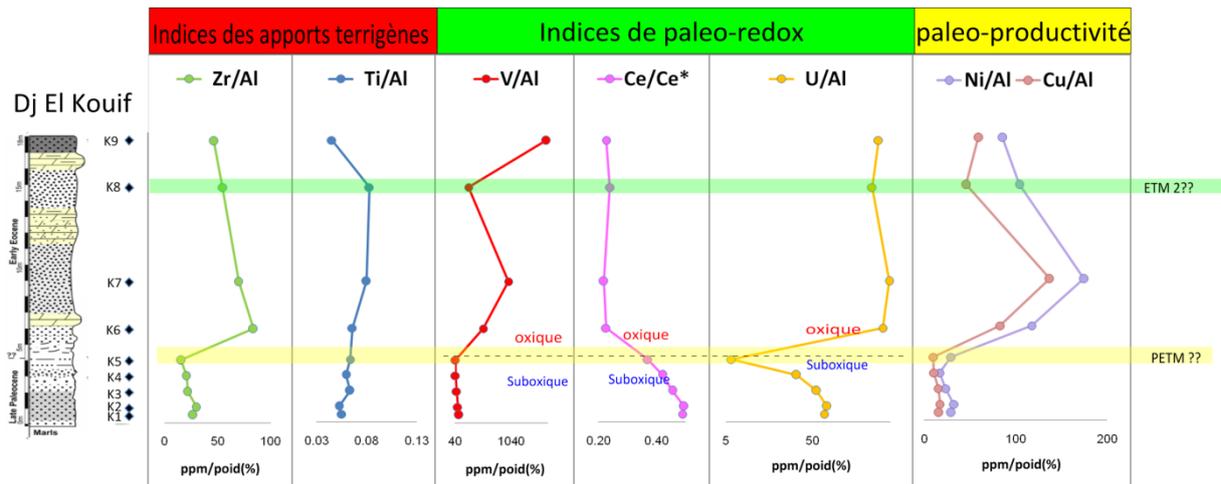


Fig. 36: Variation des éléments sensibles à la redox, productivité et des apports terrigènes dans l'affleurement de Djebel E Kouif.

2.3.2. Djebel Dyr

Au niveau de Djebel Dyr, bien que les niveaux oscillations des éléments majeurs et des valeurs d'oxydes soient attribués à l'alternance de lits de marne argileuse et de dolomie, il existe des tendances à la hausse relative de tous les oxydes à l'exception de CaO et P₂O₅ autour et après le Paléocène/Eocène frontière (Figure 37). Cette augmentation est interprétable dans les dolomies comme une contribution des minéraux argileux détritiques, alors qu'elle peut refléter l'occurrence d'un rapport argile élevé dans les lits de marne argileuse après la limite Paléocène/Éocène témoignant de l'apport terrigène.

Les rapports élémentaires géochimiques tels que (V/Al, Zr/Al, et Ni/Al), les oxydes CaO et P₂O₅ étaient faible, alors que (Ti/Al, U/Al,) étaient relativement élevés dans certains intervalles à titre d'exemple au niveau des échantillons D9, D7 et D3 (Fig. 37). Pour les conditions de redox la tendance générale affiche une évolution d'un milieu semi-oxique semi-réducteur basant sur le signal géochimique de Ce/Ce*, U/Al et V/Al, plus au moins comparable à celui de Djebel El Kouif vers l'est.

Les indicateurs apports terrigènes (Zr/Al, Ti/Al) présentent une augmentation surtout dans certains intervalles. Les valeurs accrues sont interprétées comme le reflet d'un afflux plus détritique de sédiments et de phases minérales et pendant des conditions d'élévation du niveau de la mer (Schulte et al., 2011 a). L'augmentation du rapport Zr/Al peut être fonction de l'augmentation des fractions de taille de sable dans les sédiments clastiques du continent comme il a été interprété dans certains autres affleurement du monde (Ver Straeten et al.,

2011). Les indicateurs de paleo-productivité sont aussi concordantes témoignant des événements thermiques aurait être installés au passage paléocène-éocène et à l'éocène. L'évolution verticale à djebel Dyr (présentant plusieurs pics) et par conséquent, peuvent être interprétée par l'effet de la mise en place de ETM2 et ET3 largement discutés par plusieurs auteurs dans la littérature (eg. Zachos et al. 2005). Cette différence explique les différences et la variation latérale en terme de conditions de mise en place.

