République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Echahid Cheikh Larbi Tébessi - Tébessa
Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la Vie
Département : Sciences de la Terre et d'Univers

MÉMOIRE DE MASTER

Domaine : Sciences de la Terre et d'Univers.

Filière : Géologie.

Option : Géologie des bassins sédimentaires.

Thème :

Caractérisation sédimentologique des phosphates du Paléocène de la région de Tébessa « Ain Dibba-Tébessa, NE de l'Algérie »

Présenté par :

Nassiba AOULMI

Devant le jury :

Mounira AOUN	M.C.B	Université Echahid Cheikh Larbi Tébessi - Tébessa	Président
Amor DEGAICHIA	M.C.B	Université Echahid Cheikh Larbi Tébessi - Tébessa	Encadrant
Riyad HADJAM	M.A.A	Université Echahid Cheikh Larbi Tébessi - Tébessa	Examinateur

Date de soutenance : 09/06/2025

Note : …/20 Mention : …

ملخص

مكنت هذه الدراسة لرواسب الفوسفات من العصر الباليوسيني في منطقة عين الذ ية (حوض تبسة) من تحديد خصائص تنظيمها الرسوبي ونشأتها بفضل فهم تطور العديد من المعاملات الحبيبية، والتنظير الحبيبي الشكلي، وتحليل الوزن الكيميائي، فضلا عن الاختلافات في محتويات CaCO3.

كشفت التحليلات عن تناوب الطبقات ذات العناصر الخشنة (حبيبات > 2 مم)، والرملية (0.063-2 مم)، والطينية (<0.063 مم)، مما يعكس بيئات ترسيب متنوعة بين المناطق عالية الطاقة (السواحل البحرية) والمناطق البحرية الهادئة. وأظهرت التغيرات العمودية في نسب الكربونات والمعايير الرسوبية الأخرى تحولات مناخية وهيدرولوجية مهمة خلال الباليوسين. توفر هذه النتائج مفاتيح لفهم آليات تكوين الفوسفات في الأحواض التكتونية الممتدة، مع إمكانية تطبيقها في دراسات مقارنة. يمكن أن تركز الأبحاث المستقبلية على عمليات التحول الصخري والتقييم الاقتصادي لهذه الرواسب الفوسفاتية.

كلمات مفتاحية:

فوسفات، حجم الحبيبات،عين الذية، تبسة،الجزائر،كوبرواليت،غلوكونيت، كربونات، رمل، طين.

ABSTRACT

This study of the Paleocene phosphate deposits at Aïn Dibba (Tébessa collapse basin) has enabled us to characterize their sedimentary organization and genesis through an understanding of the evolution of several granulometric coefficients, morphoscopy, chemical-weight analysis and variations in CaCO3 content. Analyses revealed an alternation of ruditic (coarse elements >2 mm), arenitic (sands 0.063-2 mm) and lutitic (muds <0.063 mm) facies, reflecting varied depositional environments ranging from high-energy environments (coastal areas) to calm basins. Vertical variations in carbonate content (CaCO3) and other sedimentological parameters revealed significant paleoclimatic and hydrological changes during the Paleocene. These results provide keys to understanding the mechanisms of phosphate formation in the context of an expanding basin while also offering useful references for comparative studies. The future prospects of this work could focus on a more detailed analysis of diagenetic processes and an assessment of the economic potential of these phosphate deposits in the region.

Key words: Phosphate, granulometry, Ain Dibba, Tébessa, Algeria, coprolite, glauconite, carbonates, sand, clay.

RÉSUMÉ

Cette étude des dépôts phosphatés paléocènes d'Aïn Dibba (bassin d'effondrement de Tébessa) a permis de caractériser leur organisation sédimentaire et leur genèse grâce à la compréhension de l'évolution de plusieurs coefficients granulométriques, la morphoscopie, l'analyse chimico-pondérale, ainsi que les variations des teneurs en CaCO3. Les analyses ont révélé une alternance de faciès ruditique (éléments grossiers >2 mm), arénitique (sables 0.063-2 mm) et lutitique (vases <0.063 mm), reflétant des environnements de dépôt variés allant de milieux à haute énergie (zones côtières) à des bassins calmes. Les variations verticales des teneurs en carbonates (CaCO3) et autres paramètres sédimentologiques ont mis en évidence des changements paléoclimatiques et hydrologiques significatifs durant le Paléocène. Ces résultats fournissent des clés pour comprendre les mécanismes de formation des phosphates en contexte de bassin en extension, tout en offrant des références utiles pour des études comparatives. Les perspectives de ce travail pourraient s'orienter vers une analyse plus fine des processus diagénétiques et une évaluation du potentiel économique de ces dépôts phosphatés dans la région.

Mots clés : Phosphate, granulométrie, Ain Dibba, Tébessa, Algérie, coprolithe, glauconite, carbonates, sable, argile.

Dédicaces

Je tiens à exprimer mes plus profondes reconnaissances :

À **mon Dieu ALLAH**,

Pour m'avoir donné la force de réaliser ce mémoire.

À mes très chers grands-parents, Que Dieu repose leurs âmes :

El-HajaMahria et **El-Haj Belgharbi**,

Aucune dédicace ne saurait exprimer mon respect, mon amour éternel et ma considération pour leurs sacrifices qu'ils avaient consenti pour mon instruction et mon bien être. Je ne vous oublierai jamais.

À mes très chers parents : **Sassi** et **Saida**,

À ma seule sœur **: Hadda**

Et mes frères : **Ammar**, **Bougharbia-Micho-**

Je vous souhaite une vie pleine de bonheur et de succès.

À mes tantes : **Dounia** et **Aziza**,

À mes cousins : **Ghaith, Boucha, Amir et Izia.**

Je vous souhaite une vie pleine de bonheur, de joie et de santé.

Et À toute ma famillede près ou de loin.

À mes enseignants du primaire à l'université sans exception.

À mon adorable amie : **Wissal, Vous** êtes pour moi une Sœur.

À mes très chères amies que j'avais rencontrées pendant mon parcours universitaire : **Dhikra, Ghada, Mouna, Sonia, Nada, Radja, Ranine, Wejdane, Chaima, Aicha, Saida,** …

Vous êtes pour moi des sœurs.

À toute la promotion de géologie **2020/2025**

Remerciements

Je remercie en premier lieu **Allah** de m'avoir accordé la force, la patience, la santé et la volonté nécessaires à la réalisation de ce modeste travail.

L'étude présentée dans le cadre de ce mémoire de Master a été réalisée sous la direction de **Monsieur Amor DEGAICHIA.** Je lui exprime toute ma gratitude pour avoir proposé le sujet de ce mémoire, pour m'avoir encadré tout au long de ce travail, pour sa disponibilité, ses compétences scientifiques, ainsi que pour ses précieux conseils.

J'adresse également mes remerciements les plus sincères aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail :

- Je remercie tout particulièrement **Madame Mounira AOUN** pour l'honneur qu'elle m'a fait en acceptant de présider le jury.
- Mes remerciements vont aussi à **Monsieur Riyad HADJAM** d'avoir accepté de faire partie du jury et d'évaluer ce travail.
- Je tiens également à exprimer ma reconnaissance à l'ensemble de mes enseignants pour la qualité de leur enseignement, leur bienveillance et leurs efforts tout au long de mon parcours universitaire.

Enfin je remercie toutes les personnes qui, de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce travail. Merci à toutes et à tous.

TABLE DES MATIÈRES

ملخص.....2
ABSTRACT.....3
RESUMÉ 4
DÉDICACES.....5
REMERCIEMENTS 6
LISTE DES FIGURES.....11
LISTE DES TABLEAUX.....13
CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE 15
I. OBJECTIFS DE L'ETUDE 15
II. Cadre géographique 15
A. Cadre géographique de la zone d'étude 15
B. Climat 17
C. Vent 19
CHAPITRE II : GÉOLOGIE RÉGIONALE ET LOCALE 22
I. Historique 22
II. Stratigraphie 23
A. Le Trias 23
B. Le Jurassique 24
C. Le Crétacé 24
1. Le Crétacé Inférieur 24
2. Le Barrémien : 24
3. L'Aptien : 25
4. L'Albien : 25
5. Le Vraconien : 25
D. Le Crétacé supérieur: 26
1. Le Cénomanien : 26
2. Le Turonien : 26
3. Le Conaiacien-Santonien : 26
4. Le Campanien: 26

5. Le Maastrichtien:..... 26
E. Le Paléogène 27
1. Le Paléocène :..... 27
2. L'Éocène : 27
F. Le Néogène:..... 27
1. Le Miocène : 27
2. Le Pliocène :..... 27
G. Le Quaternaire: 28
III. Tectonique..... 32
CHAPITRE III : DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISEES..... 36
I. Introduction..... 36
II. Granulométrie..... 36
III. Historique des recherches sédimentologiques antérieures..... 37
IV. Définitions des paramètres granulométriques utilisés 37
A. Le mode (Mi) 39
B. La médiane..... 40
C. Le graphic mean (Grain moyen) (M_Z) 40
D. Le classement (Inclusive Graphic ou Standard Déviation) (δ_i)..... 40
E. L'Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (Sk_i) 41
F. Le kurtosis ou coefficient d'acuité (KG) 42
V. Détermination morphoscopique..... 42
VI. Analyse chimico-pondérale..... 43
VII. La calcimÉtrie..... 43
A. Principe 43
CHAPITRES IV :LA PÉTROGRAPHIE 45
I. analyse chimico-pondérale..... 45
II. Analyse chimico-pondérale des sédiments phosphatés d'Ain Dibba 45
III. Analyse chimico-pondérale des sédiments des sédiments phosphatés d'Ain Dibba selon la systématique de A. Vatan (1967)..... 45

IV. La calcimÉtrie 48
A. Principe 48
1. Étape 01 : Montage du calcimétreie 49
2. Étape 02 : Préparer la mesure 50
3. Étape 03 : La mesure 50
4. Étape 04 : Le calcul de teneur en $CaCO_3$ 50
B. Résultats et analyse 51
V. ÉVOLUTION DES TAUX DES CARBNATES DANS LES SEDIMENTS DE PHOSPHATE DE LA RÉGION D'AIN DIBBA 52
CHAPITRE V : ANALYSES GRANULOMETRIQUES 54
I. INTRODUCTION 54
II. TECHNIQUES D'ECHANTIONNAGES ET UNITES MOPHOLOGIQUES DE LA REGION D'AIN DIBBA 54
III. MODE D'ANALYSES ET DE TRAITEMENT DES ÉCHANTILLONS 55
A. Préparation des échantillons 56
B. Conditionnement et lavage 56
C. Tamisage 56
D. Séchage 57
E. Stockage final 57
IV. DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS 57
V. ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES ET MORPHOSCOPIQUES DES PHOSPHATES D'AÏN DIBBA 57
A. Lithologique, faune et morphoscopie des différents échantillons 57
B. Les courbes granulométriques 61
C. Évolution des indices morphoscopiques des phosphates de la région d'Ain Dibba 61
1. Degré d'usure 61
2. Degré d'arrondissement 62
3. État de la surface 64
VI. Identification des paramètres granulométriques des phosphates d'ain dibba 66
A. Introduction 66

B. Définitions et applications des coefficients granulométriques 67
1. Le mode 67
2. Le grain moyen 71
3. La médiane 72
4. Classement : 73
5. Indice d'asymétrie (Skewness) 74
6. Indice d'acuité ou d'aplatissement (KG) 76
VII. RELATION ENTRE LES PARAMÉTRES SEDIMENTOLOGIQUES ET LES ÉNVIRONNEMENTS DE DEPOT DES SEDIMENTS DES PHOSPHATES D'AIN DIBBA 79
A. Relation entre (Ski/Mz) 79
B. Relation entre (Ski/δi) 79
C. Relation entre (Mz/δi) 80
VIII. Analyse Texturale 82
Conclusion 85
BIBLIOGRAPHIE 86

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation géographique de la zone d'étude (Google earth2025). 16
Figure 2:Classification climatique de Koppen (Peel, 2007). 17
Figure 3 : Histogramme présente la température, la précipitation moyenne (meteoblue, climat de Tébessa). 18
Figure 4: Rosace des directions des vents de la zone d'étude (meteoblue, climat de Tébessa). 19
Figure 5 : Diagramme de vitesse du vent pour Tébessa (meteoblue, climat de Tébessa). 20
Figure 6 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (in A. Degaichia, 2014). 30
Figure 7: Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500000, montrant les coupes levées (Service de la Carte géologique de l'Algérie, 1951) (in A. Degaichia, 2014). 31
Figure 8 : Esquisse structurale du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Durozoy, 1956) modifiée(in A. Degaichia, 2014)..... 32
Figure 1: Classification dimensionnelle des sédiments détritiques en mm et en µm et leurs équivalents à l'échelle phi (d'après C.K. Wentworth, 1922 in A. Degaichia, 2014). 38
Figure 2: Courbe de fréquence (classement et asymétrie). 39
Figure 3: Analyse chimico-pondérale des sédiments phosphatés d'Ain Dibba selon la systématique de A. Vatan (1967). 46
Figure 4: Évolution du taux des CaCO3 des phosphates de paléocène de la région d'Ain Dibba. 48
Figure 5: Calcimètre de Bernard 49
Figure 6: Évolution des taux des carbonates de calcium. 52
Figure 7: La première station d'échantionnage. 54
Figure 8: La deuxième station d'échantionnage. 55
Figure 9: La zone d'étude. 56
Figure 10: Log des échantillons. 58
Figure 11 : Aspect macroscopique de phosphate de la région d'Ain Dibba de l'échantillon 01. 59
Figure 12 : Dents de poisson dans l'échantillon 06. 60
Figure 13: Les courbes granulométriques des 8 échantillons. 61
Figure 14: Évolution morphoscopie de Degré D'usure des grains des phosphates. 62
Figure 15: Évolution morphoscopie de Degré D'arrondi des grains des phosphates d'Ain Dibba. 63
Figure 16: Évolution morphoscopie d'Aspect de la surface des grains des phosphates de la région d'Ain Dibba. 64
Figure 17: Échelle de classification granulométrique (A. Degaichia, 2014). 66
Figure 18: Courbe de fréquence (classement et asymétrie) 67
Figure 19: Analyse fréquentielle des sédiments du phosphate de la région d'Ain Dibba. 70

Figure 20: Évolution du grain moyen dans les sédiments des 8 échantillons de la région d'Aïn Dibba. 72
Figure 21 : Évolution de médiane des sédiments de phosphate des 8 échantillons. 73
Figure 22:Évolution de l'indice de classement des sédiments de phosphate des 8 échantillons. 74
Figure 23: Évolution de l'indice d'asymétrie des sédiments des sédiments de phosphate des 8 échantillons. 75
Figure 24: Courbe de fréquence illustration les différentes distributions de Kurtosis..... 76
Figure 25: Évolution de l'indice d'acuité des sédiments des phosphates des 8 échantillons. 77
Figure 26: Relation entre (Ski/Mz) 79
Figure 27: Relation entre (Ski/δi) 80
Figure 28: Relation entre (Ski/δ)..... 81
Figure 29: Évolution texturale des sédiments de phosphate de la région d'Ain Dibba..... 83
Figure 30: Diagramme de l'Évolution texturale des sédiments de phosphate de la région d'Ain Dibba du Folk. 84

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Données climatiques à Tébessa..... 17
Tableau 2: Historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines (Guiraud, 1997 et Chebbah, 2007(A. Degaichia, 2014). 28
Tableau 3 : Récapitulatif des phases tectoniques des Monts du Mellègue(in A. Degaichia, 2014). 34
Tableau 1: Analyse chimico-pondérale des sédiments phosphatés d'Ain Dibba. 47
Tableau 2: Représentation des taux des carbonates de calcium..... 51
Tableau 3: Moyennes des pourcentages des indices de l'évolution morphoscopique des grains de phosphate de la région d'Aïn Dibba. 65
Tableau 4: Analyse modales des échantillons de la région d'Ain Dibba..... 69
Tableau 5: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologique. 78
Tableau 6: Analyse texturale des échantillons de phosphate de la région d'Ain Dibba. 82

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE

I. OBJECTIFS DE L'ETUDE

Ce travail vise à caractériser les dépôts phosphatés du Paléocène de la région de Ain Dïbba (Tébessa, NE de l'Algérie) à travers une approche sédimentologique intégrée. Les objectifs principaux sont :

- Analyser les propriétés granulométriques des sédiments phosphatés afin de déterminer les conditions de transport et de dépôt des particules au sein des formations paléocènes ;
- Étudier les caractéristiques morphoscopiques des grains pour identifier les dynamiques sédimentaires ayant contrôlé la mise en place des phosphates ;
- Réaliser des analyses calcimétrique pour évaluer la teneur en carbonates et mieux comprendre l'évolution diagénétique des dépôts.

II. CADRE GEOGRAPHIQUE

A. Cadre géographique de la zone d'étude

La région d'Aïn Dïbba est située dans le nord-est de l'Algérie, au sein de la wilaya de Tébessa, plus précisément dans la commune de Boulhef El Dyr (Fig. 1). Elle s'inscrit dans les Hauts Plateaux orientaux algériens, à proximité des monts des Aurès, une zone de transition entre les reliefs montagneux et les plaines steppiques.

a. **Latitude :** 35°27'54.83"N

b. **Longitude :**8° 9'18.19"E

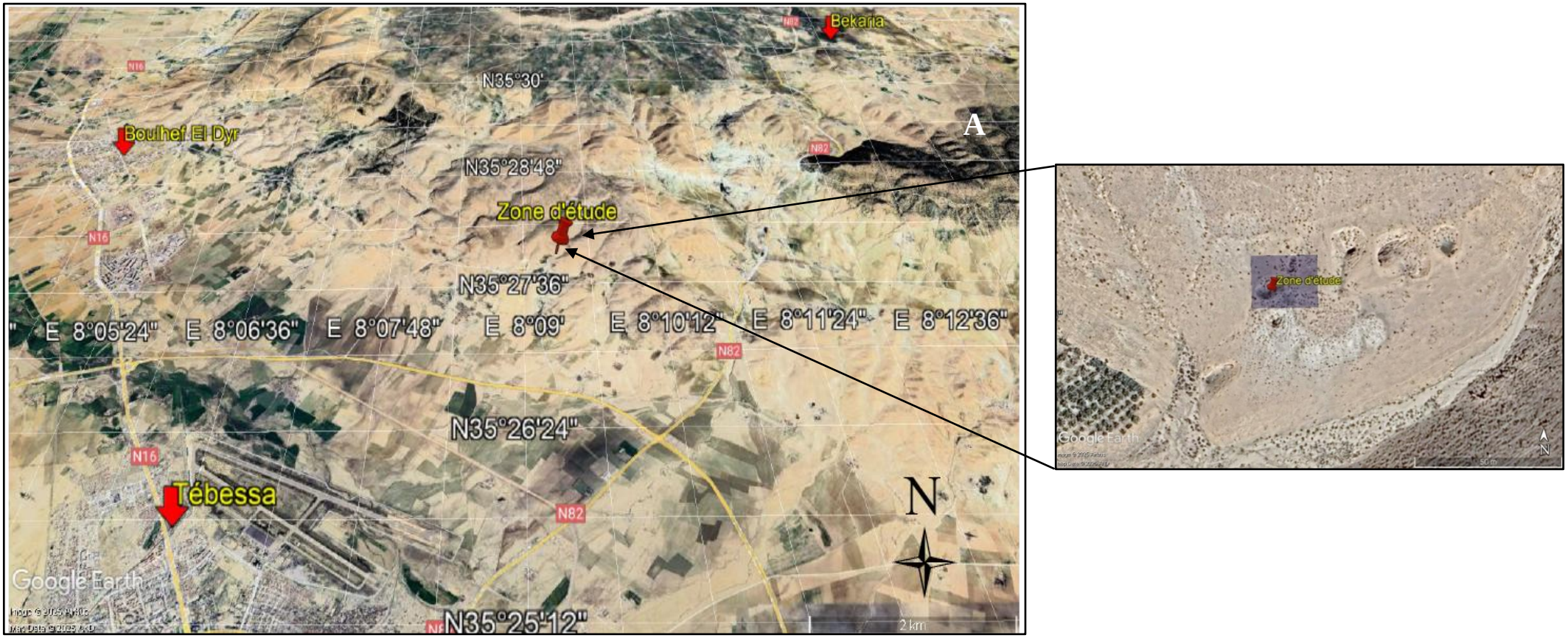


Figure 1: Localisation géographique de la zone d'étude (Google earth2025).

Légende :

A : Localisation géographique de la zone d'étude.

B : Zoom sur la zone d'étude.

B. Climat

La région présente un climat semi-aride à aride (Fig. 2), caractérisé par :

- Des étés chauds et secs, avec des températures pouvant dépasser les 40°C ;
- Des hivers froids à modérément rigoureux, où les températures chutent parfois en dessous de 0°C ;
- Une précipitation annuelle faible, généralement inférieure à 300 mm, concentrée entre novembre et mars.

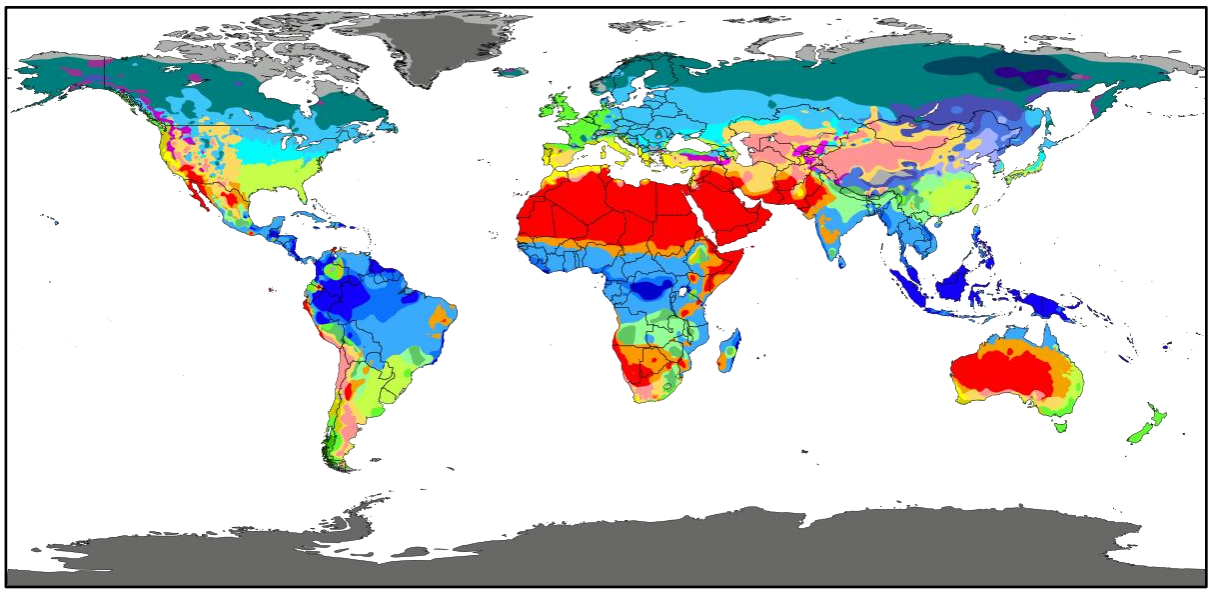


Figure 2:Classification climatique de Koppen (Peel, 2007).

Tableau 1: Données climatiques à Tébessa.

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Moy. Temperature °C (°F)	5.1 °C	5.6 °C	9.2 °C	13.1 °C	17.3 °C	22.4 °C	26.2 °C	25.3 °C	20.5 °C	16.2 °C	9.9 °C	6.1 °C
	(41.1) °F	(42.1) °F	(48.6) °F	(55.6) °F	(63.2) °F	(72.4) °F	(79.1) °F	(77.5) °F	(68.9) °F	(61.2) °F	(49.8) °F	(42.9) °F
Min. Température °C (°F)	0.7 °C	0.7 °C	3.4 °C	6.6 °C	10.3 °C	14.7 °C	18 °C	17.8 °C	14.4 °C	10.8 °C	5.3 °C	1.9 °C
	(33.2) °F	(33.3) °F	(38.1) °F	(43.8) °F	(50.6) °F	(58.5) °F	(64.3) °F	(64.1) °F	(57.9) °F	(51.4) °F	(41.5) °F	(35.4) °F
Max. Température °C (°F)	10.5 °C	11.3 °C	15.6 °C	19.9 °C	24.5 °C	30 °C	34.1 °C	33 °C	27.5 °C	22.6 °C	15.5 °C	11.3 °C
	(50.9) °F	(52.4) °F	(60.2) °F	(67.8) °F	(76.1) °F	(85.9) °F	(93.4) °F	(91.4) °F	(81.5) °F	(72.6) °F	(59.8) °F	(52.3) °F
Précipitation mm (in)	42	31	43	47	44	24	11	20	39	33	35	35
	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	0	-1	-1	-1	-1

Données : 1991 - 2021 Min. Température °C (°F), Max. Température °C (°F), Précipitations / Pluie mm (in), Humidité, Jours de pluie. Données : 1999 -2019

Le tableau ci-dessous présente des données climatiques détaillées pour la ville de Tébessa, couvrant les températures moyennes, minimales et maximales, les précipitations mensuelles, ainsi que l'humidité relative.

On y constate une nette continentalité climatique avec de fortes amplitudes thermiques annuelles : les températures maximales atteignent 35 °C en juillet, tandis que les minimales peuvent descendre jusqu'à 0,7 °C en janvier. Ce contraste reflète un climat semi-aride froid typique des hauts plateaux nord-africains.

Les précipitations sont irrégulières et faibles, concentrées en hiver et au début du printemps (jusqu'à 47 mm en mars), avec un assèchement marqué en été (moins de 10 mm en juillet et août). Cette saisonnalité des pluies a un impact direct sur la recharge des nappes phréatiques et les activités agricoles locales. Le taux d'humidité suit cette tendance, chutant drastiquement en été (jusqu'à 31 % en juillet), ce qui accentue les effets de l'aridité et favorise l'évaporation. L'analyse de ces paramètres confirme une contrainte hydrique importante, nécessitant une gestion durable des ressources en eau dans la région.

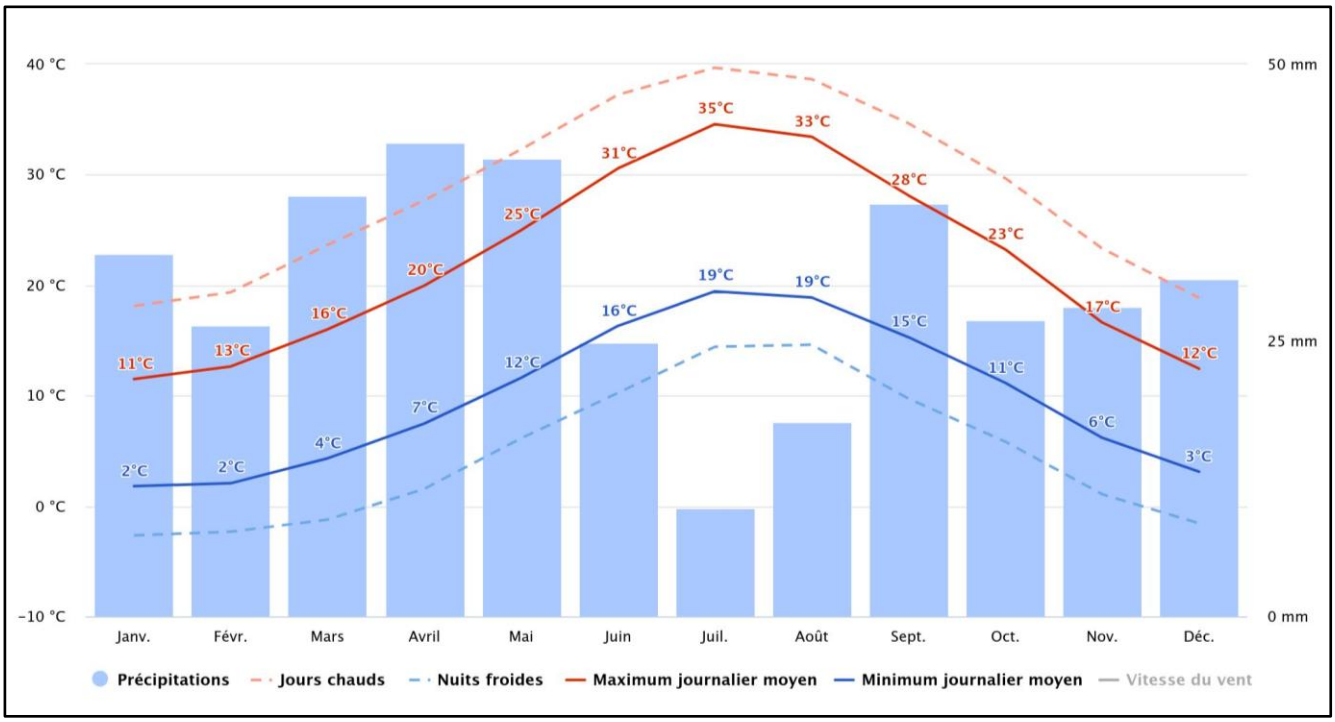


Figure 3 : Histogramme présente la température, la précipitation moyenne (meteoblue, climat de Tébessa).

