

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou

جامعة مولود معمري

FACULTÉ DES SCIENCES BIOLOGIQUES ET DES SCIENCES AGRONOMIQUES

DÉPARTEMENT DES SCIENCES GÉOLOGIQUES



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du diplôme de

MASTER EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Option : Ressources Minérales, Géomatériaux et Environnement

Thème :

**Caractérisation pétrographique et minéralogique de la minéralisation
phosphatée de Ain Dibba (Tébessa Confins Algéro-Tunisiens)**

Soutenu publiquement le : 23/ 06/ 2025

**Par : ALANE SABRINA
ET
AROUS BILLAL**

Devant le Jury composé de:

M. HAMIS Ahmed

Maître-conférences «A »/UMMTO

Président

M. SAMI Lounis

Professeur /UMMTO

Promoteur

Mme. GACI Nabila

Maître-conférences « B »/UMMTO

Examinatrice

Promotion : 2024/2025

Remerciements

Nous remercions Dieu Tout-Puissant de nous avoir accordé la santé, la persévérance et la volonté nécessaires à l'accomplissement de ce mémoire. Son soutien constant a été une source d'inspiration tout au long de ce parcours.

Ce travail de recherche, fruit d'un investissement conséquent, n'aurait pu être mené à bien sans le soutien et l'expertise de personnes dont l'apport a été inestimable.

Nos plus sincères remerciements s'adressent à Monsieur **Sami Lounis**, notre promoteur. Son encadrement scientifique de haute qualité, sa rigueur méthodologique et sa disponibilité inconditionnelle ont été des piliers fondamentaux dans l'orientation de cette étude et l'atteinte de ses objectifs.

Nous sommes profondément honorés que Monsieur **Hamis Ahmed** ait accepté de présider ce jury. Sa présence est une marque de reconnaissance significative pour notre travail et nous sommes reconnaissants du temps qu'il consacra à son évaluation.

Nous remercions également Madame **Gaci Nabila**, examinatrice de ce jury, pour son précieux temps et ses observations pertinentes qui contribueront sans aucun doute à l'amélioration de notre réflexion.

Notre gratitude s'étend à l'ensemble du corps enseignant du département des Sciences Géologiques, et plus spécifiquement à ceux de la spécialité RMGE, pour la richesse de leur enseignement qui a solidement bâti nos connaissances et nos compétences.

Enfin, nous exprimons notre reconnaissance à toutes les personnes qui, de près ou de loin, par leurs conseils éclairés, leur soutien logistique ou moral, ont contribué à la concrétisation de ce projet.

Dédicaces

Ce voyage académique, couronné par ce mémoire, n'est pas seulement le mien. Il est l'écho de chaque voix qui m'a inspirée, de chaque main qui m'a soutenue, et de chaque cœur qui a cru en moi.

De la jeune fille emplie de rêves à la femme déterminée que je suis devenue, chaque étape de mon parcours a été forgée par des rencontres et des soutiens inestimables.

*À mon père, **Kamal**, la colonne vertébrale de mon existence. Tes pas ont tracé le chemin, ton courage a dissipé mes doutes, et ta foi inébranlable en mes capacités a été la boussole de mon parcours. Ce succès te doit tout.*

*À ma mère, **Nadjia**, mon infinie tendresse. Ton amour est la mélodie qui berce mon âme, tes sacrifices, les fondations sur lesquelles j'ai bâti mes rêves. Chaque ligne de ce travail est un murmure de ma gratitude éternelle.*

*À mes frères, **Massinissa** et **Mohand Saïd**, mes complices de toujours, pour votre force tranquille et votre soutien indéfectible qui ancrent mes ambitions.*

*À mes sœurs, **Nesrine**, **Wissam** et **Sidra**, mes lumières. Votre affection illumine mes jours et votre présence est une source constante d'inspiration et de joie.*

*À **Malek**, mon amour et mon avenir, dont la présence est une évidence depuis nos années lycée. Ton soutien, tes encouragements et ta confiance inébranlable ont été le doux murmure qui a transformé chaque défi en une victoire partagée.*

À mes deux grands-mères bien-aimées, vos vies sont une source inépuisable de force et d'amour. Ce travail est imprégné de la tendresse que vous m'avez toujours donnée. Mes pensées les plus douces vous accompagnent avec l'espoir sincère de votre prompt rétablissement et de votre sérénité.

*À tous mes camarades de la promotion **RMGE**, les compagnons de cette épopée universitaire. De nos bancs d'amphi à nos moments de doute et de joie, nous avons écrit une page commune de nos vies.*

Enfin, à toutes celles et tous ceux qui, par leur bienveillance, leurs conseils ou leur simple présence, ont été les forces tectoniques positives qui ont contribué à l'édification de ce rêve.

SABRINA

Dédicaces

À mes parents, pour leur amour inconditionnel, leur soutien moral et leurs sacrifices qui ont fait de moi ce que je suis aujourd'hui.

À ma famille, pour leur présence constante et leurs encouragements tout au long de mon parcours.

À mes enseignants, qui ont su transmettre leur savoir avec passion et bienveillance.

À mes amis, pour leur soutien, leur patience et les moments partagés durant ces années d'études.

Enfin, à toutes celles et ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

BILLAL

Résumé

Cette étude géologique a pour objectif la caractérisation pétrographique et minéralogique de la minéralisation phosphatée de Ain Dibba (Tébessa Confins Algéro-Tunisiens). La méthodologie employée intègre une analyse lithostratigraphique régionale et locale, une interprétation structurale détaillée, ainsi qu'une étude pétrographique et minéralogique des phosphates.

Les résultats de l'analyse lithostratigraphique régionale décrivent une succession de dépôts sédimentaires s'étendant du Crétacé inférieur au Miocène. Une absence notable d'affleurements attribuables au Jurassique a été constatée. Du point de vue structural, la région est dominée par des plis d'orientation NE-SW et des fossés d'effondrement majeurs orientés NW-SE à E-W, délimités par des failles normales. L'étude structurale locale du Djebel Dyr, incluant les secteurs d'Aïn Dibba et de Dyr Gastel/El Guelâa, a mis en évidence des régimes compressifs distincts (NNE-SSW pour Aïn Dibba et NW-SE pour Dyr), responsables de la formation de structures complexes telles que des synclinaux perchés, des structures en fleur et des blocs basculés.

L'étude pétrographique et minéralogique des échantillons de phosphate a permis d'identifier une composition minéralogique composée de pellets phosphatés et de lithoclastes. Les minéraux accessoires fréquemment observés sont: le quartz, la calcite, la dolomite, la glauconite et l'anhydrite. Ces observations confirment une origine sédimentaire marine peu profonde, caractérisée par d'importants processus de remaniement.

En conclusion, cette étude souligne l'influence combinée de la sédimentation et de l'évolution tectonique sur la formation et la structuration de ces ressources.

Mots-clés :

Pétrographie, Minéralogie, Phosphate, Paléocène-Éocène, Aïn Dibba, Djebel Dyr, Tébessa, Atlas Saharien Oriental, Algérie.

Abstract

This geological study aims to characterize the petrography and mineralogy of the phosphate mineralization in Ain Dibba (Tébessa, Algerian-Tunisian borderlands). The methodology employed integrates regional and local lithostratigraphic analysis, detailed structural interpretation, and petrographic and mineralogical study of the phosphates.

The results of the regional lithostratigraphic analysis describe a succession of sedimentary deposits extending from the Lower Cretaceous to the Miocene. A notable absence of Jurassic outcrops was observed. From a structural perspective, the region is dominated by NE-SW oriented folds and major NW-SE to E-W oriented grabens, delimited by normal faults. The local structural study of Djebel Dyr, including the Ain Dibba and Dyr Gastel/El Guelâa sectors, revealed distinct compressive regimes (NNE-SSW for Ain Dibba and NW-SE for Dyr), responsible for the formation of complex structures such as perched synclines, flower structures, and tilted blocks.

The petrographic and mineralogical study of the phosphate samples identified a mineralogical composition consisting of phosphate pellets and lithoclasts. Frequently observed accessory minerals include quartz, calcite, dolomite, glauconite, and anhydrite. These observations confirm a shallow marine sedimentary origin, characterized by significant reworking processes.

In conclusion, this study highlights the combined influence of sedimentation and tectonic evolution on the formation and structuring of these resources.

Keywords:

Petrography, Mineralogy, Phosphate, Paleocene-Eocene, Ain Dibba, Djebel Dyr, Tébessa, Eastern Saharan Atlas, Algeria.

ملخص

تهدف هذه الدراسة الجيولوجية إلى توصيف صخاري ومعدني للتمعدن الفوسفاتي في عين ديبية (تبسة، المنطقة الحدودية الجزائرية-التونسية). تتضمن المنهجية المتبعة تحليلاً لبيروكسيدات إقليمية ومحلياً، وتفسيراً بنيوياً مفصلاً، بالإضافة إلى دراسة صخرية ومعدنية للفوسفات.

تصف نتائج التحليل الليثوستراتيغرافي الإقليمي تعاقباً من الرواسب الممتدة من الكريتاسي السفلي إلى الميوسين. وقد لوحظ غياب ملحوظ للمكاشف التي تُعزى إلى الجوراسي. ومن الناحية البنيوية، تهيمن على المنطقة طبقات ذات اتجاه شمال شرق-جنوب غرب وخنادق انهدامية رئيسية تتجه من الشمال الغربي-الجنوب الشرقي إلى الشرق-الغرب، محددة بفوالق عادية. وقد كشفت الدراسة البنيوية المحلية لجبل الدير، بما في ذلك قطاعي عين ديبية ودير قستل/القلعة، عن أنظمة انضغاطية متميزة (شمال شمال شرق-جنوب جنوب غرب لعين ديبية وشمال غرب-جنوب شرق للدير)، المسؤولة عن تكوين هياكل معقدة مثل الطبقات المقعرة المعلقة، وهياكل الزهرة، والكتل المائلة.

سمحت الدراسة الصخرية والمعدنية لعينات الفوسفات بتحديد تركيب معدني يتكون من حبيبات الفوسفات وكسور صخرية. المعادن الثانوية التي لوحظت بشكل متكرر هي: الكوارتز، الكالسيت، الدولوميت، الجلوكونيت والأنهيدريت. تؤكد هذه الملاحظات على أصل رسوبي بحري ضحل، يتميز بعمليات إعادة تشكيل كبيرة.

في الختام، تؤكد هذه الدراسة على التأثير المشترك للترسيب والتطور التكتوني على تشكيل وهيكل هذه الموارد.

الكلمات المفتاحية:

بتروغرافيا، معدنيات، فوسفات، باليوسين-إيوسين، عين ديبية، جبل الدير، تبسة، الأطلس الصحراوي الشرقي، الجزائر.

Agzul

Tajrulgut n usken n ufusfat n Ain Dibba (Tbessa, tilisa n Lezzayer d Tunes): Tasleđt n tpitrugrafya d tminralujit

Anebdu-agi n tesleđt tajrulgut yebya ad yiwşef s tpitrugrafya d tminralujit timaynert (amli) n ufusfat n Ain Dibba (Tbessa, tilisa n Lezzayer d Tunes). Amussu yettuseqdcen yettekni tasleđt talitustratigrafikt n temnađt d tin tmurt, tafsirt tabniwit tumşehť, akked tesleđt n tpeťrugrafya d tminralujit n yifosfat.

Iybula n tasleđt talitustratigrafikt n temnađt wşafen ddukal n yiybrān izlayen yettemđilen seg Křitasi Alemmas yer Miyusein. Ttwagya terwiťt yettwagedlen i Jurası. Seg uzayer abniwi, tamnađt tettmudd s yituyal yettmaggaren Agafa, Asammer-Anzul, Amalu d tidāl n useyli meqqren yettmaggaren Agafa, Amalu- Anzul, Asammer yer Asammer-Amalu, ředden-tent tfayin tinurmalin. Tasleđt tabniwit n Djebel Dyr, tettwařsib isehtar n Ain Dibba d Dyr Gastel/El Guelāa, řebteđ inezwa n uzaz yemgaraden (Agafa,Agafa,Asammer- Anzul, Anzul,Amalu i Ain Dibba d Agafa,Amalu- Anzul,Asammer i Dyr), i yellan d iseħba n usnulfu n tbnıwin n tsneđya am tisinklinin yesēedlen, tbnıwin n tjeđđigt d yıblukken iseħqlen.

Tasleđt n tpitrugrafya d tminralujit n yimezzugnen n ufusfat tsemma-d agrud amadwan yebnan yer ifelfalen n ufusfat d yiyersalen. Ifardisen idiganen yettwabunen s wařas d: Kwarz, Kalsit, Dulumit, Glukonit d Anhidrit. Tinekkisin-agi řeqqent azar azlay abarar amectuh, yesean isnulfayen imeqqranen n usellek.

Deg taggara, tasleđt-agi tesseknes anezwi yemsedduyen n uzlay d temhelt n tektunik yer usnulfu d tsneđya n yiybula-agi.

Awalen igejdanen:

Tpetrugrafya, Tminralujit, Afusfat, Palyusein-Iyusein, Ain Dibba, Adrar n Dyr, Tibessa, Atlas Aşehraw Anzul, Lezzayer.

Table des matières

- ✓ Remerciements
- ✓ Dédicaces de la part de : Sabrina, Billal
- ✓ Résumés en : Français, Anglais, Arabe et Tamazight
- ✓ Liste des figures
- ✓ Liste des Planches
- ✓ Liste des abréviations

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS

I.	Introduction.....	01
II.	Bute de travail.....	01
III.	Méthode de travail.....	01
IV.	Cadre géographique	02
V.	Historique des travaux.....	03

CHAPITRE II : GEOLOGIE REGIONALE

I.	Introduction.....	04
II.	Stratigraphie.....	07
	1. Le Trias.....	07
	2. Le Crétacé.....	07
	2.1. Le Barrémien.....	07
	2.2. L'Aptien.....	07
	2.3. L'Albien.....	08
	2.4. Le Vraconien.....	08
	2.5. Le Cénomanién.....	08
	2.6. Le Turonien.....	09
	2.7. Le Sénonien.....	09
	2.7.1. Santonien-Coniacien.....	09
	2.7.2. Campanien.....	09
	2.7.3. Le Maëstrichtien.....	09
	3. Le Paléocène.....	10
	3.1. Le Danién.....	10
	3.2. Le Montien.....	10
	3.3. Le Thanétien.....	10
	4. Eocène.....	10
	5. Miocène.....	11
	6. Quaternaire.....	11

III. Tectonique.....	13
III.1. Contexte Structural Général	13
III.2. Structures Tectoniques Majeurs.....	14
III.3. Evolution Tectonique.....	14
III.3.1. Phases Anté-Tertiaires.....	14
III.3.2. Phases Tertiaires et Quaternaires.....	14
III.4. Conclusion.....	15

CHAPITRE III : GEOLOGIE LOCALE

I. Introduction.....	16
II. Lithostratigraphie.....	17
1. Le Secteur Oriental (Dyr Gastel et El Guelâa).....	17
a. Le membre Marno-Phosphaté.....	19
b. Le membre Marno-Carbonaté.....	19
2. Le Secteur Occidental (Ain Dibba).....	22
• Le Montien.....	22
• Le Thanétien.....	22
• L'Yprésien.....	24
III. Evolution Paléogéographique et Tectonique du secteur étudié.....	27

CHAPITRE IV : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

I. Introduction.....	31
II. Pétrographie.....	31
1. Etude macroscopique.....	31
1.1. Les Phosphates sableux.....	31
1.2. Les Calcaires Phosphatés.....	32
1.3. Les Phosphates à Silex.....	33
2. Etude microscopique.....	33
2.1. Les éléments de la phase principale.....	33
2.2. Les pellets.....	34
2.2.1. Les pellets sans nucléus.....	34
2.2.2. Les pellets à nucléus.....	35
2.2.2.1. Les nucléus phosphatés.....	35
2.2.2.2. Nucléus non phosphaté.....	35
2.3. Les coprolithes (excréments fossilisés d'organismes).....	36
2.4. Les lithoclastes.....	37

2.5. Les bioclastes (débris osseux, dents et écailles de poissons).....	38
2.6. Les ooïdes.....	39
2.7. Les autres éléments de la phase principale.....	40
2.7.1. La Silice.....	40
2.7.2. L'Anydrite.....	40
2.7.3. La Glauconite.....	40
2.7.4. La Calcite.....	41
2.7.5. La Dolomite.....	41
3. Conclusion.....	41

CHAPITRE V : CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale.....	43
--------------------------	----

- ✓ Références Bibliographiques
- ✓ Annexe

Liste des Figures

Fig.1 -Localisation géographique de la région d'étude (Google Earth, 2025).....	02
Fig. 2 - Carte géologique de confins algéro-tunisiens.(D'après cartes géologiques au 1/50.000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenza) (Sami2011).	05
Fig. 3 -Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ;Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000) (Sami2011).	06
Fig. 4 -Logs comparatifs de quelque sondages pétroliers et coupes des confins Algéro-Tunisiens (Sami, 2003).	12
Fig. 5 -Position des extrusions triasiques par rapport aux fossés d'effondrement (Aoudjehane,1991).....	13
Fig. 6 -Carte géologique schématique de la région de Tébessa, montrant la localisation de la zone d'étude et la position des gisements d'Aïn Dibba et d'Aïn Kissa (Durozoy, 1956).	16
Fig.7 -Vue Panoramique représentant la coupe et les différents membres(Kechiched.R, 2017).	17
Fig. 8 -Succession lithostratigraphique du secteur de Djebel Dyr (in Boumadji A, 2019).	18
Fig. 9 -Alternance de calcaire et des petits niveaux argileux de la descenderie d'Ain Dibba.	22
Fig. 10 -Couche de phosphate surmontée par du calcaire argileux.	22
Fig. 11 -Log lithostratigraphique d'Ain Dibba (secteur occidental).	23
Fig. 12 -Alternance marnes et calcaires.	24
Fig.13 -Log lithostratigraphique de la descenderie d'Ain Dibba (secteur occidental).....	25
Fig.14 -Muraille calcareuse riche en géode de quartz.	26
Fig.15 -Muraille de calcaire de 4 m d'épaisseur de l'Yprésien.	26
Fig.16 -Les différents trois niveaux phosphatés du Paléocène (descenderie).	26
Fig. 17 -Écorché géologique du secteur occidental (Ain Dibba) extrait de la carte géologique de Tébessa	27
Fig. 18 -Coupe géologique du secteur oriental (Dyr).	28
Fig. 19 -Coupe géologique de secteur occidental (Ain Dibba).	28

Fig. 20 -Phosphate sableux de couleur grisâtre.	32
Fig. 21 -Calcaire phosphaté de couleur blanc grisâtre.	32
Fig. 22 -Phosphate à silice.	33
Fig.23 -Aspect microscopique des pellets sans nucléus (PSN), débris osseux (DO), coprolithes (C), dent de poisson(DP) dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N. (G10))	34
Fig.24 -L'aspect microscopique, des pellets à nucléus phosphaté(PNP), avec des débris osseux(DO), dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N. (G 4))	35
Fig.25 -Aspect microscopique des pellets à nucléus phosphaté(PNP), et non phosphaté(PNNP), quartz(Q), dans un ciment phosphaté.(Lame mince L.N (G10×0.25)).....	36
Fig.26 -L'aspect microscopique des coprolithes(C), avec des pellets(P), l'anhydrite(AN) avec de la matière organique(MO), dans une matrice carbonatée.(Lame mince L.N. (G10))	37
Fig.27 -Aspect microscopique des lithoclastes(L), des grains phosphatés (GP), coprolithe(C), quartz (Q), débris osseux(DO), dans des matrices siliceuses argileux.(Lame mince (L.N. G10))	37
Fig.28 -l'aspect microscopique d'écaille de poisson(EP), pellet(P), coprolithe(C), dans une matrice dolomitique.(Lame mince L.N (G10))	38
Fig.29 -l'aspect microscopique des débris organique(DOR), dolomie(D), quartz(Q), dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N (G10)).	39
Fig.30 -l'aspect microscopique des pellets et des débris osseux avec une dent de poisson dans une matrice carbonatée.(Lame mince L.N. (G10)).....	39
Fig.31.A -l'aspect microscopique d'un ooïde a structure essentiellement radiaire(OSR), (pellet comme noyau) dans une matrice siliceuse.(Lame mince L.N. (G10)).....	40
Fig.31.B -aspect microscopique d'un ooïde à structure essentiellement radiaire(O), débris organique(DO), l'anhydrite(AN), quartz(Q), dans une matrice siliceuse. (Lame mince L.N. (G10))	40
Fig.32 -l'aspect microscopique d'un grain de glauconie(Gl), lithoclaste(Li), débris organique(DO), coprolithe(C), dans une matrice siliceuse. (Lame mince L.N. (G10))	41
Fig.33 -l'aspect microscopique de la calcite(Ca), la dolomie(D), cristaux de quartz(Q), dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N. (G10))	42