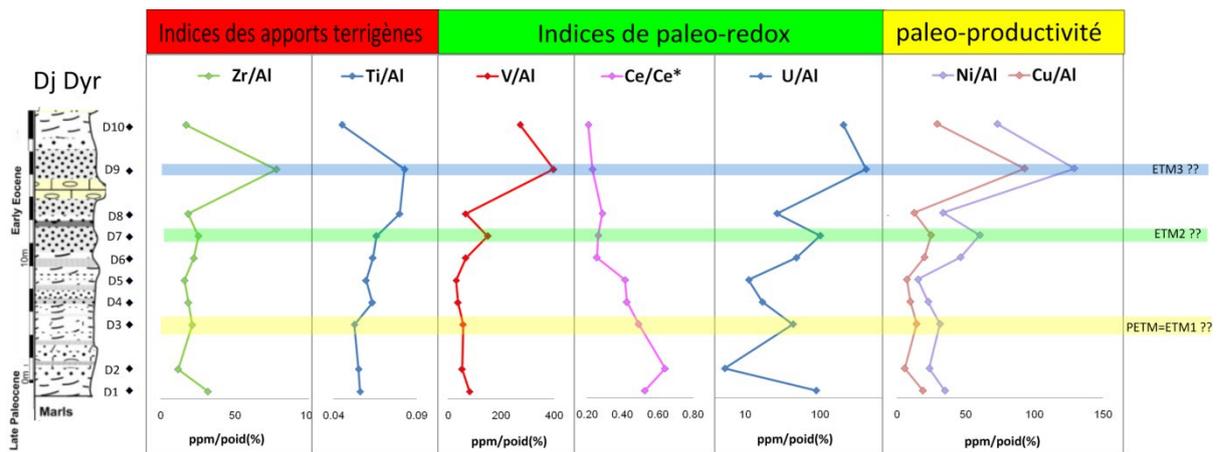


Fig. 37: Variation des éléments sensibles à la redox, productivité et des apports terrigènes dans l'affleurement de Djebel Dyr.

Conclusion

L'étude de l'évolution verticale sur le plan pétrographique et l'eustatisme dans les formations de Djebel Dyr et Djebel El Kouif a été faite pour caractériser la relation entre les variations de niveau de la mer et les facies, et pour confirmer ces résultats on va voir l'évolution verticale des réponses géochimiques des éléments majeurs, en trace et terre rares. Cela nous a permis à travers la corrélation entre les deux plans obtenu des résultats sur le passage paléocène-éocène et les autres événements hyperthermique (ETM2, ETM3) et ses répercussions sur les faunes (extinction), l'eustatisme (transgression) et la productivité (la formation des phosphorites) avec le changement climatique (réchauffement).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La région de Tébessa (NE algérien), faisant partie de l'Atlas Saharien Oriental, se caractérise par l'affleurement des formations qui datent du Paléocène – Éocène (P/E). Cette région, est donc, un lieu privilégié pour l'étude du passage du Paléocène – Éocène. Ce passage présente l'intérêt scientifique pour l'étude du paléoclimat mais aussi pour l'étude des phosphates qui ont été déposés dans cette période.

Cette étude dont les secteurs d'étude se trouvent dans région de Djebel El Kouif et Djebel Dyr a fixé l'objectif sur l'étude de l'évolution vertical du comportement pétrographique et des réponses géochimiques (majeur, trace, et terres rares) pour la mise en évidence du passage P/E. Les résultats obtenus en faveur de ce mémoire nous conduire à conclure les principaux points suivants:

1. Sur le plan de l'évolution pétrographique

L'étude pétrographique réalisé sur les profiles de Djebel El Kouif et Djebel Dyr ont permis de caractériser les faciès rencontrés (texture, ciment, élément figurés) ainsi que l'évolution verticale sur le plan pétrographique et de l'eustatisme dans les deux affleurements permettant d'effectuer une comparaison entre les deux secteurs d'étude.

Les faciès de l'affleurement de Djebel El Kouif sont représentés par des alternances de dolomies, marnes et des phosphates. Ces dernières sont épais (entre 1 et 3 m) montrent une texture packstone à grainstone avec un ciment microsparitique à micritique. Les particules phosphatées sont représentées par des pellets bien arrondis et des coprolithes ainsi que des bioclastes (dents de poissons, fragments osseux, etc.) la présence de dolomie, marnes a la base et le micrite à sommet qui indique un milieu profond évolue un milieu peu profond.