La figure 3 montre les données climatiques modélisées de la région de Bekkaria (Tébessa) pour une période d'un an (2024-2025). La "maximale moyenne quotidienne" (ligne rouge continue) montre la température maximale moyenne d'un jour pour chaque mois pour Tébessa. De même, « minimale moyenne quotidienne" (ligne bleue continue) montre la moyenne de la température minimale. Les jours chauds et les nuits froides (lignes bleues et rouges en pointillé) montrent la moyenne de la plus

chaude journée et la plus froide nuit de chaque mois des 30 dernières années. Pour la planification de vacances, vous pouvez vous attendre à des températures moyennes, et être prêt à des jours plus chauds et plus froids. La vitesse du vent n'est normalement pas affichée, mais peut être ajustée en bas du graphique.

C. Vent

Les vents dominants soufflent principalement du nord-ouest en hiver, apportant une certaine humidité, tandis que les vents du sud et sud-est (type sirocco) deviennent fréquents en été, transportant de la poussière et accentuant la sécheresse.

Ces vents jouent un rôle important dans l'érosion éolienne, la mobilité des particules fines, et influencent l'organisation des formations dunaires dans la région).

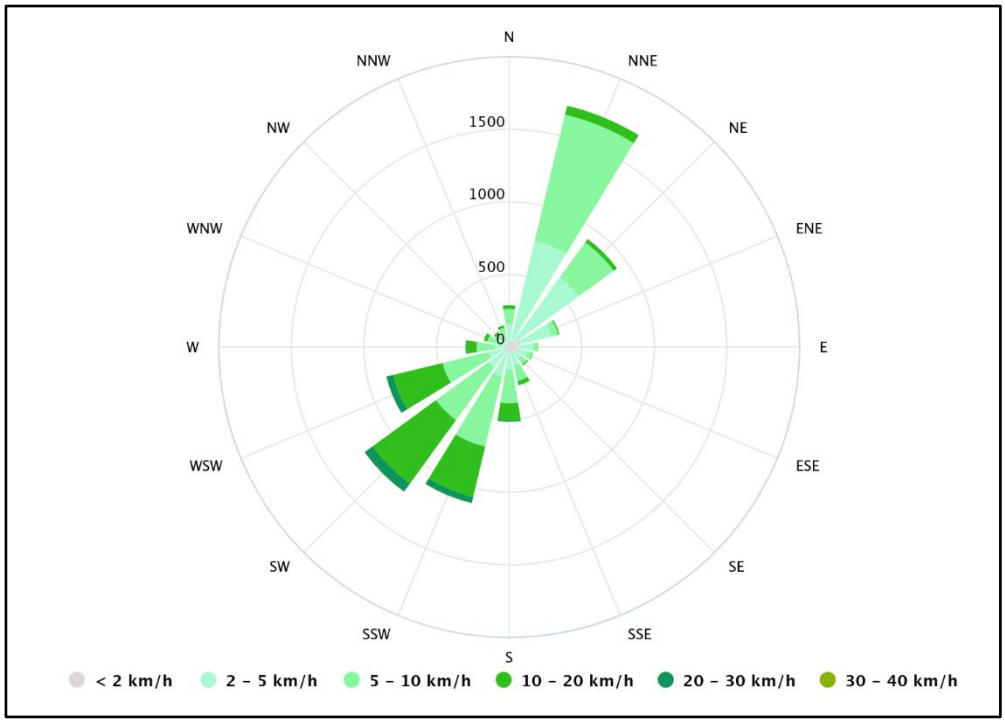


Figure 4: Rosace des directions des vents de la zone d'étude (meteoblue, climat de Tébessa).

La Rose des Vents pour Tébessa (Fig. 4) montre combien d'heures par an le vent souffle dans la direction indiquée. Exemple SO : Le vent souffle du sud-ouest (SO) au nord-est (NE). Cap Horn, le point de la terre plus au sud en Amérique du Sud, dispose d'un fort vent de l'Ouest caractéristique, qui produit des traversées d'est en ouest très difficiles, surtout pour les voiliers.

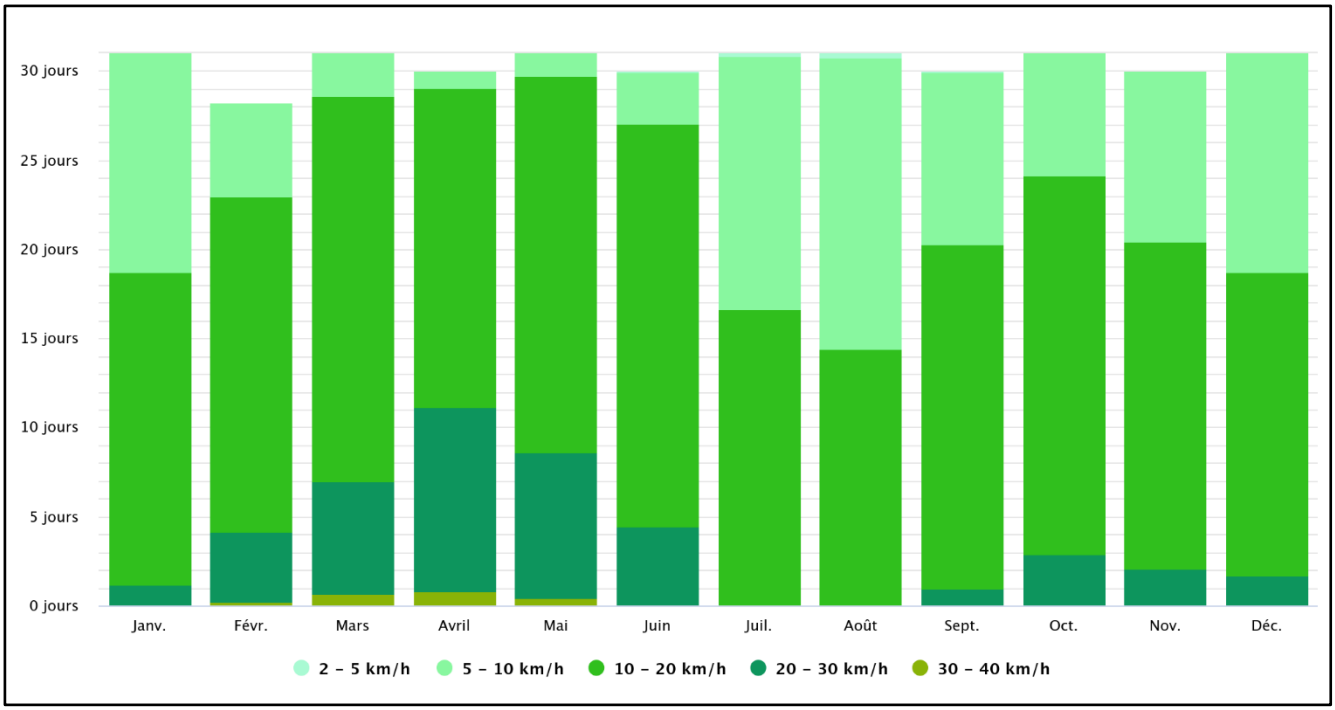


Figure 5 : Diagramme de vitesse du vent pour Tébessa (meteoblue, climat de Tébessa).

Le diagramme de Tébessa (Fig. 5) montre les jours par mois, pendant lesquels le vent atteint une certaine vitesse. Un exemple intéressant est le plateau tibétain où la mousson crée des vents forts et réguliers de Décembre à Avril et des vents calmes de Juin à Octobre. Les unités de vitesse du vent peuvent être modifiées dans les paramètres (en haut à droite).

CHAPITRE II

GÉOLOGIE RÉGIONALE ET LOCALE

CHAPITRE II : GÉOLOGIE RÉGIONALE ET LOCALE

I. HISTORIQUE

Le progrès de la géologie algérienne, résultats de recherches scientifiques rationnelles menées par des générations de géologues dévoués à la recherche dans le domaine des géosciences était tributaire de multiples monographies régionales d'une époque lointaine de l'histoire de notre Algérie(A. Degaichia, 2014).

La diversité des régions étudiées et des approches géologiques appliquées par tant de sagaces géologues permet la solution de nombreux problèmes posés par la géologie de l'Algérie. Les monographies géologiques réalisées sur l'avant pays méridional (atlasique) de la chaine alpine d'Algérie orientale ont permis de tracer les grands traits de la géologie régionale et ont élucidé beaucoup de problématiques évoquant la stratigraphie et la tectonique de la région étudiée. Néanmoins, elles abordent d'une façon sommaire la géologie du Pliocène de notre terrain d'étude (A. Degaichia, 2014).

Le développement synthétique très intéressant de la géologie des monts du Mellègue et de Tébessa apporté par M. Hamimed (2004), S. Salmi (2004) et L. Sami (2004, 2011) m'a aidé à bien élaborer ce chapitre (A. Degaichia, 2014).

L. DAVID et D. JODOT (1954) ont essayé de produire une synthèse de l'histoire géologique du bassin mio-pliocène du Nador et Hamam Nbails entre Guelma et Souk Ahras.

G. Dubourdieu (1952, 1956, 1959) a évoqué la géologie et l'évolution tectonique des Monts de Mellègue et Tébessa dans une monographie régionale détaillée ainsi que dans quelques publications.

W. M. KOWALSKI et ses collaborateurs (1992-2002) ont étudié en détail la sédimentologie du dépôt miocène des monts de Tébessa et du Mellègue.

DEGAICHIA (2001) a analysé l'aspect sédimentologique et minéralogique du dépôt mio-pliocène de Chebket Sellaoua.

M. HAMMIMED (2004) a donné une synthèse sédimentologique et paléogéographique sur les sédiments miocènes de l'Atlas saharien oriental.

A. ZERDAZI (1990) a élaboré un travail sérieux et fructueux sur la gravimétrie de l'Atlas saharien septentrional oriental.

C. BENABBAS (2006) a apporté de nouveaux éléments sur l'évolution mio-plio-quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale en utilisant la photogéologie et l'analyse morpho structurale

M. CHEBBAH (2007) a étudié la lithostratigraphie **et la s**édimentologie des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique**.**

F. DJAIZ (2011) a réalisé une étude sédimentaire et tectonique sur Le Bassin néogène de Timgad.

La liste des travaux antérieurs abordant le Néogène de l'Atlas saharien oriental et ses abords évoqués ci-dessus n'est pas exhaustive, mais la quasi-totalité des thèses réalisées récemment font le tour détaillé des ouvrages de base et donnent un inventaire complet des différentes études géologiques, stratigraphiques et tectoniques effectuées par nos prédécesseurs (A. Degaichia, 2014).

D'une manière synthétique, la région d'étude appartient à l'Atlas Saharien oriental où de puissantes séries méso-cénozoïques sont plissées suivant une direction atlasique (NE-SW). Ces Formations sont percées en plusieurs endroits par des formations évaporitiques du Trias, et interrompues par des fossés d'effondrement (Othmanine, 1987).

La région de Tébessa est constituée essentiellement des formations suivantes :

- Des formations triasiques diapiriques disloquant des formations adjacentes au niveau du Djebel Djebissa;
- Des formations carbonatées représentées par d'importantes couches calcairo-marneuses et des marnes d'âge Crétacé à Tertiaire ;
- Certaines de ces formations sont observables au niveau des bordures de la plaine de Tébessa ;
- Un important dépôt alluvionnaire du Mio-Plio-Quaternaire repose en discordance sur les formations précédentes et forme ainsi le remplissage du fossé d'effondrement de Tébessa ; cette formation est observable notamment au piedmont des reliefs accidentés (A. Degaichia, 2014).

II. STRATIGRAPHIE

Dans l'Atlas Saharien oriental des confins algéro-tunisiens, du Crétacé inférieur au Néogène, s'agencent des trames sédimentaires très épaisses qui sont percées dans quelques affleurements par des formations évaporitiques du Trias diapiriques (Fig. 7 et 8) (A. Degaichia, 2014).

A. Le Trias

Le Trias est la plus ancienne formation datée des monts de Tébessa et du Mellègue. Il est caractérisé par sa couleur rouge lie-de-vin et comprend des marnes bariolées gypsifères emballant des blocs ou amas rocheux divers (dolomies, cargneules, calcaires dolomitiques, grès micacés, etc.) (A. Degaichia, 2014).

M. Bertrand (1896) attribue l'âge triasique aux formations de Djebel Chettaba près de Constantine en présentant, à l'appui, les déterminations des fossiles découverts par Goux : Il s'agit de Myophoria vulgaris QUENDSTEDT. P. Fallot (1942) précise avec exactitude l'âge des formations triasiques (A. Degaichia, 2014).

Dans notre zone d'étude les formations triasiques bordées par d'importantes formations calcaires aptiennes à caractère récifal (Dubourdieu, 1956 et 1959) affleurent à la faveur de nombreux percement diapiriques d'orientation NE-SW et s'observent au niveau du Djebel Djebissa, du Djebel Belkfif, du

Djebel l'Ouenza, du Djebel Boukhadra, du Djebel Mesloula, du Djebel Boujaber, du Djebel Hameimat nord et sud et du Djebel Mzouzia.

L'holocinèse est lié aux mouvements distensifs qui ont caractérisé l'Atlas saharien oriental durant le Crétacé, après fracturation du substratum anté-salifère (Vila, 1980).

Le Trias est caractérisé par la présence, par endroit, de grains de pyrite et petits cristaux de quartz bipyramidés et affleure en masses chaotiques, sans aucune stratification. Son épaisseur demeure également inconnue mais elle est évaluée à plus de 1000 mètres (Rouvier et al., 1985 ; Pohl et al., 1986). Au cours de la période triasique s'est déposée une puissante série de dépôts évaporitiques et argilo-gypsifères dans des bassins lagunaires et lacustres (Chevenine et al., 1989). Dans la zone des "dômes" de Tunisie, de nombreux auteurs, en particulier Burollet (1973) et Perthuisot (1978), ont donné un aperçu synthétique sur les dépôts triasiques. Selon ces auteurs, le Trias débuterait par une série détritique (grès et pélites) observée localement, suivie d'un ensemble évaporitique puissant, au sein duquel s'intercalent des niveaux d'argiles bariolées, des grès fins psammitiques associés à des niveaux carbonatés irréguliers (A. Degaichia, 2014).

B. Le Jurassique

L'épaisseur importante des formations anté-aptiennes qui caractérise le sillon Aurès-Kef ne permet pas l'affleurement des dépôts jurassiques dans la zone d'étude, mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (Beghoul, 1974).

Un lambeau de dolomie daté du Jurassique a été rencontré dans le diapir triasique de Hamimat Meskhouta, sur la feuille à 1/50.000 de Ain Télidjène au sud de Tébessa (Vila & al., 1993).

C. Le Crétacé

1. Le Crétacé Inférieur

Les formations du Crétacé inférieurs ont été localisées dans les parties centrales des structures anticlinales, généralement, percées par les diapirs triasiques. Elles comportent les dépôts du Barrémien, de l'Aptien, de l'Albien et du Vraconien (A. Degaichia, 2014).

2. Le Barrémien :

Les affleurements du Barrémien sont rares, ils sont exclusivement limités aux parties centrales de certaines structures anticlinales (exemple: Djebel Bou Roumane, Djebel Mesloula et Djebel Boukhadra). Ils sont essentiellement représentés par des calcaires, des dolomies, des grès, et des marnes. L'épaisseur des dépôts du Barrémien est d'environ 200 m (Dubourdieu, 1956). Durozoy (1956), signale la présence probable d'une partie du Barrémien dans les calcaires et les dolomies des grands escarpements du flanc est du Djebel Bou Roumane. Les formations du Barrémien se sont déposées sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdieu, 1956), et témoignent des conditions de sédimentation en mer peu profonde. Ces conditions de sédimentation se sont poursuivies jusqu'au début de

l'Aptien.

3. L'Aptien :

Dans les Monts de Tébessa et du Mellègue, l'originalité de la série aptienne est due au développement des faciès récifaux. Les sédiments de l'Aptien se rencontrent dans les noyaux des anticlinaux ainsi qu'aux abords du Trias diapirique. D'une puissance qui varie de 250 à 600m, généralement, les dépôts aptiens présentent deux faciès essentiels (Dubourdieu, 1956):

- Faciès clastique, marno-gréseux à intercalations de bancs calcaro-gréseux ou calcaro- argileux ;
- Faciès de calcaires récifaux organo-détritiques.

Dans sa partie inférieure s'installent des calcaires massifs souvent formés d'oolithes ferrugineuses et de dolomies. Les Orbitolines sont très abondantes tandis que les Rudistes, les Echinides, les Lamellibranches et les moules internes des Gastéropodes sont fréquents. Cet ensemble est surmonté par des calcaires massifs, gris ou roux, admettant des intercalations de marnes et de marno-calcaires à Orbitolines (A. Degaichia, 2014).

4. L'Albien :

Les dépôts de l'Albien sont largement repartis dans la région et accompagnent. Il s'agit de puissantes formations marines dont l'épaisseur dépasse 1000m. Ils son représentés par des calcaires gris foncés à noirs et des calcaires marneux dans les niveaux inférieurs. Ce faciès passe, vers le haut, à des marnes grises foncées et noires accompagnées par des assises de calcaires marneux gris foncés et noirs. Par endroit, les marnes finement litées admettent en intercalation de minces bancs de silices marneuses et des calcaires noirs.

La limite entre l'Albien inférieur calcaire et l'Albien moyen marneux et marno-calcaire est marquée par une inconformité stratigraphique. Cette dernière, datée anté-vraconienne (Rouvier, 1990) est le résultat d'une émersion. Cette inconformité matérialisée par un dépôt de moins d'une mètre conglomérats grossier à l'élément (jusqu'à 20cm) d'insolubles triasiques (carbonates variés, quartz bipyramide, pélites versicolores et grés). La puissance des dépôts albiens est de l'ordre 450 m (A. Degaichia, 2014).

5. Le Vraconien :

Le Vraconien ou « Albien terminal » (Vila, 1995) affleure avec l'Albien dans toute la région. Ses dépôt albiens sont constitués par une série monotone essentiellement marno-argileuse. Des marnes, argiles, argiles sablonneuses et argilites y sont aussi rencontrées. Par endroit, le Vraconien transgressif est conglomératique à la base présente un remaniement d'élément triasique. La puissance du Vraconien varie entre 480 m et 600 m (Dubourdieu, 1956). (A. Degaichia, 2014).

D. Le Crétacé supérieur:

Il est représenté dans la région par les dépôts du Cénomanien, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien et Maastrichtien.

1. Le Cénomanien :

Il est représenté par une série monotone de marnes grises et gris verdâtre à nombreux filons calcitiques. Dans les niveaux supérieurs, les marnes passent à des calcaires marneux à composants gréseux avec des intercalations de calcaires gréseux (0,1 à 0,3 m). La puissance du Cénomanien varie entre 600 et 900 m.

2. Le Turonien :

Les dépôts du Turonien constituent les flancs des grands anticlinaux et synclinaux de la région. Ils son représentés par des calcaires marneux en plaquettes gris foncé à noire, à la base, surmontés par une assise massive (80 à 100m) de calcaires beiges ou rosés, et des dolomies ou des calcaires dolomitiques. Les calcaires massifs ont un caractère récifal (Djebissa et Hammamet) ainsi qu'on témoignent les Rudistes recueillis. Au dessus de ces formations, le Turonien, épais de 150m, comprends de haut en bas : des marnes noires gypsifères. Des marno-calcaires gris en plaquettes à altération blanchâtre et de nouveau des marnes noires souvent lumachelliques et rognoneuses. Vers la base, un banc de calcaire à lumachelles fossilifère augmente d'épaisseur et prend un aspect récifal au-dessus des sources de Tébessa. (A. Degaichia, 2014).

3. Le Conaiacien-Santonien :

Par manque de critère de distinction (faune caractéristique) les formations du Coniacien-Santonien ne sont pas subdivisées. Elles sont localisées dans les limites d'anticlinaux et synclinaux dans toute la région. Ces deux étages sont représentés par des marnes argileuses grises, verdâtres et gris jaunâtre à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur épaisseur varie de 200 à 500 m. (A. Degaichia, 2014).

4. Le Campanien:

On y attribue au Campanien inférieur une formation homogène de marnes argileuses. Cependant les parties médianes et supérieures de cette formation sont dominées par des calcaires blancs à minces intercalations de marnes et de calcaires marneux. La puissance de cette formation varie entre 300m et 600 m. (A. Degaichia, 2014).

5. Le Maastrichtien:

La base de cet étage est composée par des calcaires gris intercalés de minces lits de marne grise-vertes. Dans la partie médiane de la série, les calcaires deviennent plus compacts et referment de multiples

intercalations d'argilites et de marnes argileuses. La puissance du Maastrichtien varie de 250m à 300m.

E. Le Paléogène

1. Le Paléocène :

Il est caractérisé, à sa base, par une puissante série (300m) de marnes noires ou jaunâtres semblables à celles du Maastrichtien supérieur. Des marnes et calcaires marneux à silex renfermant plusieurs niveaux phosphatés où des dents de Squales sont fréquentes se développent dans sa partie sommitale

2. L'Éocène :

Les dépôts de l'Eocène affleurent dans les parties Nord et Sud de la région. Ils sont représentés par des calcaires massifs à silex en bancs épais, de 50 à 60m, renfermant des Nummulites. A sa base, 5m de calcaires marneux blancs à silex.

F. Le Néogène:

Le Néogène est marqué dans la région par les formations du Miocène, et du Pliocène.

1. Le Miocène :

Les dépôts d'âge Miocène reposent en discordance sur les formations plus anciennes et forment leur couverture. Ils se rencontrent au sud et au nord de la région d'étude et sont composés de conglomérat, grès, argiles, marnes et calcaires lacustres. La puissance du Miocène varie de 50m à 200m. Les travaux de M. Hamimed (2004) indiquent la présence de trois unités miocènes (Burdigalien, Langhien-Serravalien et Tortonien) et se traduisent par trois cycles eustatiques à conglomérats transgressifs, composés de cycles sédimentaires d'ordre 2 ou 3 suivant la dynamique des nappes sédimentaires. Deux grands bassins sédimentaires miocènes sont identifiés : le bassin d'El Ma Labiod au Sud et le bassin d'El Aouinet-Meskiana au Nord (Hamimed, 2004).

2. Le Pliocène :

Les dépôts du Pliocène comportent des sables quartzeux et des argiles rougeâtres ainsi que des conglomérats polygéniques bien cimentés. La formation recouvre largement les calcaires éocènes de la bordure Nord du fossé d'effondrement de Tébessa et les calcaires maastrichtiens de la bordure NE. Les sables quartzeux du Pliocène sont abondants au voisinage de Djebel Djebissa. Ils contiennent des bois fossile silicifié. Dans la littérature, il est mentionné sans distinction avec le Mio-Pliocène sinon ses sédiments sont attribués à tort au Quaternaire. Notre étude va bien le différencier par rapport aux autres étages géologiques et identifier ses variations lithologiques, pétrographiques et sédimentologiques dans la zone étudiée.

Le tableau ci-dessous donne un aperçu sur l'historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines (Guiraud, 1997). Le découpage séquentiel est attribué par

Chebbah (2007) aux sédiments du Néogène de la région de Biskra. Notre étude va donner plus de précision sur l'agencement séquentiel des sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (A. Degaichia, 2014).

Tableau 2: Historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines (Guiraud, 1997 et Chebbah, 2007(A. Degaichia, 2014).

M. Chebbah (2007)		R. Laffite (1939)		G. Glaçon et R. Guiraud (1970)		R. Guiraud (1973)			Age	
Séquences 2 3									DTS*	MA
MSIII Cycle du Pliocène	MS IIIb	Pliocène	P	Villafranchien	P^3	Pliocène	Sup.	P^3	Gélasien	1.8
				Pliocène inférieur	P^2		Moy.	P^2		
					P^1		Inf.	P^1	Plaisancien	2.58
	MSIIIa	Pontien supérieur	m^3						Zancléen	3.6
										5.3

*Digital Time Scale (Gradstein, Ogg, Smith et al., (2004))

G. Le Quaternaire:

Les dépôts quaternaires sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles). Ils sont formés de croûtes calcaires, limons éboulis, cailloutis et de poudingues. Le Quaternaire, d'origine continentale, est d'une puissance de 10 à 30 m (Dubourdieu, 1956). On y rencontre des formations clastiques continentales couvrant les pentes des massifs et remplissant les vallées. On distingue de bas en haut (Durozoy, 1956) :

- Travertins déposés par les sources de Tébessa et de Tenoukla ;
- Alluvions actuelles ;
- Limons récents, développés surtout dans la grande vallée de l'Oued Kébir ;
- Croûte calcaire : C'est un dépôt superficiel dû à l'évaporation d'eau chargée de calcaire, développé sur les alluvions caillouteuses anciennes ;
- Alluvions anciennes de piedmont : C'est des formations de bordure de la plaine de Tébessa, argileuses ou caillouteuses. Dans le premier cas, elles sont constituées à partir des marnes sénoniennes à l'Ouest et au NE de Tébessa, dano-montiennes au NW, cénomaniennes au SE et dans le second cas, à partir des calcaires maastrichtiens à l'Ouest et au NE, éocènes au N, turoniens à l'Est, enfin d'éléments très divers aux flancs du Djebel Djebissa. Ce sont, généralement, des cônes d'éjection ;

- Matériel d’épandage ancien en terrasse formé de cailloutis et d’argiles ;
- Matériel d’épandage ancien composé d’éboulis et de cônes de déjection ravinés par les oueds actuels ;
- Les cailloutis anciens du Djebel Djebissa qui sont perchés sur les argiles à gypse du Trias ou sur les marnes cénomaniennes.nes.