Liste des Planches

Planche I : Photos montrant les faciès de la succession lithologique de Djebel Dyr . (1) Photo montre les argiles phosphatées à la base ; (2) Marne phosphatée très abondante à la base de couleur grisâtre ; (3) Phosphate marneux fin de couleur grisâtre intercalé par de mince banc de calcaire ; (4) Banc de phosphate silicifié noir très dure ; (5) Alternance marnes-calcaires ; (6) Un niveau phosphaté de 50cm d'épaisseur de couleur beige montrant une granulométrie hétérogène et des oxydes de fer ; (7) Alternance marno-calcaire ;(8) Calcaire à silex avec faible intercalations marneuses**20**

Planche II : Photos montrant les faciès de la succession lithologique de Djebel Dyr . (1) Calcaire phosphatée ; (2) Une alternance marno-calcaire rapprochée ; (3) Marne grise légèrement phosphatée ; (4) Calcaire à bivalves ; (5) Calcaire montrant une figure sédimentaire ; (6) Calcaire du sommet essentiellement nummulitique.**21**

Liste des abréviations

- % : Pourcent
- μm : Micromètres
- AN : l'Anhydrite
- BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières
- C : Coprolithes
- Ca : Calcite
- cm : Centimètre
- D : Dolomie
- DO : Débris Osseux
- DOR : Débris Organiques
- DP : Dents de Poissons
- ENE : Est Nord Est
- EP : Ecailles de Poisson
- EREM : Entreprise de Recherche Minière
- ESE : Est Sud Est
- EW : Est Ouest
- FERPHOS : Société Nationale du Fer et des Phosphates
- Fig : Figure

- G : Grossissement
- GE1 : Forage Djebel Guelb
- G1 : Gluconite
- GP : Grains Phosphatés
- HTG1 : Forage Hammimat Guibeur
- km : Kilomètre
- L : Lithoclastes
- L : Lithoclastes
- LM : Lame Mince
- LN : Lumière Naturelle
- m : Mètre
- mm : Millimètre
- MO : Matière Organique
- N : Nord
- NE : Nord Est
- NNE : Nord Nord Est
- NNW : Nord Nord Ouest
- NW : Nord Ouest
- O : Ooïde
- OSR : Ooïde à Structures essentiellement Radiaire
- P : Pellets
- PNNP : Pellets à Nucléus Non Phosphaté
- PNP : Pellets à Nucléus Phosphaté
- PSN : Pellets sans nucléus
- Q : Quartz
- SE : Sud Est
- SER-1 : Forage Djebel Sers
- SONAREM : Société Nationale de la Recherche Minière
- SSE : Sud Sud Est
- SSW : Sud Sud Ouest
- SW : Sud Ouest
- WNW : Ouest Nord Ouest
- WSW : Ouest Sud Ouest



***Chapitre I:
Généralités***

I. Introduction :

La région de Tébessa, fait partie de l'Atlas du Sahara oriental, comprend un grand nombre de gites métalliques et de substances utiles encaissées dans les roches sédimentaires.

Parmi ceux-ci figurent les minerais de phosphate. Ils s'agit d'une large gamme d'évènements phosphatogéniques du Paléocène-Éocène en Afrique du Nord et en Afrique centrale est. (Notholt, 1980 et 1989; Sheldon, 1987; 1994; Lucas and Prevot-Lucas, 1995) Les gisements de phosphates, présents à travers diverses ères géologiques, se distinguent par leur origine et leur morphologie variées. En Algérie, ces minéralisations se rencontrent principalement dans les dépôts sédimentaires du Crétacé et de l'Éocène, Ces gisements s'inscrivent dans une vaste province phosphatée du Cénozoïque basal, s'étendant à travers l'Afrique du Nord, incluant la Tunisie et le Maroc.

Dans les monts de Tébessa on retrouve plusieurs gisements de phosphate ceux de Djebel Dyr avec celui de Ain Dibba, qui retiennent particulièrement l'attention. Le gite de Dyr, est localisé à environ 20 km au nord-est de Tébessa et à 11 km au sud-ouest du Djebel Kouif, présente une formation phosphatée constituée de deux couches. Le gisement d'Aïn Dibba, situé à proximité se caractérise par une unique couche phosphatée. Bien que les teneurs maximales en phosphate puissent atteindre 69% dans ces gisements, les réserves sont considérées comme faibles, de l'ordre de 8 millions de tonnes pour le Dyr et sans intérêt pratique pour Ain Dibba.

II. Bute de travail :

Ce présent travail s'inscrit dans le cadre d'un mémoire de fin d'études pour l'obtention Master en Ressources minérales Géomatériaux et Environnement.

Il est intitulé « *Caractérisation pétrographique et minéralogique de la minéralisation phosphatée de Ain Dibba (Tébessa Confins Algéro tunisiens)* »

III. Méthode de travail :

La concrétisation de cette étude nécessite des travaux qui se résument comme suit :

- Synthèse bibliographique (Inventaires des anciens mémoires, thèses, rapports).
- L'analyse des cartes géologiques et topographiques de la région.
- Synthèse des travaux anciens.
- Travaux de terrain (prélèvement des échantillons).
- Préparation des échantillons.
- Etudes microscopique des échantillons.
- Rédaction du mémoire.

IV. Cadre géographique :

L'indice minéralisé phosphatée de Djebel Dyr (Ain Dibba) se situe à 20 km au Nord- Est de Tébessa, distant d'une vingtaine de km de la frontière Algéro-tunisienne (fig.1).

La région de Tébessa forme la frontière naturelle entre les Hauts-Plateaux constantinois et le début du Sahara.

Le paysage ressemble beaucoup à celui de l'Atlas Saharien, avec des reliefs isolés, souvent raides, qui dépassent rarement les 900 mètres d'altitude. Ils surgissent soudainement au milieu de grandes plaines plates, un peu comme des icebergs.

Le climat de cette région et particulièrement rude, il ressemble à celui des steppes subarides avec un été très chaud est sec et un hiver froid.

La pluviométrie accuse des chiffres très faibles, la région reçoit moins de 150 mm d'eau par an.

La végétation est généralement steppique avec des rares forêts de pins d'Alep, seules quelques terrasses sont cultivées.

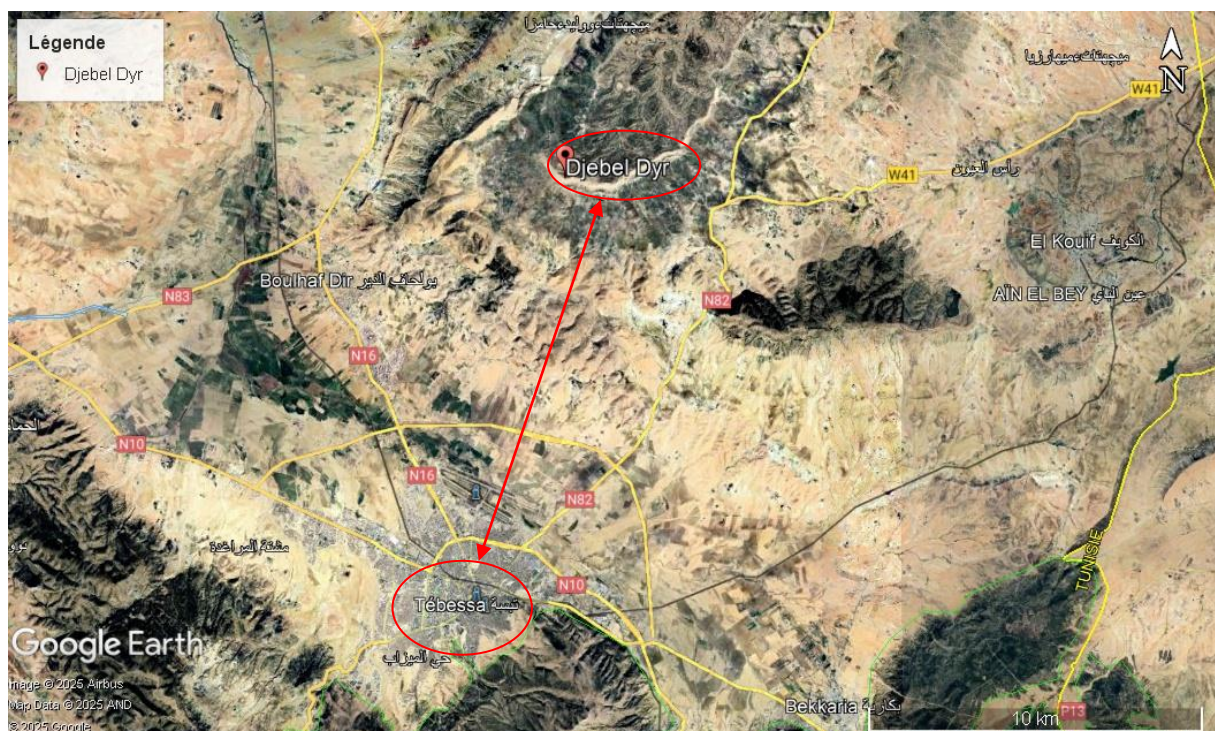


Fig.1-Localisation géographique de la région d'étude (Google Earth, 2025).

V. Historique des travaux :

Les recherches sur les phosphates en Algérie et en Tunisie ont commencé au 18^e siècle. En 1873, Philippe Thomas a découvert des couches de phosphate près de Rass-El-Aioun, dans le sud-ouest de la Tunisie.

La carrière de Djebel Dyr a été ouverte en 1893. À la même époque, l'exploitation a aussi débuté dans la région du Kouif. Mais comme les conditions d'exploitation étaient difficiles et que les phosphates contenaient peu de phosphore, la mine de Djebel Dyr a été abandonnée en 1908. Seule la mine d'El Kouif a continué à produire du phosphate.

Le gisement d'El Kouif a été exploité par la Société des Phosphates de Constantine, qui a produit jusqu'à 157 000 tonnes en 1918.

Plus tard, en 1951, Visse a étudié ce gisement en détail, notamment sa formation géologique (stratigraphie).

La Société Nationale de la Recherche Minière (SONAREM) a repris l'exploitation du gisement d'El Kouif, dès l'indépendance (1963) et ce jusqu'à la fermeture de la mine en 1979.

Entre 1906 et 1907, M. Joleau a découvert le gisement de Djebel Onk. Il a mis en évidence deux couches de phosphate à Djemi-Djema, au sud de Djebel Onk.

L'exploitation du gisement de Djebel Onk a commencé en février 1965, à Djemi-Djema, par la « Société de Djebel Onk ».

Après l'aménagement de la carrière, l'intérêt pour la géologie de la région a augmenté. Djebel Onk est alors devenu le sujet de plusieurs études comme celles de Chabou-Mostafai en 1987 et de Mezghache en 1991.

De 1971 à 1974, les travaux de recherches et de prospection sur les phosphates de l'Est algérien ont été relancés par la Société Nationale de la Recherche Minière (SONAREM) en s'appuyant davantage sur des levés aéro-radiométrique (Rudowicz, 1975).

Entre 1985 et 1987, la Société Nationale du Fer et des Phosphates (FERPHOS), qui exploite les phosphates de Djebel Onk, a chargé l'Entreprise de Recherche Minière (EREM) de faire des recherches et d'évaluer les ressources en phosphate dans tous les gisements possibles. Des travaux miniers ont été réalisés à cet effet avec 97 sondages pour un total de plus de 10 732 mètres, ainsi que 64 tranchées.

Ensuite, un contrat a été signé avec le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) pour rassembler les données techniques et économiques nécessaires au projet de développement de l'exploitation des gisements de Djebel Onk (Prian et Cortiel, 1993).

Récemment un autre gisement plus au sud Est a été découvert, il s'agit de celui de Bled Al Hadba qui est actuellement en phase de préparation et de sa mise en valeur pour sa mise en exploitation.



Chapitre II :
Géologie Régionale

I. Introduction :

La région de l'Atlas saharien oriental, au-delà des zones d'affleurement du Trias évaporitique, est caractérisée par une succession de dépôts sédimentaires dont l'âge s'étend du Crétacé inférieur au Miocène (Dubourdiou, 1956) (Fig. 2 et 3). Une particularité notable de ce secteur réside dans l'absence d'affleurements attribuables au Jurassique en contraste avec les régions limitrophes telles que les Aurès, le môle constantinois et la plate-forme saharienne, où les formations jurassiques sont bien documentées. Les terrains les plus anciens identifiés en surface dans l'Atlas saharien oriental ont été datés du Barrémien au niveau du Djebel Harraba (Dubourdiou, 1956).

Cette absence d'affleurements jurassiques dans les confins algéro-tunisiens est interprétée comme la conséquence du développement d'une puissante série anté-aptienne. L'accumulation significative de ces sédiments est attribuée à une phase de subsidence importante ayant affecté le sillon Aurès-Kef durant cette période (Beghoul, 1974). Néanmoins, l'hypothèse d'une présence de formations jurassiques en profondeur est étayée par la découverte d'un lambeau dolomitique d'âge jurassique au sein du diapir triasique d'Hamimat Meskhouta, localisé au sud de Tébessa (Vila & al., 1993).

Les données issues des sondages pétroliers réalisés au sud de la région d'étude apportent des informations complémentaires cruciales. Les forages SER-1 (Djebel Sers), GE-1 (Djebel Guelb) et HTG1 (Hamimat Guibeur) (Beghoul, 1974 ; Sami, 2004) ont mis en évidence l'épaisseur substantielle des séries du Crétacé inférieur, suggérant que les éventuelles formations jurassiques reposeraient à des profondeurs considérables dans certains secteurs.

Enfin, il est important de noter la relation spatiale étroite entre les aires diapiriques du Nord-Est algérien et les linéaments profonds, orientés préférentiellement selon un axe NE-SW (Beghoul, 1974). Cet alignement suggère un contrôle tectonique majeur sur la mise en place et la distribution de ces structures.

En conclusion, le cadre géologique régional de l'Atlas saharien oriental se caractérise par une prédominance des dépôts du Crétacé inférieur au Miocène en surface, une absence notable des affleurements jurassiques interprétée dans le contexte d'une subsidence anté-aptienne, la présence d'indices de formations jurassiques en profondeur au sein de structures diapiriques, et l'influence significative des linéaments structuraux sur la distribution des phénomènes diapiriques.

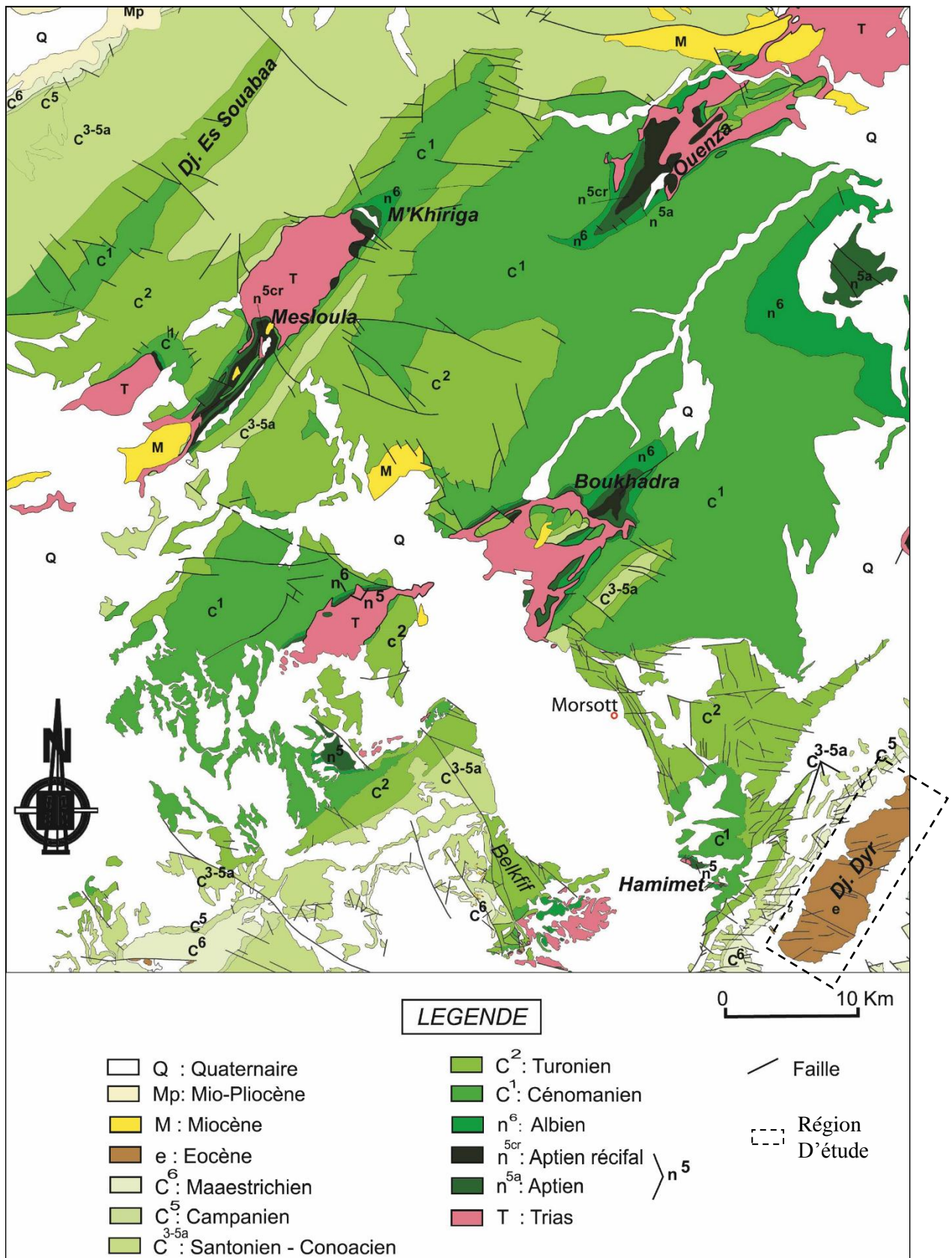


Fig. 2- Carte géologique de confins algéro-tunisiens (D'après cartes géologiques au 1/50.000 de Meskiana, Morsott, El Aouinet, Boukhadra, Oued Kébarit et Ouenza) (Sami 2011).

		Lithologie	Epaisseur	Description lithologique		
CENOZOIQUE	Quaternaire		10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale		
	Néogène		10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaires sableux avec intercalations d'argilites.		
					Miocène	
Paléogène	Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur		
MESOZOIQUE	CRIÉTACE	SUPERIEUR	Maest		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalations d'argiles dans la partie supérieure
			Campan		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure
			Con-Sant		500-600	Marnes argileuses grises et gris-bleuâtres
			Turo		180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris foncée
			Cénomane		900-1000	Marnes gris-verdâtre et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux
			Vracon		500-600	Marnes et marnes argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites
			Albien		480-600	Marnes grises et gris foncées, noires dans la partie supérieure avec des minces intercalations de calcaires argileux
			Clans		100-200	Marnes grises, gris-jaunâtre partiellement avec des intercalations de calcaires
			Aptien		300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
			Barrém		< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès de Mesloulia)
			Jurassique		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitiques
Trias		< 700				

Fig. 3 -Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (d'après : Dubourdiu 1956, 1959 ; David 1956; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976 ;Chikhi, 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 et Vila et al, 2000) (Sami 2011).