A Djebel Dyr, l'affleurement montre des niveaux moins épais de phosphates et l'alternance entre phosphates, marnes et dolomies puis vers le sommet la présence de calcaire micritique. Les phosphates ont une texture wackestone avec un ciment généralement microspartique. Le mur de cette formation montre une bio-micrite à foraminifères benthiques et des grains de phosphates les grains phosphatés au centre de formation sont représentés par

des pellets de petite taille, la couleur marron. Le niveau de la mer au Djebel Dyr varie d'un milieu profond à la base puis peu profond au centre et devient à nouveau profond au sommet.

2. Sur le plan de réponses géochimiques

L'étude d'évolution des réponses géochimiques s'est basée sur la distribution verticale des éléments majeurs, en traces sont normalisées par rapport l'Aluminium avec les éléments de terre rares (Ce/Ce^*) et d'évaluer la signification des rapports indicateurs de redox ; de la paleo-productivité et les apports terrigènes au passage Paléocène-Eocène. Les résultats obtenus ont permis de déterminer des anomalies qui pourraient être interprété par l'installation des évènements thermiques au cours du passage paléocène éocène (PETM) et d'autres au cours de l'Éocène tels que l'ETM2 et ETM3 comme il a été soulevé par plusieurs études dans d'autres affleurements typique du monde. Ces résultats sont très importants pour la datation des phosphates mais ils nécessitent d'être confirmé à l'aide des traceurs isotopique (^{13}C et ^{18}O) et carbone organique totale (TOC).

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQU

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **Agnini, C., Macrì, P., Backman, J., Brinkhuis, H., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Rio, D., Sluijs, A., and Speranza, F. (2009).** An early Eocene carbon cycle perturbation at 52.5 Ma in the Southern Alps : Chronology and biotic response, *Paleoceanography*, 24, 2009.
- **Alegret, L., Ortiz S., Arenillas, I., Molina, E. (2010).** What happens when the ocean is overheated? The foraminiferal response across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at the Alamedilla section (Spain). *Geol. Soc. Am. Bull.* 122:1616–24.
- **Alegret L., Matías, R., Manuela, V. (2018).** Environmental instability during the latest Paleocene at Zumaia (Basque-Cantabric Basin). The bellwether of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 497:186- 200
- **Blayac. J (1894).** Description géologique de la région des phosphates du Dyr et de Kouif près de Tébessa. *Ann mines*, 9e sér, t, VI, p.319-330, pl. XV.
- **Blès, J.L et Fleury. (1971).** Carte géologique 1/50 000 Morsott et notice explicative. *Publ. Serv. Geol. Algérie.*
- **Boulemia, S., Hamimed, M., Bouhleb, S. and Bejaoui, J. (2015).** Petro-Mineralogical Analysis of Sedimentary Phosphate of Marine Origin, Case of the Locality of El Kouif (Algerian-Tunisian Confines). *Open Journal of Geology*, 5, 156-173. <http://dx.doi.org/10.4236/ojg.2015.53015>
- **Boumadji Amina (2019)** Contribution à l'étude géologique de Djebel Dyr (Tébessa, NE algérien): Lithostratigraphie, micropaléontologie et implication sur la mise en évidence du passage Paleocene-Eocene
- **Bornemann, A., Schulte, P., Sprong, J., Steurbaut, E., Youssef, M., and Speijer, R. (2009).** Latest Danian carbon isotope anomaly and associated environmental change in the southern Tethys (Nile Basin, Egypt), *Journal of Geological Society*, 166, 1135, 2009.