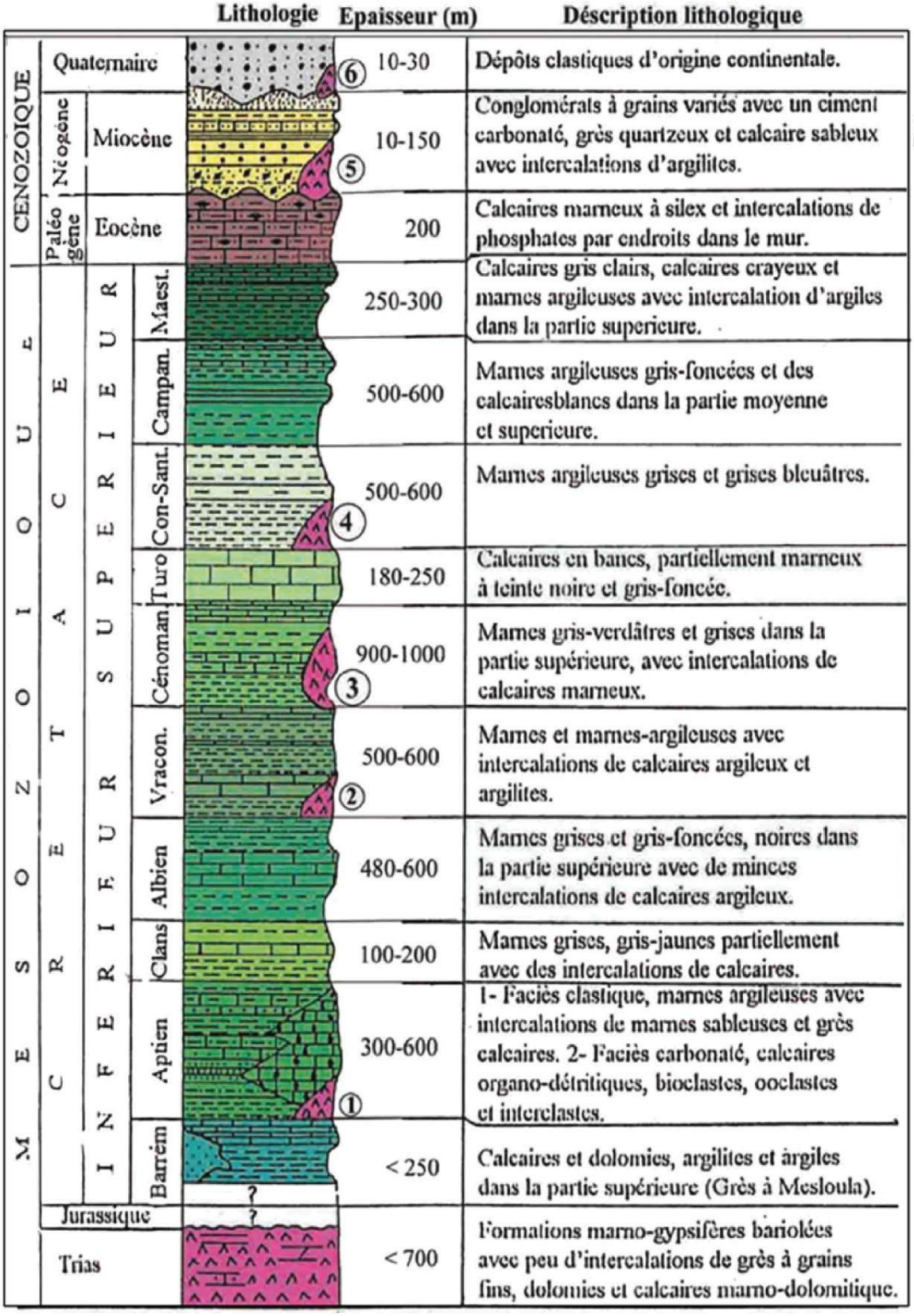


Figure 6 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (in A. Degaichia, 2014).

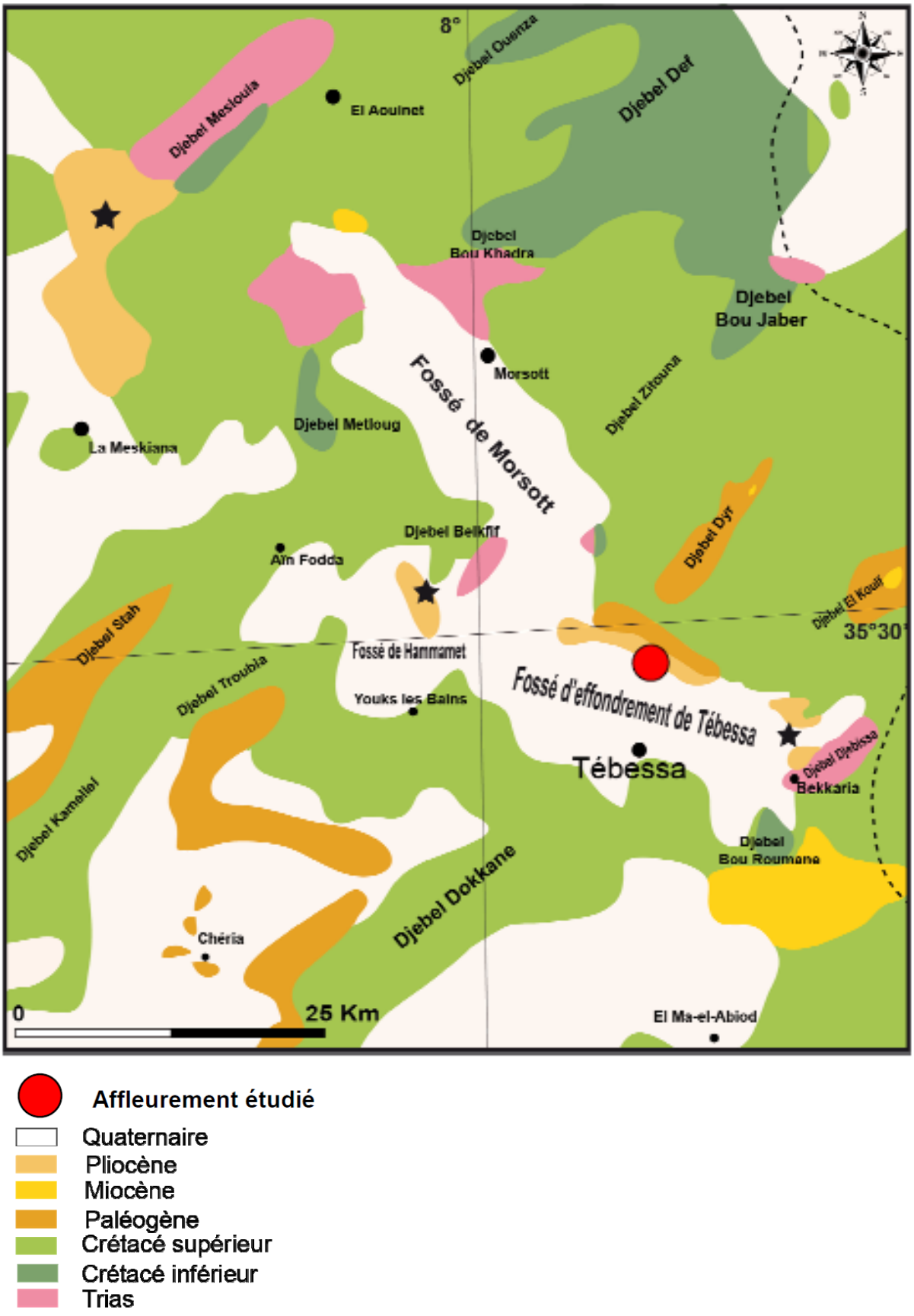


Figure 7: Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500000, montrant les coupes levées (Service de la Carte géologique de l'Algérie, 1951) (in A. Degaichia, 2014).

III. TECTONIQUE

Les grands traits de la géologie de la "zone des diapirs" dans les monts du Mellègue et de Tébessa appartenant à l'Atlas saharien sont bien connus grâce aux nombreuses études ou notes géologiques déjà publiées (Tableau 5). Il s'agit principalement de dépôts méso-cénozoïques et de divers recouvrements épicontinentaux et continentaux plio-quaternaires. L'ensemble de ces formations y compris le Plio-Quaternaire est percé par le Trias à faciès lagunaire(A. Degaichia, 2014).

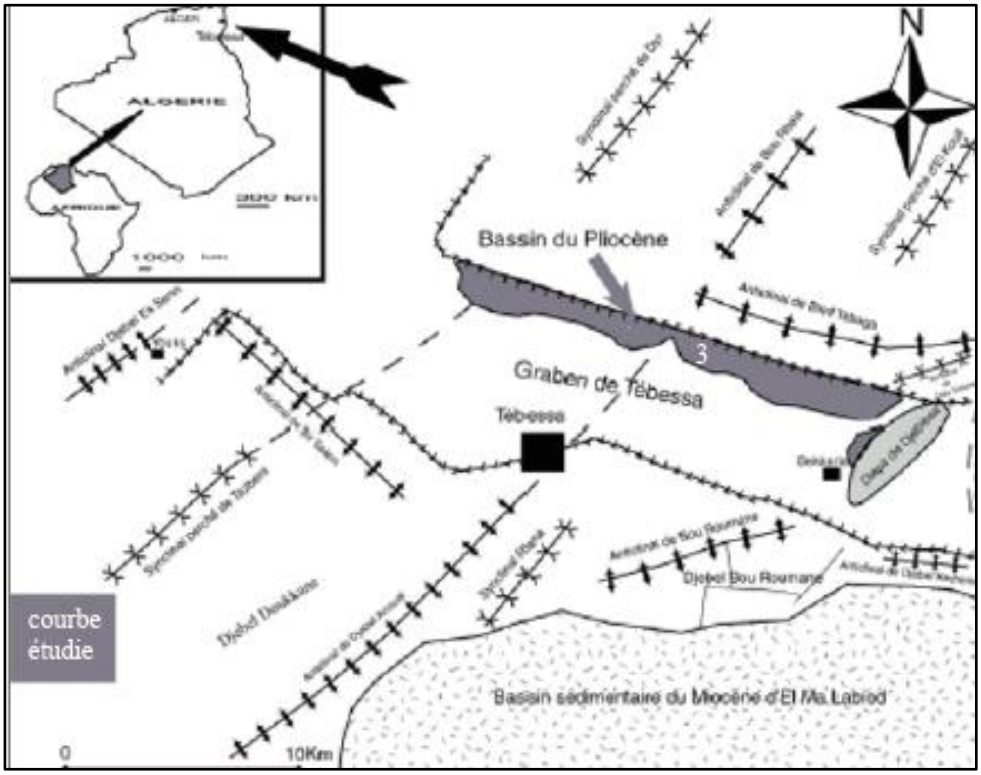


Figure 8 : Esquisse structurale du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Durozoy, 1956) modifiée (in A. Degaichia, 2013).

Ces séries sédimentaires ont été plissées suivant une direction NE-SW suite à la phase compressive atlasique dont l'âge a été souvent discuté (Dubourdieu et Durozoy, 1950; Dubourdieu, 1956). Ces plis sont tronqués ultérieurement par des fossés d'effondrements d'orientation NW-SE résultant d'une activité tectonique distensive post-Miocène inférieur (David, 1956; Dubourdieu, 1956; Kazi-tani, 1986). Cette tectonique tant compressive que distensive est toujours accompagnée par une ascension de masses triasiques. Les manifestations diapiriques sont considérées polyphasées (Dubourdieu, 1956; Thibieroz et Madre, 1976; Rouvier et al., 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot et al., 1987; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000). Ces fossés sont comblés par des dépôts plio-quaternaires pouvant atteindre une puissance de170 m dans le fossé de Tebessa-Morsott et près de 300 m dans celui de Kasserine (Dubourdieu et al., 1950, A. Degaichia, 2014).

L'âge de ces fossés d'effondrement est très discuté. Ces fossés résultent d'une intense activité tectonique distensive post Miocène inférieur pour certains auteurs tels que, Castany, (1951 et 1954) ; Dubourdieu, (1956);

David, (1956); Kazi Tani, (1986); Othmanine,(1987), alors que pour d'autres, Bismuth, (1973); Chihi, (1984); Chihi et al., (1984) ; Chihi et Ben Ayed, (1991) ; Chihi et Philip, (1999), les premières manifestations sont enregistrées au Crétacé et l'effondrement majeur s'est réalisé au Pliocène (A. Degaichia, 2014).

Dans la zone d'étude, on observe une succession des phases tectoniques distensives et compressives. La tectonique distensive d'âge crétacé-éocène est responsable de la formation d'un bassin subsident, où les dépôts y oscillent fréquemment entre des faciès néritiques et des faciès deltaïques, ou même franchement continentaux. La tectonique compressive de l'Eocène terminal (phase fini-lutétienne et priabonienne), avec une contrainte maximale de direction NW-SE est responsable des plissements appartenant à la phase atlasique (Dubourdieu, 1956; Thibièroz et Madre, 1976; Rouvier et al, 1985; Othmanine, 1987; Perthuisot et al, 1988; Aoudjehane et al., 1992; Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000, A. Degaichia, 2014).

La phase tectonique du Pliocène inférieur est responsable des plis orientés W-E ; elle est développée dans la zone de Tébessa (Durozoy, 1956; Zerdazi, 1990). Cette phase a transformé les directions atlasiques en créant de nouvelles structures, comme l'anticlinal de Bled Tebega, le Synclinal de Draa Snouber, l'Anticlinal de Bir Salem et les anticlinaux de Dj. Kechrid, Dj. Sif Bou Roumane, Dj. Khorza, Dj.Tella et Dj. Anoual, qui ont conservé certaines directions structurales de la phase atlastique, visible dans la structure compliquée du Dj. Bou Roumane.

Le plissement du Pliocène inférieur de Dj. Kechrid a facilité l'apparition des séries basales du Miocène aux limites du bassin d'El Ma Labiod, près de Mechta ben Falia et Aioun et Ksob. Le stade distensif de cette phase a provoqué l'effondrement du fossé de Foussana, avec l'effondrement partiel de l'anticlinal de Dj. Kechrid. L'effondrement du fossé de Foussana était, probablement, contemporain de l'effondrement du fossé de Morsott et il précédait l'effondrement du fossé de Tébessa.

La phase distensive du Pliocène supérieur a facilité le diapirisme à Dj. Djebissa et elle est bien connue en Tunisie où de nombreux travaux l'ont mise en évidence (Laatar, 1980; Smati, 1986; Chikhaoui, 1988; Hatira, 1988; Perthuisot et al., 1988). L'action du Trias est ressentie déjà à l'Albo-Aptien par la condensation des séries albo-aptiennes au niveau des intumescences triasiques (Othmanine, 1987; Aoudjehane et al., 1992).

La deuxième phase compressive locale, du Plio-Quatenaire (Blès, 1969; Zerdazi, 1990; Boufaa et al., 1996) s'est manifestée par des plis de direction NNW-SSE parallèles au fossé de Morsott et que nous appellerons « Anticlinal de Dj. Belkfif » et « Synclinal de l'Oued Faid El Obbiz ».

La phase distensive du Pliocène supérieur (Blès, 1969; Zerdazi, 1990; Boufaa et al., 1996; Kowalski et Hamimed, 2000) a donné naissance au fossé de Tébessa avec l'effondrement et le basculement des certaines structures antérieures, d'autre part cette phase a réactivé la montée du diapir de Djebissa, dont la prolongation occidentale est probablement responsable du redressement des séries miocènes de la partie nord de Hadjer Sefra avec le Turonien en dessous (A. Degaichia, 2014).

Tableau 3 : Récapitulatif des phases tectoniques des Monts du Mellègue(in A. Degaichia, 2013).

Phases tectoniques	Conséquences
Phase distensive d'âge crétacé-éocène	- Formation d'un bassin subsident, où les dépôts y oscillent fréquemment entre des faciès néritiques et des faciès deltaïques, ou même franchement continentaux.
Phase compressive fini-lutétienne et priabonienne	- Plissements appartenant à la phase atlasique dirigées NE-SW
Phase compressive du Pliocène inférieur	- Plis orientés W-E ; - Création de nouvelles structures, comme l'anticlinal de Bled Tebega, le Synclinal de Draa Snouber, l'Anticlinal de Bir Salem et les anticlinaux de Dj. Kechrid, Dj. Sif Bou Roumane, Dj. Khorza, Dj.Tella et Dj. Anoual.
Phase distensive du Pliocène inférieur	- Effondrement du fossé de Foussana ; - Effondrement partiel de l'anticlinal de Dj. Kechrid ; - Effondrement du fossé de Morsott.
Phase compressive du Pliocène supérieur	- Plis de direction NNW-SSE parallèles au fossé de Morsott.
Phase distensive du Pliocène supérieur	- Individualisation du fossé de Tébessa avec l'effondrement et le basculement des certaines structures antérieures ; - Réactivation du diapir de Djebissa.

CHAPITRE III

DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISÉES

CHAPITRE III : DESCRIPTION DES TECHNIQUES UTILISEES

I. INTRODUCTION

Afin de connaître les conditions de dépôt du Pliocène de la zone étudiée et son évolution faciologique et texturale latéralement et verticalement, plusieurs méthodes appropriées granulométriques, morphoscopiques et pétrographiques ont été associées. Les techniques utilisées sur terrain et dans le laboratoire sont multiples et complémentaires (A. Degaichia, 2014) :

Sur le terrain : Des observations lithologiques et des délimitations séquentielles ont été effectuées. Des échantillons ont été pris dans les fronts de taille des carrières, en prenant en considération les changements visibles dans les couches : faciès, structure, texture et composition minéralogique.

Le nombre des échantillons devrait satisfaire à une lecture fidèle de l'agencement séquentiel du dépôt et son évolution spatiale ;

En laboratoire : Granulométrie, analyses chimico-pondérales et calcimétriques, morphoscopie des coprolithes, glauconites et pellets, et détermination des minéraux argileux à partir des diffractogrammes sont la panoplie des analyses effectuées pour arriver à décrypter l'enregistrement sédimentaire des dépôts du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords.

Les agencements séquentiels décelés et étudiés des trames sédimentaires des dépôts pliocènes du fossé d'effondrement de Tébessa (découpage, description, interprétation, facteurs liés à leur transport et mise en place) ainsi que les résultats granulométriques et minéralogiques peuvent servir de référence dans l'étude des sédiments détritiques siliciclastiques semblables à ceux de la région d'étude. (In A. Degaichia, 2014).

II. GRANULOMETRIE

Les analyses granulométriques sont pour objectifs de déterminer les tailles des particules des différents stocks composant le dépôt (phosphates, coprolithes, glauconites, pellets) et de définir leur distribution fréquentielle dans le sédiment. Les protocoles de l'analyse granulométrique dépendent de la nature des sédiments et de la taille des grains. Le tamisage à sec est souvent utilisé pour les phosphates propres et désagrégés (In A. Degaichia, 2014).

La surface des coprolithes, glauconites et pellets sauvegarde les archives des différents processus sédimentaires comme la nature des agents porteurs et les mécanismes qui contribuent à leur mise en place ainsi que les processus de leur transport et altération. L'analyse morphoscopique nous apporte des réponses sue ces différents processus sédimentaires et les milieux de dépôts (In A. Degaichia, 2014).

Les analyses granulométriques et morphoscopiques entreprises sur les sédiments du paléocène de la

région d'Aïn Dibba pour mènent à connaître les conditions de dépôt en étudiant les mécanismes de leur mise en place, ainsi que les processus de leur altération et mobilisation. Dans l'objectif de bien comprendre leur évolution granulométrique et morphoscopique, plusieurs graphiques ont été établis, et des paramètres granulométriques étaient calculés et brassés convenablement (In A. Degaichia, 2014).

III. HISTORIQUE DES RECHERCHES SEDIMENTOLOGIQUES ANTERIEURES

L'utilisation des paramètres statistiques dans l'analyse sédimentologiques était suggérée et adoptée par plusieurs sédimentologues ; sommairement on peut citer (In A. Degaichia, 2014) :

- **K. WENTWORTH (1926**) a proposé surtout sa méthode des moments ;
- **TRASK (1930)** a lancé sa méthode des quartiles, qui s'intéressent de la partie centrale du sédiment ;
- **W. C. KRUMBEIN (1936)** a utilisé les quartiles mesurés dans la description et comparaison des sédiments ;
- **BIETLOT (1941)** a évalué les indices granulométriques d'une façon purement graphique ;
- **RIVIERE (1952**) a représenté graphiquement l'évolution granulométrique des sédiments meubles ;
- **R. L. FOLK ET W. C. WARD (1957)** ont contribué d'une façon incontestable dans la quantification des phénomènes sédimentologiques ;
- **R. PASSEGA (1964)** a tracé un célèbre diagramme pour déterminer les milieux sédimentaires ;
- **G. M. FRIDMAN (1967)** a combiné entre plusieurs coefficients sédimentologiques afin de connaître les conditions de dépôt sédimentaire ;
- **G. S. VISHER (1969)** a utilisé l'échelle de probabilité dans le but de bien individualiser les stocks granulométriques et les modes de transport ;
- **L. BERTHOIS (1970)** a essayé d'améliorer les techniques d'analyse granulométrique ;
- **W. B. BULL (1977**) a tracé son diagramme de détermination des milieux des dépôts fluviatiles et de cônes alluviaux dans son ouvrage the alluvial fan environment.

IV. DEFINITIONS DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES UTILISES

L'analyse granulométrique fait appel à une échelle des tailles suivant une progression géométrique décroissante et subdivisée en classes granulométriques. L'intérêt de cette échelle logarithmique des tailles adoptée en abscisse est de permettre la présentation d'une fourchette dimensionnelle élargie sur un graphique de dimension normale. La progression la plus utilisée est celle d'Udden- Wentworth, pour laquelle chaque classe principale correspond à un diamètre du double ou de la moitié de la classe voisine, la classe de base correspondant à 1 mm (Fig.9). Les sédimentologues anglo-saxons ont généralisé l'usage d'une échelle logarithmique, dite échelle des phi (Φ) de Krumbein telle que (In A. Degaichia, 2014) :

$\Phi = -\log_2 (d)$, (d : Diamètre des grains en mm)

La courbe granulométrique cumulative se trace sur papier semi-log où, en abscisse (échelle logarithmique) sont portés les diamètres (D) des particules et en ordonnée (échelle arithmétique), le refus partiel en pourcentage pondéral. Cette des particules et en ordonnée (échelle arithmétique), le refus partiel en pourcentage pondéral. Cette courbe permet de mesurer les percentiles ; (5%, 16%, 25%, 50%, 75%,84%, 95%, et 99%), ainsi que de calculer graphiquement les divers coefficients de n'importe quelle distribution granulométrie (In A. Degaichia, 2014).

Phi	Grade		mm	µm
-8	Bloc	GRAVIER	256	256000
-5	Galet	GRAVIER	64	64000
-2	Caillou	GRAVIER	4	4000
-1	Granule	GRAVIER	2	2000
0	Très grossier	SABLE	1	1000
1	Grossier	SABLE	0.5	500
2	Moyen	SABLE	0.25	250
3	Fin	SABLE	0.125	125
4	Très fin	SABLE	0.0625	62.5
5	Grossier	VASE	0.0313	31.3
6	Moyen	VASE	0.0156	15.6
7	Fin	VASE	0.0078	7.8
8	Très fin	VASE	0.0039	3.9
	Argile	VASE		

Figure 9: Classification dimensionnelle des sédiments détritiques en mm et en µm et leurs équivalents à l'échelle phi (d'après C.K. Wentworth, 1922 in A. Degaichia, 2014).

La courbe cumulative en abscisses logarithmique et ordonnées suivant une échelle de probabilité, dite de Visher (1969), permet d'identifier les différents stocks granulométriques ainsi que les modalités de transport (In A. Degaichia, 2014).

Pour traduire graphiquement les résultats de l'analyse granulométrique, on utilise aussi la courbe de fréquence. Elle est établie en combinant les deux variables suivantes (In A. Degaichia, 2014) :

- En abscisse, les diamètres équivalents en Φ ;
- En ordonnées, les pourcentages des refus partiels.

Elle permet de déduire le classement et même l'asymétrie de l'échantillon (Fig.6).

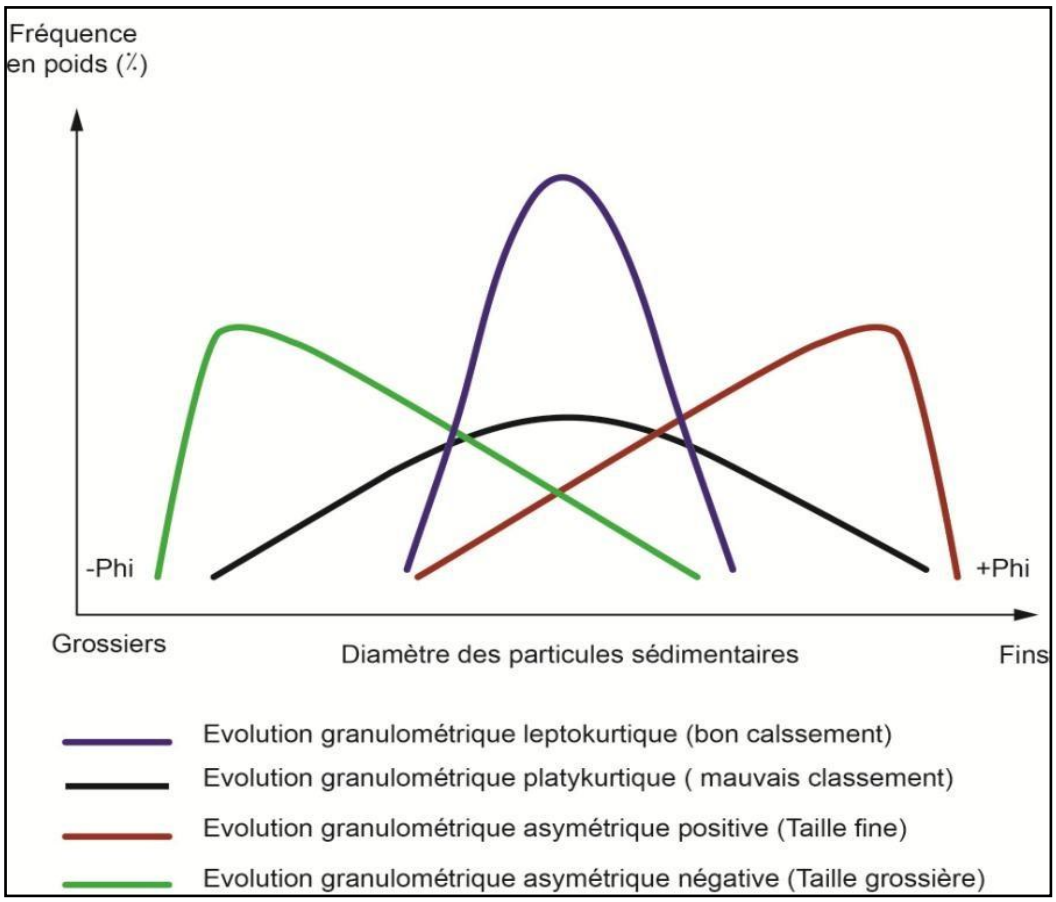


Figure 10: Courbe de fréquence (classement et asymétrie).

Nombreux sont les auteurs qui ont proposé des indices qui permettent d'exprimer numériquement les caractères de distribution granulométrique (Trask, 1930 ; Inman, 1952 ; Folk et Ward, 1957). La médiane (Md), le mode (m), la moyenne (Mz), le sorting ou classement (δi), le skewness (SK_I) et le kurtosis (K_G) sont les indices sédimentologiques les plus couramment utilisés. Dans ce présent travail les paramètres et indices choisis sont ceux définis par Folk et Ward (1957) (A. Degaichia, 2014).

A. Le mode (Mi)

Le mode d'une distribution granulométrique correspond aux sommets de "cloches" des histogrammes, et il est lu directement à partir des courbes de fréquences. Il faut signaler que le mode peut être trouvé aussi par l'étude des points d'inflexion de la courbe cumulative (A. Degaichia, 2014).

B. La médiane

Il s'agit d'un coefficient qui a été proposé par Trask (1930). Cette dimension est la valeur lue en abscisse pour le point dont l'ordonnée correspond au percentile 50. C'est un coefficient très utilisé surtout dans le cas des sédiments homogènes car il renseigne fidèlement sur les distributions centrales (A. Degaichia, 2014).

C. Le graphic mean (Grain moyen) (M_Z)

Otto (1939) propose ainsi qu'Inman (1952), la formule suivante pour le calcul de la moyenne :

$$M_Z = (\Phi_{16} + \Phi_{84}) / 2$$

Mais cette relation, qui néglige la partie centrale des distributions dans la courbe granulométrique, n'est pas appréciée pour les courbes plurimodales. Pour remédier à cela, Folk et Ward (1957) ont proposé (In A. Degaichia, 2014) :

$$\mathbf{M_Z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}) / 3}$$

Dans leur formule, Folk et Ward ont choisi trois quartiles (Φ_{16}, Φ_{50} et Φ_{50}) dans le but de prendre en considération tout l'éventail granulométrique de l'échantillon (distributions centrales et proximales) (A. Degaichia, 2014).

D. Le classement (Inclusive Graphic ou Standard Déviation) (δ_i)

Ce paramètre est connu sous le nom de « indice de classement, So », (Trask, 1930) $S_0 = \sqrt{Q25/Q75}$, et « Graphic Standard Déviation δG », $\delta G = (\Phi_{84} - \Phi_{16}) / 2$ (Otto, 1939).

Inclusive Graphic Standard Déviation est le terme utilisé par Folk et Ward (1957), d'où :

$$\delta i = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6{,}6$$

Avec ces quatre quartiles, 90 % de la distribution est utilisé dans le calcul de ce paramètre. Le Sorting index ou indice de tri et de classement présente une estimation de la dispersion des tailles des particules par rapport à la moyenne de l'échantillon (In A. Degaichia, 2014).