II. Stratigraphie :

1. Le Trias :

Selon J. Flandrin (1932), les roches du Trias à la frontière algéro-tunisienne ont une particularité : elles se sont comportées comme une masse molle qui a percé les roches au-dessus (un "diapir").

Ces terrains du Trias sont très abîmés et déformés. Ils sont cassés et écrasés, ce qui leur donne un aspect désordonné. On y trouve surtout des marnes de différentes couleurs avec du gypse. Au milieu, on voit des morceaux isolés de roches plus dures comme de la dolomie, de la cargneule, parfois du grès et d'anciennes roches volcaniques transformées.

La plus grande partie du Trias est constituée d'un mélange de marnes, de grès, d'argiles de plusieurs couleurs et de gypse. Dans ce mélange, on trouve des blocs de roches plus dures qui ne se dissolvent pas, comme de la dolomie noire, des grès, des calcaires, de la cargneule et des ophites (d'anciennes roches volcaniques) (Dubourdiu, 1956).

2. Le Crétacé :

2.1. Le Barrémien

Les roches du Barrémien ne se trouvent pas partout. On les voit surtout au centre de certaines montagnes allongées et bombées (qu'on appelle des horst-anticlinaux), comme au Djebel Mesloulou et au Djebel Boukhadra. On ne sait pas exactement où commence et où finit cette période car on ne trouve pas beaucoup de fossiles typiques de cet âge. Ces roches sont surtout faites de calcaires, de dolomies et d'argiles. L'épaisseur de ces couches est d'environ 200 mètres (d'après les travaux de Dubourdiu, 1956).

2.2. L'Aptien

Les roches de l'Aptien forment la plus grande partie des montagnes importantes de la région. On les trouve juste à côté des roches du Trias, et aussi au cœur des anticlinaux.

Ces roches sont composées :

- Des marnes jaunes (une sorte de mélange d'argiles et de calcaires) avec de petites couches de calcaire qui contiennent des Ammonites.
- Des couches épaisses de calcaires noirs qui deviennent grises en surface
- Des marnes jaunes qui contiennent beaucoup de fossiles d'Ammonites.

Selon Dubourdiu (1956), pendant la période de l'Aptien, il y a eu des sortes de bosses sous la mer. Ces bosses ont créé des conditions idéales pour la formation de récifs. C'est pourquoi Dubourdiu pense que les roches calcaires de cette période, qu'on appelle "faciès urgonien", se sont formées dans un environnement de récifs.

L'Aptien est la période géologique dont on voit le plus de roches à la surface dans la région (notamment à Mesloulou, M'Khiriga, Kef Rekhma et Boudjaber). En moyenne, l'épaisseur totale de ces roches aptiennes est très importante, environ 700 mètres. Cette grande

épaisseur montre que le fond marin s'est enfoncé beaucoup pendant cette période, ce qui a permis l'accumulation d'une grande quantité de sédiments.

2.3. L'Albien

Selon Dubourdiou (1959), les roches de l'Albien ont une épaisseur d'environ 210 mètres et peuvent être divisées en trois parties de bas en haut :

- Une partie inférieure (20 à 50 mètres) faite de marnes argileuses jaunes ou brunes, où l'on trouve beaucoup de fossiles de Gastéropodes.
- Une partie moyenne (100 mètres) composée de calcaires noirs avec des fossiles de Bélemnites (ancêtres des seiches) et quelques couches de marnes.
- Une partie supérieure (75 mètres d'épaisseur) faite d'argiles et de marnes noires qui contiennent du bitume et beaucoup de fossiles d'Ammonites, avec de fines couches de marnes calcaires.

Il est intéressant de noter que dans les régions au sud-est de Constantine, les roches de l'Albien peuvent être beaucoup plus épaisses, atteignant plus de 1300 mètres, comme au Djebel Hameimat (Dubourdiou en 1956). Des forages au Djebel Guelb et à Es Souabaa ont montré des épaisseurs de 1050 mètres et 680 mètres respectivement (figure 3).

2.4. Le Vraconien

Le Vraconien, parfois appelé "Albien terminal" (Vila en 1995), se trouve à la surface en même temps que l'Albien dans toute la région. Les roches du Vraconien sont principalement composées d'une série monotone d'argiles et de marnes. On trouve aussi dans le Vraconien des argiles sableuses et des argilites (roches argileuses dures). L'épaisseur du Vraconien varie entre 480 et 600 mètres (d'après Dubourdiou en 1956).

2.5. Le Cénomaniien

Dans les Monts de Mellègue, le Cénomaniien est surtout représenté par des marnes argileuses verdâtres qui peuvent atteindre une épaisseur de 750 à 1100 mètres. Ces roches sont très similaires à celles du Vraconien supérieur. Ces marnes verdâtres contiennent des veines de calcite fibreuse, que les chercheurs anglophones appellent "structures beef and beef".

Dubourdiou en 1956 distingue dans le Cénomaniien :

- À la base, des marnes jaunes avec des couches fines de marnes calcaires blanches.
- Au sommet, des calcaires argileux gris blancs qui contiennent des niveaux de calcaires gris noir très durs. Souvent, ces niveaux contiennent beaucoup de coquilles d'Huîtres, de Lamellibranches et de Gastéropodes. Quand on s'approche de la période suivante (le Turonien), les roches changent rapidement et les fossiles disparaissent. Des couches riches en calcaire remplacent les marnes argileuses (Dubourdiou en 1956).

Dans la région de Morsott, Fleury 1969 a divisé le Cénomaniien de bas en haut comme suit :

- Une couche de 200 à 250 mètres d'épaisseur de marnes grises avec des cristaux de calcite fibreuse et des fossiles d'échinodermes. Au sommet de ces marnes, la présence

de fossiles d'Ammonites, indiquent qu'il s'agit de la partie haute du Cénomaniens inférieur ou peut-être du début du Cénomaniens supérieur.

- Une couche de 350 mètres d'épaisseur de marnes avec beaucoup de coquilles (lumachelles) et plusieurs couches de calcaire.
- Une fine couche de marnes calcaires gris foncé, qui fait la transition avec les calcaires de la période suivante (le Turonien). Cette formation est appelée faciès "Bahloul" (Burollet en 1956 et Orgeval en 1986).

2.6. Le Turonien

Le Turonien est très bien représenté dans la région et son épaisseur peut atteindre 1000 mètres (Dubourdiou en 1956 et 1959). Il est composé de calcaires et de marnes calcaires à la base, avec beaucoup de fossiles d'Inocéramus. Ces calcaires et marnes calcaires sont suivis par une épaisse série de marnes argileuses riches en Ammonites, en Huîtres et en différents Lamellibranches.

Dubourdiou en 1959 a remarqué que la couche de calcaire du Turonien disparaît au nord-est de Mesloul, près du diapir de Débidba. Cette disparition est due à une légère déformation tectonique qui se manifeste par une rupture dans les couches (discordance) au Djebel Mesloul. Cette rupture est marquée par une surface durcie et riche en fer (hard ground ferrugineux) qui disparaît progressivement vers le sud-ouest, en même temps que la quantité d'argile augmente un peu.

Le Turonien forme de grandes barres de calcaires avec des restes de fossiles, qui forment les bords des montagnes environnantes comme les Djebel Boulhaf, Chemla, Zitouna et Belkif. Son épaisseur peut aller jusqu'à 300 mètres. On le trouve aussi au Djebel Khorza, où il est constitué de calcaires gris ou noirs, épais d'environ 190 mètres, avec des fossiles d'Inocéramus et quelques couches de marnes grises.

2.7. Le Sénonien

2.7.1. Santonien-Coniacien

Comme on ne trouve pas de fossiles spécifiques pour distinguer clairement le Santonien du Coniacien, ces deux périodes sont regroupées. Le Sénonien inférieur, qui correspond à ces deux périodes, a une épaisseur de moins de 300 mètres et est composé de calcaires marneux et de marnes (d'après Dubourdiou en 1959).

2.7.2. Campanien

Pour le Campanien inférieur, on observe une couche uniforme de marnes argileuses. Les parties du milieu et du haut de cette période sont surtout faites de calcaires blancs avec de fines couches de marnes et de calcaires marneux. L'épaisseur de cet ensemble varie entre 200 et 600 mètres.

2.7.3. Le Maëstrichtien

Cette période est caractérisée par une formation dont l'épaisseur varie entre 250 et 300 mètres. Elle est constituée à la base par des calcaires gris avec de fines couches de marnes gris-vert. Au milieu, les calcaires deviennent plus durs et contiennent de nombreuses couches d'argiles et de marnes argileuses.

Dans la partie supérieure elle est constituée par des calcaires blancs massifs avec des fossiles d'*Inoceramus* et d'*Ostrea Overwegi*.

3. Le Paléocène :

3.1. Le Danien

Cette période est surtout marquée par des calcaires argileux gris clair, un peu comme de la craie, en petites couches avec des surfaces ondulées. Ces calcaires alternent avec des marnes grises et contiennent de petits fossiles appelés globigérines. L'épaisseur de ces roches varie de 75 à 100 mètres.

3.2. Le Montien

Le Montien est marqué par une couche épaisse de coquilles d'huîtres (lumachelle) avec des couches de marnes sur environ 60 mètres.

Une couche de 2 mètres de calcaires avec des fossiles de *Venericardia beaumonti* représente le Montien (d'après Visse en 1952), le reste de la lumachelle étant attribué à la période suivante (le Thanétien). Selon les travaux de Rachin et Flandrin (1948), cette lumachelle du Montien disparaît presque complètement dans d'autres régions, comme au nord-est du Djebel Onk (près de Télijdjen), et pourrait se transformer en marnes. C'est un peu ce qu'on observe près de Tébessa, au Djebel Kouif, où la limite entre le Crétacé et le Tertiaire est constituée par une épaisse couche de marnes de 300 mètres, surmontée d'une petite couche de calcaires à coquilles d'huîtres (1,5 mètre).

Les premières couches importantes de phosphates apparaissent au-dessus de cette couche de coquilles, aussi bien au Djebel Kouif qu'au Djebel Onk. Cela indique que la base de la période suivante, le Thanétien, est marquée par ces phosphates (d'après Chabou Mostfai en 1987).

3.3. Le Thanétien

Cette période est caractérisée par des calcaires argileux en petites couches souvent avec des nodules de silex. Dans la partie inférieure de ces calcaires, on trouve des couches de phosphates. À la base, ces couches de phosphates forment un gisement exploitable, souvent constitué de deux niveaux de 1 à 2 mètres d'épaisseur chacun. L'épaisseur moyenne du Thanétien est de 20 mètres. On le trouve à la surface avec une épaisseur d'environ 10 mètres à El Kouif et de 40 mètres à la pointe du Djebel Dyr.

4. Éocène :

L'Éocène inférieur et moyen est caractérisé par une succession sédimentaire comprenant des niveaux massifs de calcaires à silex, d'une épaisseur variant de 50 à 60 mètres, et riches en Nummulites. Ces calcaires sont intercalés avec des strates de marnes et de calcaires marneux à silex, dont l'épaisseur varie entre 10 et 15 mètres. Cette formation renferme également plusieurs couches phosphatées où la présence de dents de squales est occasionnellement rapportée, en particulier aux abords des Monts du Mellègue. L'épaisseur totale de la série éocène peut atteindre jusqu'à 200 mètres dans cette région.

5. Miocène :

Le Miocène se distingue par son caractère transgressif et discordant, reposant directement sur les formations du Crétacé et de l'Éocène, avec une épaisseur d'environ 100 mètres. Les affleurements observés, notamment à Ouenza, sont dominés par des marnes, des grès et des grès conglomératiques. Ces derniers présentent un mauvais classement et contiennent des fragments de quartz ainsi que des coquilles d'huîtres. Les propriétés granulométriques de ces dépôts, associées à la teinte rougeâtre de leur ciment, sont indicatives d'un environnement de dépôt côtier ou de proximité du rivage.

6. Quaternaire :

Les dépôts quaternaires représentent les formations les plus récentes de la région. Ils sont principalement constitués de cailloutis, de brèches de pente et de limons. L'épaisseur cumulée de ces dépôts peut dépasser 170 mètres, en particulier au sein du fossé d'effondrement de Morsott-Tébessa.

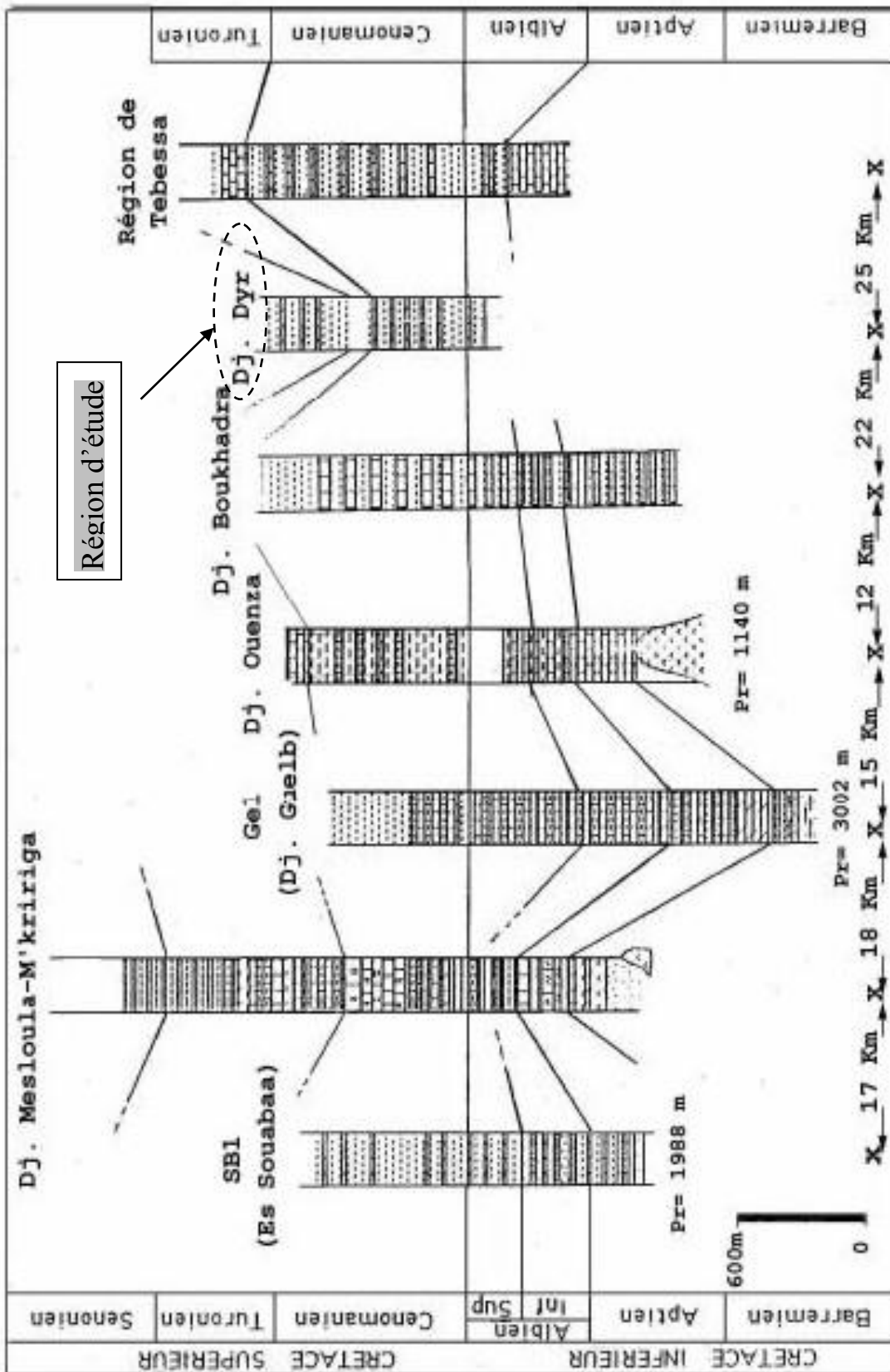


Fig. 4-Logs comparatifs de quelques sondages pétroliers et coupes des confins Algéro- Tunisiens (Sami, 2003).

III. Tectonique :

La région de Tébessa, située à l'extrémité orientale de l'Atlas saharien, formant un continuum avec l'Atlas tunisien, s'inscrit dans une zone de transition géodynamique entre les domaines orogéniques actifs du Nord de l'Algérie et de la Tunisie et la plateforme stable du Sahara (Burollet 1974). Cette position confère à la région une histoire tectonique complexe, marquée par l'interaction de phases de distension et de compression depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Quaternaire (Matauer, 1981).

III.1. Contexte Structural Général :

La région est caractérisée par un domaine plissé avec des anticlinaux, dont les noyaux sont fréquemment occupés par des roches triasiques, qui constituent des éléments structuraux majeurs. L'architecture actuelle de ces structures a été principalement acquise à la fin de l'Éocène, comme l'indique l'absence de certaines séries tertiaires et la discordance des dépôts miocènes sus-jacents.

Deux directions structurales principales y interagissent: une direction NE-SW, soulignée par l'alignement des diapirs triasiques, et une direction NW-SE à WNW-ESE, marquée par la présence de fossés d'effondrement (Blès, 1969).

La localisation de ces fossés est souvent héritée d'accidents plus anciens, actifs dès le Crétacé, mais leur individualisation finale est datée du Pléistocène.

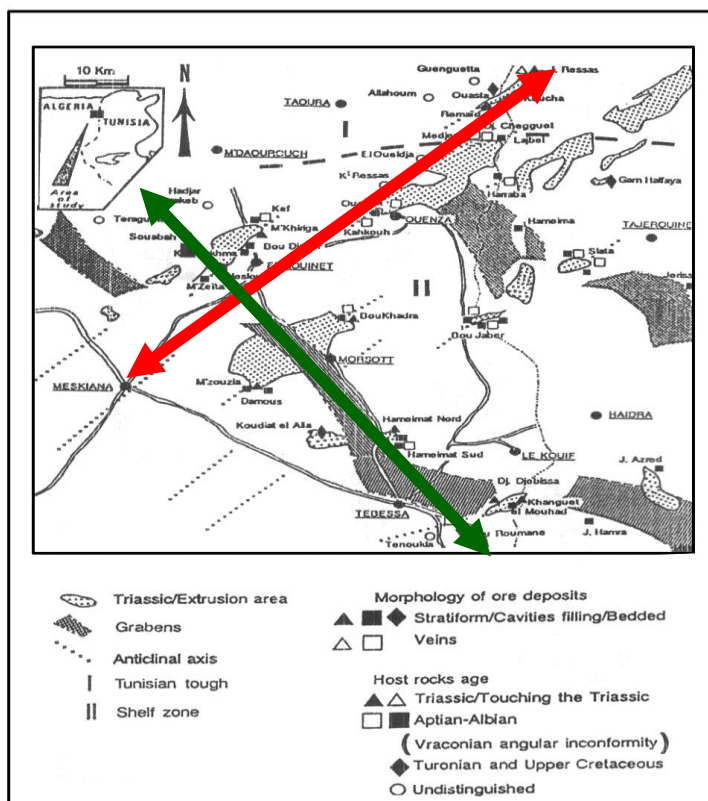


Fig. 5-Position des extrusions triasiques par rapport aux fossés d'effondrement (Aoudjehane, 1991).