- **Bowen, G., Bralower, T., Delaney, M., Dickens, G., Kelly, D., Koch, P., Kump, L., Meng, J., Sloan, L., Thomas, E., et al. (2006).** Eocene hyperthermal event offers insight into greenhouse warming, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 87, 165–167, 2006.
- **Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Fornaciari, E., Jovane, L., and Sprovieri, M. (2010).** The Dan-C2 hyperthermal event at Gubbio (Italy) : Global implications, environmental effects, and cause (s), *Earth and Planetary Science Letters*, 2010.
- **Dassamiour, M., Mezghache, H., Raji, O., Jean-Louis Bodinier. (2021).** Depositional environment of the Kef Essennoun phosphorites (northeastern Algeria) as revealed by P2O5 modeling and sedimentary data
<https://doi.org/10.1007/s12517-021-07400-z>
- **David, L. (1956).** Etude géologique des monts de la haute Medjerda. *Thèse Sci. Paris. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, N.S. Bull, n°11, 304p.*
- **Dickens, G., O’Neil, J., Rea, D., and Owen, R. . (1995).** Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene, *Paleoceanography*, 10, 965–971, 1995.
- **Dubourdiou, G. (1956).** Etude géologique de la région de l’Ouenza (confins algéro tunisiens). *Pub. du service de la carte géologique de l’Algérie, Alger, N.S., 10, 659 p.*
- **Galeotti, S., Krishnan, S., Pagani, M., Lanci, L., Gaudio, A., Zachos, J., Monechi, S., Morelli, G., and Lourens, L. :** Orbital chronology of Early Eocene hyperthermals from the Contessa Road section, central Italy, *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 192–200, 2010.
- **Gingerich, P. :** Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum, *Trends in Ecology & Evolution*, 21, 246–253, 2006.
- **Giusberti, L., Rio, D., Agnini, C., Backman, J., Fornaciari, E., Tateo, F., Oddone, M. (2007).** Mode and tempo of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum in an expanded section from the Venetian pre- Alps. *Geological Society of America Bulletin* 119: 391–412.

- Giusberti, L., Coccioni, R., Sprovieri, M., Tateo, F. (2009). Perturbation at the sea floor during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. Evidence from benthic foraminifera at Contessa Road, Italy. *Marine Micropaleontology* 70 (3–4): 102–119.
- **Herkat M., J. Delfaud (2000)**. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 330 785–79
- **Jarvis, I., Burnett, W.C., Nathan, Y., Almbaydin, F.S.M., Attia, A.K.M., Castro, L.N., Flicoteaux, R., Hilmy, M.E., Husain, V., Qutawnah, A.A., Serjani, A., Zanin, Y.N.** (1994). Phosphorite geochemistry- state-of-the-art and environmental concerns. *Eclogae Geologicae Helvetiae. (Journal of the Swiss Geological Society)* 87, 643–700.
- **J. Desanges et J. Riser. (1989)** « Atlas », *Encyclopédie berbère* [En ligne], 7 | 1989, document A311, mis en ligne le 01 décembre 2012, consulté le 14 juin 2021. URL : <http://journals.openedition.org/encyclopedieberbere/1213> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/encyclopedieberbere.1213>
- **Kechiched, R. (2011)**. Typologique géochimique et géostatistique des minerais de phosphates du gisement de Bled El Hadba (Algérie Orientale), mémoire de Magister, Université Badji Mokhtar Annaba 187 p. <http://biblio.univ-annaba.dz/wp-content/uploads/2014/04/Memoire-de-Magister-KECHICHED-Rabah.pdf>
- **Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Salmi-Laouar, S., Ameer-Zaimeche, O., Fofou, A., (2016)**. Preliminary data of REE in algerian phosphorites: a comparative study and paleo-redox insights. *Procedia Engineering* 138, 19–29. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.02.048>
- **Kechiched, R. (2017)**. Les phosphates du Nord de Tébessa: Etude sédimentologique, géologique et géochimique. These doctorat en sciences, Université Badji Mokhtar Annaba 184 p. <http://biblio.univ-annaba.dz/wp-content/uploads/2019/05/These-Kechiched-Rabah.pdf>
- **Kechiched R., Rabah Laouarb, Olivier Bruguier, László Kocsis, Sihem Salmi-Laouarb, Delphine Bosch, Ouafi Ameer-Zaimeche, Atif Fofou, Hamza Larit. (2020)**. Comprehensive REE + Y and sensitive redox trace elements of Algerian

phosphorites (Tébessa, eastern Algeria): A geochemical study and depositional environments tracking