δ_i	Classement
< 0,35	Très bien classé
0,35-0,50	Bien classé
0,50-0,71	Moyennement bien classé
0,71- 1,00	Moyennement classé
1,00-2,00	Très mal classé
> 4	Extrêmement mal classé

E. L'Asymétrie (Inclusive Graphic Skewness) (Sk_i)

Pour rendre compte de la normalité d'une distribution, il est nécessaire de calculer, à la fois l'asymétrie et l'angulosité de la courbe. Le terme utilisé par Inman pour cet indice est « Graphic Skewness », selon cet auteur ce paramètre est donné par la formule suivante (In A. Degaichia, 2014) :

Ski = Φ 84+Φ 16-2Φ 50 / 84Φ -Φ16

Folk et Ward (1957) ont proposé, en s'inspirant de la formule d'Inman, une nouvelle relation pour calculer l'asymétrie d'une courbe :

$$\mathbf{Ski = ((\Phi_{16}+\Phi_{84} - 2\Phi_{50)} / 2 (\Phi_{84} - \Phi_{16})) + ((\Phi_5+ \Phi_{95} - 2 \Phi_{50}) /2 (\Phi_{95}-\Phi_5))}$$

Avec cette formule, 90% de la distribution est pris en considération. Ce paramètre informe sur l'enrichissement en particules grossières (asymétrie négative), l'enrichissement en particules fines (asymétrie positive), ou s'il y'a symétrie de la distribution granulométrique

Sk_i	Classement
-1,00 à -0,30	Forte asymétrie vers les grandes tailles
-0,30 à -0,10	Asymétrie vers les grandes tailles
-0,10 à +0,10	Symétrie granulométrique de l'échantillon
+0,10 à +0,30	Asymétrie vers les petites tailles
+0,30 à +1,00	Forte asymétrie vers les petites tailles

F. Le kurtosis ou coefficient d'acuité (KG)

Folk et Ward (1957) ont défini ce paramètre par la relation suivante :

$$K_G = (\Phi_{95}-\Phi_5) / (2{,}44*(\Phi_{75}-\Phi_{25})$$

Le kurtosis est l'indice d'acuité du mode, il mesure l'angulosité de la courbe de fréquence. Si le mode est concentré dans des classes granulométriques restreinte, on a une distribution leptokurtique ; s'il est dispersé, on a une distribution platykurtique (A. Degaichia, 2014).

V. DETERMINATION MORPHOSCOPIQUE

En se référant à l'échelle d'A. Cailleux (1969) pour l'appréciation du degré d'usure des particules sédimentaires, les échantillons étudiés se comparent facilement aux figures géométriques standards. Au cours de l'analyse granulométrique, chaque résidu de tamisage est placé indépendamment des autres, et chaque classe granulométrique est représentée par un résidu. Ce dernier est observé à la loupe binoculaire sur un fond contrasté noir ou blanc, qui fait ressortir le contour des grains. Les sables traités à l'acide chlorhydrique puis à l'eau oxygénée, pour éliminer les carbonates et la matière organique, sont séparés en quatre fractions granulométrique (A. Degaichia, 2014). :

- FS : de 2 à 0.5 mm ;
- F I : 0.5 à 0.315 mm ;
- F II : 0.315 à 0.16 mm ;
- FIII : 0.16 à 0.04 mm.

Le protocole d'étude morphoscopique, mis au point par Cailleux et Tricart (1959), est appliqué aux grains de quartz de la fraction Fl (In A. Degaichia, 2014).

Les déterminations morphoscopiques (Forme et aspect des grains) sont réalisées à l'aide d'une loupe binoculaire sur 50 grains de chaque échantillon. La morphoscopie apporte des renseignements sur le mode de transport de l'échantillon. On peut distinguer plusieurs types de grains de quartz :

Les non usés transparents : coprolithes, glauconites et pellets à contours anguleux et d'aspect limpide. Leurs faces sont planes, lisses et présentent souvent des cassures.

- **Les non usés mat** : grains de même forme que précédemment mais d'aspect terne. Ces deux types de grains n'ont pas subi de transport, ou ont subi un transport rapide qui n'a pas eu le temps de laisser son empreinte (éboulis, torrents).
- **Les émoussés transparents :** grains à angles émoussés, arrondis. Ils sont limpides.
- **Les émoussés opaques :** grains de même forme que précédemment mais d'aspect terne. Les grains émoussés luisants ou opaques caractérisent un transport par l'eau, de longue durée. Ceux qui sont parfaitement ovoïdes ont été façonnés en milieu karstique.
- **Les rond-mats** : grains de forme circulaire présentant des traces de chocs qui précisent un

transport par le vent.

VI. ANALYSE CHIMICO-PONDERALE

L'analyse chimico-pondérale est exposée par J. Bourcart (1941) et L. Berthois (1975). Le principe consiste à peser quelques grammes de l'échantillon complet et de l'attaquer dans un bécher (préalablement taré) avec de l'HCL dilué au 1/10 en quantité indéterminée. On fait chauffer quelques minutes de façon à favoriser l'attaque et la destruction des carbonates y compris les dolomites, puis on lave avec de l'eau distillée. On laisse décanter et après dessèchement dans l'étuve, on pèse le bécher avec le résidu sec. Après la déduction du poids des carbonates, on procède à un tamisage humide sous un filet d'eau abondant, en utilisant des tamis à mailles décroissantes afin d'estimer les pourcentages des argiles et des sables (A. Degaichia, 2014).

La position systématique des échantillons étudiés est présentée sur le diagramme triangulaire d'A. Vatan qui se propose pour établir une classification descriptive afin de déterminer la nomenclature exacte des roches sédimentaires. D'autres classifications descriptives ont été adoptées par : J. Czerminski (1955), F. J. Pettijohn et al., (1972), etc (A. Degaichia, 2014).

VII. LA CALCIMÉTRIE

A. Principe

Cette méthode gazométrique réalisée par le calcimètre de Bernad (Fig.11) consiste à estimer le pourcentage de CaCO3 contenu dans une roche en fonction du volume de CO2 dégagé dans un tube manométrique, après l'attaque de la roche à l'acide chlorhydrique. Il est recommandé de remplir la burette graduée par de l'eau saturée en NaCl qui dissout peu le dioxyde de carbonate (A. Degaichia, 2014).

CHAPITRE IV

LA PÉTROGRAPHIE

CHAPITRES IV :LA PÉTROGRAPHIE

I. ANALYSE CHIMICO-PONDERALE

Les propriétés d'une roche résultent de sa composition minéralogique. Chaque méthode d'analyse utilise une ou plusieurs de ces propriétés, véritables signatures de la roche. L'analyse chimico- pondérale est une méthode couramment utilisée, elles servent à identifier les minéraux présents dans une roche.

L'étude pétrographique et minéralogique des sédiments du Paléocène apporte des renseignements sur l'origine du matériel détritique, sur les conditions de son transport et sur les caractères du milieu de dépôt.

II. ANALYSE CHIMICO-PONDERALE DES SEDIMENTS PHOSPHATES D'AIN DIBBA

Les sédiments phosphatés d'Ain Dibba assez consolidées, de couleurs variables : grisâtres, beigeâtres et parfois blanchâtres. La rubéfaction des sédiments du Paléocène nous renseigne sur les conditions climatiques anciennes.

L'analyse chimico-pondérale est exposée par J. Bourcart (1941) et L. Berthois (1975). Le principe consiste à peser quelques grammes de l'échantillon complet et de l'attaquer dans un bécher (préalablement taré) avec de l'HCL dilué au 1/10 en quantité indéterminée. On fait chauffer quelques minutes de façon à favoriser l'attaque et la destruction des carbonates y compris les dolomites, puis on lave avec de l'eau distillée. On laisse décanter et après dessèchement dans l'étuve, on pèse le bécher avec le résidu sec. Après la déduction du poids des carbonates, on procède à un tamisage humide sous un filet d'eau abondant, en utilisant des tamis à mailles décroissantes afin d'estimer les pourcentages des argiles et des sables (A. Degaichia, 2014).

La position systématique des échantillons étudiés est présentée sur le diagramme triangulaire d'A. Vatan qui se propose pour établir une classification descriptive afin de déterminer la nomenclature exacte des roches sédimentaires. D'autres classifications descriptives ont été adoptées par : J. Czerminski (1955), F. J. Pettijohn et al., (1972), etc. (A. Degaichia, 2014).

III. ANALYSE CHIMICO-PONDERALE DES SEDIMENTS DES SEDIMENTS PHOSPHATES D'AIN DIBBA SELON LA SYSTEMATIQUE DE A. VATAN (1967)

Selon le diagramme triangulaire d'A. Vatan (1967), l'échantillon analysé se positionne dans le champ Sc-, (les échantillons 7,1,2,3,4,5,6,) correspondant à un sable calcaire pauvre en silice. Cette classification indique une dominance des carbonates (essentiellement la calcite) par rapport à la fraction siliceuse (principalement le quartz). Ce type de sédiment reflète un environnement de dépôt riche en matériaux carbonatés, souvent associé à des conditions marines peu profondes favorisant la précipitation biochimique du carbonate de calcium. Tandis qu'un seul échantillon (08) qui est le sable. (Fig.11).

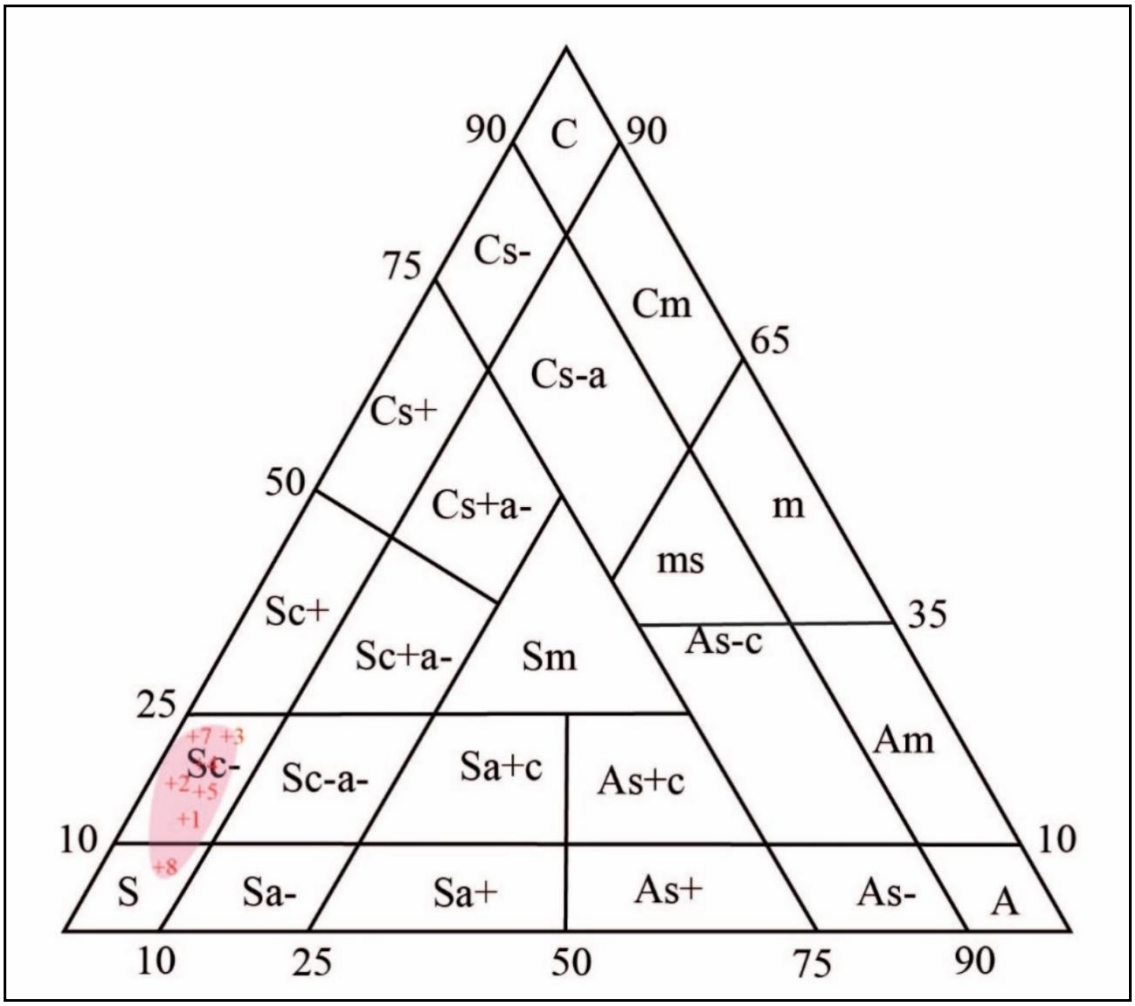


Figure 11: Analyse chimico-pondérale des sédiments phosphatés d'Ain Dibba selon la systématique de A. Vatan (1967).

Tableau 4: Analyse chimico-pondérale des sédiments phosphatés d'Ain Dibba.

Numéro d'échantillon	Épaisseur	Poids du bécher (g)	Poids d'échantillon (g)	Poids d'échantillon + Le poids du bécher (g)	Résidu à sec après l'attaque de HCl (g)	Poids du carbonate (g)	Poids du sable (g)	Poids d'argile (g)	Carbonate (%)	Sable (%)	Argile (%)
8	0	142,9	10	152,9	9,4	0,6	9	0,4	6	90	4
7	10	195,8	10	205,8	7,9	2,1	7,6	0,3	21	76	3
1	20	194,8	10	204,8	8,5	1,5	8	0,5	15	80	5
2	30	140,8	10	150,8	8,1	1,9	7,8	0,3	19	78	3
3	40	139	21,6	160,6	16,9	4,7	15,6	1,3	22	72	6
4	50	195,9	10	205,9	8,1	1,9	7,9	0,2	19	79	2
5	60	192,4	10	202,4	8,3	1,7	7,8	0,5	17	78	5
6	70	203,3	10	213,3	8,3	1,7	7,8	0,5	17	78	5

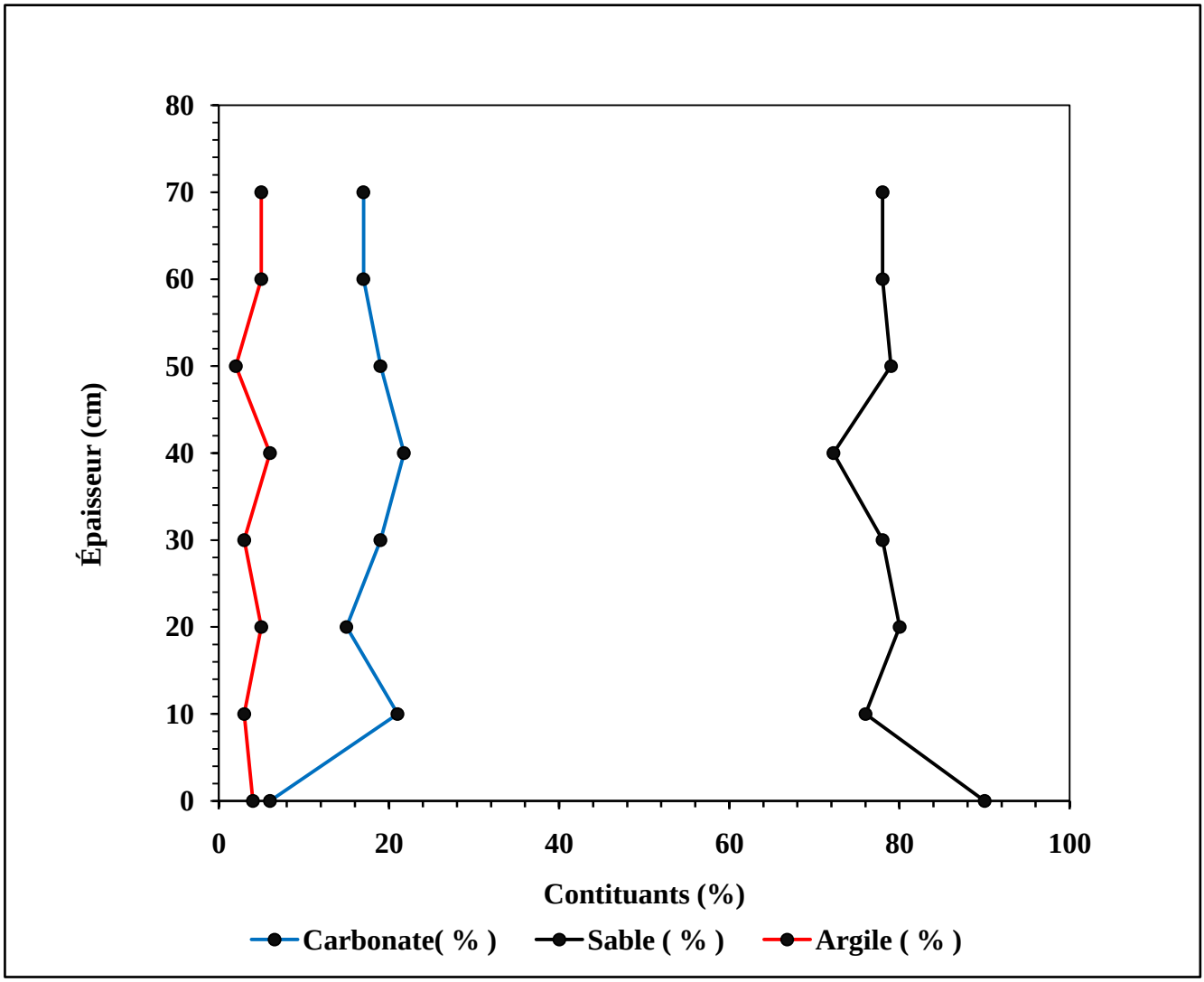


Figure 12: Évolution du taux des CaCO3 des phosphates de paléocène de la région d'Ain Dibba.

On observe 03 composants principaux dans les échantillons de phosphate de la région d'Ain Dibba (carbonate, Sable et Argile). On remarque une relation inverse entre le teneur en carbonate et celle en sable, tandis que la teneur en sable montre une corrélation positive.

On constate une proportion élevée de sable dans les échantillons de phosphate (72,40 % jusqu'à 90%), tandis que la teneur en carbonate est faible (variant entre 6% et 22,40%). Quant à l'argile, elle est présente dans les échantillons, mais en faible pourcentage (entre 2% et 6%).

IV. LA CALCIMÉTRIE

A. Principe

Cette méthode gazométrique réalisée par le calcimètre de Bernad (Figure.11) consiste à estimer le pourcentage de CaCO3 contenu dans une roche en fonction du volume de CO2 dégagé dans un tube manométrique, après l'attaque de la roche à l'acide chlorhydrique. Il est recommandé de remplir la

burette graduée par de l'eau saturée en NaCl qui dissout peu le dioxyde de carbonate.

L'appareil utilisé est le calcimètre de Bernard (figure 33), ce dernier est constitué ; d'un tube gradué vertical fixé à une planchette. Son extrémité inférieure est reliée à une ampoule par un tuyau de caoutchouc souple. Le tuyau et l'ampoule sont remplis par une solution d'eau déminéralisée saturée en NaCl.

La partie supérieure du tube est reliée par un autre tuyau de caoutchouc souple à un erlenmeyer dans lequel s'effectuera la réaction du HC1 sur le CaC03 (S. BOUAKKAZ, 2020).

1. Étape 01 : Montage du calcimétreie

Un calcimètre permet de mesurer le volume de (CO_2) dégagé par action de l'acide chlorhydrique (HC1) sur le carbonate de calcium ($CaCO_3$) d'un échantillon de sol ou de roche.



Figure 13: Calcimètre de Bernard

Les accessoires qui composent le calcimètre sont :

- Une ampoule ;
- Un tube gradué de 100 cm^3 ;
- Un erlenmeyer de 100 cm^3 ;
- Un petit tube en verre environ deux fois moins haut que l'erlenmeyer ;
- Deux bouchons à 1 trou adapté au tube gradué et à l'erlenmeyer ;
- Prévoir ;
- Une balance à 0,1 g pour peser
- L'échantillon (Figure 14) ;

- Une grosse pince à dissection ;
- Une pipette graduée ;
- HC1 assez concentré (30%).

2. Étape 02 : Préparer la mesure

Préparer une solution saturée de Na Cl (environ ¼ de litre) ; la verser jusqu'à mi-hauteur de l'ampoule.
Remarque : si on utilise de l'eau non salée, une partie du CO_2 dégagé va se dissoudre dans l'eau et le résultat sera faussé.

- Tarer la balance puis peser l'échantillon.
- Placer dans l'erlenmeyer l'échantillon ;
- A l'aide d'une pipette, versé dans le tube de l'HCl assez concentré ;
- A l'aide d'une grosse pince, mettre en place le tube dans l'erlenmeyer ;
- Boucher l'erlenmeyer ;
- Modifier la hauteur de l'ampoule de manière à ce que l'eau salée soit au même niveau dans l'ampoule et le tube gradué.
- Le contenu de l'erlenmeyer sera alors à la pression atmosphérique. Noter le niveau.

3. Étape 03 : La mesure

- Incliner l'erlenmeyer afin de faire couler l'acide sur l'échantillon ;
- Reposer l'erlenmeyer et attendre la fin de l'effervescence ;
- Remarque : pour une mesure précise, il convient d'attendre un rééquilibrage de la température avec celle de l'air ambiant (réaction exothermique) ;
- La pression dans le tube gradué est alors supérieure à la pression atmosphérique ;
- Il convient de rétablir la pression atmosphérique en descendant l'ampoule jusqu'à obtenir le même niveau dans l'ampoule et le tube ;
- Le CO_2 dégagé est maintenant à pression atmosphérique :
- On peut faire la mesure
- Ouvrir l'erlenmeyer ;
- Ajouter un peu d'acide sur l'échantillon ;
- Vérifier que l'acide était bien en excès et que tout le $CaCO_3$ a été attaqué.

4. Étape 04 : Le calcul de teneur en $CaCO_3$

Cette formule a été proposée par Denis Baize ;

$$\mathbf{CaCO3 + 2HCl \longrightarrow CaCl2 + H2O + CO2}$$

Si l'acide HC1 est excès, son action sur une mole de CaCO3 (100g/mol) libère une mole de CO2

(22,41 soit 22400 ml).

Connaissant le volume de CO2 dégagé (niveau final - niveau initial), faire un produit en croix pour calculer la masse de CaCO3 attaqué. Connaissant la masse de CaCO3 et la masse de l'échantillon, faire un produit on croix pour calculer le pourcentage de CaCO3 dans l'échantillon.

B. Résultats et analyse

Les résultats montrent une variation significative des taux de carbonates de calcium (CaCO3) dans les sédiments de phosphate, allant de 1,34% (échantillon 1) à 4,46% (échantillon 6). Cette variation suggère une hétérogénéité dans la composition des sédiments, probablement due à des différences dans les conditions de dépôt ou à des apports variés de matériaux carbonatés.

Tableau 5: Représentation des taux des carbonates de calcium

N° de l'échantillon	Épaisseur (Cm)	La masse de l'éch(g)	Niveau initiale (ml)	Niveau final (ml)	Volume de CO2	Masse de CaCo3 (g)	Le taux de carbonates de calcium %
		M éch	Ni	Nf	V CO2= Nf-Ni	M CaCo3= (VCO_2*100) /22400	T CaCo3 = ($MCaCo_3$*100) /Méch
8	0	1,00	1,50	10,50	9,00	0,04	4,02
7	10	1,00	0,50	8,50	8,00	0,04	3,57
1	20	1,00	1,00	4,00	3,00	0,01	1,34
2	30	1,00	1,50	6,00	4,50	0,02	2,01
3	40	1,00	1,50	6,50	5,00	0,02	2,23
4	50	1,00	1,50	8,50	7,00	0,03	3,13
5	60	1,00	1,50	10,50	9,00	0,04	4,02
6	70	1,00	1,00	11,00	10,00	0,04	4,46

V. ÉVOLUTION DES TAUX DES CARBNATES DANS LES SEDIMENTS DE PHOSPHATE DE LA RÉGION D'AIN DIBBA

Le graphique illustre l'évolution des taux de carbonates de calcium (CaCO3) en fonction de l'épaisseur du niveau étudié. On observe une diminution de l'intensité (1,34% jusqu'à 4.46%) de ce graphe exprime l'appauvrissement en contenu malacologie.

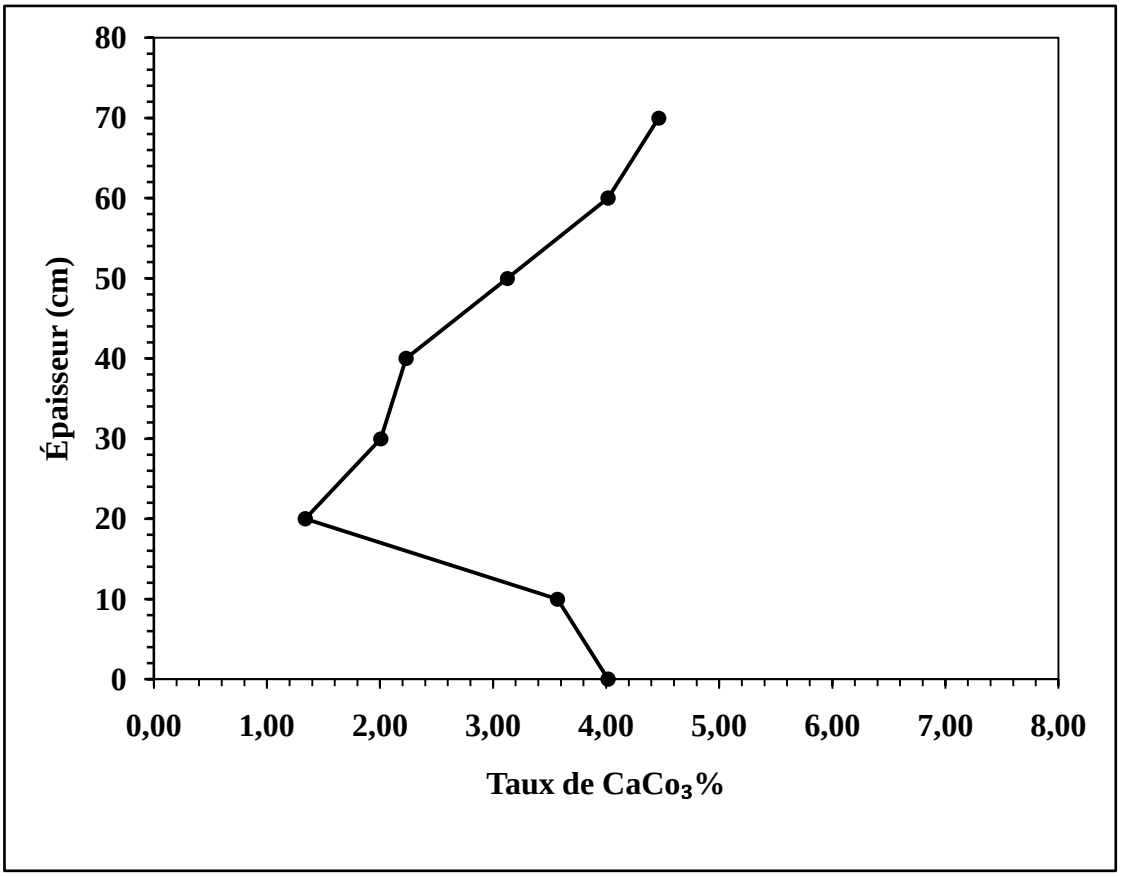


Figure 14: Évolution des taux des carbonates de calcium.

CHAPITRE V

ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE

CHAPITRE V : ANALYSES GRANULOMETRIQUES

I. INTRODUCTION

Ce travail a permis de mettre en évidence les caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des dépôts phosphatés de la région d'Aïn Dibba, ainsi que d'évaluer leur composition minéralogique. Les analyses ont porté sur différents constituants des phosphates, incluant les pelloïdes, les coprolithes et les glauconites.

II. TECHNIQUES D'ECHANTIONNAGES ET UNITES MOPHOLOGIQUES DE LA REGION D'AIN DIBBA

L'échantillonnage systématique a été réalisé en mars 2025 sur une coupe stratigraphique représentative de 1m d'épaisseur dans le gisement phosphaté d'Aïn Dibba. Huit (08) échantillons ont été prélevés selon un intervalle régulier de 10 cm sur 02 stations, couvrant ainsi l'ensemble de la séquence phosphatée.



Figure 15: La première station d'échantionnage.



Figure 16: La deuxième station d'échantionnage.