III.2. Structures Tectoniques Majeures

- **Plissements** : La zone des diapirs des confins algéro-tunisiens est caractérisée par des plis d'orientation NE-SW, avec de légères variations directionnelles et fréquemment tronqués par les failles bordières des fossés d'effondrement (Vila, 1980 ; Bouzenoune, 1993). L'âge de ces plissements est débattu, s'étendant de l'Éocène au Miocène marin (Dubourdiou et al., 1950 ; Dubourdiou, 1956, 1959 ; Blès et al., 1969 ; Vila, 1980 ; Kazi Tani, 1986).
- **Fossés d'Effondrement** : Orientés NW-SE à E-W, ils sont délimités par des failles normales majeures, avec des rejets variables (e.g, 100-400 m dans le fossé Tébessa-Morsott, 1700 m dans celui d'Ouled Ghanem, Dubourdiou et al., 1950) et sont comblés par des dépôts plio-quadernaires (jusqu'à 170 m dans le fossé Tébessa-Morsott et 300 m dans celui de Kasserine, Chihi, 1984). L'âge de leur formation est également discuté, avec des arguments pour une initiation crétacée et un effondrement majeur au Pliocène (Bismuth, 1973 ; Chihi, 1984 ; Chihi et al., 1984, 1991) ou une activité post-Miocène inférieur (Durozoy, 1950 ; Castany, 1951, 1954 ; Dubourdiou, 1956 ; David, 1956 ; Kazi Tani, 1986 ; Otmanine, 1987).

III.3. Évolution Tectonique

L'histoire tectonique de la région de Tébessa est marquée par une succession de phases de déformation :

III.3.1. Phases Anté-Tertiaires

- **Phase Vraconienne (Aptien supérieur-Cénomanien inférieur)** : Épisode extensif de direction NE-SW, responsable du développement de failles normales synsédimentaires (Chihi, 1984 ; Chihi et al, 1984).
- **Phase Compressive (Cénomanien)** : Caractérisée par des décrochements induisant un raccourcissement selon une direction NE-SW.
- **Phase Extensive (Turonien inférieur à moyen)** : Nouvelle phase d'extension NE-SW, générant des failles normales. Kazi Tani (1986) signale également une phase Emscherienne (NW-SE) dans l'Atlas saharien, responsable de la formation de plis.

III.3.2. Phases Tertiaires et Quaternaires

- **Phase Atlasique (fin de l'Éocène)** : Phase compressive majeure (Kazi Tani, 1986) à l'origine des plis d'orientation NE-SW et ENE-WSW, modelant l'architecture des anticlinaux à cœur triasique.
- **Phase Distensive Oligo-Miocène** : Postérieure à la phase atlasique, elle est interprétée comme le moteur de la création des grabens situés au nord des Aurès (Kazi Tani, 1986).
- **Phase Compressive Miocène inférieur** : Bien exprimée dans le Tell septentrional (direction E-W), elle se manifeste dans l'Atlas saharien par une déformation décrochante NNW-SSE. Elle est contemporaine de la phase Tortonienne majeure en Tunisie septentrionale (Rouvier, 1973).
- **Phases Quaternaires (Pliocène et Quaternaire)** : Initialement décrite comme distensive et responsable du redressement des couches Plio-Villafranchiennes (Blès et Fleury, 1969), des études ultérieures (Chihi, 1984 ; Philipe et al, 1986) ont mis en

évidence une phase compressive au Plio-Villafranchien, réactivant les structures atlasiques, suivie d'une phase décrochante distensive au Quaternaire récent.

III.4. Conclusion

En conclusion, la tectonique de la région de Tébessa est le résultat d'une longue et complexe histoire de déformations, impliquant des phases extensives et compressives successives, qui ont façonné les structures plissées et les fossés d'effondrement caractéristiques de ce secteur de l'Atlas saharien oriental.



***Chapitre III:
Géologie Locale***

I. Introduction :

Le secteur de Ain Dibba fait partie intégrante du Djebel Dyr où on observe principalement deux secteurs distincts(Fig .6) :

- **Le secteur Sud-Ouest, autour d'Ain Dibba :** Ce secteur présente une forme en demi-cuvette. Les formations Éocène sont présentes, mais parfois recouvertes par des éboulis plus récents du Pliocène et du Quaternaire.
- **Le secteur Nord-Est, englobant le Dyr Gastel et El Guelâa :** Ici, le Djebel Dyr forme un grand pli en creux, il s'agit d'un synclinal orienté NNE-SSW à un cœur éocène (Tertiaire, s'étendant du Paléocène à l'Yprésien).

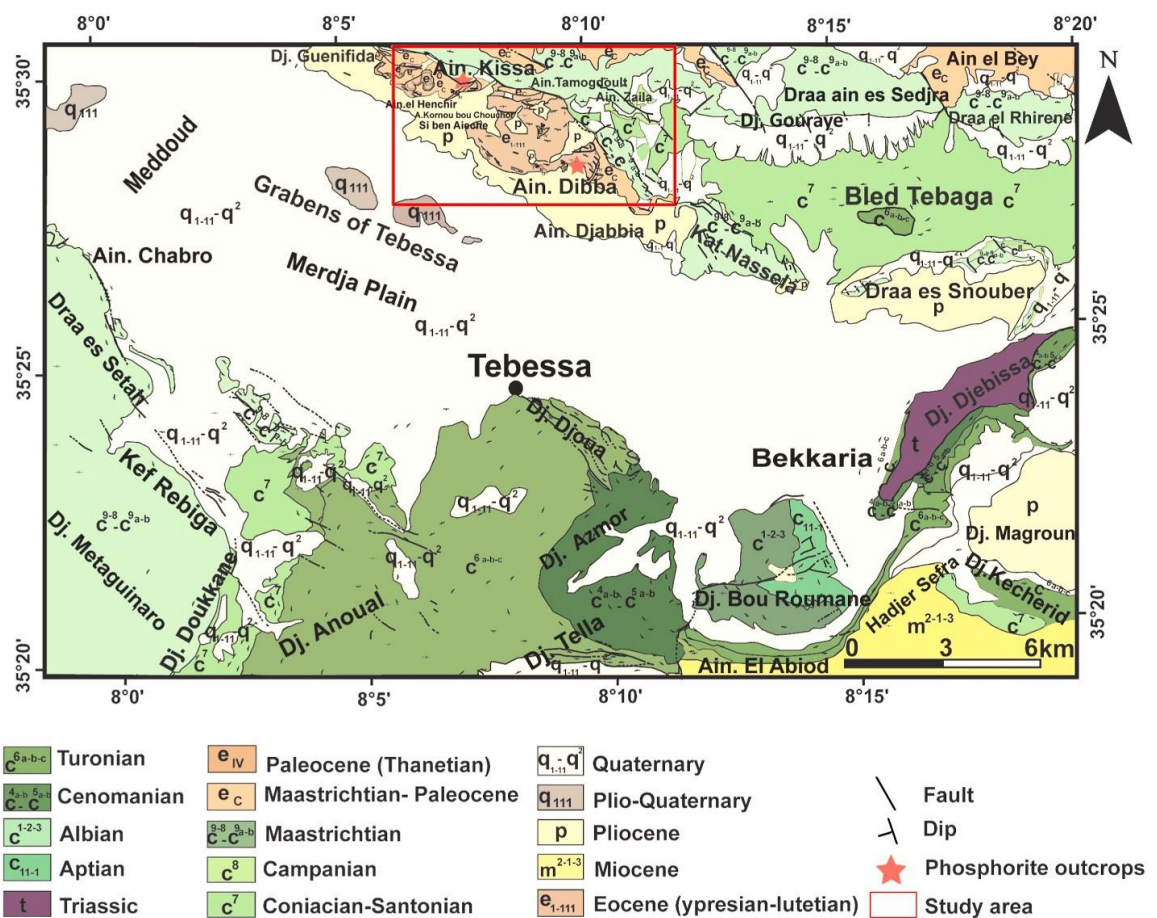


Fig. 6-Carte géologique schématique de la région de Tébessa, montrant la localisation de la zone d'étude et la position des gisements d'Ain Dibba et d'Ain Kissa (Durozoy, 1956).

II. Lithostratigraphie

1. Le Secteur Oriental (Dyr Gastel et El Guelâa):

Le Djebel Dyr, situé à 20 km au nord-est de Tébessa et à 11 km au nord-ouest du Kouif, il s'agit d'un synclinal perché orienté NNE-SSW, constitué de roches de l'Éocène inférieur. La continuité avec le Djebel Tazabent, comme l'ont noté Blès et Fleury en 1970, suggère une déformation régionale cohérente.

Kechiched (2017) montre que l'affleurement est constitué en deux grands membres lithologiques (fig.6) :

- Membre Marno- phosphatée (A₁)
- Membre Phosphaté (A₂)

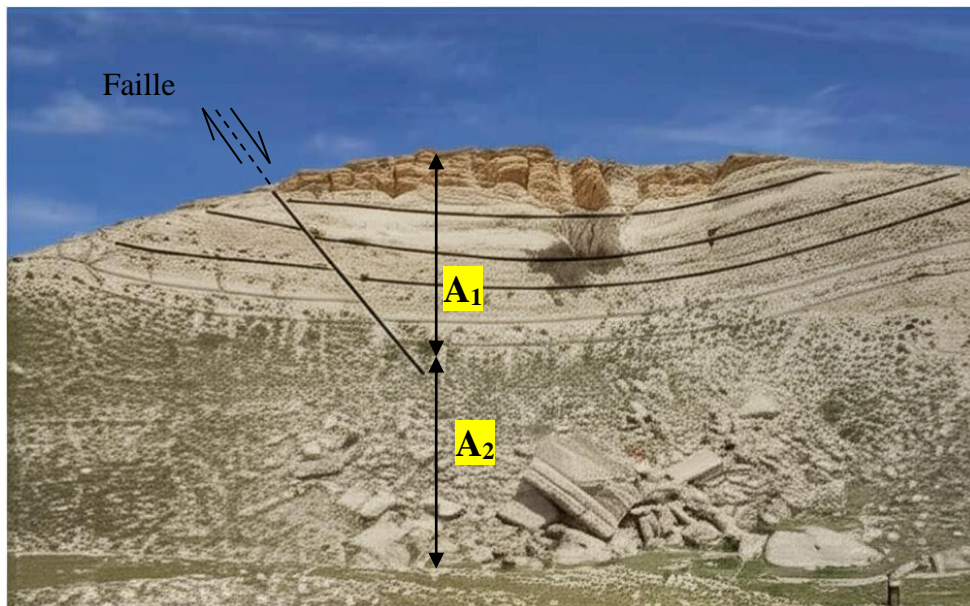


Fig.7-Vue Panoramique représentant la coupe et les différents membres (Kechiched.R, 2017).

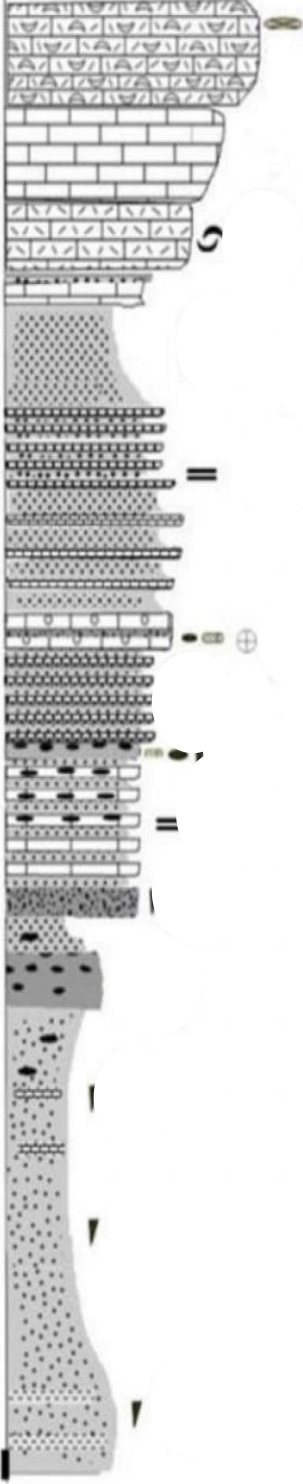
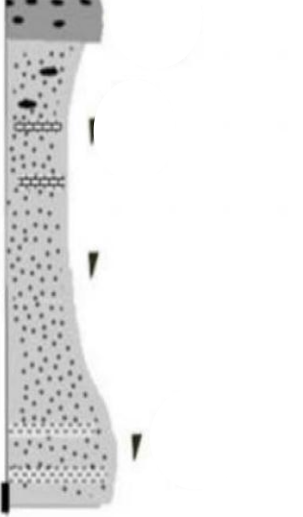
Age	Subdivision Lithologique	Colonne lithostratigraphique	Description sommaire
Eocène	Yprésien		<p>alternance de marne phosphatée grisâtre et calcaire brunâtre. La fréquence des phosphates est faible.</p>
	? Lutétien		
Paléocène	Thanétien ?		<p>Marne phosphatée brunâtre intercalées par des minces strates d'argile phosphatée noirâtre et calcaire</p>
	Membre marno-phosphaté (A)		
		<p>Unité marnueuse à des passés d'argile</p>	
	Membre marno-calcaire (B)	<p>Unité d'alternance marnueuse-calcaire</p>	
		<p>Unité carbonatée</p>	

Fig. 8-Succession lithostratigraphique du secteur de Djebel Dyr (in Boumadji A, 2019).

Les figures 6 et 7 montrent deux ensembles principaux :

a- Le Membre Marno-Phosphaté (30 mètres d'épaisseur) : Les Débuts de la Formation des Phosphates

- **Unité marneuse avec des passages d'argile** : constituée de marnes phosphatées grisâtres très riches en dents de poissons, intercalées avec des couches d'argiles noires friable (environ 40 cm). Les grains de phosphate dans ces argiles sont de taille assez uniforme, inférieure à 0.5 mm (Planche I.1).
- **Unité marneuse avec des passages de calcaires** : Ici, les marnes phosphatées sont friables et grisâtres, avec de fines couches de calcaires brunâtres durcis. Les particules de phosphate sont très fines (Planche I.2). Au-dessus, une couche de phosphate grisâtre plus épaisse (1.20 m) que les autres a été identifiée (Planche I.3).

b- Le Membre Marno-Carbonaté (30 mètres d'épaisseur) constitué :

- **Alternance marno-calcaire (20 mètres)** : À la base, une couche de phosphate silicifié et grisâtre (Planche I.4) contient des grains et des petits morceaux de roches (lithoclastes), y compris des pellets et des coprolites, de tailles variées. Cette couche est surmontée par une alternance régulière de bancs de marnes et de calcaire rapprochés (4 mètres) (Planche I.5). Les bancs de calcaires, de couleur jaunâtre et de quelques centimètres d'épaisseur, contiennent parfois des couches ou des nodules de silex noirs (Planche I.8). Au-dessus, une autre alternance marno-calcaire (Planche I.7) se trouve entre deux bancs de phosphates et de calcaires grisâtres avec des lithoclastes hétérogènes (Planche II.1). En montant, cette alternance se poursuit par une couche de marne de 15 mètres d'épaisseur (Planche II.2).
- **Unité carbonatée (10 mètres)** : Cette partie est constituée de gros bancs de calcaires brunâtres avec de fines couches de marnes grises. On distingue dans ces roches des fragments d'organismes comme des bivalves et des nummulites (Planche II.4, 5), confirmant l'âge éocène.

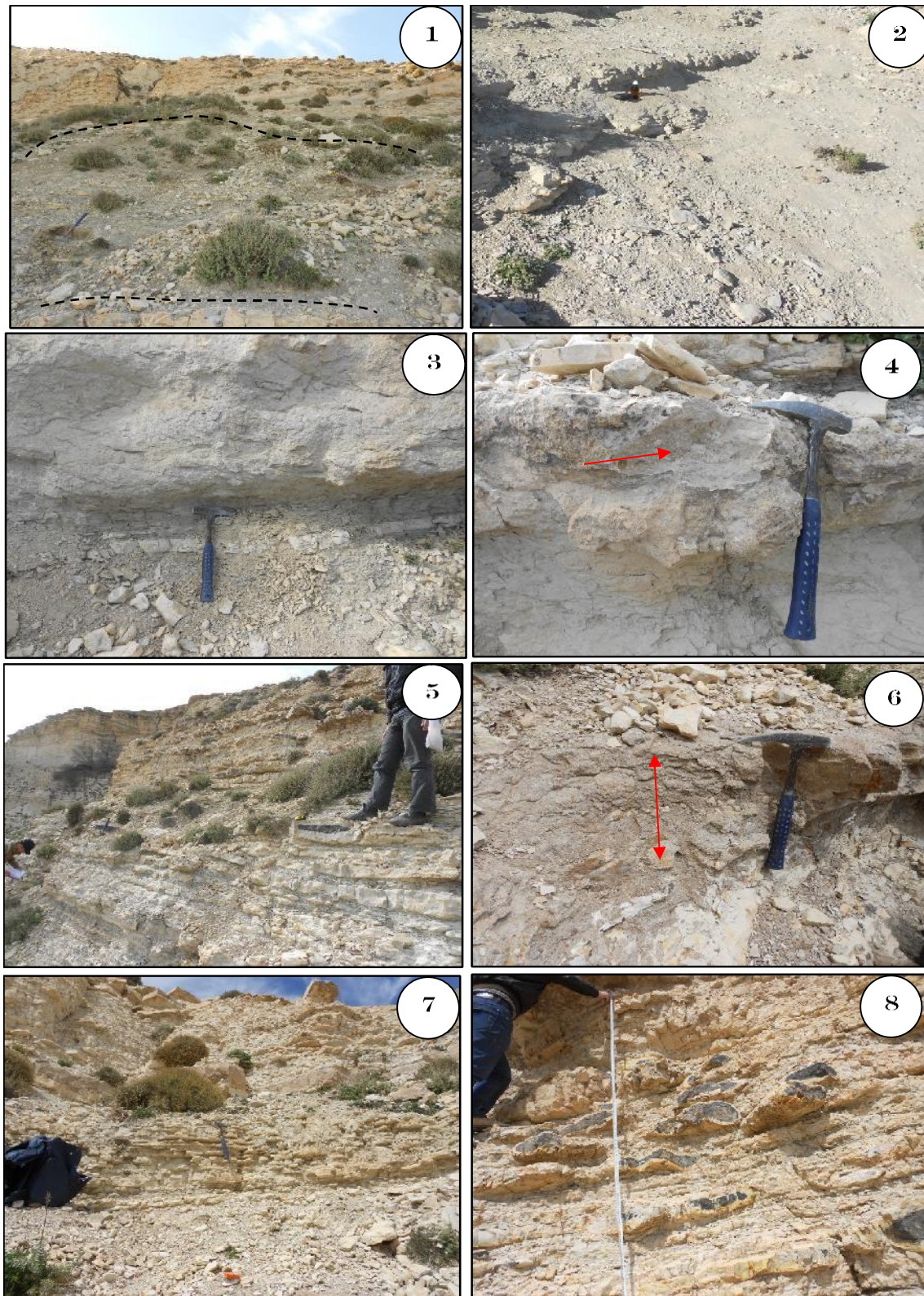


Planche I : Photos montrant les faciès de la succession lithologique de Djebel Dyr . (1) Photo montre les argiles phosphatées à la base ; (2) Marne phosphatée très abondante à la base de couleur grisâtre ; (3) Phosphate marneux fin de couleur grisâtre intercalé par de mince banc de calcaire ; (4) Banc de phosphate silicifié noir très dure ; (5) Alternance marnes-calcaires ; (6) Un niveau phosphaté de 50cm d'épaisseur de couleur beige montrant une granulométrie hétérogène et des oxydes de fer ; (7) Alternance marno-calcaire ;(8) Calcaire à silex avec faible intercalations marneuses