- **Kennett, J. and Stott, L.** : Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene, *Nature*, 353, 225–229, 1991.
- **Khozyem, H., Adatte, T., Keller, G., Tantawy, A., A., Spangenberg, J., E. (2014).** The Paleocene-Eocene GSSP at Dababiya, Egypt –Revisited. *Episodes*, 37 (2): 78-86.
- **Liu, Q., Larrasoña, J. C., Torrent, J., Roberts, A. P., Rohling, E. J., Liu, Z., Jiang, Z. (2012).** New constraints on climate forcing and variability in the circum-Mediterranean region from magnetic and geochemical observations of sapropels S1, S5 and S6. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 333-334: 1–12.
- **Lourens, L., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., and Raffi, I. (2005).** Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events, *Nature*, 435, 1083–1087, 2005.
- **Nicolo, M., Dickens, G., Hollis, C., and Zachos, J. (2007).** Multiple early Eocene hyperthermals : Their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea, *Geology*, 35, 699, 2007
- **Nunes, F. and Norris, R. (2006).** Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period, *Nature*, 439, 60–63, 2006.
- **Quillévéré, F., Norris, R., Kroon, D., and Wilson, P. (2008).** Transient ocean warming and shifts in carbon reservoirs during the early Danian, *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 600– 615, 2008.
- **Röhl, U., Westherhold, T., Monechi, S., Thomas, E., Zachos, J., and Donner, B. (2005).** The third and final Early Eocene thermal maximum : Characteristics, timing, and mechanisms of the " X" event, in : 2005 Salt Lake City Annual Meeting, 2005.
- **Salmi-Laouar Sihem. (2014).** Les bioévénements dans la région d'El Guelb (El-Aouinet, Tébessa, NE algérien): Preuves pour l'événement anoxique océanique EAO-2
- **Sami, L. (2004).** Contribution à l'étude géologique et géochimique des minéralisations Pb-Zn-Ba-F dans la région de Meskiana: Exemple des indices d'Essouabaa et de M'khiriga (Atlas Saharien oriental, Algérie). *Thèse de Magister, USTHB, Alger.*

- **Schmitz, B., Pujalte, V., and Nunez-Betelu, K.** : Climate and sea-level perturbations during the Incipient Eocene Thermal Maximum : evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass), northern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, 299– 320, 2001.
- **Schulte, P., Scheibner, C., Speijer, R. (2011 a).** Fluvial discharge and sea- level changes controlling black shale deposition during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum in the Dababiya Quarry Section, Egypt. *Chem. Geol.* 285: 167– 183.
- Schulte, P., Joachim, C., Brumsack, H., Mutterlose, J. (2011 b) Element chemostratigraphy across the Paleocene-Eocene thermal maximum at Demerara Rise, Central Atlantic (ABSTRACT), *Berichte Geol. B. - A.*, 85 (ISSN 1017-8880)– CBEP 2011, Salzburg, June 5th – 8th.
- **Sluijs, A., Röhl, U., Schouten, S., Brumsack, H. J., Sangiorgi, F., Sinninghe Damsté, J. S., Brinkhuis, H. (2008).** Arctic late Paleocene–early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene – Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302). *Paleoceanography* 23, PA1S11. Doi:10.1029/2007PA001495.
- **Soliman, M. F., Aubry, M. P., Schmitz, B., Sherrell, R. M. (2011).** Enhanced coastal paleoproductivity and nutrient supply in Upper Egypt during the Paleocene/Eocene Thermal Maximum (PETM). *Mineralogical and geochemical evidence, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 310: 365–377.
- **Speijer, R.** : Danian–Selandian sea-level change and biotic excursion on the southern Tethyan margin (Egypt), *Causes and Consequences of globally warm climates in the Early Paleogene*, 369, 275–290, 2003.
- **Thomas, E.** : Cenozoic mass extinctions in the deep sea : What perturbs the largest habitat on Earth ?, *Large Ecosystem Perturbations : Causes and Consequences*, pp. 1–24, 2007
- **WILDI.(1983).** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. In: *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 1983, vol. 24, n° 3, p. 201-297.
<https://archive-ouverte.unige.ch/unige:89891>

Annexe 1

**Statistiques élémentaires des éléments
majeurs et élément en trace des
minerais de phosphates de Tébessa
(par localité)**

Annexe : Statistiques élémentaires des éléments majeurs et élément en trace des minerais de phosphates de Tébessa (par localité)