III. MODE D'ANALYSES ET DE TRAITEMENT DES ÉCHANTILLONS

Les échantillons de phosphate prélevés représentent des dépôts sédimentaires meubles à partiellement consolidés. L'observation macroscopique des formations phosphatées de la région d'Aïn Dibba révèle une certaine hétérogénéité granulométrique, reflétant des processus sédimentaires et diagénétiques complexes.



Figure 17: La zone d'étude.

A. Préparation des échantillons

Les échantillons de terrain préalablement triés et classés, ont subi une fragmentation manuelle douce à l'aide d'un mortier en porcelaine. Un soin particulier a été apporté pour préserver les caractéristiques physiques originales des particules. Des portions représentatives de 100 grammes ont été prélevées avec précision pour chaque échantillon, en évitant toute perte de matière lors de la préparation.

B. Conditionnement et lavage

Huit flacons en plastique de 200 ml ont été utilisés pour cette étape. Après pesée des flacons vides, ils ont été remplis d'eau distillée et numérotés avec précision pour éviter tout mélange entre échantillons. Les échantillons fragmentés ont été transférés dans les flacons préparés, puis agités vigoureusement pendant 2 à 5 minutes pour assurer une fragmentation optimale et un nettoyage efficace des particules. Les échantillons ont ensuite été laissés en repos pendant 24 heures complètes.

C. Tamisage

La séparation granulométrique a été réalisée à l'aide d'un système de tamisage composé de deux tamis principaux : le tamis supérieur avec des ouvertures de 2 mm et le tamis inférieur avec des ouvertures

de 0,063 mm, accompagné d'un récipient collecteur. Le contenu de chaque flacon a été transféré individuellement et méthodiquement sur le système de tamisage, avec un lavage sous un faible débit d'eau du robinet pour garantir qu'aucune matière ne soit perdue.

D. Séchage

Après tamisage complet, les matières ont été transférées dans une étuve réglée à 180°C. Le séchage a été maintenu pendant 24 heures, avec des pesées répétées toutes les 15 minutes pour vérifier la stabilisation des poids. En cas d'agrégats résiduels, une fragmentation manuelle a été effectuée pour obtenir des particules individuelles.

E. Stockage final

Les échantillons séchés ont été pesés avec précision puis conditionnés dans des sachets en plastique spécialement préparés, avec des étiquettes d'identification détaillées pour chaque échantillon. Les échantillons sont ainsi prêts pour les analyses granulométriques prévues, tout en garantissant la préservation de leurs caractéristiques originales pendant le stockage.

IV. DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS

On observe une succession lithologique bien caractérisée dans les profils étudiés. À la base, des calcaires fissurés sont surmontés par un niveau continu de phosphate grisâtre d'environ 1 mètre d'épaisseur, daté du Thanétien. La série se poursuit par des calcaires crayeux fissiles contenant des intercalations de silex aux teintes variées, allant du sombre au blanchâtre, parfois hydratés, avec localement des niveaux marneux bien individualisés et des plaquettes calcaires blanchâtres dispersées. Au sommet, un calcaire marneux blanchâtre d'âge Paléocène repose en discordance nette sur les formations thanétiennes. Latéralement, on constate que le calcaire se présente en grandes plaquettes et blocs, formant finalement un niveau de calcaire à Nummulites. Cette succession présente des variations verticales et latérales de faciès qui nécessiteraient des études complémentaires pour en préciser les modalités de dépôt et les relations stratigraphiques exactes.

V. ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES ET MORPHOSCOPIQUES DES PHOSPHATES D'AÏN DIBBA

A. Lithologique, faune et morphoscopie des différents échantillons

L'examen microscopique des échantillons phosphatés (grossissement ×50) révèle une composition sédimentaire complexe caractérisée par :

- Pelloïdes phosphatés ;
- Coprolithes présentant des morphologies variées ;
- Glauconite authigène en grains isolés ou en encroûtements ;

- Dents de poissons et écailles phosphatées.



Échantillon 06 : phosphate de couleur grisâtre à noirâtre riche en Pellet et coprolithes.

Échantillon 05 : phosphate de couleur grisâtre riche Pellet phosphatiques.

Échantillon 04 : phosphate de couleur grisâtre, consolidé, riche en Pellet et

Échantillon 03 : phosphate de couleur grise à noire, légèrement friable riche en Pellet et coprolithes .

Échantillon 02 : phosphate de couleur grisâtre et beigeâtre riche Pellet et coprolithes.

Échantillon 01 : phosphate de couleur grisâtre à beigeâtre riche Pellet, coprolithes et des dents des requins .

Échantillon 07 : phosphate de couleur grisâtre riche Pellet phosphatiques.

Échantillon 08 : phosphate de couleur grisâtre riche Pellet phosphatiques.

Figure 18: Log des échantillons.

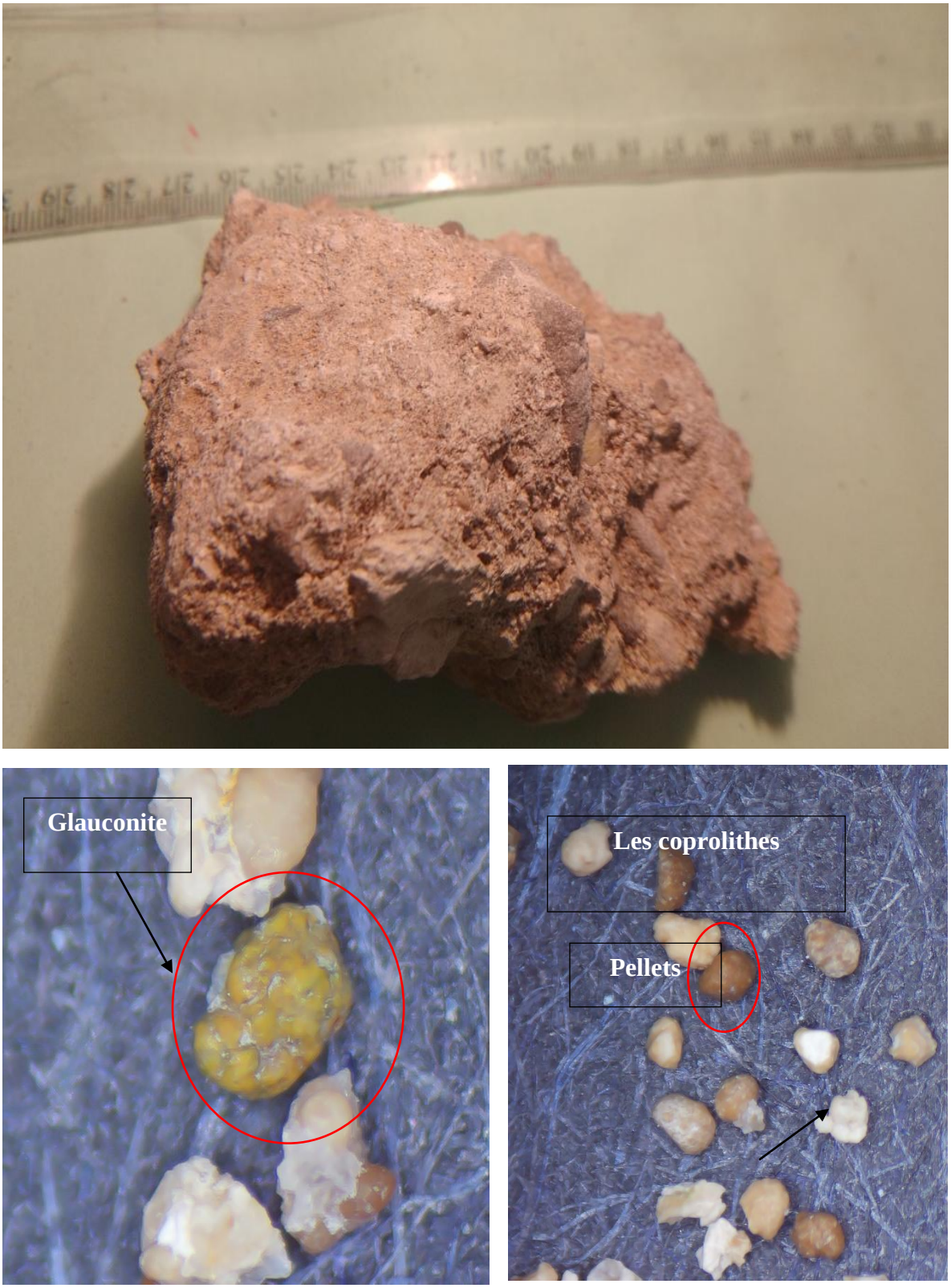


Figure 19 : Aspect macroscopique de phosphate de la région d'Ain Dibba de l'échantillon 01.

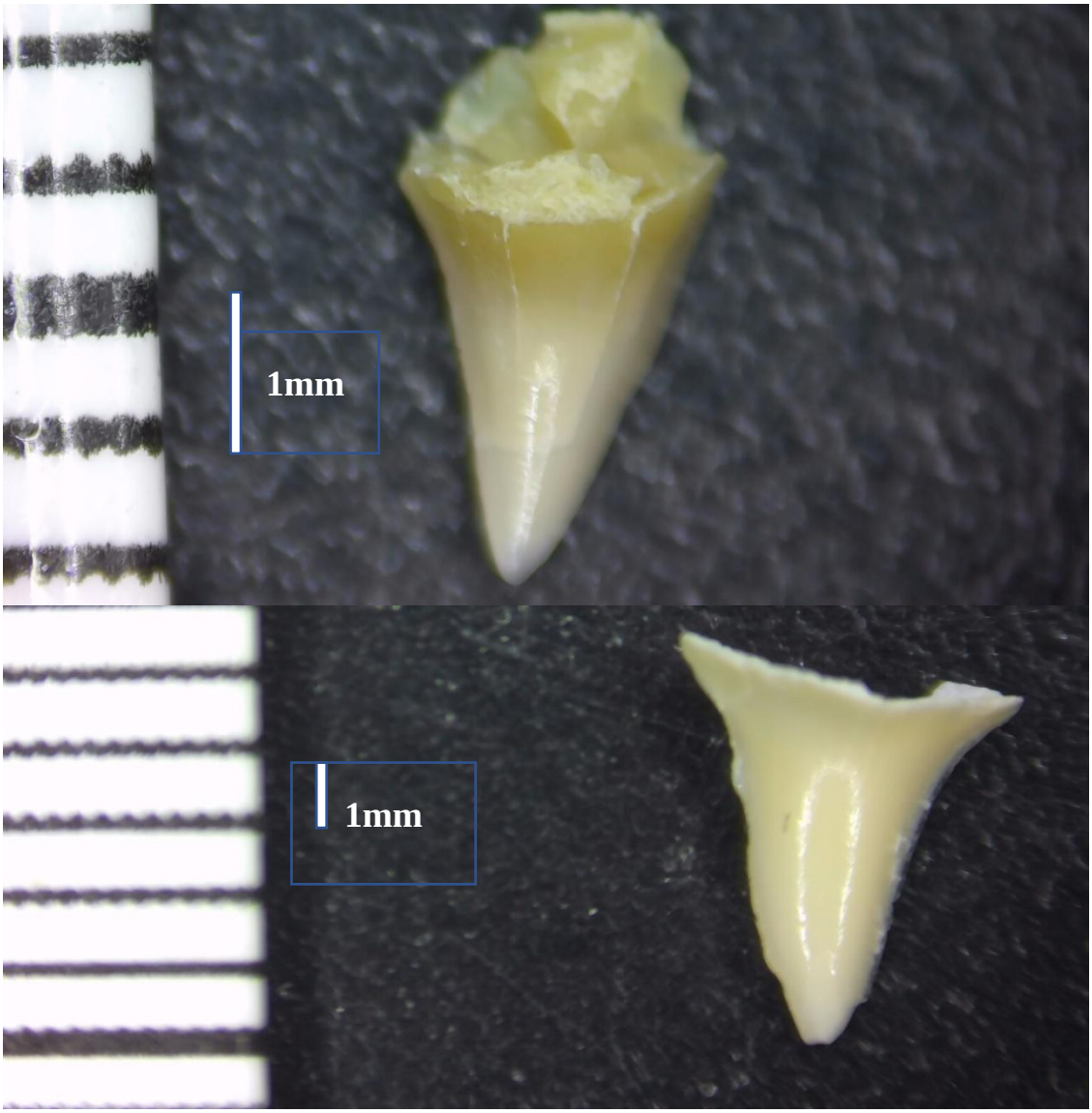


Figure 20 : Dents de poisson dans l'échantillon 06.

B. Les courbes granulométriques

Les courbes granulométriques représentent la distribution des tailles de particules dans les échantillons de sédiments phosphatés de la région d'Ain Dibba. Elles permettent d'évaluer le degré de tri, la modalité et les conditions hydrodynamiques du milieu de dépôt. On observe que la majorité des courbes sont des courbes étalées suggèrent un mauvais tri (milieu plus agité ou à sources multiples).

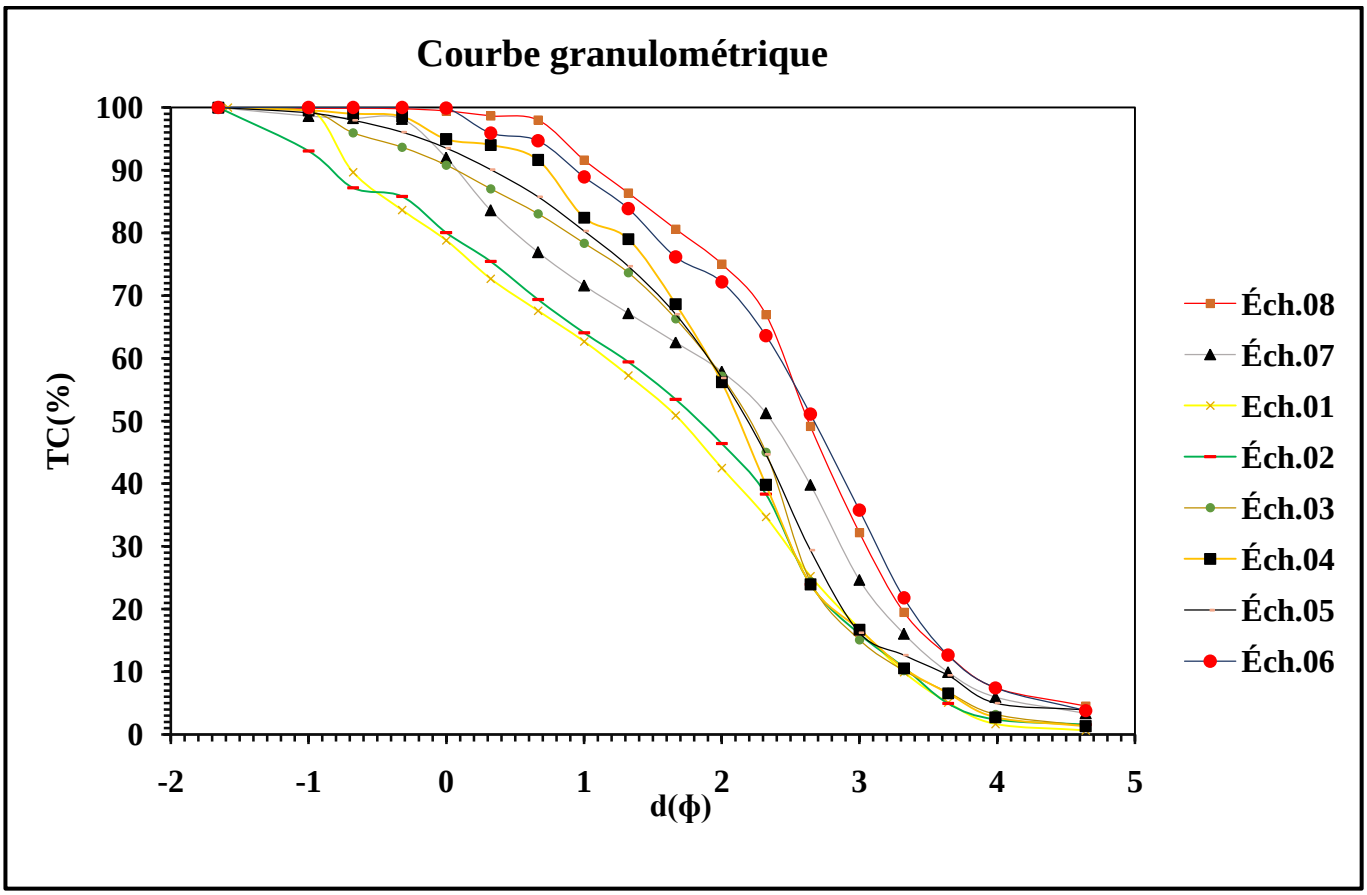


Figure 21: Les courbes granulométriques des 8 échantillons.

C. Évolution des indices morphoscopiques des phosphates de la région d'Ain Dibba

1. Degré d'usure

Les grains émoussés sont les plus abondants les grains émoussés dominent dans tous les échantillons étudiés et analysés, avec des proportions variantes entre 32% et 62%**.** Les grains subémoussés sont abondants avec des Pourcentages qui oscillent entre 14% et 30% .Les grains non usés sont peu abondants avec des pourcentages qui ne dépassent guère 26%. Les pourcentages des grains peu usés sont compris entre 4% et 28%.

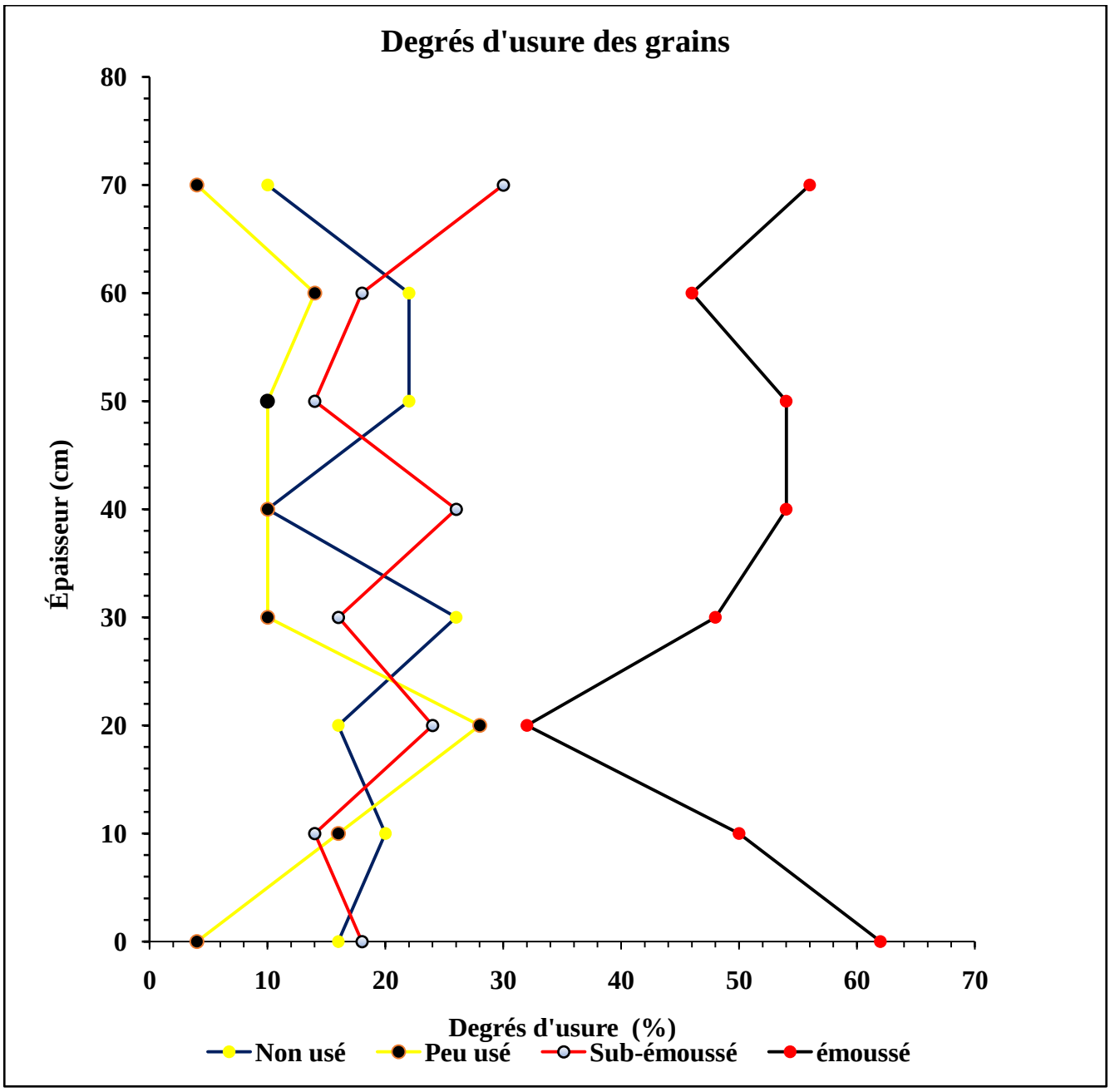


Figure 22: Évolution morphoscopie de Degré D'usure des grains des phosphates.

2. Degré d'arrondissement

La morphologie des grains montre une prédominance des particules arrondies (20% à 60%), indiquant un transport prolongé ou une exposition à des conditions d'abrasion soutenues. Les grains subarrondis sont également bien représentés (14% à 44%), alors que les grains suballongés (12% à 24%) et allongés (10% à 20%) apparaissent en proportions plus modestes. Cette hiérarchie souligne une évolution morphologique progressive vers des formes plus lisses et homogènes.

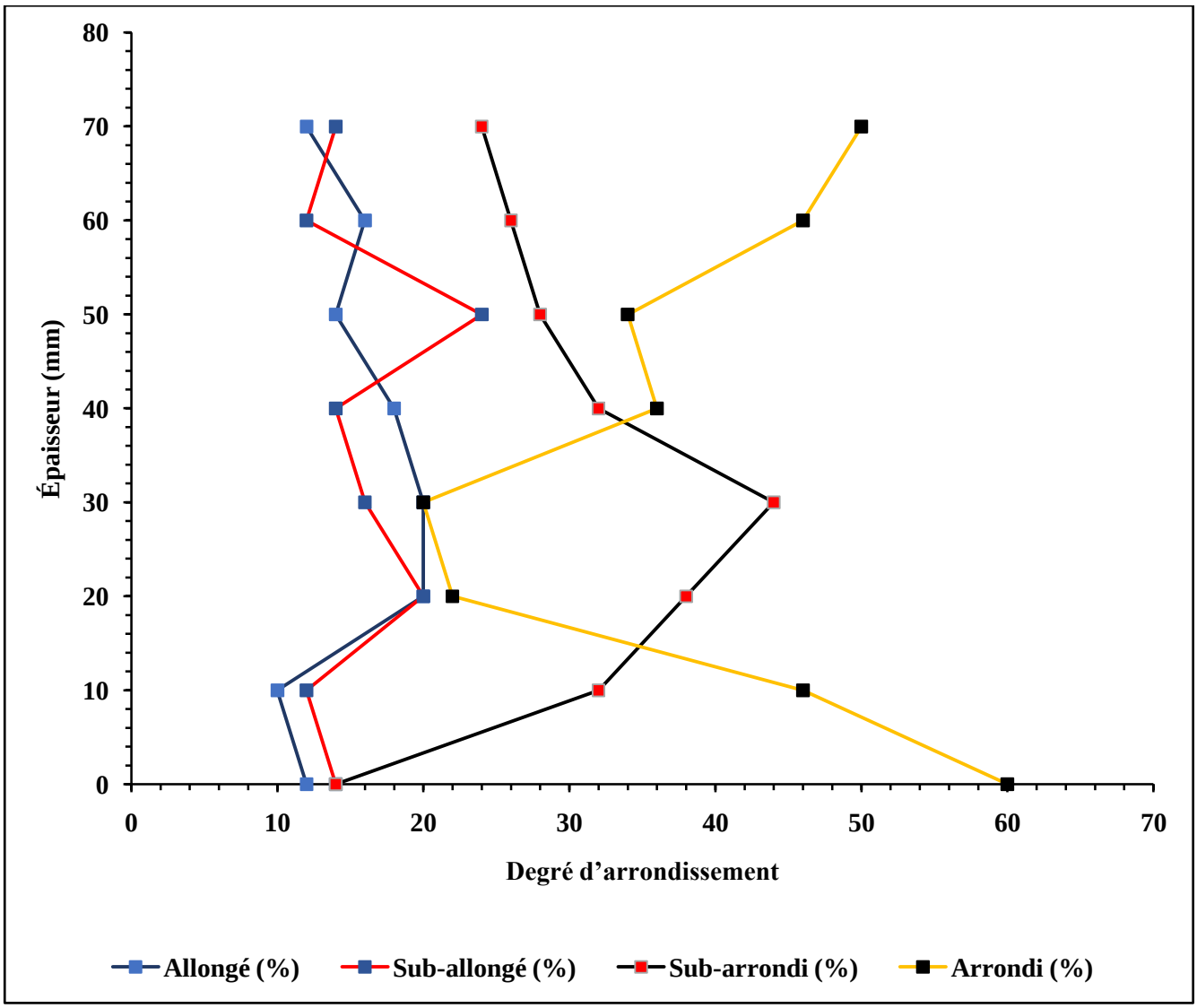


Figure 23: Évolution morphoscopie de Degré D'arrondi des grains des phosphates d'Ain Dibba.

3. État de la surface

Les grains de phosphate d'un aspect mat sont exclusivement dominants dans les échantillons étudiés, par contre les grains de phosphate d'aspect luisant sont peu abondants.

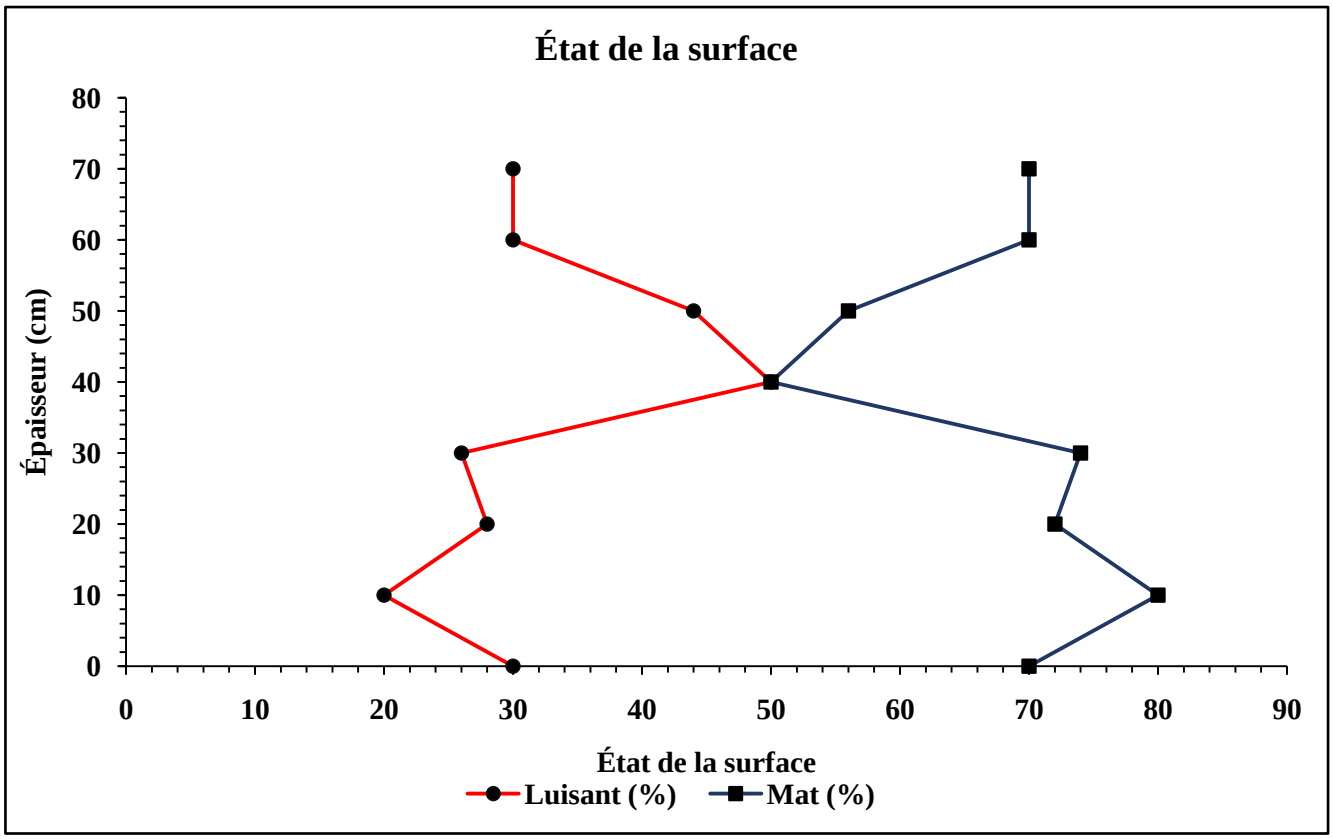


Figure 24: Évolution morphoscopie d'Aspect de la surface des grains des phosphates de la région d'Ain Dibba.