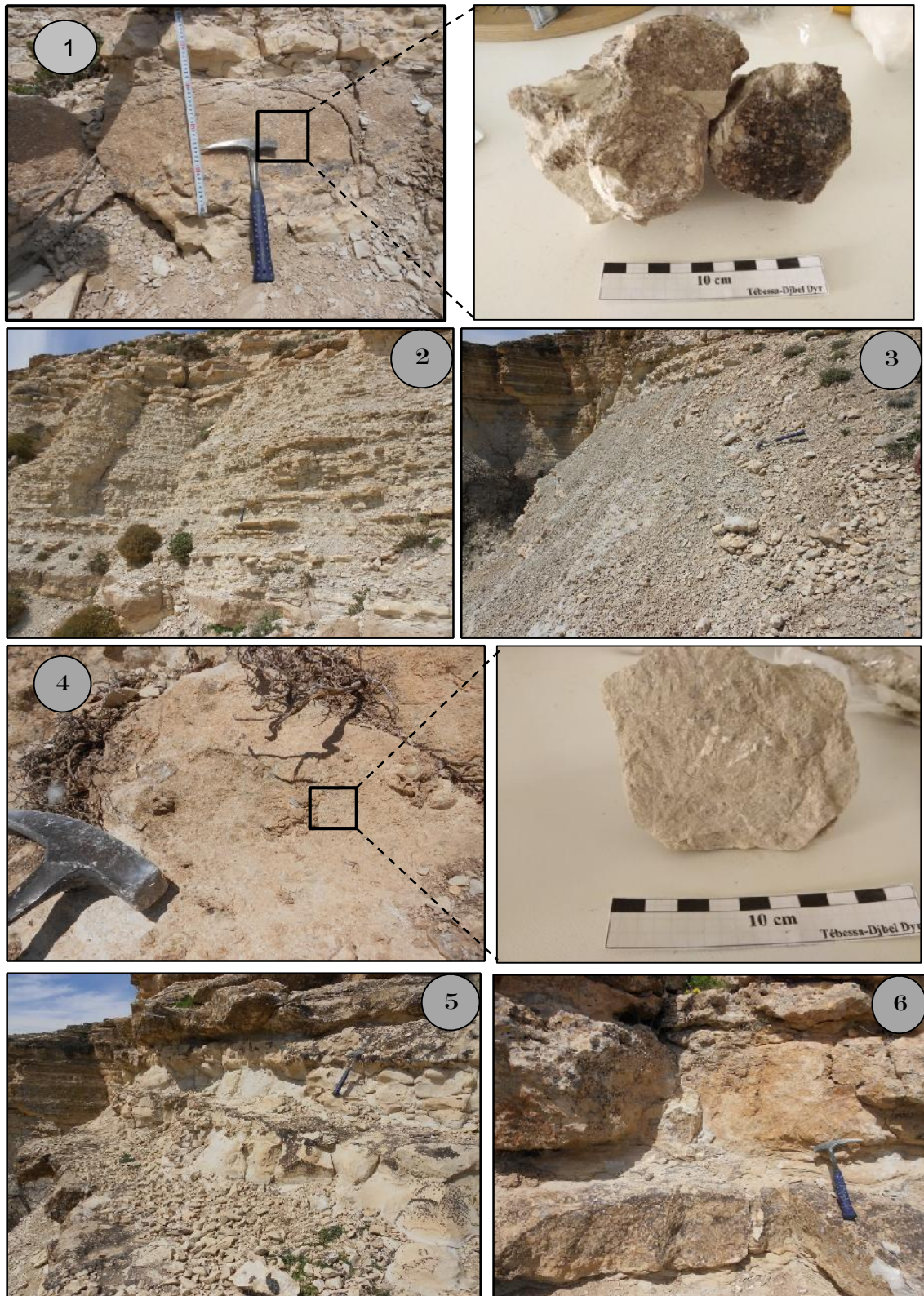


Planche II : Photos montrant les faciès de la succession lithologique de Djebel Dyr . (1) Calcaire phosphatée ; (2) Une alternance marno-calcaireux rapprochée ; (3) Marne grise légèrement phosphatée ; (4) Calcaire a bivalves ; (5) Calcaire montrant une figure sédimentaire ; (6) Calcaire du sommet essentiellement nummulitique. (kechiched, R.2017).

2. Le Secteur Occidental (Aïn Dibba) : Une Succession de Roches du Paléocène à l'Éocène :

Le secteur d'Aïn Dibba, avec sa forme en demi-cuvette, montre une succession de roches éocènes, parfois cachées par des dépôts plus récents. La colonne lithostratigraphique (Fig. 8) montre :

- **Le Montien** : avec une grande épaisseur (environ 200 mètres en moyenne) d'argiles et de marnes, souvent gris noirâtre ou parfois gris blanchâtre, avec de très petits grains de phosphate vers le sommet de la couche argileuse.
- **Le Thanétien** : À la base, on trouve des calcaires en couches de quelques dizaines de centimètres, alternant avec de petites couches argileuses contenant du silex (Fig. 9). Ensuite, il y a une alternance de calcaires et d'argiles (en fines couches) sur 1.5 à 2 mètres d'épaisseur.

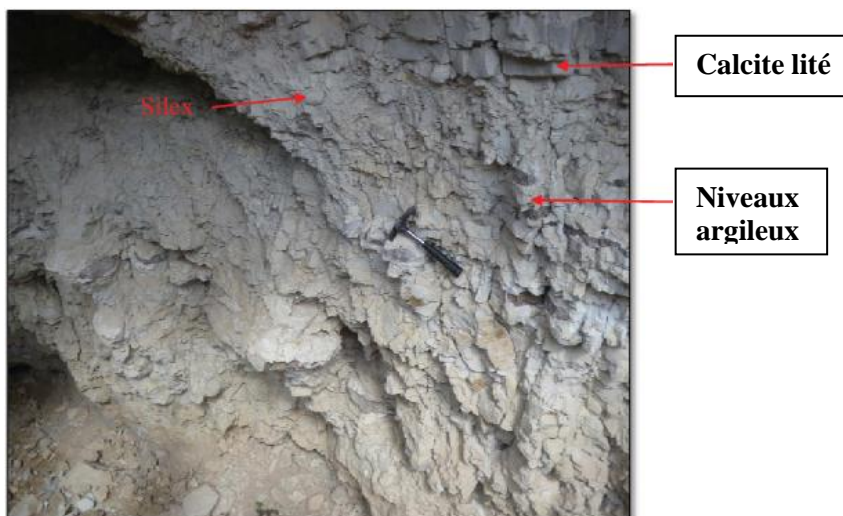


Fig. 9 -Alternance de calcaire et des petits niveaux argileux de la descenderie d'Ain Dibba.

Au-dessus, une couche de phosphate principale d'environ 1.5 mètre d'épaisseur est présente, elle est noduleuse et contient des coprolithes (excréments fossilisés), associés à du sable friable avec des nodules grisâtres phosphatés (Fig. 11 et 12).

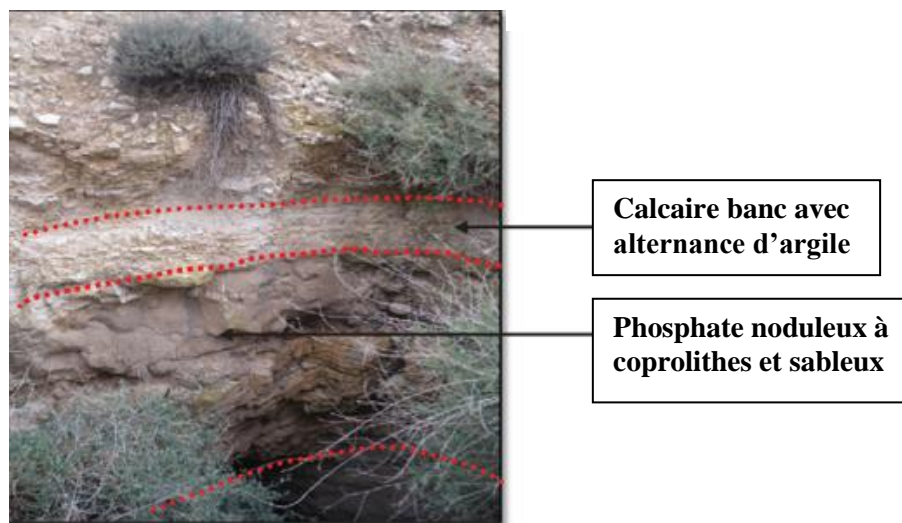


Fig. 10 -Couche de phosphate surmontée par du calcaire argileux.

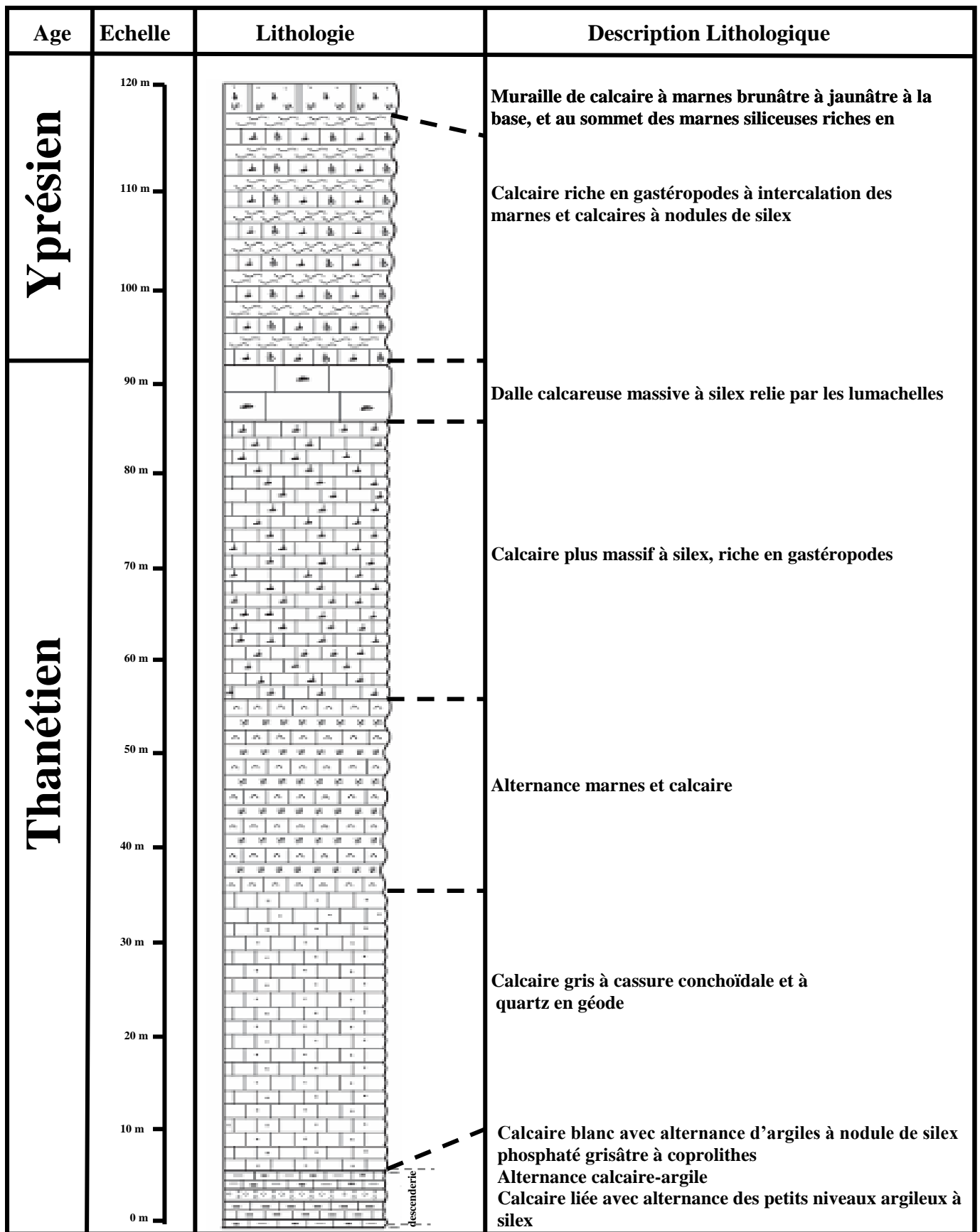


Fig. 11-Log lithostratigraphique d'Ain Dibba (secteur occidental).(kechiched, R.2017).

- Les observations sur le terrain dans les galeries de recherche montrent une alternance de couches phosphatées, puis des calcaires, ensuite des calcaires avec des passages de silex.
- La coupe se poursuit par environ 30 mètres de calcaires gris à cassure conchoïdale, ils montrent parfois des géodes (cavités remplies de cristaux) de quartz. Ces calcaires sont légèrement inclinés (10° vers le nord-sud). Ils sont recouverts par une alternance de marnes et de calcaires sur 35 mètres (Fig. 11), avec des bancs de calcaire de quelques centimètres (20 cm) de couleur gris jaunâtre et des bancs de marnes de quelques dizaines de centimètres (60 à 80 cm, parfois 1 mètre) de couleur gris blanchâtre et friables.

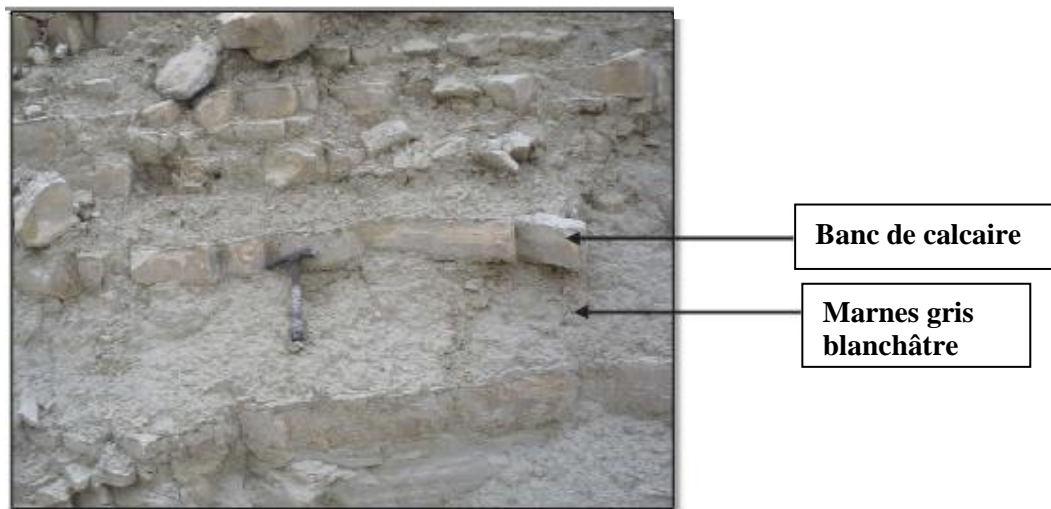


Fig. 12-Alternance marnes et calcaires.

Le Thanétien se termine par des calcaires massifs avec du silex, riches en fossiles de gastéropodes et parfois d'huîtres (*Ostrea*), sur une épaisseur de 30 mètres. La limite supérieure du Thanétien est marquée par une couche de calcaire massif avec du silex et beaucoup de coquilles brisées (lumachelles).

Il est à noter que les niveaux phosphatés principaux sont d'âge Paléocène et sont répartis en trois niveaux. (Fig14)

- **L'Yprésien** : Le passage du Thanétien à l'Yprésien se fait avec un changement de faciès avec une alternance de marnes et de calcaires avec des nodules de silex sur 30 mètres d'épaisseur. Cette alternance comprend des bancs de calcaires riches en gastéropodes, suivis d'une paroi de calcaire de 4 à 5 mètres d'épaisseur (Fig. 14). À la base de cette paroi, il y a des marnes brunâtres et jaunâtres, et au sommet, des marnes siliceuses (Fig. 13). On note la présence de géodes de quartz (3 à 5 cm) dans cette paroi, et que les nodules de quartz soulignent la stratification. On observe aussi des figures de charge, qui donnent un aspect noduleux aux bancs. L'épaisseur totale de l'Yprésien est estimée à environ 60 mètres. Ce niveau marno-calcaire est riche en fossiles (gastéropodes et huîtres), les gastéropodes sont déformés à cause de la

tectonique, et que certains restes sont devenus durs comme du silex et ont été oxydés. La présence d'un niveau lumachellique indique un événement potentiellement rapide..

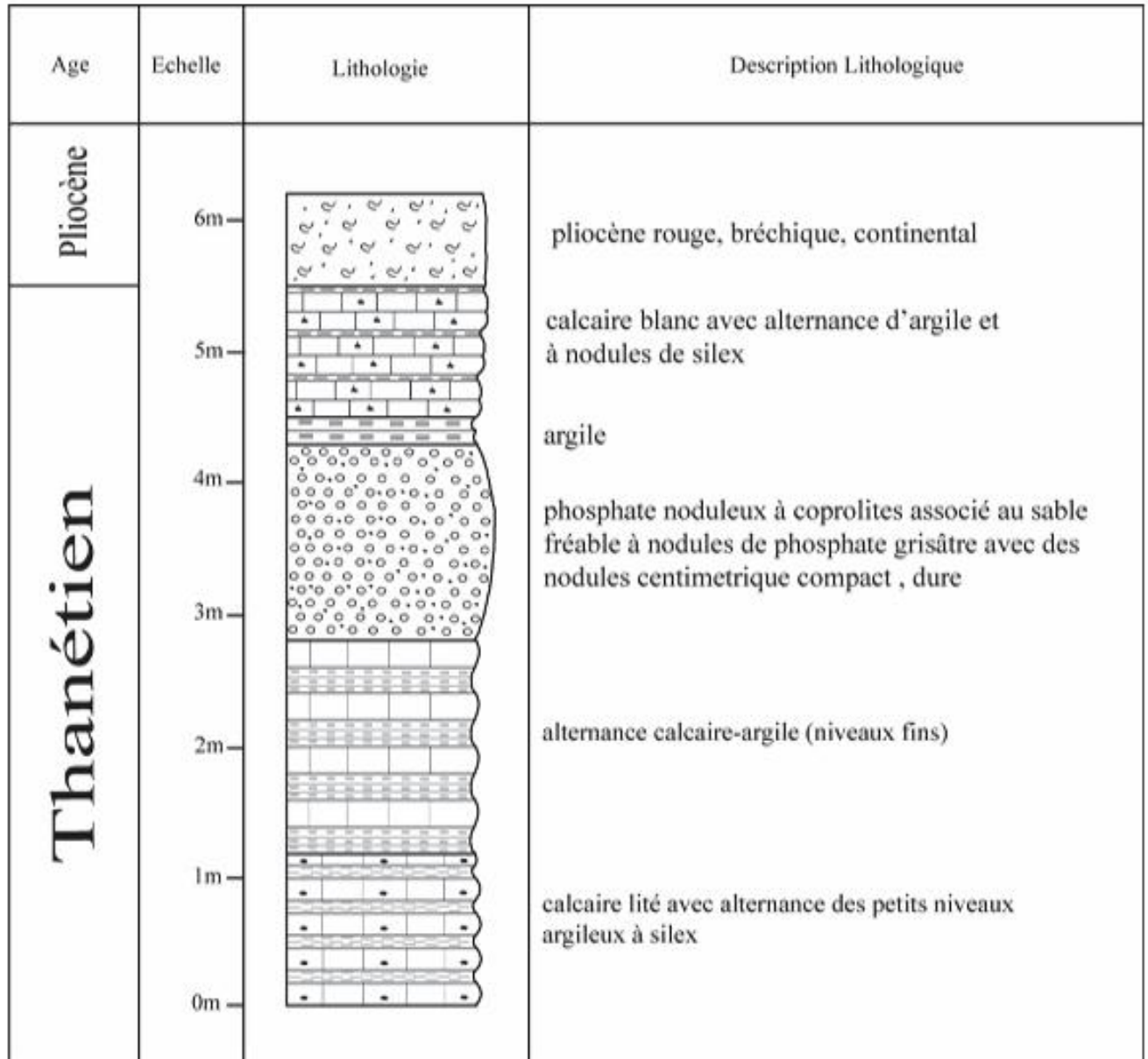


Fig.13 -Log lithostratigraphique de la descenderie d'Ain Dibba (secteur occidental).