1. Statistiques élémentaires Djebel El Kouif

Tableau 1: Les éléments majeurs des minerais de phosphates de Djebel El Kouif

			Les éléments majeurs							
Localité	échantillons	altitude(m)	P ₂ O ₅	Ca O	Mg	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Ti ₂ O	MnO
Dj. El Kouif	K9	18	30.53	45.97	2.362	0.21	0.06	0.11	0.016	0.003
Dj. El Kouif	K8	15	25.53	36.92	0.553	0.32	0.07	0.15	0.02	0.003
Dj. El Kouif	K7	9	35.00	49.09	0.514	0.32	0.08	0.18	0.03	0.002
Dj. El Kouif	K6	6	33.89	47.71	0.546	0.27	0.07	0.16	0.02	0.002
Dj. El Kouif	K5	4	5.28	26.66	13.081	1.97	0.28	0.94	0.14	0.017
Dj. El Kouif	K4	3	22.95	37.89	4.635	1.56	0.35	0.65	0.11	0.009
Dj. El Kouif	K3	2	28.80	42.99	1.825	1.12	0.25	0.59	0.07	0.006
Dj. El Kouif	K2	1	26.98	38.40	0.780	0.82	0.23	0.42	0.07	0.004
Dj. El Kouif	K1	0.5	29.84	42.23	0.984	1.01	0.26	0.45	0.07	0.005

Tableau 2 : La normalisation par rapport l'Aluminium des éléments majeurs de formation de Djebel El Kouif.

			Les éléments majeurs						
Localité	échantillons	altitude(m)	P ₂ O ₅ /Al	Ca O/Al	Mg/Al	K ₂ O/Al	Fe ₂ O ₃ /Al	Ti ₂ O/Al	MnO/Al
Dj. El Kouif	K9	18	147.42	221.95	11.40	0.26	0.55	0.07	0.012
Dj. El Kouif	K8	15	80.11	115.83	1.73	0.20	0.47	0.07	0.010
Dj. El Kouif	K7	9	109.32	153.34	1.60	0.24	0.55	0.09	0.006
Dj. El Kouif	K6	6	124.10	174.69	2.00	0.24	0.58	0.08	0.006
Dj. El Kouif	K5	4	2.67	13.50	6.62	0.14	0.47	0.07	0.008
Dj. El Kouif	K4	3	14.68	24.23	2.96	0.22	0.41	0.06	0.005
Dj. El Kouif	K3	2	25.65	38.29	1.62	0.21	0.52	0.06	0.005
Dj. El Kouif	K2	1	32.88	46.78	0.95	0.27	0.51	0.08	0.004
Dj. El Kouif	K1	0.5	29.50	41.75	0.97	0.25	0.44	0.07	0.005

Tableau 3: Les éléments en trace de formation de Djebel El Kouif.

		les éléments en trace				
Localité	altitude(m)	U	V	Cu	Ni	Zr
Dj. El Kouif	18	61.17	345.73	12.25	17.71	9.58
Dj. El Kouif	15	79.06	90.25	14.56	33.26	17.40
Dj. El Kouif	9	126.01	317.56	43.93	55.94	22.44
Dj. El Kouif	6	90.68	148.44	22.64	32.16	22.86
Dj. El Kouif	4	11.41	100.07	19.01	57.35	29.92
Dj. El Kouif	3	51.20	75.44	16.16	26.27	32.32
Dj. El Kouif	2	62.98	80.25	17.12	26.03	24.31
Dj. El Kouif	1	60.98	75.88	14.09	26.65	24.66
Dj. El Kouif	0.5	69.71	110.56	15.57	29.63	26.67

Tableau 4: La normalisation par rapport l'Aluminium des éléments en trace de formation de Djebel El Kouif.

		les éléments en trace				
Localité	altitude(m)	U/Al	V/Al	Cu/Al	Ni/Al	Zr/Al
Dj. El Kouif	18	295.3682	1669.35	59.16931	85.51081	46.2534
Dj. El Kouif	15	248.0717	283.1997	45.70208	104.3804	54.59769
Dj. El Kouif	9	393.6136	991.9645	137.2242	174.7277	70.09068
Dj. El Kouif	6	332.0414	543.5452	82.91401	117.765	83.70945
Dj. El Kouif	4	5.781083	50.70447	9.633793	29.06003	15.1588
Dj. El Kouif	3	32.75275	48.25823	10.33805	16.80422	20.67532
Dj. El Kouif	2	56.10276	71.48952	15.25453	23.1927	21.65954
Dj. El Kouif	1	74.30428	92.4635	17.16494	32.47485	30.05194
Dj. El Kouif	0.5	68.92236	109.3142	15.39581	29.29437	26.37063