Tableau 6: Moyennes des pourcentages des indices de l'évolution morphoscopique des grains de phosphate de la région d'Aïn Dibba.

Numéro d'échantillon	Épaisseur d'échantillon (Cm)	Usure				Arrondissement				État de la surface	
		Non usé (%)	Peu usé (%)	Sub-émoussé (%)	Émoussé (%)	Allongé (%)	Sub-allongé (%)	Sub-arrondi (%)	Arrondi (%)	Luisant (%)	Mat (%)
8	0	16	4	18	62	12	14	14	60	30	70
7	10	20	16	14	50	10	12	32	46	20	80
1	20	16	28	24	32	20	20	38	22	28	72
2	30	26	10	16	48	20	16	44	20	26	74
3	40	10	10	26	54	18	14	32	36	50	50
4	50	22	10	14	54	14	24	28	34	44	56
5	60	22	14	18	46	16	12	26	46	30	70
6	70	10	4	30	56	12	14	24	50	30	70

VI. IDENTIFICATION DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES DES PHOSPHATES D'AIN DIBBA

A. Introduction

Afin de reconstituer l'évolution sédimentaire et diagénétique du gisement phosphaté d'Aïn Dibba, une analyse systématique des paramètres granulométriques a été entreprise. Cette étude combine des approches statistiques et graphiques pour décrypter les processus de formation des dépôts phosphatés.

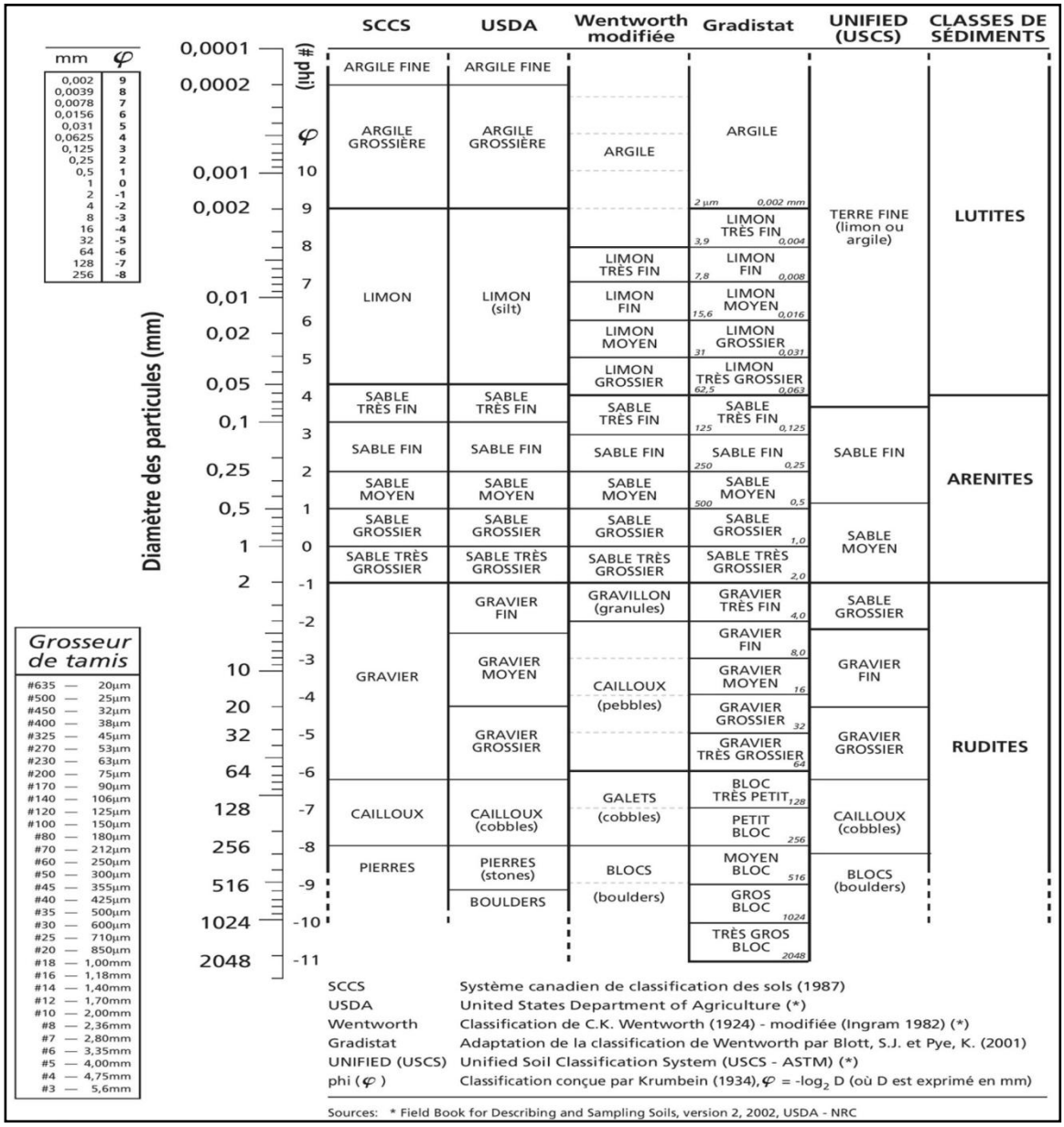


Figure 25: Échelle de classification granulométrique (A. Degaichia, 2014).

(Source : http://www.geoloues- prospecteurs.fr/dictionnaire-geologie/g/index.php ?page=9).

B. Définitions et applications des coefficients granulométriques

Les sédimentologues anglo-saxons ont généralisé l'usage d'une échelle logarithmique, dite échelle de phi (Φ), définie par William Christian Krumbein et Pettijohn (1938) par la relation :

$\Phi = -\log_2 (d)$.

(d : étant le diamètre des grains en mm).

La courbe granulométrique se trace sur papier semi-log où, en abscisse (échelle logarithmique) sont portés les diamètres des particules de sédiments et en ordonné (échelle arithmétique) le passant cumulé en pourcentage pondéral. La courbe doit être tracée de manière continue. Cette courbe permet de mesurer les percentiles : (5%, 16%, 25%, 50%, 75%,84%, 95%, et 99%) (A. Degaichia, 2001).

Une courbe établie en combinant les deux variables suivantes : et appelé courbe de fréquence : En abscisse : les diamètres équivalents en Φ : En ordonnées : les pourcentages des refus partiels. A l'aide de cette courbe, on peut connaître le classement et même l'asymétrie des sédiments (Figure 19).

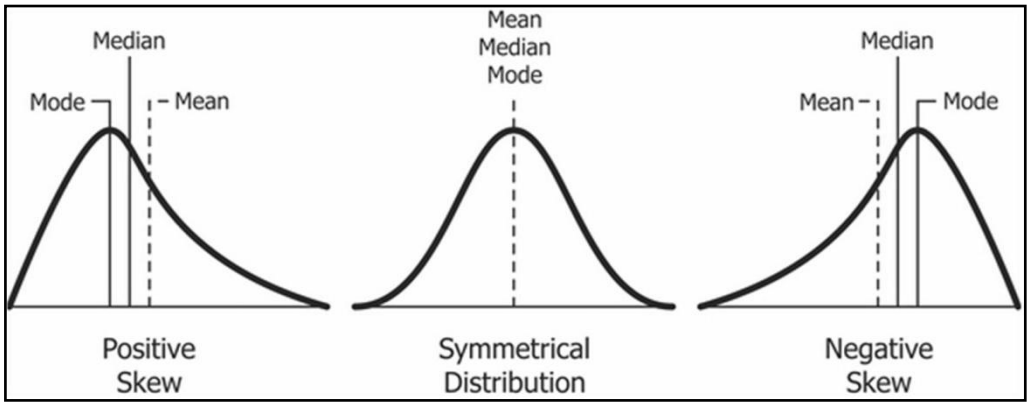


Figure 26: Courbe de fréquence (classement et asymétrie)

(Source: https://www.safaribooksonline.com/library/view/clojure-for-data/9781784397180/ch01s13.html)

Nombreux sont les auteurs qui ont proposé des indices qui permettent d'exprimer numériquement les caractères de distribution granulométrique (Trask, 1930 ; Inman, 1952 ; Folk et Ward, 1957 ; A. Degaichia, 2001). Les indices les plus utilisés sont la Moyenne Mz, le Sorting (δi), le Skewness (SKi) et le Kurtosis (KG).

Dans ce présent travail les paramètres et indices choisis sont ceux définis par Folk et Ward (1957), ces deux auteurs ont proposé des formules qui contiennent un nombre élevé de percentiles, et ils ont utilisé des valeurs de phi comprises entre 5 % et 95%.

1. Le mode

Le tableau présente une évolution quadri-modale (quatre modes de M1 jusqu'au M4) de la distribution

granulométrique des échantillons de phosphates de la région d'Aïn Dibba.

L'étude détaillée des distributions granulométriques, exprimées en échelle "ϕ", révèle une organisation sédimentaire quadri-modale bien définie dans les phosphates d'Aïn Dibba. Le mode principal M_1 se caractérise par des valeurs "ϕ" fortement positives (2.32ϕ à 2.70ϕ) avec des abondances comprises entre 15.30% et 20.62%, indiquant une prédominance de particules fines issues de dépôts en milieu marin calme.

Les modes secondaires M2 et M3 présentent des distributions "ϕ" plus variables :

- M2 oscille entre 0.00ϕ et 3.60ϕ (abondances 4.50% à 9.40%) ;
- M3 montre une gamme étendue de -0.92ϕ à 4.64ϕ (abondances 4.00% - 15.40%) ;

Le quatrième mode M4, bien que marginal (0.8%-6%), présente des valeurs "ϕ" particulières :

- Valeurs positives extrêmes (4.62ϕ) dans l'échantillon 7 ;
- Valeurs négatives (-0.30ϕ) dans l'échantillon 4 ;
- Valeurs nulles (0.00ϕ) dans plusieurs échantillons.

La représentation graphique (Figure 28) permet une appréhension immédiate de la dynamique sédimentaire que les seules données numériques ne pourraient restituer avec autant de clarté. Elle valide sans ambiguïté le modèle quadri-modal et enrichit considérablement son interprétation environnementale.

Tableau 7: Analyse modales des échantillons de la région d'Ain Dibba.

Numéro d'échantillon	Modes et Pourcentages											
	M1(ϕ)	M1(mm)	P1(%)	M2(ϕ)	M2(mm)	P2(%)	M3(ϕ)	M3(mm)	P3(%)	M4(ϕ)	M4(mm)	P4(%)
8	2,64	0,16	9,28	-	-	-	0,67	0,63	6,35	-	-	-
7	2,64	0,16	15,30	-	-	-	-	-	-	0,00	1,00	8,37
1	2,32	0,20	9,40	-1,00	2,00	10,32	-	-	-	0,00	1,00	6,12
2	2,32	0,20	14,40	-1,66	3,16	6,91	-	-	-	0,00	1,00	-
3	2,32	0,20	20,62	-1,00	2,00	3,44	1,00	0,50	4,70	-	-	-
4	2,32	0,20	15,88	-	-	-	0,67	0,63	9,15	-	-	-
5	2,32	0,20	15,29	-	-	-	1,00	0,50	5,62	-	-	-
6	2,64	1,00	15,30	-	-	-	0,67	0,63	5,78	0,00	1,00	3,98

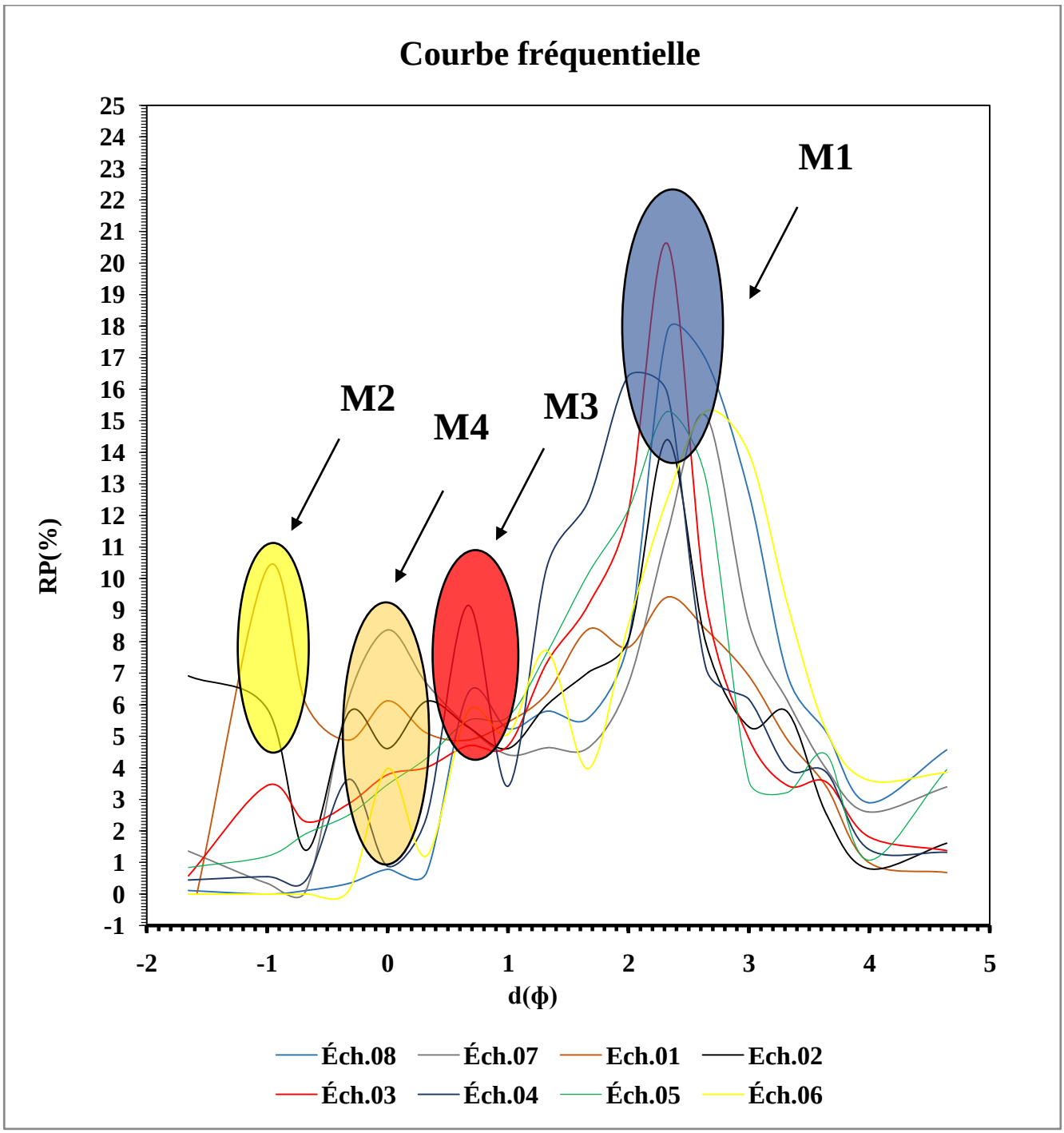


Figure 27: Analyse fréquentielle des sédiments du phosphate de la région d'Ain Dibba.

L'analyse de la courbe granulométrique confirme cette organisation quadri-modale, avec un pic principal associé à M1 et des pics secondaires pour M2 et M3. Cette multimodalité souligne la complexité des processus sédimentaires dans la région, combinant des périodes de dépôt calme et des épisodes plus énergétiques. En conclusion, ces résultats mettent en évidence un environnement de formation dynamique et hétérogène, caractéristique des dépôts de phosphates marins influencés par des apports variés.

Le graphique présente visuellement la répartition des tailles de grains dans les échantillons de

phosphate. On observe clairement quatre populations distinctes :

Le pic principal (M1) représente les particules fines dominantes (09,28 - 20 ,62% de l'échantillon).

Les pics secondaires (M2 et M3) montrent des grains de tailles variables (3,44% - 10,32%).

Enfin mode M4 représente des pourcentages (3,98% - 8,37%).

2. Le grain moyen

Dans la formule proposée par Trask l'échelle utilisée est l'échelle millimétrique, par contre Inman (1938) utilise l'échelle des Phi, et il a proposé la formule suivante pour le calcul de la moyenne **:**

$$\mathbf{Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{84}) /2.}$$

Avec deux quartiles seulement (Φ_{84}et Φ_{16}) la moyenne granulométrique ne serait pas représentative de l'échantillon. Pour y remédier, Folk et Ward ont proposé une autre expression **«** Graphique Mean ou bien le grain moyen » : $Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}) /3$. Dans leur formule Folk et Ward a choisi trois quartiles **(Φ_{16}, Φ_{50} et Φ_{84})** dans le but d'avoir une bonne moyenne représentative de l'échantillon (A. Degaichia, 2001).

Les valeurs du grain moyen dans les 8 échantillons sont pratiquement variées comme suit :

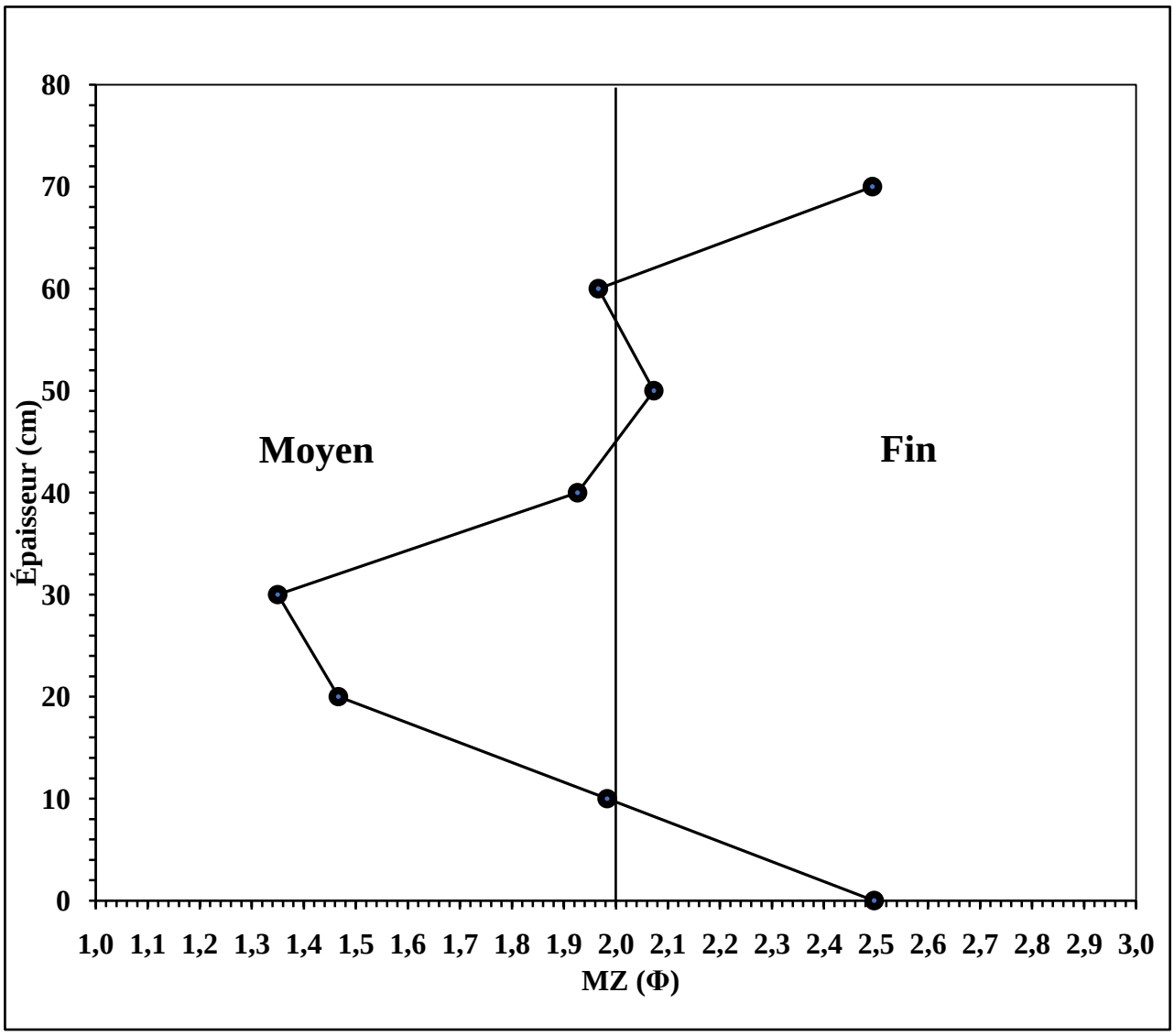


Figure 28: Évolution du grain moyen dans les sédiments des 8 échantillons de la région d'Aïn Dibba.

L'analyse de l'évolution du grain moyen dans les huit échantillons de phosphate révèle une variation perceptible entre des fractions grossières et fines. La plupart des échantillons sont des sables moyens (éch6, éch 1, éch 4, éch 7) tandis que le reste des échantillons (les éch 2,3,5,8) sont des s sédiments fins.

3. La médiane

Il s'agit d'un coefficient qui a été proposé par Trask (1930). Cette dimension est la valeur lue en abscisse pour le point dont l'ordonnée correspond au percentile 100. C'est un coefficient très utilisé surtout dans le cas des sédiments homogènes car il renseigne fidèlement sur les distributions centrales (A. Degaichia, 2014).

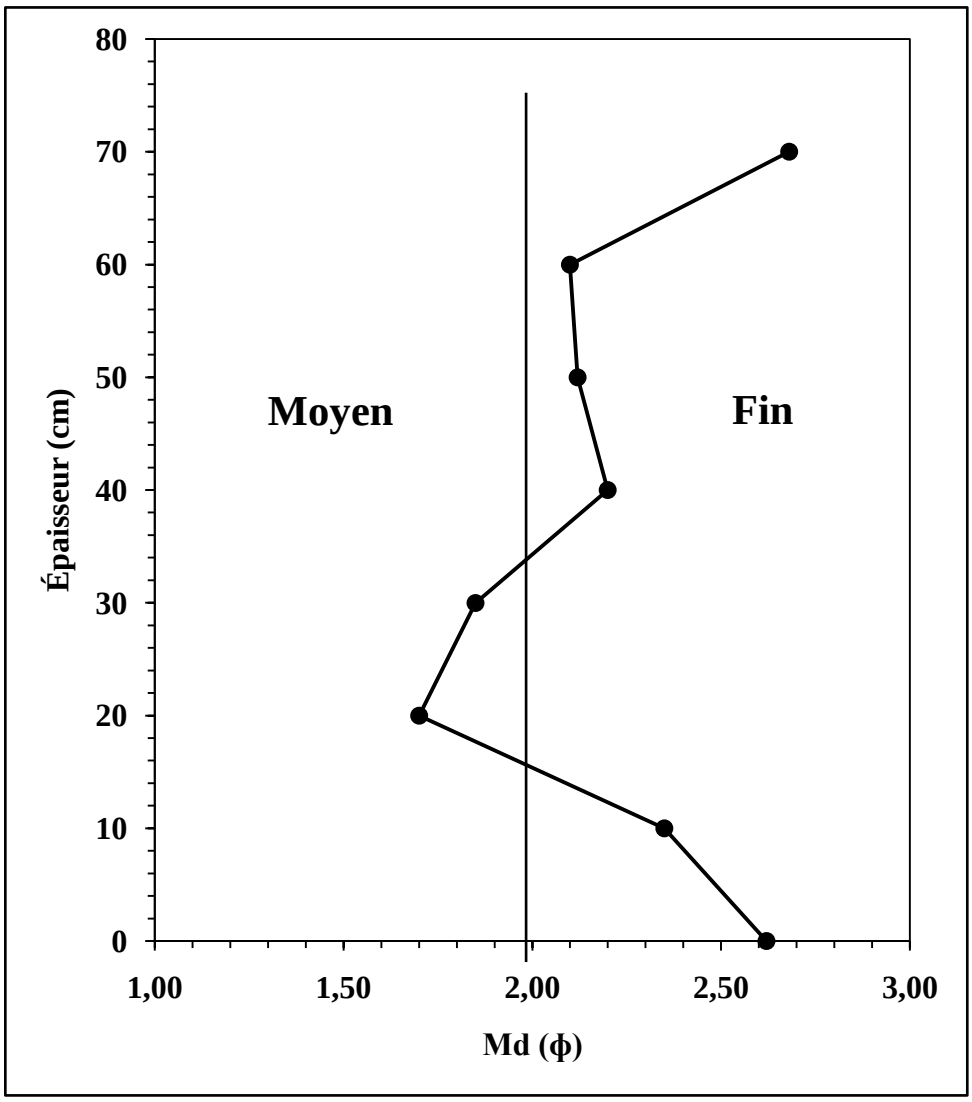


Figure 29 : Évolution de médiane des sédiments de phosphate des 8 échantillons.

La plupart des échantillons sont des sables moyens (éch6, éch 1, éch 4, éch 7) tandis que le reste des échantillons (les éch 2,3,5,8) sont des s sédiments fins.

4. Classement :

Ce paramètre est connu sous le nom de « indice de classement. So », (Trask, 1930), et « Graphique Standard Déviation δG », (Otto, 1938). Les expressions mathématiques utilisées pour définir ce paramètre diffèrent d'un auteur à autre (A. Degaichia, 2001).

$\delta G = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/2$ (Formule proposée par Otto, 1938)

Inclusive Graphie Standard Déviation est le terme utilisé par Folk et Ward (1957), cet indice est donné par la formule suivante : $\delta i = (\Phi 84 - \Phi 16)/4 + (\Phi 95 - \Phi 5)/6{,}6$

$0 < \Phi_i < 0{,}35$: très bien classé

$0{,}35 < \Phi_i < 0{,}50$: bien classé

0,50 < Φ_i < 0,71 : assez bien classé

0,70 < Φ_i < 1,00 : moyennement classé

1,00 < Φ_i < 2,00 : médiocrement classé

2,00 < Φ_i < 4,00 : très mal classé

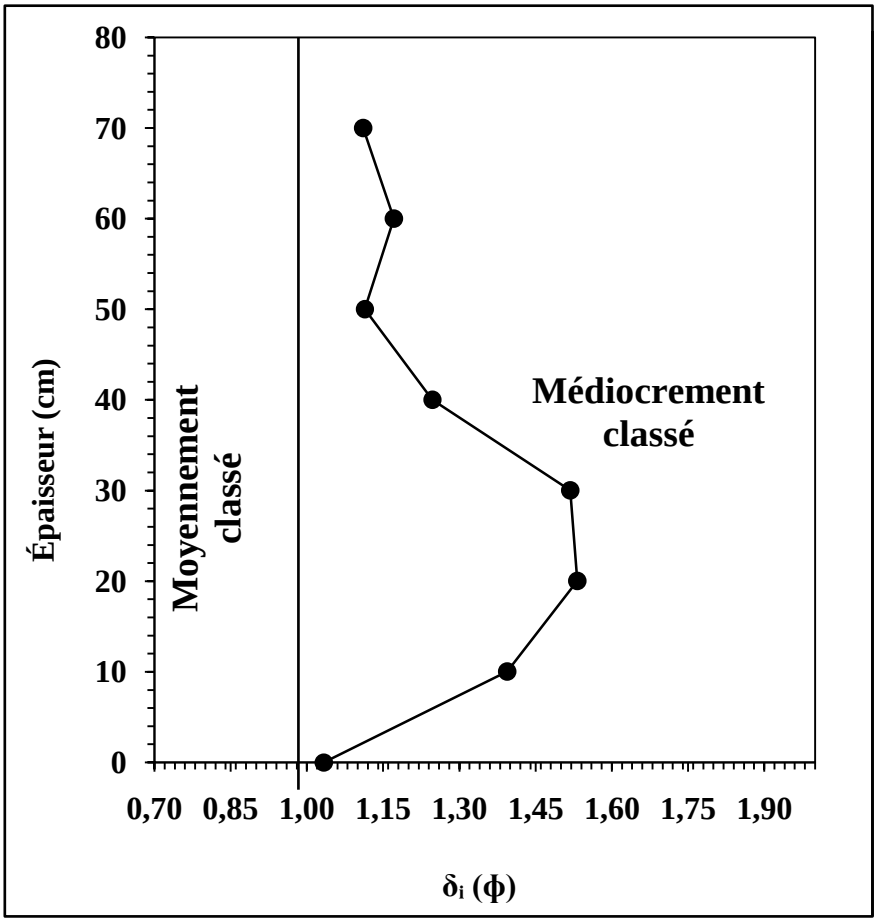


Figure 30:Évolution de l'indice de classement des sédiments de phosphate des 8 échantillons.