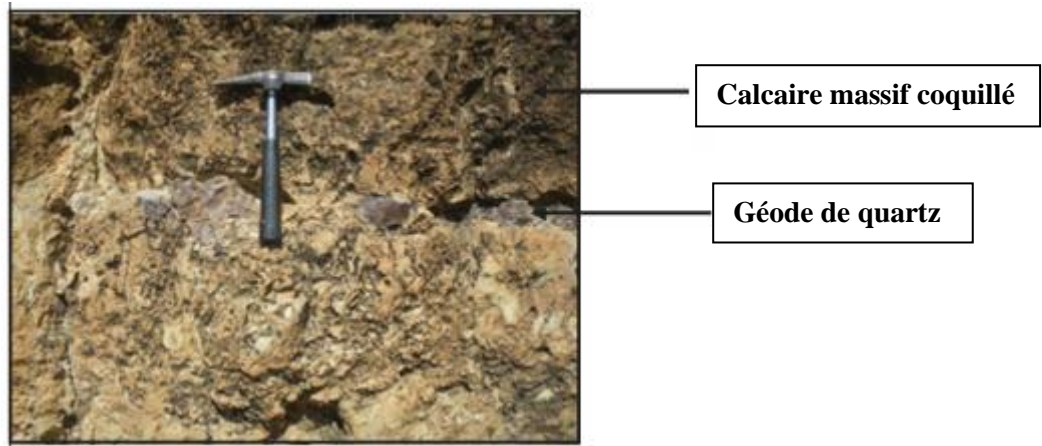


Fig.14 -Muraille calcaireuse riche en géode de quartz.

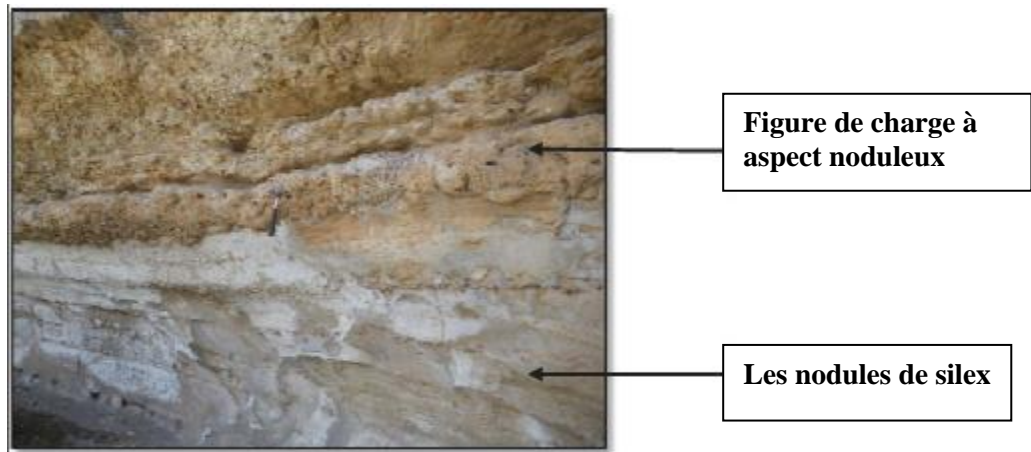


Fig.15 -Muraille de calcaire de 4 m d'épaisseur de l'Yprésien.



Fig.16 -Les différents deux niveaux phosphatés du Paliocène (descenderie).

III. Evolution paléogéographique et tectonique du secteur étudié :

Le secteur étudié présente une alternance de structures géologiques : des anticlinaux (plis dont la convexité est dirigée vers le haut) sont étroits et encaissés, tandis que les synclinaux (plis dont la concavité est dirigée vers le haut) possèdent des cœurs très larges et des fonds plats. Ces structures ont généralement une orientation axiale WNW à ESE.

Ces formations sont recoupées par quelques failles importantes, principalement des accidents transversaux qui décalent les couches du Crétacé. Des failles moins significatives, parallèles aux structures principales, sont également présentes.

Ces structures tectoniques sont antérieures au Miocène. Leur formation aurait débuté au Campanien et aurait atteint son apogée (sa phase paroxysmale) au Lutétien.

L'étude comparative des roches et des structures des ces deux secteurs oriental et occidental nous permet de reconstituer les environnements anciens (paléogéographie) et les mouvements de la croûte terrestre (tectonique) qui ont façonné cette région durant le Paléogène. La présence de gisements phosphatés, avec le gisement exploité de Djebel Kouif et les indices de Aïn Dibba, témoigne d'anciennes mers riches en vie marine. La présence de nummulites au Djebel Dyr est une preuve directe de l'âge de ces roches.

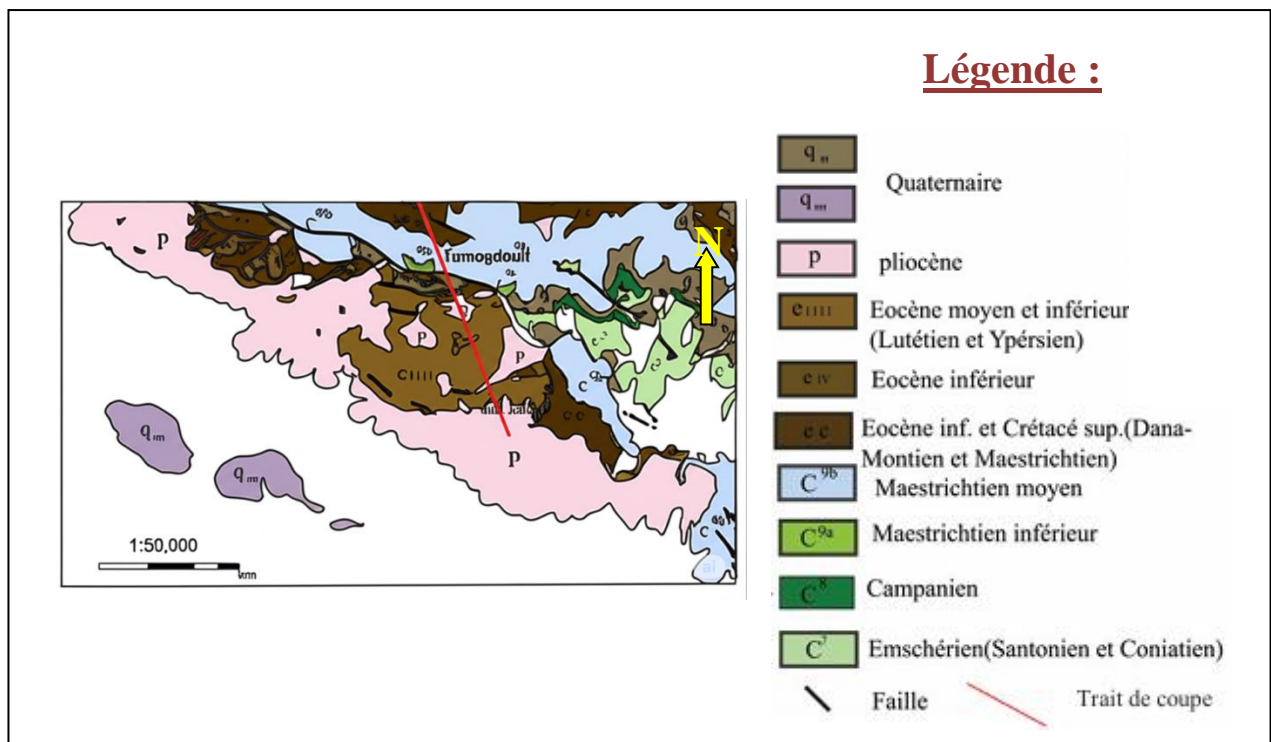


Fig. 17-Écorché géologique du secteur occidental (Ain Dibba) extrait de la carte géologique de Tébessa (Kechiched, R.2017).

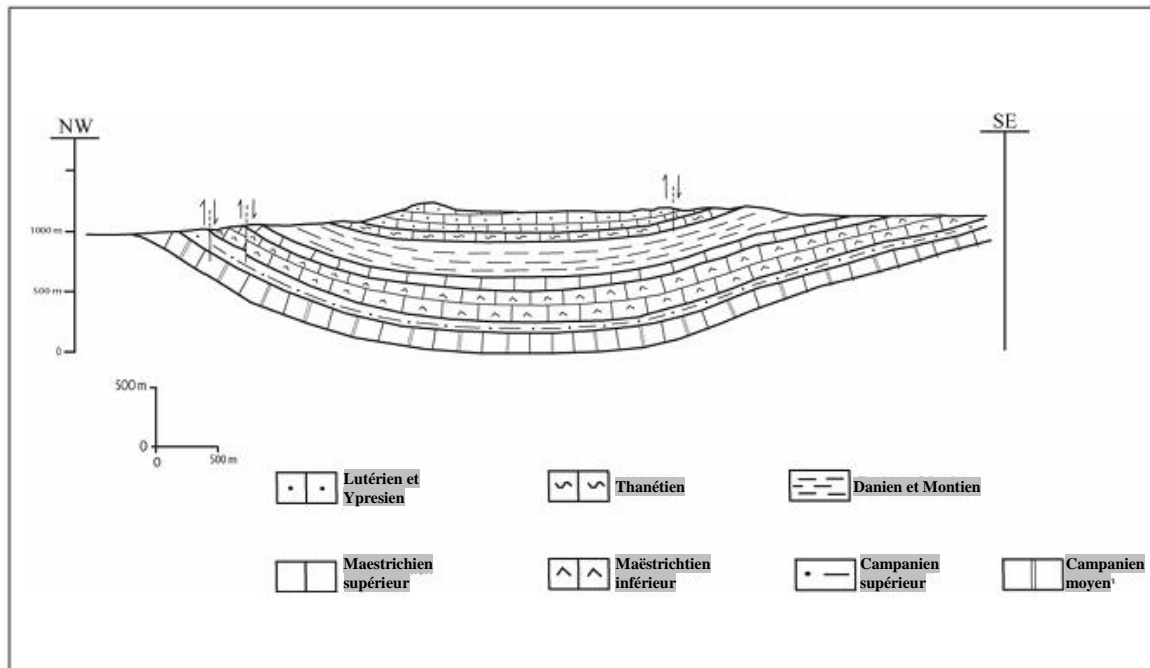


Fig. 18-Coupe géologique du secteur oriental (Dyr).

La coupe géologique du secteur oriental (Dyr), élaborée à partir d'une carte de Morsott au 1/50 000, révèle un vaste synclinal à fond plat ou perché, orienté NNW - SSE. Son cœur est constitué d'Éocène supérieur, et la structure est traversée par quelques petites failles verticales d'orientation générale EW (Fig.18).

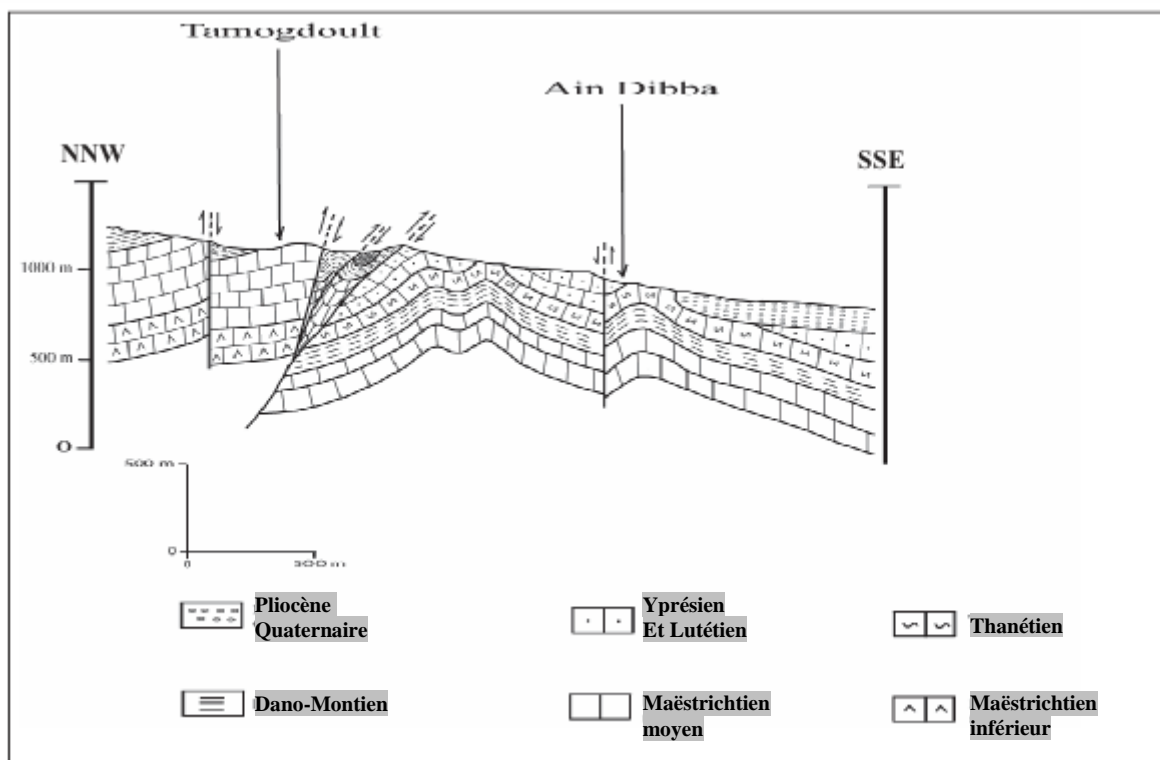


Fig. 19-Coupe géologique de secteur occidental (Ain Dibba).

La coupe géologique de la figure 19 établie à partir de la carte géologique de Tébessa, à 1/50 000, montre des interactions complexes entre la sédimentation et les forces tectoniques qui ont façonné cette région au fil des époques géologiques.

Vers le Sud-Est de cette coupe, remarque la présence dominante d'un synclinal à fond large. Cette structure dépressive, caractérisée par des couches géologiques incurvées vers le bas, abrite en son cœur des formations datant de l'Éocène supérieur. Ce vaste creux structural a agi comme un véritable bassin sédimentaire, favorisant l'accumulation ultérieure de dépôts plus récents. Ainsi, nous constatons que le Pliocène et les sédiments du Quaternaire se sont déposés de manière significative au sein de ce bassin, présentant une discordance nette avec les couches éocènes sous-jacentes. Cette discordance témoigne d'une période de d'érosion, puis de reprise de la sédimentation, marquant une interruption dans la continuité des dépôts.

Vers le NW, le paysage géologique caractérisée par des couches plissées dont la convexité est dirigée vers le haut, marqué par l'anticlinal d'Ain Dibba. Cette structure anticlinale, à forme relativement étroite et à faibles pendages sur ses flancs. Un élément structural crucial délimitant clairement cet anticlinal est une faille verticale, (Fig.19). La présence de cette faille indique une rupture dans la continuité des roches, résultant de contraintes tectoniques intenses.

Plus au NW, au-delà de l'anticlinal d'Ain Dibba, une autre structure anticlinale majeure se manifeste. Celle-ci se distingue par un cœur constitué de roches de l'Éocène inférieur (Thanétien). Ce pli coffré, à flancs abrupts est caractérisé par la présence de deux charnières, suggérant une déformation complexe et polyphasée. Les couches rocheuses au sein de cette structure sont caractérisées par des replis extrêmement serrés, ce qui indique des contraintes compressives très fortes ayant agi sur ces formations. Sur le flanc Nord de cet anticlinal, la coupe révèle le début d'un synclinal à fond large, une structure qui, à son tour, est recoupée par une faille principale inverse. Cette faille, d'orientation générale WNW-ESE et présentant un pendage Nord, indique que le bloc supérieur s'est déplacé vers le haut par rapport au bloc inférieur, témoignant de forces de compression importantes.

L'analyse de la coupe entre l'anticlinal précédemment décrit et la région de Tamogdout met en évidence une structure particulièrement intéressante : une structure en fleur positive. Ce type de structure, typiquement associée à des zones de décrochement ou de compression intense, est ici composée de ces failles, dont la direction est également WNW-ESE, ont la particularité de se joindre en profondeur pour former une seule faille majeure. Ce phénomène est caractéristique des structures en fleur, où des failles divergentes en surface convergent vers une faille unique en profondeur. La structure en fleur positive elle-même est interne caractérisée par une complexité remarquable, comportant des synclinaux et des anticlinaux très serrés, soulignant l'intensité de la déformation localisée.

Enfin, en atteignant l'extrémité Nord de la coupe, dans la région de Tamogdout, nous identifions une structure en bloc basculée vers le Nord. Ce type de structure résulte souvent de mouvements le long de failles normales ou de décrochements, où des blocs de croûte terrestre sont inclinés. Le basculement vers le Nord suggère une direction préférentielle de l'inclinaison des couches et des blocs dans cette partie du secteur étudié.

Ces analyses de coupes géologiques nous permettent de conclure à une divergence dans l'origine des déformations structurales des deux zones. Le secteur occidental (Ain Dibba) témoigne d'une phase compressive à l'échelle locale, dont la direction principale des

contraintes était NNE-SSW. Par contraste, le secteur oriental (Dyr) révèle des structures engendrées par un régime compressif distinct, orienté cette fois-ci NW-SE. Cette disparité suggère l'action de différents systèmes de failles ou une rotation des champs de contraintes à travers la région.



***Chapitre IV:
Etude Pétrographique
et Minéralogique***

I. Introduction:

Les phosphates représentent une classe parmi les roches sédimentaires. Ce sont des roches exogènes contenant une grande quantité de minéraux phosphatés. Les roches phosphatées sont définies par le type de minéral, la texture et la nature du liant ciment / matrice. Ces phosphates sont classés aussi selon la présence et la taille des d'éléments figurés. D'une manière générale, quatre variétés pétrographiques de phosphates sont distinguées : (1) en grains, (2) en débris, (3) en nodules et (4) en ciment (Vatan, 1967).

La texture granulaire de type peloïde-ooïde est la plus observée dans les minerais de phosphate algérienne. Elle reflète une origine sédimentaire marine peut profonde, marquée par des processus de remaniements, c'est-à-dire le transport et le redépôt des particules phosphatées avant leur transformation en roche.

II. Pétrographie:

Cette étude a été réalisée après confection des lames mince au Laboratoire des Lames minces du Département des Sciences Géologiques de la FSBSA /UMMTO.

L'étude de ces lames mince a été réalisée au niveau du Laboratoire de Géologie du même département.

1. Étude macroscopique :

Du point de vue textural les phosphates présentent une texture fine et un aspect friable. Leur couleur généralement varie entre le brun clair et le marron.

Du point de vue macroscopique Les phosphates se présentent sous trois formes distinctes, que l'on peut classer comme suit :

1.1. Les phosphates sableux:

Ils apparaissent généralement sous forme de sables fins et compacts, de couleur grise, pouvant parfois aller vers des teintes jaunâtres ou rougeâtres en fonction des impuretés présentes. De manière générale, leur teinte dominante est le gris, bien que des nuances de jaune ou de blanc puissent également être observées.

Ce sable phosphaté est constitué de petites sphères, appelées pseudoolithes, ainsi que de coprolithes, de divers débris avec un ciment dont la composition peut varier. (Fig20)



Fig. 20-Phosphate sableux de couleur grisâtre.

1.2. Les calcaires phosphatés :

Les calcaires phosphatés sont présents à tous les niveaux stratigraphiques. Ils se présentent généralement sous forme de bancs réguliers, assez durs, de couleur blanc jaunâtre à gris blanchâtre, liés par un ciment carbonaté. La granulométrie des éléments constitutifs de ces calcaires est relativement grossière comparée à celle des phosphates sableux. La teneur moyenne en phosphate dans ces calcaires est relativement faible, tandis qu'elle est généralement plus élevée dans les phosphates sableux. (Fig. 21)



Fig. 21-Calcaire phosphaté de couleur blanc grisâtre.

1.3. Les phosphates à silex :

Les phosphates à silex présentent une couleur variable, allant du gris clair au gris foncé, parfois légèrement noirâtre, en fonction de la proportion de la phase de liaison siliceuse. Ils sont généralement interstratifiés avec les calcaires et les marnes. La taille des grains est variable, mais les éléments phosphatés y sont moins abondants. Par conséquent, la teneur moyenne en phosphate dans cette forme est très faible, ce qui rend son exploitation généralement non rentable.



Fig. 22-Phosphate a silex.