2. Statistiques élémentaires Djebel Dyr

Tableau 5: Les éléments majeurs des minerais de phosphates de Djebel Dyr

		les éléments majeurs							
Localité	altitude(m)	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Ti ₂ O	MnO	Fe ₂ O ₃
Dj. Dyr	18.5	21.32	37.15	0.467	0.32	0.07	0.01	0.002	0.16
Dj. Dyr	15.5	30.33	45.61	0.373	0.18	0.06	0.02	0.001	0.23
Dj. Dyr	12.5	10.24	30.16	0.653	1.34	0.25	0.11	0.005	0.65
Dj. Dyr	11	18.03	48.86	0.669	0.50	0.14	0.03	0.004	0.21
Dj. Dyr	9.5	23.02	41.84	1.661	0.95	0.18	0.06	0.003	0.40
Dj. Dyr	8	13.31	29.76	2.647	2.29	0.53	0.14	0.008	0.93
Dj. Dyr	6.5	15.98	35.06	1.272	1.35	0.34	0.09	0.006	0.55
Dj. Dyr	5	22.26	32.50	0.654	0.75	0.16	0.04	0.003	0.54
Dj. Dyr	2	6.52	37.96	1.360	2.38	0.40	0.13	0.011	1.09
Dj. Dyr	0.5	23.78	46.80	1.211	0.58	0.15	0.03	0.008	0.31

Tableau 6 : La normalisation par rapport l'Aluminium des éléments majeurs de formation de Djebel Dyr.

		les éléments majeurs						
Localité	altitude(m)	P ₂ O ₅ /Al	Ca O/Al	Mg/Al	K ₂ O/Al	Fe ₂ O ₃ /Al	Ti ₂ O/Al	MnO/Al
Dj. Dyr	18.5	65.74	114.54	1.43	0.20	0.48	0.04	0.005
Dj. Dyr	15.5	164.23	246.92	2.02	0.29	1.24	0.08	0.006
Dj. Dyr	12.5	7.66	22.58	0.48	0.18	0.48	0.07	0.003
Dj. Dyr	11	36.15	97.97	1.34	0.28	0.42	0.06	0.008
Dj. Dyr	9.5	24.33	44.21	1.75	0.19	0.421	0.06	0.003
Dj. Dyr	8	5.80	12.97	1.15	0.23	0.40	0.05	0.003
Dj. Dyr	6.5	11.84	25.99	0.94	0.24	0.41	0.06	0.004
Dj. Dyr	5	29.50	43.07	0.86	0.21	0.71	0.05	0.003
Dj. Dyr	2	2.73	15.92	0.57	0.16	0.45	0.05	0.004
Dj. Dyr	0.5	41.09	80.89	2.09	0.252	0.52	0.05	0.013

Tableau 7: Les éléments en trace de formation de Djebel Dyr.

		les éléments en trace				
Localité	altitude(m)	U	V	Cu	Ni	Zr
Dj. Dyr	18.5	66.09	88.23	9.55	23.71	5.54
Dj. Dyr	15.5	75.63	73.40	17.18	23.86	14.38
Dj. Dyr	12.5	35.35	88.21	17.00	44.67	24.62
Dj. Dyr	11	49.89	74.54	12.47	30.10	12.67
Dj. Dyr	9.5	45.35	62.66	19.15	43.75	21.10
Dj. Dyr	8	25.54	69.08	16.94	34.93	36.74
Dj. Dyr	6.5	22.79	49.23	13.38	30.59	24.96
Dj. Dyr	5	32.76	42.75	10.87	23.56	16.01
Dj. Dyr	2	12.70	124.93	13.85	56.15	27.90
Dj. Dyr	0.5	51.08	46.49	10.97	20.19	18.36

Tableau 8: La normalisation par rapport l'Aluminium des éléments en trace de formation de Djebel Dyr.

		les éléments en trace				
Localité	altitude(m)	U	V	Cu	Ni	Zr
Dj. Dyr	18.5	203.77	272.01	29.44	73.08	17.08
Dj. Dyr	15.5	409.49	397.39	93.017	129.20	77.87
Dj. Dyr	12.5	26.47	66.04	12.72	33.44	18.43
Dj. Dyr	11	100.05	149.48	25.00	60.36	25.39
Dj. Dyr	9.5	47.93	66.22	20.23	46.23	22.30
Dj. Dyr	8	11.13	30.11	7.38	15.22	16.01
Dj. Dyr	6.5	16.88	36.48	9.91	22.67	18.49
Dj. Dyr	5	43.41	56.65	14.39	31.21	21.22
Dj. Dyr	2	5.32	52.41	5.80	23.55	11.70
Dj. Dyr	0.5	88.29	80.36	18.95	34.89	31.73