5. Indice d'asymétrie (Skewness)

Le terme utilisé par Inman pour cet indice est « Graphique Skewness » (A. Degaichia, 2001), selon cet auteur ce paramètre est donné par la formule suivante :

$$\mathbf{Ski= ((\Phi_{84} + \Phi_{16}) - 2\Phi_{50}) / (\Phi_{84} - \Phi_{16})).}$$

Le meilleur calcul de cet indice est donné selon la formule proposé par Folk est Ward (1957) :

$$\mathbf{Ski = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}) / 2 (\Phi_{84} - \Phi_{16}) + (\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}) /2 (\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

+1,00 > Ski > +0,30 : forte asymétrie vers les petites tailles

+0,30 > Ski > +0,10 : asymétrie vers les petites tailles

+0,10 > Ski > -0,10 : symétrie granulométrique de l'échantillon

- 0,10 > Ski >-0.30 : asymétrie vers les grandes tailles

- 0,30 > Ski > - 1,00 : forte asymétrie vers les grandes tailles

Les valeurs de l'indice de classement oscillant entre 0,25 et 0,54 indiquent un tri allant de bon à moyen. Cela suggère que les processus naturels de sélection des particules ont été relativement efficaces, probablement sous l'action de courants ou de vagues réguliers. Le dépôt semble s'être effectué dans un environnement marin peu profond, où l'énergie suffisante permet un certain degré d'organisation des sédiments.

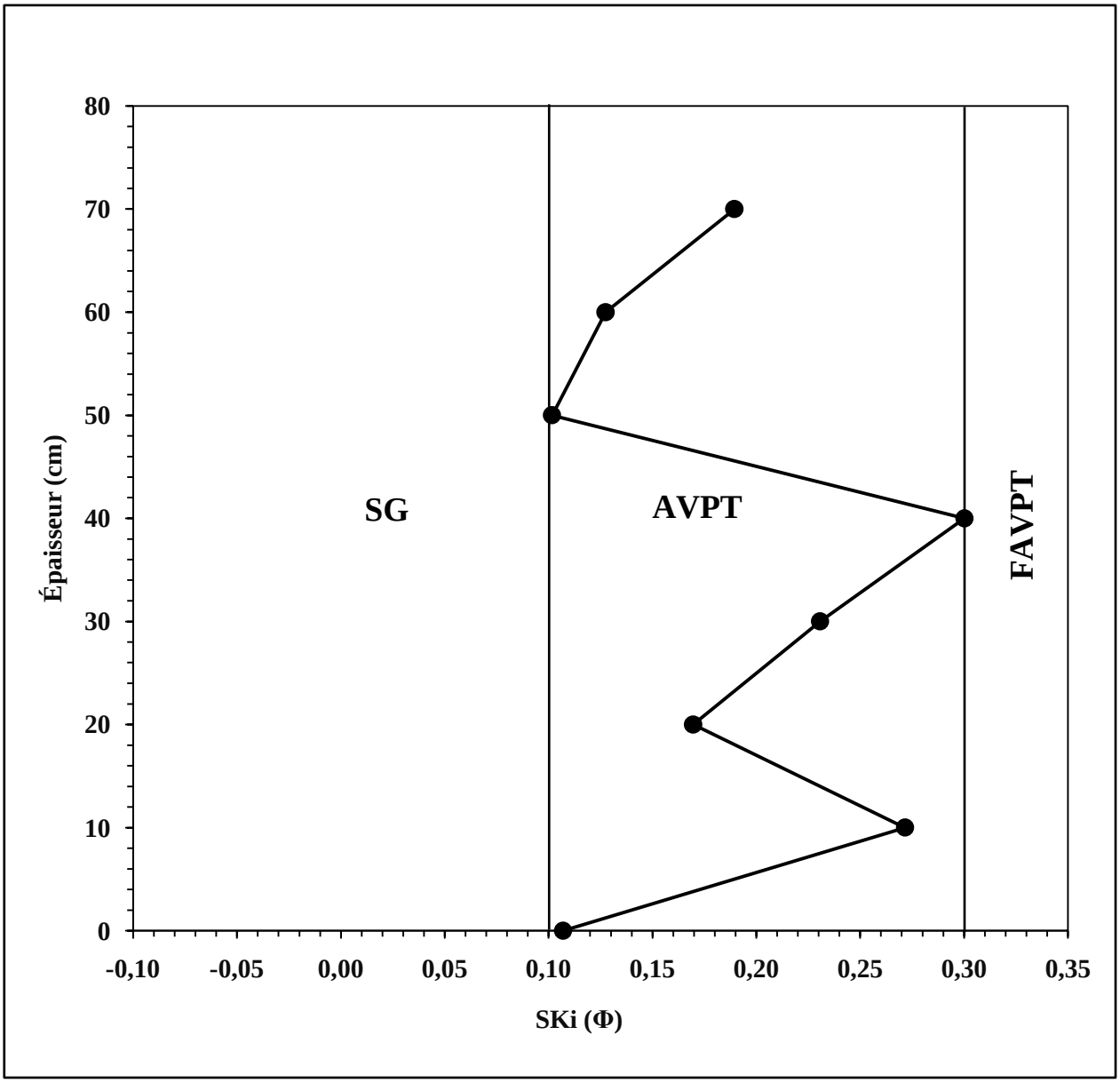


Figure 31: Évolution de l'indice d'asymétrie des sédiments des sédiments de phosphate des 8 échantillons.

Légende :

SG : Symétrie granulométrique de l'échantillon ;

AVPT : Asymétrie vers les petites tailles ;

FAVPT : Forte asymétrie vers les petites tailles.

Les profils d'asymétrie révèlent des tendances variées, illustrant la richesse et la complexité des mécanismes de dépôt. Une asymétrie positive, vers les fines, peut refléter un transport prolongé ou une décantation progressive, tandis qu'une asymétrie négative traduit souvent un dépôt plus brusque de matériaux grossiers. Ces variations traduisent une dynamique sédimentaire fluctuante, influencée par l'énergie du milieu et la nature du matériel d'origine.

6. Indice d'acuité ou d'aplatissement (K_G)

Folk et Ward (1957) ont défini ce paramètre par l'expression suivante

$K_G = (\Phi_{95} - \Phi_5) / (2{,}44 * (\Phi_{75} - \Phi_{25})$

Dans une courbe de Gauss, en forme de cloche, ce paramètre calcule le rapport entre le classement aux extrémités et le classement au centre de la courbe.

K_G <0,67	Courbe très platykurtique
0,67 - 0,90	Courbe platykurtique
0,90 - 1,11	Courbe mésokurtiques
1,11 - 1,50	Courbe leptokurtique
1,50 -3,00	Courbe très leptokurtique
3,00<K_G	Courbe extrêmement leptokurtique

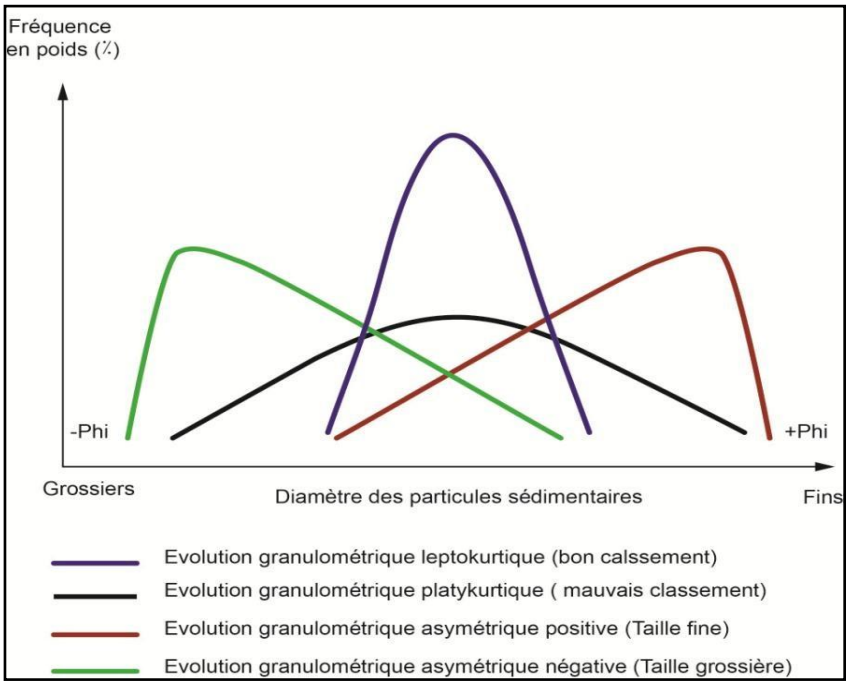


Figure 32: Courbe de fréquence illustration les différentes distributions de Kurtosis.

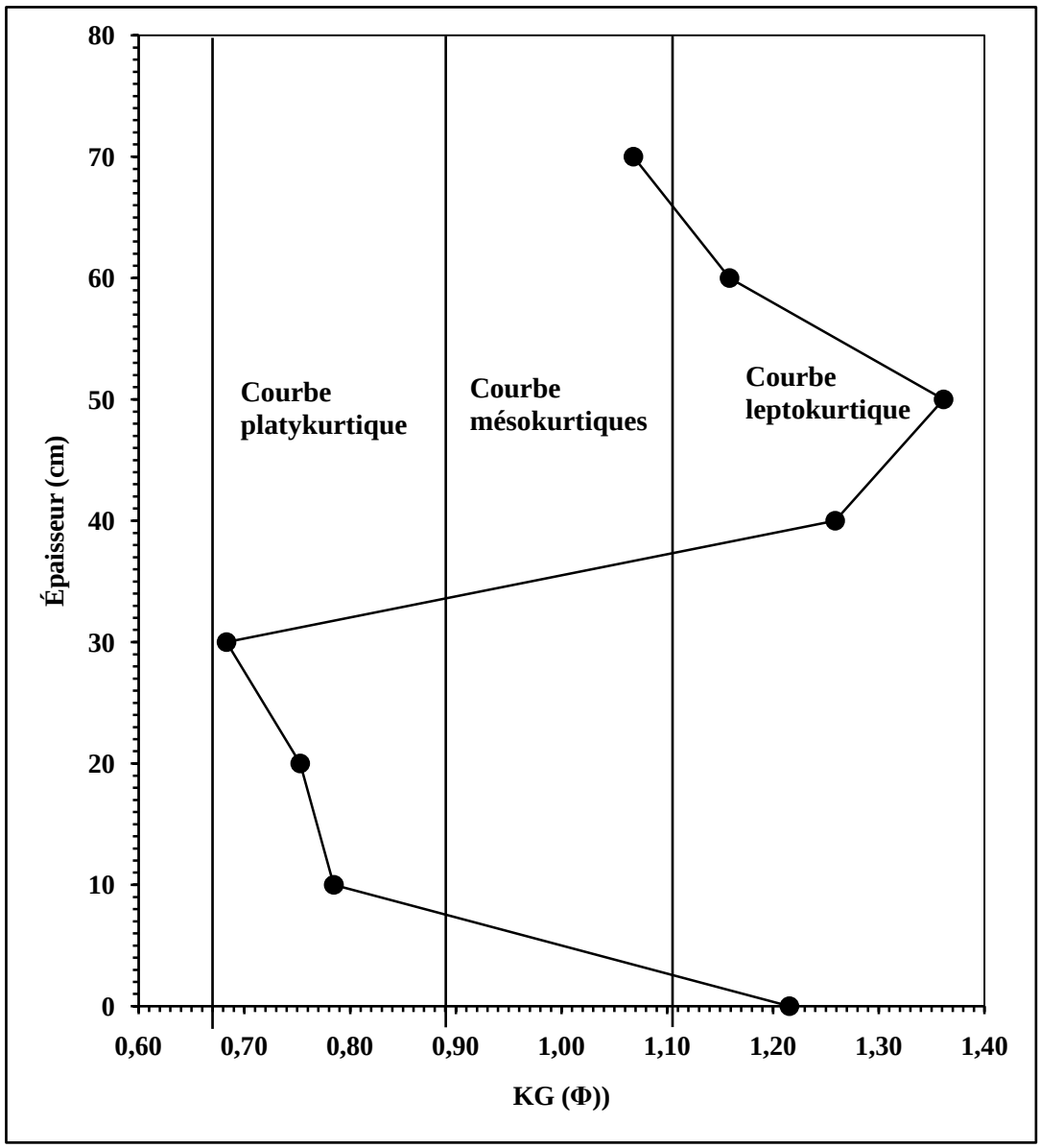


Figure 33: Évolution de l'indice d'acuité des sédiments des phosphates des 8 échantillons.

L'indice d'acuité met en lumière le degré de concentration des tailles de grains autour de la moyenne. Des valeurs leptokurtiques suggèrent un tri plus homogène, caractéristique d'un environnement relativement stable, tandis que des valeurs platykurtique traduisent un mélange plus hétérogène. Cette dualité illustre un contexte sédimentaire influencé par des apports multiples ou des phases de dépôt distinctes.

Tableau 8: Tableau récapitulatif des paramètres sédimentologique.

Épaisseur	C (ϕ)	Mz (ϕ)		Md (ϕ)		SK_i (ϕ)		Kg (ϕ)		δ_i (ϕ)	Classement
0	-1,81	2,50	Fin	2,62	Fin	0,11	ASVPT	1,22	CL	1,03	Médiocrement classé
10	-1,10	1,98	Moyen	2,35	Fin	0,27	ASVPT	0,78	CM	1,39	Médiocrement classé
20	-0,95	1,47	Moyen	1,70	Moyen	0,17	ASVPT	0,75	CP	1,53	Médiocrement classé
30	-1,60	1,35	Moyen	1,85	Moyen	0,23	ASVPT	0,68	CP	1,52	Médiocrement classé
40	-0,90	1,93	Moyen	2,20	Fin	0,30	ASVPT	1,26	CL	1,25	Médiocrement classé
50	-0,40	2,07	Fin	2,12	Fin	0,10	ASVPT	1,36	CL	1,11	Médiocrement classé
60	-1,00	1,97	Moyen	2,10	Fin	0,13	ASVPT	1,16	CL	1,17	Médiocrement classé
70	0,10	2,49	Fin	2,68	Fin	0,19	FAVPT	1,07	CM	1,11	Médiocrement classé

Légende :

AVPT : Asymétrie vers les petites tailles ; **SGL :** symétrie granulométrique de l'échantillon ; **CP** : Courbe platykurtique ; **CL** : Courbe Leptokurtique ; **CTL** : Courbe Très Leptokurtique

VII. RELATION ENTRE LES PARAMÉTRES SEDIMENTOLOGIQUES ET LES ÉNVIRONNEMENTS DE DEPOT DES SEDIMENTS DES PHOSPHATES D'AIN DIBBA

A. Relation entre (Ski/Mz)

La figure montre la relation entre Ski et Mz des sédiments phosphatés de la région d'Ain Dibba, on observe que la plupart des échantillons sont des échantillons sont des sables moyens (éch 01, éch 02, éch 03, éch 05, éch 07) tandis que le reste des échantillons (éch 06, éch 04, éch 08) sont des sables fins avec asymétrie vers les petites tailles.

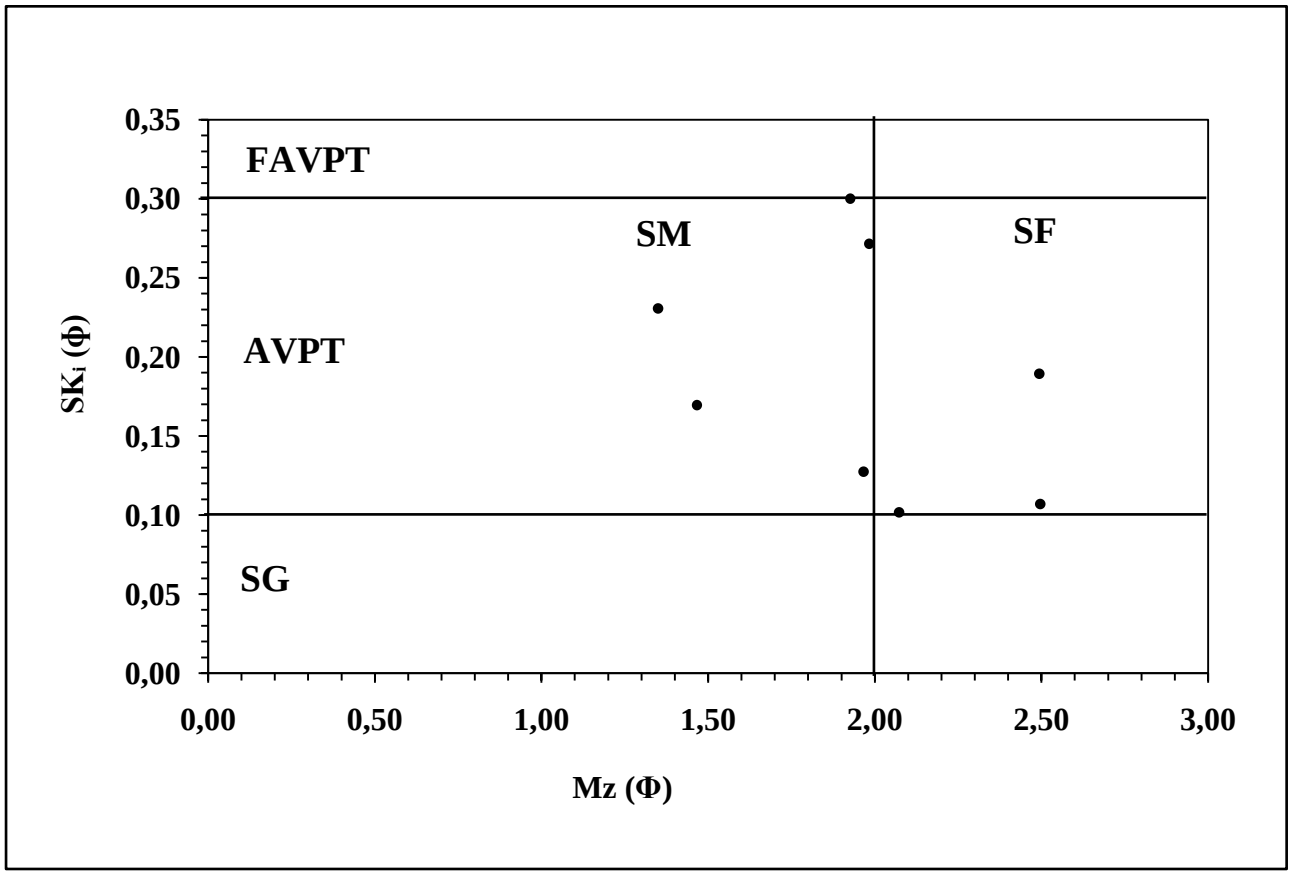


Figure 34: Relation entre (Ski/Mz)

Légende :

AVPT : Asymétrie vers les petites tailles ; **FAVPT** : Forte asymétrie vers les petites tailles ; **SGL :** symétrie granulométrique de l'échantillon ; **SM** : Sable moyen ; **SF** : Sable fin.

B. Relation entre (Ski/δi)

La figure montre la relation entre Ski et δi des sédiments phosphatés de la région d'Ain Dibba, on observe que la plupart des échantillons sont des échantillons médiocrement classés avec asymétrie vers les petites tailles.

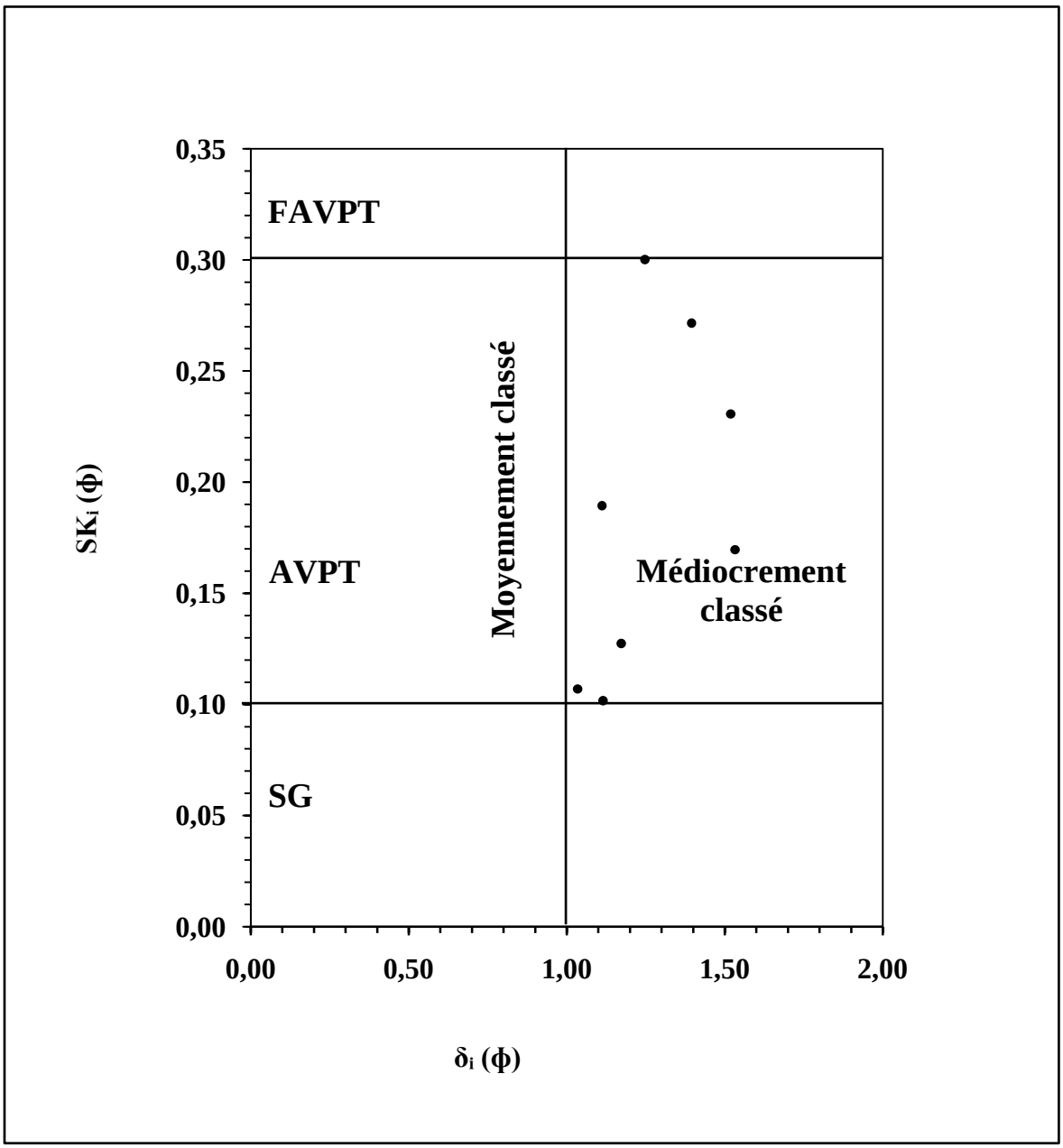


Figure 35: Relation entre (Ski/δi)

Légende :

AVPT : Asymétrie vers les petites tailles ; **FAVPT** : Forte asymétrie vers les petites tailles ; **SGL :** symétrie granulométrique de l'échantillon.

C. Relation entre (Mz/δi)

La figure montre la relation entre Mz et δi des sédiments phosphatés de la région d'Ain Dibba, on observe que la plupart des échantillons sont des sables (éch6, éch 1, éch 4, éch 7) moyens mais le reste des échantillons (les éch 2,3,5,8) sont des s sédiments fins avec un médiocrement classé.

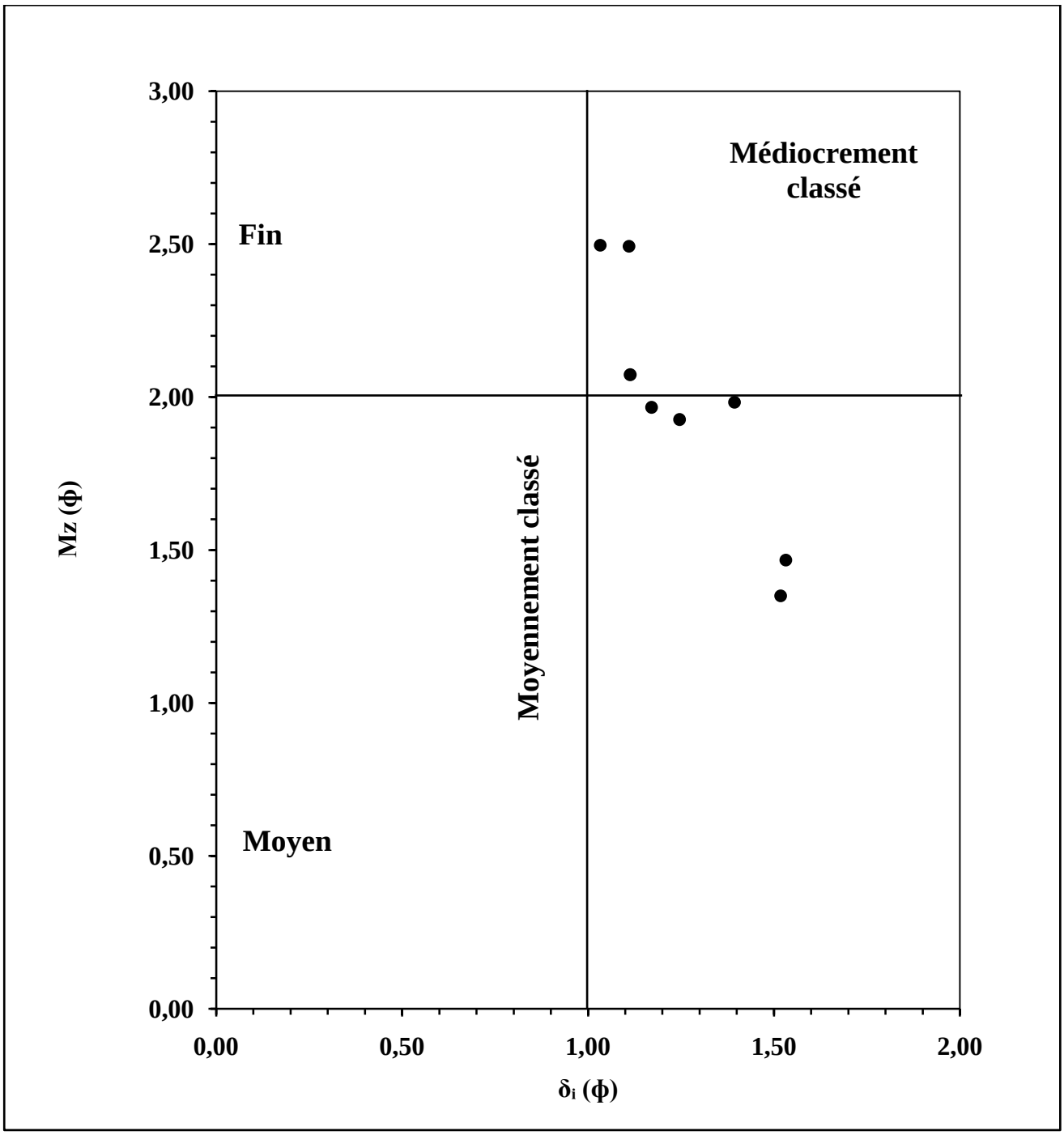


Figure 36: Relation entre (Ski/δ).