2. Etude microscopique :

L'étude des lames minces est principalement une méthode qualitative, elle permet d'identifier les éléments présents dans un échantillon, on observe leur caractéristique sous un microscope, cependant elle peut aussi inclure des analyses quantitatives pour déterminer la proportion des différents minéraux.

L'observation au microscope montre que les minerais de phosphates du Djebel Dyr particulièrement ceux de Ain Dibba sont constitués par les éléments suivant :

2.1. Les éléments de la phase principale :

La phase principale désigne l'ensemble des grains, d'origine minérale ou organique, pouvant être soit mobilisés, soit immobilisés dans le cadre des processus sédimentaires. Ces grains sont couramment désignés par le terme « allochèmes ».

L'analyse des profils étudiés repose sur la comparaison de divers éléments tels que les fragments de quartz, les résidus de matériaux de surface ou les éléments issus de strates préexistantes. Ces constituants, généralement fragiles, intègrent une large gamme de grains phosphatés, dont l'étude détaillée permettra de mieux comprendre leur genèse et leur évolution.

2.2. Les pellets :

Les pellets représentent les constituants les plus fréquents de cette phase. En lumière naturelle, ils présentent une teinte brun jaunâtre, tandis qu'en lumière polarisée, ils apparaissent isotropes. Leur taille varie généralement entre 100 et 300 μm , et leurs formes sont variables : arrondies, ovales ou cylindriques. Cette diversité permet de distinguer deux grandes catégories :

- ✓ Les pellets sans nucléus
- ✓ Les pellets à nucléus

2.2.1. Les pellets sans nucléus :

Ces pellets se caractérisent par l'absence de noyau central. Ils présentent toutefois des pseudo-zonations internes ainsi que des textures variées. Le principal critère de distinction repose sur la répartition de la matière organique.

Dans ce contexte, la matière organique est définie comme l'ensemble des taches opaques observables au microscope, indépendamment de leur taille, de leur forme ou de leur agencement. Ces pellets se distinguent par une coloration allant du brun ocre au brun foncé, voir noir.

L'observation en lumière réfléchi permet de différencier la matière organique des oxydes de fer, notamment grâce à l'absence de teintes rouges, caractéristiques de ces derniers. (Fig.23)

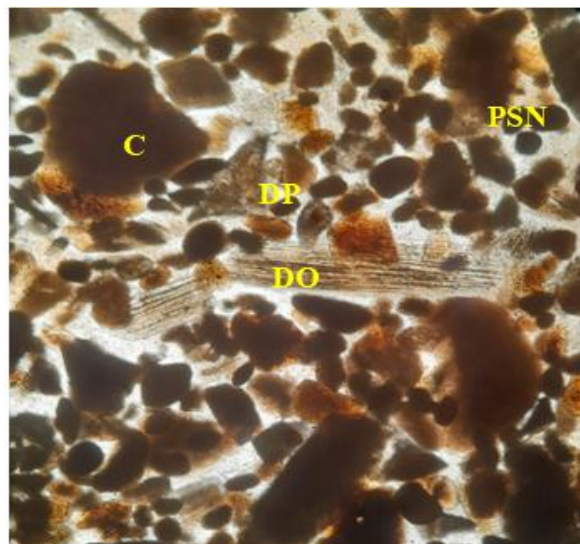


Fig.23 -Aspect microscopique des pellets sans nucléus (PSN), débris osseux (DO), coprolithes (C), dent de poisson(DP) dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N. (G10))

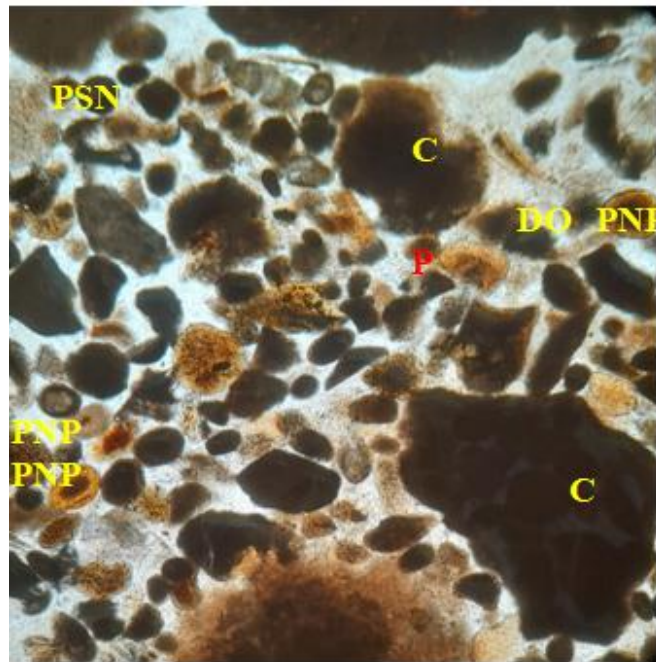
2.2.2. Les pellets à nucléus

Les pellets à nucléus (Fig.24) se caractérisent par la présence d'un noyau central (ou nucléus), constitué d'une particule solide minéralisée. Ce noyau joue le rôle de support lors de la croissance du pellet, autour duquel se développe une enveloppe phosphatée. Deux types principaux peuvent être distingués, en fonction de la nature du nucléus.

2.2.2.1. Les nucléus phosphatés

Dans cette catégorie, le nucléus est formé de matériaux phosphatés, tels que des débris osseux, des fragments de coprolithes ou d'autres grains phosphatiques. Ces éléments peuvent être intégrés dans la structure du pellet au cours de sa formation

En raison de leur composition minéralogique similaire à celle de l'enveloppe, ces nucléus ne sont généralement visibles au microscope optique qu'en lumière naturelle. Leur identification en lumière polarisée est rendue difficile par l'homogénéité optique entre le noyau et le revêtement. (Fig.24)



**Fig. 24-L'aspect microscopique, des pellets à nucléus phosphaté(PNP), avec des débris osseux(DO), dans une matrice carbonatée.
(Lame mince L.N. (G4))**

2.2.2.2. nucléus non phosphaté :

Du quartz détritique et de la dolomite ont été identifiés parmi les nucléus non phosphatés. Ces noyaux semblent rester stables à l'intérieur de l'enveloppe phosphatée tant que les conditions du milieu demeurent non agressives (Fig.25).

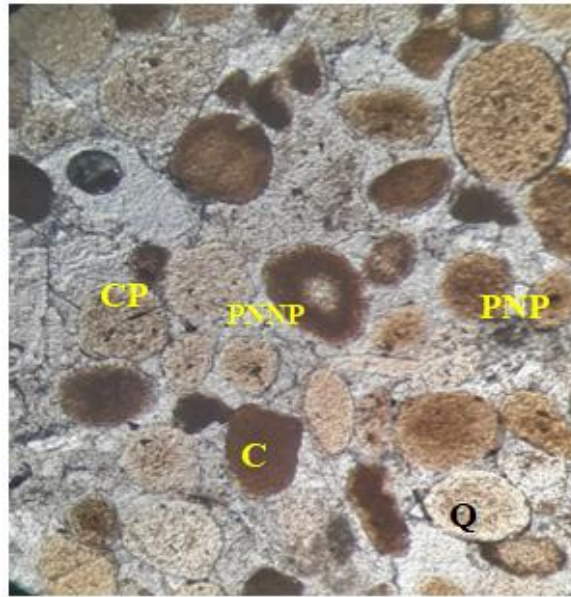


Fig. 25-Aspect microscopique des pellets à nucléus phosphaté(PNP), et non phosphaté(PNNP), quartz(Q), dans un ciment phosphaté. (Lame mince L.N (G10))

2.3. Les coprolithes (excréments fossilisés d'organismes) :

Les coprolithes jouent un rôle significatif en tant que constituants du minéral phosphaté. Ils correspondent aux déjections fossilisées d'organismes, qu'ils soient vertébrés ou invertébrés, et résultent d'un processus de phosphorisation. Riches en matière fécale, ces éléments témoignent de l'activité biologique passée dans le milieu sédimentaire.

Les coprolithes peuvent également apparaître sur les parois de fissures d'origine épigénétique, ces dernières étant fréquemment remplies par de la dolomie ou du quartz. Leur granulométrie varie de moyenne à grossière, avec des dimensions comprises entre 250 et 2000 µm. La morphologie des particules est diverse : elles peuvent être cylindriques, ovoïdes, rectangulaires, et présentent parfois une structure fluidale. Ces fragments sont en général bien conservés et rarement fracturés.

En lumière naturelle, leur couleur varie du brun jaunâtre clair au brun foncé, tandis qu'en lumière polarisée, ils apparaissent isotropes. Ces caractéristiques optiques suggèrent une composition essentiellement constituée de cellophanite, un phosphate cryptocristallin, que l'on retrouve dans les phosphorites sous forme compacte mamelonnée ou à structure radiée sans organisation cristalline visible (Fig.26).

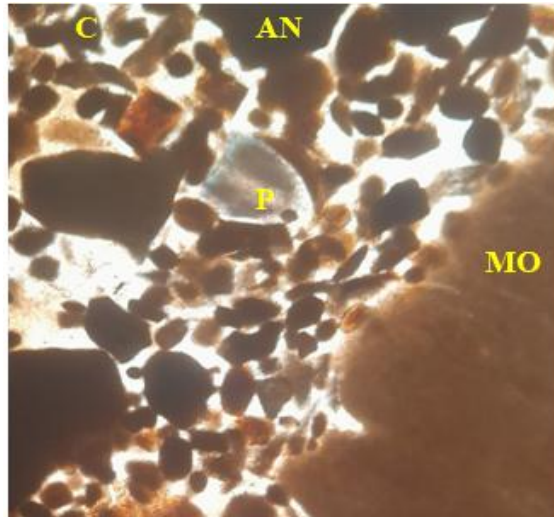


Fig.26 -L'aspect microscopique des coprolithes(C), avec des pellettes(P), l'anhydrite(AN) avec de la matière organique(MO), dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N. (G10))

2.4. Les lithoclastes :

Les lithoclastes peuvent être définis comme des fragments de sédiments préexistants, remaniés, puis transformés en apatite à structure cryptocristalline ou microcristalline. Leur morphologie ainsi que leur structure interne témoignent d'un processus de diagenèse avancé, au cours duquel un sédiment initial a été compacté, recristallisé et partiellement phosphatisé.

Selon la nature de la matrice interne (exogangue ou endogangue), les lithoclastes peuvent être classés en deux sous-catégories, conformément à la typologie proposée par Giot (1985). Dans le cadre de cette étude, les lithoclastes observés présentent une granulométrie comprise entre 700 et 1500 μm .

La composition de l'endogangue est variée, intégrant des pellets, des débris osseux, des grains de quartz, ainsi que des ségrégations de micrite, le tout étant lié par un ciment carbonaté. Cette diversité texturale reflète l'histoire complexe de dépôt et de transformation des matériaux sédimentaires dans l'environnement phosphatogène (Fig.27).

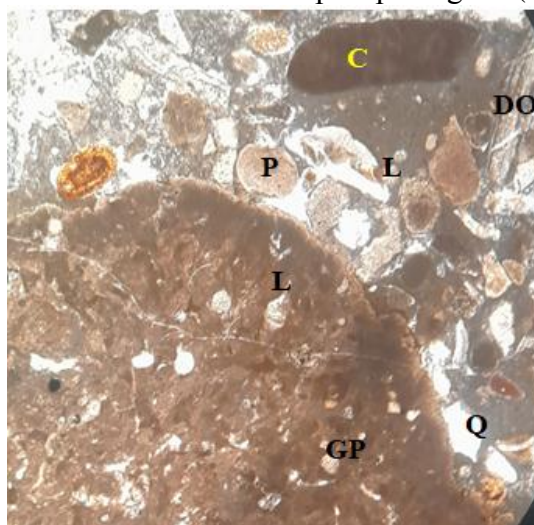


Fig.27 -Aspect microscopique des lithoclastes(L), des grains phosphatés (GP), coprolithe(C), quartz (Q), débris osseux(DO), dans des matrices siliceuses argileux. (Lame mince (L.N. G10))

2.5. Les bioclastes (débris osseux, dents et écailles de poissons) :

Les bioclastes correspondent à des éléments biologiques fossilisés tels que des débris osseux, des dents de poissons ou encore des écailles. Ils constituent des témoins précieux de l'activité biologique et des processus diagénétiques intervenus au cours de la formation des phosphorites.

Ces éléments présentent généralement une couleur jaune clair en lumière naturelle. Toutefois, ils apparaissent translucides sous cette même lumière et prennent une teinte gris bleutée en lumière polarisée. Leur granulométrie est très variable, s'échelonnant entre 100 et 2500 μm .

Dans certains cas, les bioclastes peuvent être très sombres voir noirs en lumière naturelle, et se présenter sous une teinte ambre en lumière polarisée. Ces variations chromatiques peuvent être attribuées soit à une transformation de la structure cristalline du matériau, soit à un remplissage par une substance jaunâtre claire.

L'étude détaillée de leur forme, ainsi que de leur composition minéralogique (calcaire, silice, phosphate), permet de mieux comprendre les modifications physiques et chimiques que ces éléments ont subies au fil du temps. Ces transformations offrent des indications précieuses sur les conditions environnementales et les processus de phosphatogenèse ayant affecté le sédiment (Fig.28.29).

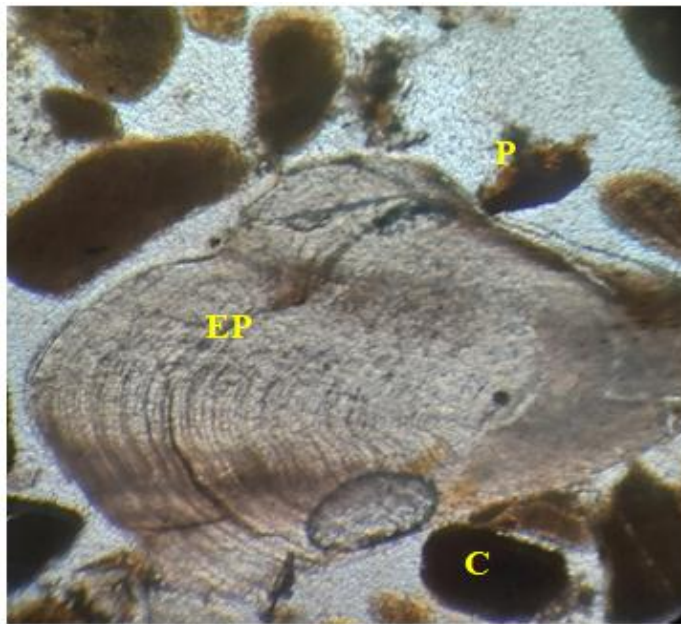


Fig.28 -l'aspect microscopique d'écaille de poisson(EP), pellet(P), coprolithe(C), dans une matrice dolomitique. (Lame mince L.N (G10))



Fig.29 -l'aspect microscopique des débris organique(DOR), dolomie(D), quartz(Q), dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N (G10)).

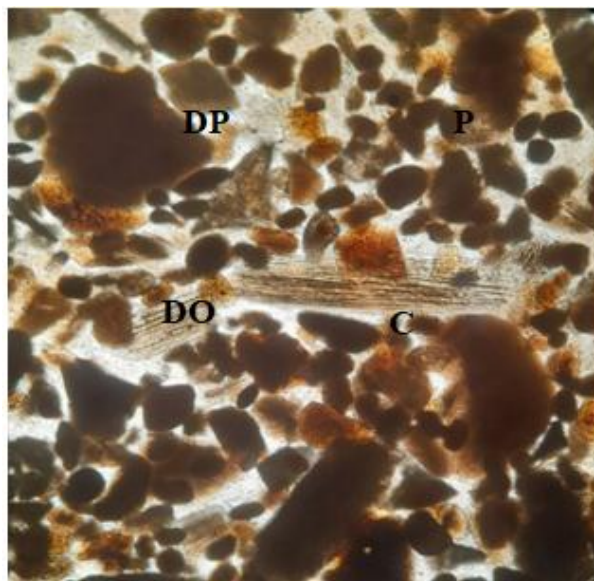


Fig.30 -l'aspect microscopique des pellets et des débris osseux avec une dent de poisson dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N. (G10))

2.6. Les ooïdes :

Les ooïdes sont des particules caractérisées par une structure interne concentrique, composée d'un noyau central autour duquel se développe un cortex à plusieurs couches. Leur forme est généralement sphérique à ovoïde, bien que des variations morphologiques soient observées selon les conditions de formation.

La granulométrie des ooïdes est très variable. Certains spécimens mesurent entre 75 et 150 μm , tandis que d'autres atteignent des dimensions comprises entre 200 et 700 μm , voir davantage.

Le noyau des oïdes est souvent constitué de pellets ou d'autres particules fines servant de support à la précipitation successive des couches du cortex. Ce dernier est généralement formé de trois couches concentriques, dépourvues de structure cristalline bien définie.

En lumière polarisée, les oïdes apparaissent majoritairement isotropes, bien que certains présentent une faible anisotropie, liée à des variations minérales ou à une organisation microtexturale du cortex.

Ces caractéristiques texturales et optiques font des oïdes des indicateurs précieux pour l'interprétation des conditions physico-chimiques du milieu de dépôt, en particulier dans les environnements riches en phosphates (Fig.31. A. B).

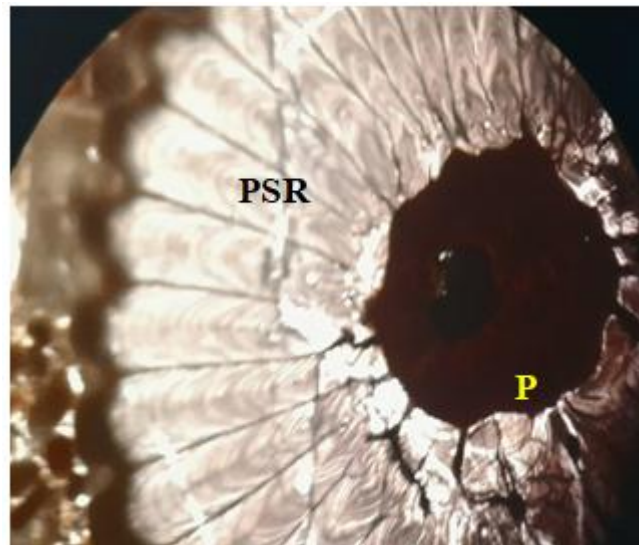


Fig.31. A -l'aspect microscopique d'un ooide a structure essentiellement radiaire(OSR), (pellet comme noyau) dans une matrice siliceuse. (Lame mince L.N. (G10))

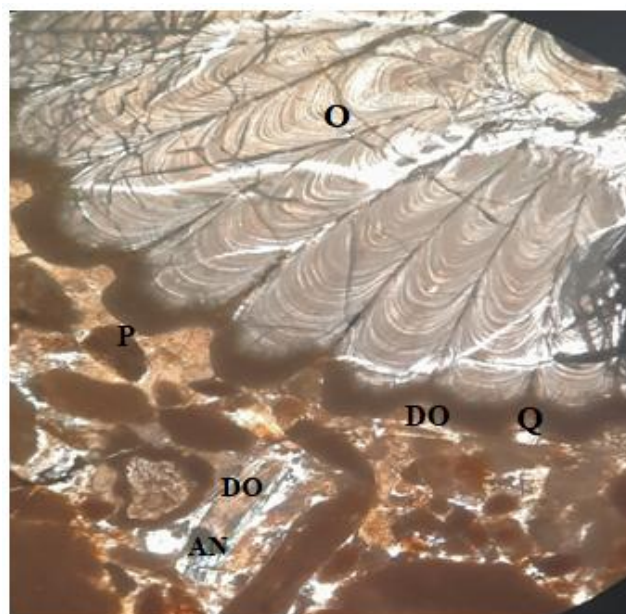


Fig.31. B -aspect microscopique d'un ooide à structure essentiellement radiaire(O), débris organique(DO), l'anhydrite(AN), quartz(Q), dans une matrice siliceuse. (Lame mince L.N. (G10))

2.7. Les autres éléments de la phase principale:

En complément de la fraction minéralisée phosphatée, ces accumulations contiennent également une quantité variable de minéraux non phosphatés, parfois négligeable, mais pouvant parfois être significative.