VIII. ANALYSE TEXTURALE

Les sédiments phosphatés du Paléocène présentent une diversité texturale marquée par la présence de rudites, d'arénites et de lutites, reflétant des dynamiques sédimentaires variées. Les rudites, constituées d'éléments grossiers supérieurs à 2 mm comme les nodules phosphatés et les coprolithes de grande taille, témoignent de milieux à haute énergie. Les arénites, caractérisées par des grains compris entre 0,0625 et 2 mm, englobent les sables glauconieux et les pellets phosphatés. Cette tripartition texturale permet de reconstituer les paléoenvironnements et les processus hydrodynamiques ayant contrôlé la mise en place des phosphates paléocènes.

Tableau 9: Analyse texturale des échantillons de phosphate de la région d'Ain Dibba.

Numéro d'échantillon	Épaisseur (cm)	Poids des rudites (g) (>2mm)	Poids des arénites (g) (de 2 à0,063mm)	Poids des lutites (g) (de 0,063 à 0,04mm)	Poids totale (g)	Rudites (%)	Lutites (%)	Arénites (%)
8	0	0,10	7,40	82,20	89,70	0,11	8,25	91,64
7	10	1,50	23,60	63,30	88,40	1,70	26,70	71,61
1	20	9,10	23,80	55,30	88,20	10,32	26,98	62,70
2	30	11,10	20,10	55,60	86,80	12,79	23,16	64,06
3	40	3,50	15,40	68,40	87,30	4,01	17,64	78,35
4	50	0,90	15,00	74,80	90,70	0,99	16,54	82,47
5	60	1,70	14,80	67,20	83,70	2,03	17,68	80,29
6	70	0,00	9,20	73,80	83,00	0,00	11,08	88,92

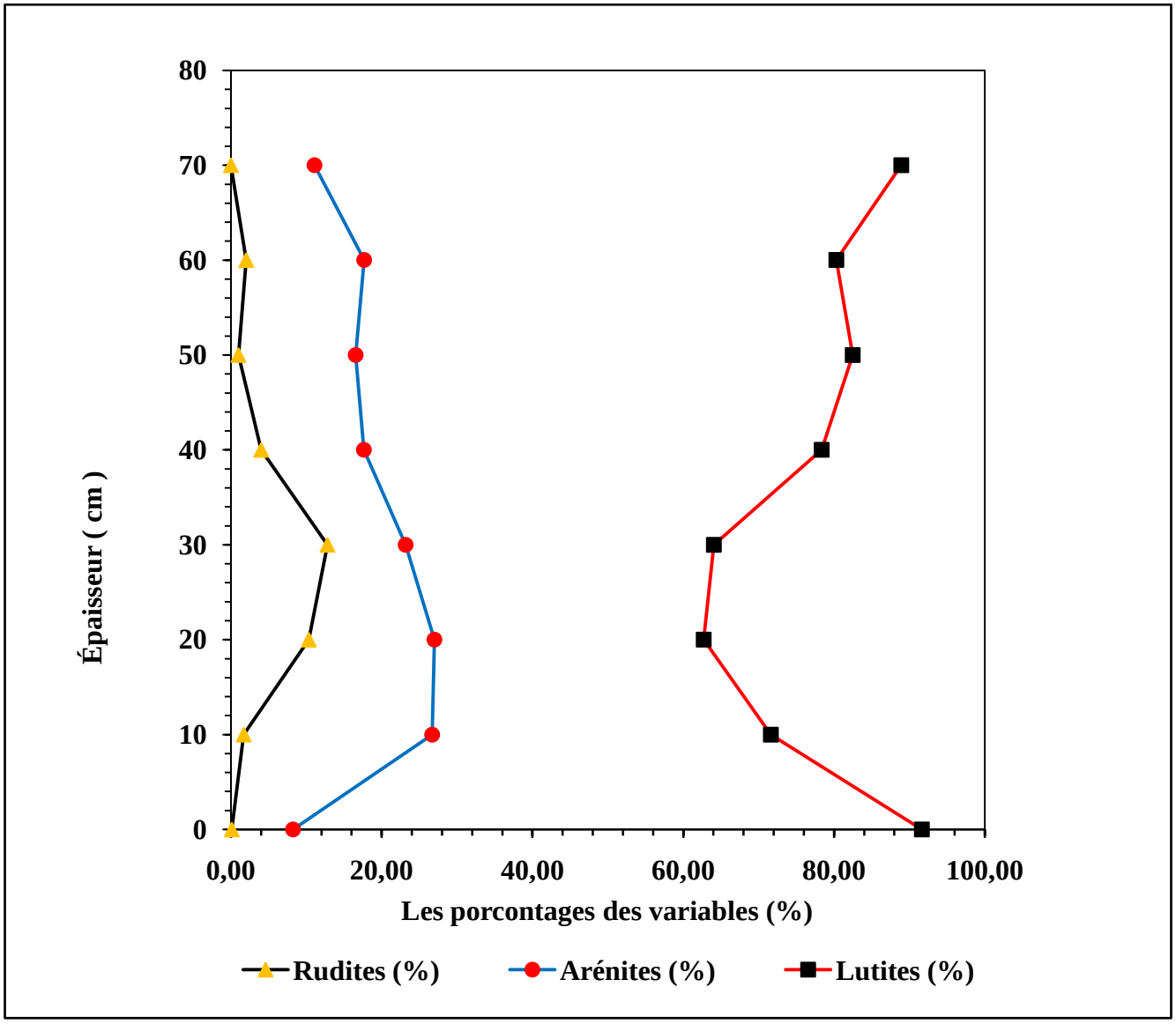


Figure 37: Évolution texturale des sédiments de phosphate de la région d'Ain Dibba.

La (Figure.36) présente la classification granulométrique des sédiments phosphatés d'Aïn Dibba selon la nomenclature des rudites-arénites-lutites.). On remarque une relation inverse entre le teneur en lutite et celle en arénite, tandis que la teneur en lutite montre une corrélation positive.

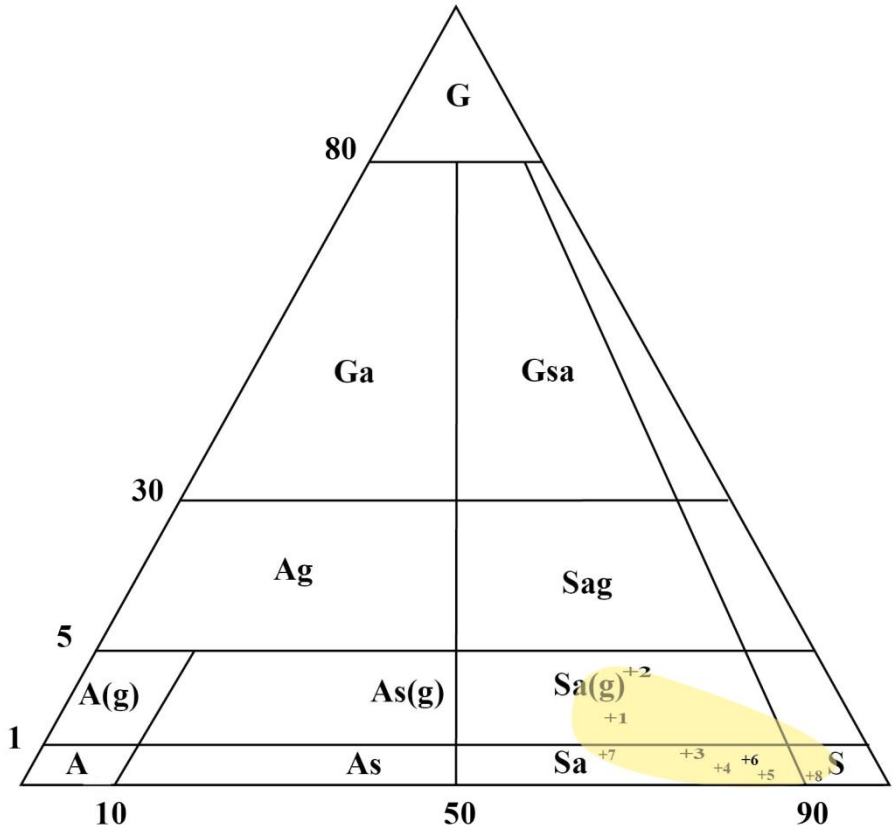


Figure 38: Diagramme de l'Évolution texturale des sédiments de phosphate de la région d'Ain Dibba du Folk.

Les sédiments phosphatés de la région d'Aïn Dibba présentent des textures variées. La plupart des échantillons (3, 4, 5, 6 et 7) sont des sédiments sable-argileux. Les échantillons 1 et 2 contiennent sont des sables argileux légèrement graveleux, et un seul échantillon (08) avec un sédiment sableux.

Conclusion

Ce travail a permis une caractérisation détaillée des dépôts phosphatés paléocènes de la région d'Aïn Dibba dans le bassin de Tébessa. Les analyses granulométriques, morphoscopiques et sédimentologiques ont révélé une alternance de faciès ruditiques, arénitiques et lutitiques, témoignant d'environnements de dépôt variés allant de milieux à haute énergie à des zones plus calmes. Les variations verticales et latérales observées, notamment dans les teneurs en carbonates, ont mis en évidence des changements paléoclimatiques et hydrologiques significatifs durant cette période. Ces résultats fournissent non seulement des clés de compréhension des mécanismes de formation des phosphates en contexte de bassin en extension, mais constituent également une base de données précieuse pour des études comparatives. Les perspectives de ce travail pourraient s'orienter vers une analyse plus fine des contrôles diagénétiques et une évaluation du potentiel économique de ces formations phosphatées, tout en élargissant les investigations à d'autres secteurs du bassin de Tébessa.

On observe une diminution de l'intensité (1,34% jusqu'à 4.46%) de ce graphe exprime l'appauvrissement en contenu malacologie.

Les sédiments phosphatés du Paléocène présentent une diversité texturale marquée par la présence de rudites, d'arénites et de lutites, reflétant des dynamiques sédimentaires variées.

BIBLIOGRAPHIE

Abuodha, J. O. Z. (2003). Grain size distribution and composition of modern dune and beach sediments, Malindi Bay coast, Kenya. Journal of African Earth Sciences, 36(1-2), 41-54.

Affoun, S. (2006). Ressources en eaux, mobilisation et utilisation dans le bassin versant de la Mafragh. Mémoire de magister, univ. Constantine.

Aït Ouali R (1991) Le rifting des Monts des Ksour au Lias : Organisation du bassin diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb, Ph.D. Thesis, 306 pp., Univ. D'Alger, Alger, Algeria.

Amari A (1986) Des oscillations du niveau marin durant le Quaternaire sur le littoral de Sfax. Science de la terre, Tunisie, 4, 71-78.

Andrieux J, Frizon de Lamotte D, and Braud J (1989) A structural scheme for the Western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times, Geodin. Acta, 3, 5-15.

Beghoul M (1974) Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens. Thèse. Doct. Ing., Paris, 127 p.

Belmedrek, S. (2006). Granulométrie et mineraux lourds des sables dunaires et de plage des secteurs de OuedZhour et de Beni Belaid (Jijel, Algerie nord orientale).

Benabbas C (2006) Évolution mio-plio-quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de Doctorat d'état. 242p. **Berthois L (1975)** Etude sédimentologique des roches meubles (techniques et méthodes) – Doin Edit. – Paris – 278p.

Berthois, L. (1958). *Technique de l'analyse granulométrique*. Centre de documentation universitaire.

Bietlot A (1940) Méthodes d'analyses granulométriques – application à quelques sables éocènes belges – Mém. Soc. Géol. de Belgique – T. 64 – Fasc. 2 – pp. 79-169.

Bismuth M (1973) Réflexions stratigraphiques sur l'Albo-aptien dans la région des djebels Daïa et son environnement (Tunisie du centre- nord). Livre jubilé M. Solignac, Annales des mines et de la géologie Tunis N° 26, p. 179- 212.

Blès JL (1969) Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (SE Constantinois-Algérie). Les microfracturations et leurs relations avec les failles et les plis. Pub. Ser. Géol. Algérie, (Série N° 11), Bull. N° 39, pp. 7-17.

Blès JL et Fleury (1971) Carte géologique1/50 000 Morsott et notice explicative. Publ. Serv. Geol. Algérie.

Boggs S (2006) Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4th ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. 612p.

Bossière, G. (1976). Sur un gisement de péridotite découvert dans le massif cristallophyllien de l'Edough (Annaba, Algérie)..

Bourcart J (1941) Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. Bull. Soc. Géol. Fr. 11, 46, p. 117-153.

Bouzenoune A (1993) Minéralisations péridiapiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie Orientale). Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 209 p. **Bouzenoune A, Rouvier H, Thibiéroz J (1995)**

Trias de l'Ouenza: contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, Vol. 6, N°1, pp. 3-24.

Cailleux A & Tricart J (1959) Initiation à l'étude des Sables, Galets – Edit C. D. U. – Paris – T. 1 – 376 p. – 56 Tabl – 72 figures – T. 2 – 194 p.– T. 3 – 202 p.

Bull, W. B. (1977). The alluvial-fan environment. *Progress in Physical geography*, *1*(2), 222-270.

Cailleux A (1964) Rectification à propos de la définition de l'indice d'émoussé. Comptes-rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France, 8, 318 p.

Castany G (1951) Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Annales Mines Géol.,Tunis, n°8, 2 vol. 634 pages.

Castany G (1954) Les grands traits structuraux de la Tunisie. Bull. Soc.géol. fr., (6), IV,pp. 151-173. **Chebbah M (2007)** Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie). Thèse de Doctorat d'état. 479p.

Chauhan, O. S. (1992). Laminae and grain-size measures in beach sediments, East Coast Beaches, India. Journal of coastal research, 172-182.

Chihi L (1984) Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie centrale) et des structures voisines: J. **Selloum et J. Maargaba.** Thèse 3ème cycle, Géol. Struct. , Paris XI, 116p.

Chihi L, Ben Ayed N (1991) Le rôle de la fracturation précoce sur la distribution des structures récentes le long du décrochement de Kasserine. Annales tectoniques, vol. V, n°1, pp.64-73.

Chihi L, Dlala M, Ben Ayed N (1984) Manifestations tectoniques et polyphasées d'âge Crétacé moyen dans l'Atlas tunisien central (Région de Kasserine). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 298, série II, n°4,

Chihi L, Philip H (1999) Le bloc atlaso-pélagien : place et évolution géodynamique dans le contexte subduction-collision de la Méditerranée centrale (Afrique du nord-Sicile) du Miocène au Quaternaire. Note. Serv. Géol. Tunisie, n° 65, pp. 49-61.

Chikhaoui M (1988) Succession distension-compression dans le sillon tunisien. Secteur de Nebeur, El Kef, Tunisie centre nord. Thèse ès Science, Univ. Nice, France, 143 p.

Czerminski J (1955) Wsprawie klasyfikacji i nomenklatury skal osadowych. Przegl. Geolog., 5, Warszawa.

David L (1956) Etude géologique des Monts de la Haute Medjerda – Bull. Serv. Carte géol. Algérie – Nlle. Sér.– Bull. – n°11 – Alger.

David L (1956) Etude géologique des monts de la haute Medjerda. Thèse Sci. Paris. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, N.S. Bull, n°11, 304 p.

Degaichia, A. (2001). Aspects sédimentologique du dépôt mio-plio-quaternaire de la zone avoisinante au barrage de Foum el khanga (sedrata, NE de l'Algérie). *Thèse de Magistère. 23 Tab.-29 Fig.-176p.*

Degaïchia A, Laouar R (2013). Sédimentologie et paléoenvironnements du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa (Atlas saharien oriental, Algérie). Bulletin du Service Géologique National, 24 (3), pp. 189-207.

Degaichia, A. & Salhi, N. (2013). Introduction à l'étude granulométrique des sables de la plage du golfe de Bône (Annaba).*Conférence : 3éme Colloque International "Les Géosciences au Service du Développement*

Durable". *10p.*

Degaichia, A. (2014). Sédimentologie et paléoenvironnements des sédiments du pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa et ses abords (Atlas saharien oriental, ne de l'Algérie (Doctoral dissertation, Université Badji Mokhtar).

Diab, I., Laouar, R., Bosch, D., Tlili, A., Degaichia, A., Bruguier, O., Zaabat M., Bouhlel S., & Kechiched, R. (2024). The Ain Dibba and Ain Kissa phosphorites, Tebessa (NE Algeria): REE depletion versus shallow, open depositional environment during the Paleocene-Eocene phosphogenesis in North Africa. Journal of African Earth Sciences, 220, 105433.

Djaïz F (2011). Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord- orientale). Thèse de doctorat en Sciences. 275p.

Du Dresnay R (1975) Influence of Late Hercynian structural heritage and syntectonic events on Jurassic sedimentation the marine trough of central and eastern High Atlas, paper presented at 9th International. Congress of, thème 4, IAS, Nice, France, 1975.

Dubourdieu G (1952) Monts de Mellègue: monographie régionale. Série I, Algérie, n°3, XIXème congrès géologique international, monographies régionales, 56 pages, 16 figures, Algérie.

Dubourdieu G (1956) Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Thèse ès Sciences, Paris, Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin N° 10, Vol. 1, 659 p.

Dubourdieu G (1959) Exquise géologique du Dj. Mesloula. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouvelle série, Bull., n°21.

Dubourdieu G, Durozoy G (1950) Observations tectoniques dans les environs de Tebessa et de l'Ouenza (Algérie). Bulletin du Service Géologique de France, 5ème série, t. XX, pp.257-266.

Durand Delga M et Fontboté J M (1980) Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. Publ. 26è Congr. Géol. Intern., Paris, Coll. C 5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. –Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 115, p. 65-85.

Durozoy MG (1956) Carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°206 Tébessa avec notice explicative détaillée. Publ. Serv. Carte géol. Algérie.

Ehrlich R, Weinberger B (1970) An exact method for characterization of grain shape: J. Sediment. Petrol., 40, 205–212.

Fauck R (1972) Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique occidentale. O.R.S.T.O.M., Paris, 267 p. Flandrin J (1948) Les chaînes atlasiques et la bordure nord du Sahara. Publ. XIX C. G. I. Alger 1952, Monogr. rég. 1re série, n° 14, 82 p.

Folk RF, Ward WC (1957) Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. J. of Sedim. Petrol., 27: 3-26.

Folk RL (1974) Petrology of Sedimentary Rocks. 2nd ed: Austin TX: Hemphill Press, 182 p. **Friedman GM (1967)** Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and River Sands – Journ. Sed. Petrol – Vol .37 – n°2 – pp. 327-355.

Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research, 27(1), 3-26.

Friedman GM (1979) Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology, 26(1): 3–32.

Friedman, G. M. (1962). On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. The Journal of Geology, 70(6), 737-753.

Frizon De Lamotte D, Saint Bezar B, et Bracène R (2000) The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics 19 (4), 740-761.

Genese C (1970) Cah. ORSTOM, sér. Géol. II, 2, 247-248.

Gradstein FM & Ogg JG (2004) Geologic Time Scale 2004 ± why, how, and where next! Lethaia, Vol.37, pp.175±181.Oslo.

GRIMES, S. (2005). Projet régional pour le développement d'aires protégées marines et côtières dans la région méditerranéenne (Projet MedMPA).

Guiraud R et Bosworth (1997) Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. Tectonophysics 282, 39-82.

Hamimed M (2004) Etude sédimentologique et paléogéographie des sédiments miocènes au pays du Nord-Est de l'Atlas Saharien des confins algéro-tunsiens. Thèse de Doctorat d'état, Université de Constantine, Algérie, 223p.

Hatira N (1988) Les concentrations de Zn, Pb, Sr, (Ba), dans le cortex des diapirs de Trias salifère; exemple du diapir de

Haywood AM, Sellwood BW, Valdes PJ (2000b) Regional warming: Pliocene (3 Ma) paleoclimate of Europe and the Mediterranean. Geology 28, 1063-1066.

Herve C.M 1987.- Sedimentologie- Dunod Edit.- Paris-175p.

Ilavsky, J., & Snopkova, P. (1987). Découverte d'acritarches paléozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, *305*(10), 881-884.

Illenberger WK (1991) Pebble shape (and size?): J. Sediment. Petrol., 61, 756-767.

Inman DI (1952) Measures for describing the size distribution of sediments. J Sediment Res, 22: 125-145.

Joleaud, L. (1936). *Étude géologique de la région de Bône et de La Calle...* Imp. La Typo-litho & J. Carbonel.

Kazi-Tani N (1986) Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine inter-plaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Pau et des Pays de l'Adoure, 2 tomes. 871 p., 347 fig.

Kechiched, R. (2017). Les phosphates du nord de tébessa (dyr et elkouif): étude sédimentologique, gitologique et géochimique (Doctoral dissertation, thèse doctorat).

Kowalski WM, Hamimed M (2000) Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie. Vol.11, n°1, pp.29-60, 12 fig.

Kowalski WM, Hamimed M Et Pharisat A (2002) Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins algéro-tunisiens. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie. Vol.13, n°2, pp. 131-152.

Krumbein WC (1936) The use of quartile measures in describing and comparing sediments – Ann. Journ. Science – T.32 – pp. 98-111.

Krumbein WC (1941) Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles: J. Sediment. Petrol., 11, 64–72.

Krumbein W. C. (1936). Application of logarithmic moments to size-frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, *6*(1), 35-47.

Krumbein W. C., & Pettijohn, F. J. (1938). Manual of sedimentary petrography.

Laatar E (1980) Gisements de Pb-Zn et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale. Les concentrations péridiapiriques du district minier de Nefate-Fedj-el Adoum. Thèse Doct. 3ème cycle, Métallogénie, Lab. Géol. Appl., Univ. Paris VI, 280 p.

Laville E, Petit JP (1984) Strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins Geology, 12, 424-427.

Le Ribault L (1977) L'Exoscopie des Quartz. Masson, 150 p.

Legros JP (2007) Les grands sols du monde. PPUR presses polytechniques. 574 p.

Mahrez, B., Klebingat, S., Houha, B., & Houria, B. (2018). GIS-based GALDIT method for vulnerability assessment to seawater intrusion of the Quaternary coastal Collo aquifer (NE-Algeria).*Arabian Journal of Geosciences*, *11*(4), 71.

Marre, A. (1987). *Etude géomorphologique du tell oriental Algérien de Collo à la frontière Tunisienne* (Doctoral dissertation, Université de Provence. Faculté des lettres et sciences humaines).

Masse JP, Chikhi-Aouimeur F (1982) La plate forme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. Géol. Méditer., Marseille, vol.IX, n°3,

Mathieu C (2009) Les principaux sols du monde. Édit. Lavoisier, 260 pages.

Mattauer M, Tapponnier P, and Proust F (1977) Sur les mécanismes de formation des chaines intracontinentales: L'exemple des chaines atlasiqueds u Maroc,B ull. Soc.G eol.F r., 19, 521-526.

Miall A D (1978) Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In: "Fluvial Sedimentology", Miall Ed., Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoire 5: 597- 604.

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

Otto GH (1939) A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. Journal of Sedimentary Petrology 9: 62–75.

Paskoff R, Sanlaville P (1983) Les côtes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien. Médit. N°14, Service de Géologie et Préhistoire, 2, 29-42.

Paskoff, R. (1998). Les littoraux, impacts des aménagements sur leur évolution, Paris. *Edition Armand Colin. Paris*.

Passega R (1957) Texture as characteristics of clastic deposition. Am Assoc Pet Geol Bull, 41: 1952–1984

Passega, R. (1964). Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research*, *34*(4), 830-847.

Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification.

Peiry JL (1988) Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-Montagnard: l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse de Doctorat université Lyon 3, 378 p.

Perthuisot V, Hatira N, Rouvier H et Steinberg M (1987) Concentration métallique (Pb-Zn) sous un surplomb diapirique: exemple du J. Bou Khil (Tunisie septentrionale). Bull. Soc. Géol. Fr. III, 6,

Perthuisot V, Rouvier H et Smati (1988) Style et importance des déformations antévraconiennes dans le Maghreb Oriental: exemple du diapir du Jebel Slata (Tunisie centrale). Bull. Soc. Géol. Fr., (6), IV, 3, pp. 391-398.

Pettijohn FJ, Potter PE and Siever R (1972) Sand and Sandstone, Springer-Verlag, New York, NY. 600 pages.

Philip L. Gibbard et Martin J. Head, (2009) « IUGS ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma », Quaternaire, vol. 20/4.411-412.

Riché G (1976) Les processus de formation des sols dans le bassin du Wabi Shebelle Ethiopie. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XIV, no 3 : 227-243.

Rivière A (1977) Méthodes granulométriques, techniques et interprétation, Paris, Masson, 170 p. **Rouvier H, Pertuisot V, et Mansouri A (1985)** Pb-Zn Deposits and salt-bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. Economic Geology, 80, pp. 666-687.

Riviere, A. (1952). Expression analytique generale de la granulometrie des sediments meubles ; indices caracteristiques et interpretation geologique; notion de facies granulometriques.*Bulletin de la Société Géologique de France*, *6*(1-3), 155-167.

Salhi, N. 2013. - introduction à l'étude granulométrique des sables de plage du Golfe de Bône (Algérie). Mémoire de Master. 33 Fig. - 14 Tab. - 72p.

Salmi-Laouar S (2004) Contribution à l'étude géologique et géochimie des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn-Pb-F-Ba-Fe-Hg) de la zone des diapirs du nord de Tébessa (NE Algérien). Thèse de Doctorat d'état, Université de Annaba, Algérie, 181p.

Sami L (2004) Contribution à l'étude géologique et gitologique 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.

Sami L (2011) Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat en Sciences, USTHB, Alger.

Sarri, D. (2018). Développement durable au sein des aires protégées algériennes : cas du parc national d'el Kala et des sites d'intérêt biologique et écologique de la région d'el Tarf(Doctoral dissertation).

Sloan LC, Crowley TJ, Pollard D (1996) Modeling of middle Pliocene climate with the NCAR GENESIS general

circulation model. MarineMicropaleontology 27 (1/4), 51–61.

Smati A (1986) Les gisements de Pb, Ba et Fe du Dj. Slata (Tunisie du centre-nord). Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisements de Sidi- Amour, Ben-Salem et de Slata Fer. Thèse de 3ème Cycle, Université de Paris VI, France, 250 p.

Sneed ED, Folk RL (1958) Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study of particle morphogenesis. Journal of Geology 66(2), 114-150.

Stets J (1992) Mid-Jurassic events in the Western High Atlas (Morocco), Geol. Rundsch., 81-(1), 69-84.

Stets J, Wurster P (1977) Atlas and Atlantic: Structural relations, Eos Trans. AGU, 58, 908.

Thibiéroz J et Madre M (1976) Le gisement de sidérite du Dj. Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de mer aptienne. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du nord, 67, 3-4, pp.

Trask PD (1932) Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum. Gulf Publishing Company: Houston.

TRASK.P.D. (1930): economic geology. Vol.25, pp581-599.

Vatan A (1967) Manuel de sédimentologie. Paris, Éditions Technip. 397 pages.

Vila JM (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 665 p.

Vila JM, Freiberg H, Lahondere J-C, Gourinard Y, Chouabi A, Magne J et Durand-Delga M (1995) Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Affif dans leur cadre structural Est algérien: Origine saharienne du Numidien et calendrier des charriages miocènes. C.

Visher GS (1969) Grain-size distribution and depositional processes. J. of Sedim Petrol., 89 : 1074- 1106.

Visher, G. S. (1969). Grain size distributions and depositional processes: Jour. Sed. *Petrology*, *39*, 1074-1106.

Wentworth CK (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology 30: 377–392.

Wentworth, C. K. (1926). *Methods of mechanical analysis of sediments* (Vol. 11, No. 11). University of Iowa.

Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, *24*(3), 201-297.

Winterer EL, Hinz K (1984) The evolution of the Mazagan Continental Margin: A synthesis of geophysical and geological data with results of drilling during DSDP leg. 79, Deep Sea Drill. Proj., 79, 893-919.

Zerdazi A (1990) Etude gravimétrique du môle d'Ain M'lila et de l'Atlas saharien septentrional. Thèse de Doctorat des Sciences, Faculté des Sciences, Université de Lausanne, 227p., inédit.

Webographie

https://www.meteoblue.com/fr/meteo/semaine/t%C3%A9bessa_alg%C3%A9rie_2477461#