De manière générale, ces minéraux sont répartis de façon homogène au sein des dépôts. Leur granulométrie est comparable à celle des éléments phosphatés, bien qu'elle soit généralement légèrement inférieure.

2.7.1. La silice :

La silice se présente sous forme de grains anguleux à subanguleux, ainsi que de grains arrondis, généralement de petite taille.

Dans le cadre de la phase principale, certains éléments siliceux sont d'origine diagenétique : il s'agit alors d'agrégats cristallins ou de cristaux de quartz formés directement lors des processus post-dépositionnels.

2.7.2. L'anhydrite :

L'anhydrite est un minéral très rare dans ces dépôts. Elle se manifeste principalement sous forme d'inclusions dans les bioblastes phosphatés. Ces cristaux présentent une morphologie automorphe, généralement cubique, et exhibent des couleurs vives telles que le bleu ou le jaune en lumière naturelle (Fig.31)

2.7.3. La glauconite :

La glauconite se présente généralement sous forme de grains de petite taille, compris entre 150 et 200 μm . Leur morphologie est arrondie ou ooïde. En lumière naturelle, leur couleur est un vert clair, tandis qu'en lumière polarisée, ils apparaissent en vert foncé avec un aspect vermiculé, caractéristique optique distinctive de ce minéral.

La glauconite peut également se retrouver sous forme de débris intégrés dans les bioclastes phosphatés, témoignant de son incorporation au sein des sédiments phosphatés. (Fig.32)

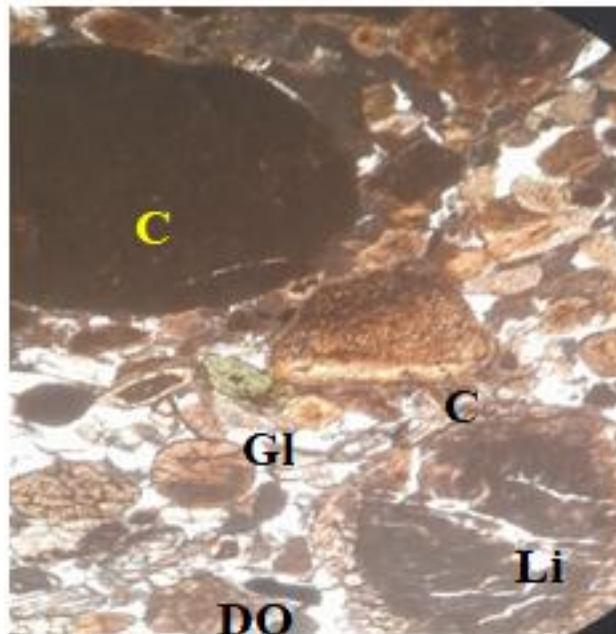


Fig.32 -l'aspect microscopique d'un grain de glauconie(Gl), lithoclaste(Li), débris organique(DO), coprolithe(C), dans une matrice siliceuse. (Lame mince L.N. (G10))

2.7.4. La calcite :

La calcite se présente sous forme de cristaux rhomboédriques, pouvant être soit automorphes (forme bien définie), soit xénomorphes (forme irrégulière). En lumière naturelle, ces cristaux sont incolores. Ils possèdent un clivage parfait et présentent des couleurs vives sous lumière polarisée.

Les grains de calcite, généralement de petite taille (environ 50 μm), sont souvent observés le long des bioclastes, où ils contribuent à la formation d'une matrice sparitique jouant le rôle de phase de liaison dans le sédiment (Fig.33).

2.7.5. La dolomite:

La dolomite se présente sous forme de très petits cristaux rhomboédriques, généralement automorphes, mesurant entre 25 et 50 μm . Certains cristaux peuvent apparaître allongés ou en forme losangique.

Elle ressemble aux cristaux de calcite, mais s'en distingue par une coloration légèrement jaunâtre à brunâtre. La dolomie est fréquemment observée en association avec des fossiles, témoignant de son rôle dans la diagenèse des sédiments biogènes.

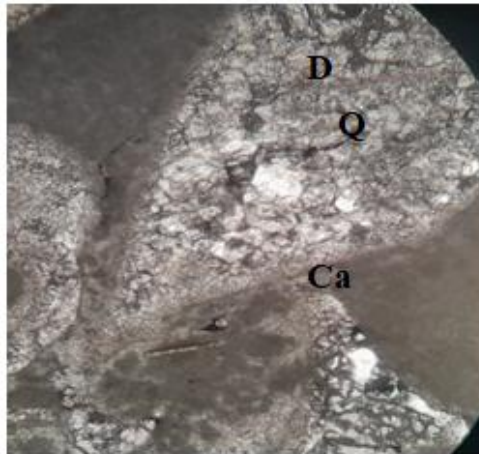


Fig.33 -l'aspect microscopique de la calcite(Ca), la dolomie(D), cristaux de quartz(Q), dans une matrice carbonatée. (Lame mince L.N. (G10))

3. Conclusion :

L'analyse pétrographique des lames minces prélevées dans les couches phosphatées a permis une caractérisation détaillée des phases constitutives des phosphorites. La phase principale est essentiellement composée de pellets phosphatés, qui peuvent être dépourvus de nucléus ou bien présenter des nucléus phosphatés ou non phosphatés, avec une teneur variable en matière organique.

On retrouve également des lithoclastes, ainsi qu'une faible proportion de minéraux accessoires tels que le quartz, la calcite, la glauconite et l'anhydrite. Ces observations confirment la complexité et la diversité des éléments participant à la formation et à la composition des phosphorites étudiées.



Chapitre V :
Conclusion Générale

Ce mémoire a permis une caractérisation pétrographique et minéralogique de la minéralisation phosphatée du gisement d'Ain Dibba. Les résultats obtenus fournissent des informations essentielles sur la composition de ces phosphates, contribuant ainsi à une meilleure compréhension de cette ressource stratégique pour l'Algérie.

L'analyse pétrographique des lames minces d'échantillons provenant des couches phosphatées a permis d'identifier avec précision les différentes phases constitutives des phosphorites.

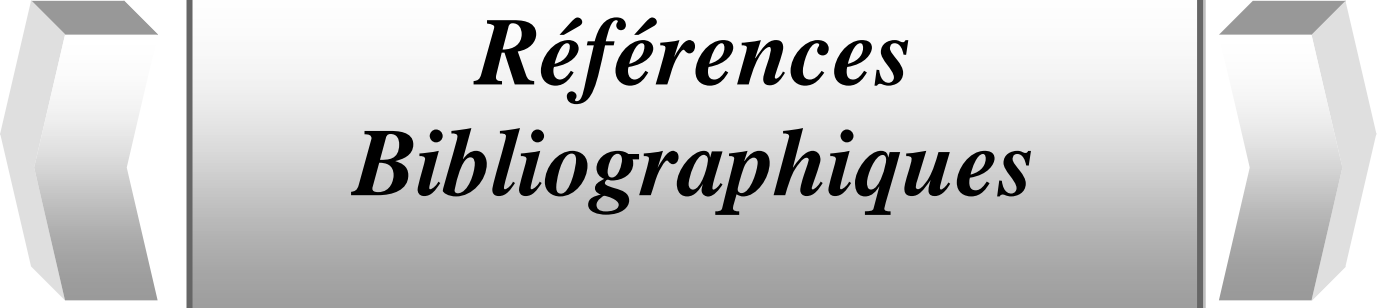
Les composants de la couche principale sont principalement des pellets phosphatés dépourvus de noyaux, ou présentant des noyaux à teneur variable en matière organique, ainsi que des noyaux phosphatés ou non phosphatés.

Les présences des inclusions minérales telles que l'anhydrite, glauconie, dolomie, quartz. Les phases de liaisons sont soit du ciment carbonaté ou argileux ou siliceux.

Sur le plan paléontologique, l'analyse a révélé une abondance de débris osseux et des dents et écailles de poissons.

D'autres études complémentaires plus approfondies nécessitant des moyens analytiques sont recommander particulièrement la DRX pour approfondir l'étude minéralogique et surtout les analyses sur les terres rares pour évaluer les potentiels en terres rares de ces phosphates.

Ces données sont cruciales non seulement pour la recherche fondamentale en géologie des phosphates, mais aussi pour l'évaluation du potentiel économique de ce gisement et l'optimisation des méthodes d'exploitation et de valorisation.



*Références
Bibliographiques*

- Castany, G. (1951). Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Annales Mines Géol., Tunis, n°8, 2 vol.
- Chabou, M.S. (1987). Etude de la série stratigraphique tertiaire du Djebel Onk (Algérie). Leur situation dans le cadre des phosphates algériens. DEA, Fac. Sci. Alger, 136 p.
- 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*.
- Kechiched, R. (2017). Les phosphates du Nord de Tébessa: Etude sédimentologique, gîtologique et géochimique. Thèse de Doctorat en Sciences, Université Badji Mokhtar Annaba, 184 p.
- Kazakov, A. V. (1930). The phosphate facies: origin of the phosphoresces and the geologic factors of formation of the deposits. *Proc. Sci. Inst. Fertilizers and insect fungicides*, 145 p.
- Kowalski, W.M., & Hamimed M. (2000). Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien, Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 11(1), 29–60.
- Lucas, J., & Prevot-Lucas, L. (1995). Tethyan phosphates and bioproductites. In: Nairn, A.E., et al. (Eds.), *The ocean basins and margins, The Tethys Ocean*, vol. 8. Plenum Press, pp. 367-391.
- Mezghache, H. (1991). Détermination, localisation et estimation globale des différents types de minerais de phosphate dans le gisement de Kef Es. Senoun, Djebel Onk, Algérie. Rapport E.N.FERPHOS, 42 p.
- Notholt, A.J.G. (1980). Economic phosphatic sediments: mode of occurrence and stratigraphical distribution. *J. Geol. Soc.*, 137, 793–805.
- Notholt, A.J.G., Sheldon, R.P., & Davidson, D.F. (1989). *Phosphate deposits of the world*, Vol. 2. Cambridge Univ. Press, 566 p.
- Pervinquière, L. (1903). Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse, de Rudeval, P.
- Ranchin, G. (1963a). Les phosphates de chaux sédimentaires de la région de djebel Onk (Algérie). S.E.R.E.M. Paris, 85 p.
- Salvan, H. (1955). A propos des formations siliceuses des phosphates marocains. *Geol. Rdsch. Stuttgart*, 43(2), 503–515.

- Sami, L. (2004). Contribution à l'étude géologique et géochimique des minéralisations à Pb-Zn, Ba et F dans la région de Mésékiana : Exemple des indices d'Es Souabaa et de M'Khiriga, (Atlas Saharien oriental). Thèse Magistère, FSTGA., USTHB Bab Ezzouar Alger.
- Sami, L. (2011). Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, Fe, Ba, Cu, Fe et Hg des confins Algéro-Tunisiens. Thèse Doctorat d'État, USTHB (FSTGAT), Bab Ezzouar. Alger, 180 p.
- Sassi, S. (1974). La sédimentation phosphatée au Paléocène dans le Sud et le Centre Ouest de la Tunisie. Thèse Doct. ès-Sci. Univ. Paris-Sud Orsay, France.
- Sheldon, R.P. (1987). Association of phosphatic and siliceous marine sedimentary deposits. In: Hein, J.R. (Ed.), Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum. Van Nostrand Reinhold Co, New York, pp. 58-80.
- Smirnov, V. (1982). Géologie des minéraux utiles. Traduit en français en 1988. Edition Mir Moscou, 623 p.
- Thomas, Ph. (1888). Sur les gisements de phosphates de chaux d'Algérie. C. R. acad. Sci. Paris, 106, 379–382.
- Vila, J.M. (1980). La chaîne alpine d'Algérie nord-orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doct. D'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 665 p.
- Visse, L. (1951). Le gisement de phosphate de chaux de Djebel Onk. Rapport interne Soc. Dj. Onk, 152 p, 32 pl., 10 pl.
- Visse, L.D. (1948). Contribution à l'étude pétrographique des phosphates marocains. B. Soc. Géol. Fr., sér., t. 18, fasc. 8-9, 675–684.
- Winnock, E. (1980). Les dépôts de l'Eocène au Nord de l'Afrique: aperçu paléogéographique de l'ensemble. In: Géologie comparée des gisements de phosphates et de pétrole, Colloque International, Orléans, 6-7 Novembre 1979, Document du BRGM N°24, pp. 219-243.

Annexe

Annexe :

Utilisation des phosphates

L'utilisation des phosphates en agriculture remonte à la fin du XVIII^e siècle. À cette époque, les premiers engrais phosphatés utilisés étaient essentiellement constitués d'os broyés. Par la suite, au début du XIX^e siècle, les guanos ont également été employés comme source de phosphore. Bien que l'existence des phosphates naturels et leurs possibilités d'exploitation aient été reconnues durant cette période, leur utilisation systématique n'a réellement commencé qu'à partir des environs de 1850.

Les premiers gisements exploités se situaient principalement en Europe. Toutefois, dès le début du XX^e siècle, leur exploitation a été largement dépassée par celle de vastes gisements découverts dans d'autres régions du monde, notamment aux États-Unis, en Afrique du Nord et en Océanie.

Les phosphates sont principalement utilisés pour la production d'engrais issus de différents procédés de traitement, lesquels font l'objet de nombreuses expérimentations et pratiques agricoles adaptées aux conditions climatiques, aux types de sols et aux cultures. Une partie plus réduite de la production de phosphate est destinée à la fabrication de l'acide phosphorique, à l'alimentation animale, à l'épandage direct sur les sols, ainsi qu'à la composition de certains produits industriels tels que les détergents. D'autres applications existent également, notamment dans l'industrie pharmaceutique.

La consommation mondiale de phosphates ne cesse d'augmenter au fil des années. Cette croissance s'explique par le rôle essentiel du phosphore, élément indispensable et irremplaçable pour les organismes vivants et pour la production agricole.

La genèse des dépôts phosphatés :

La genèse des phosphates sédimentaires marins suppose des eaux chaudes, des courants océaniques ascendants vecteurs de matières nutritives, une productivité planctonique importante et la possibilité d'une accumulation du phosphore dans le sédiment. Ils s'ajoutent à ces conditions une profondeur relativement faible pour éviter la dissolution dans les eaux marines au cours de la chute des matières organiques, ainsi qu'une sédimentation terrigène suffisamment faible pour prévenir un enfouissement trop rapide et une dispersion du phosphate.

Les Vertébrés donnent lieu à certains gisements spécifiques de phosphates. Les principales accumulations sont dues à des débris de squelettes de Poissons (bone beds), comme dans le Silurien et le Rhétien d'Angleterre, ou le Pliocène de Floride.

Le guano, issu d'excréments d'Oiseaux et Chiroptères, peut évoluer, par lessivage per descensum puis remplacement de calcaire, en dépôts d'intérêt économique local (île du Pacifique Est).

Les minéraux issus de la phosphorisation appartiennent principalement au groupe de l'apatite, fluoro-phosphate de calcium complexe de formule moyenne $(Ca_3, Na, Mg)_10 (PO_4)_6 x(CO_3)xFy(F, OH)_2$. Les termes assez bien cristallisés de ce groupe sont la francolite ($F > 4\%$) et la dahllite ($F > 1\%$). La collophane correspond à une apatite mal cristallisée.

Maintenues dans un milieu organique, neutre ou légèrement acide, les phosphates se conservent durablement. Leur altération peut revêtir des formes diverses et déterminer une évolution minéralogique et géochimique complexe. Leur fossilisation s'accompagne d'un enrichissement relatif en phosphore, et ils deviennent progressivement très résistants

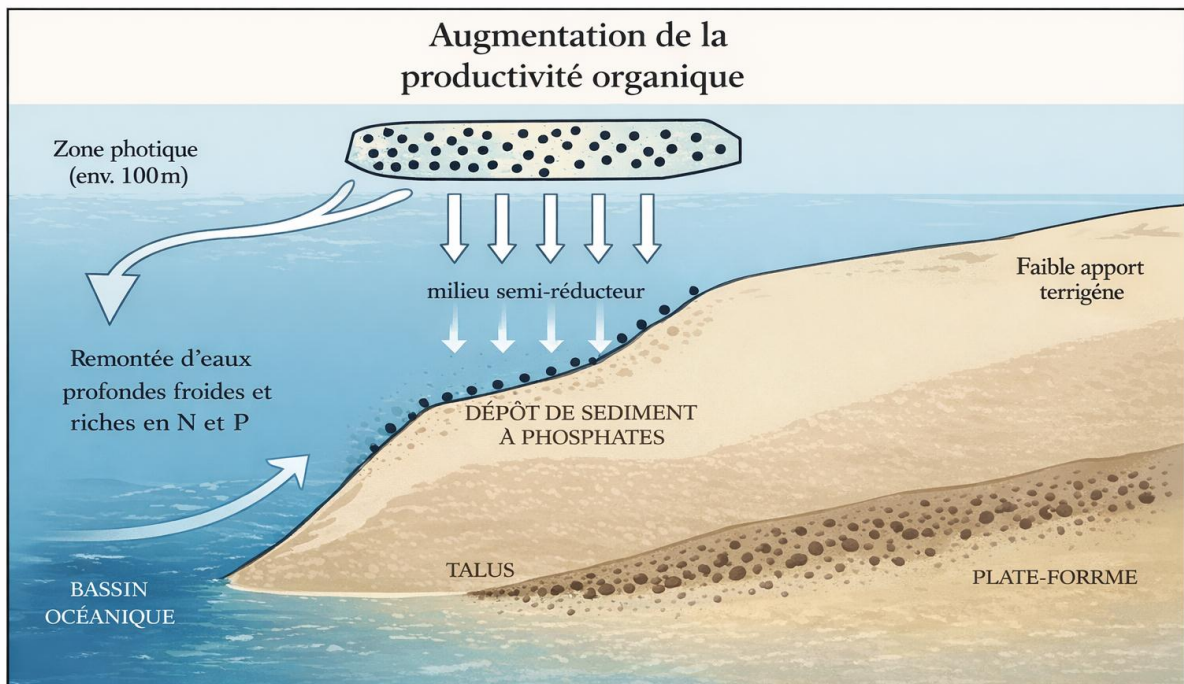


Figure 01 : Modèle de formation des phosphorites marines

Les gisements de phosphates en Algérie :

On distingue trois types :

- * les gisements des monts du Hodna
- * les gisements des monts de Tébessa
- * les gisements du bassin de Gafsa.

1. Dans les Monts du Hodna :

Le gisement de Mzaita :

Le djebel Mzaita est un plateau limité au Nord-Est par Ras-El-Oued situé à 5 km à l'Ouest par Bordj Redir, sur les hauts plateaux sétifiens. Mzaita est un synclinal à grand rayon de courbure orienté Est-Ouest.

Stratigraphiquement :

On distingue de bas en haut dans le Nummulitique basal :

- 30 mètres de marnes noires ou brunes avec des minéraux de calcaires marneux,
- une formation phosphatée de 20 à 23 mètres avec intercalations stériles,
- calcaires à silex de 7 à 8 m d'épaisseur.

Le gisement de Bordj Redir :

Il est situé au Sud-Ouest de Ras-El-Oued (Tocqueville) dans la Wilaya de Sétif, à 163 km de Béjaïa. Le gisement du Bordj Redir est situé dans une dépression éocène inférieure reposant directement sur une formation sénonienne. L'Eocène débute par des marnes jaunes, puis vient la formation phosphatée surmontée d'une trentaine de mètres de calcaires présentant des concrétions siliceuses à la base et au sommet. La formation phosphatée est presque analogue à celle du Djebel-Mzaita. On retrouve le banc gris, le banc constant et la grande couche.

Les teneurs en P₂O₅ varient de 14 à 30 % et les teneurs en silice de 8 à 37 %. Le gisement de Bordj Redir présente les défauts d'une structure accidentée et d'importantes variations de teneurs en P₂O₅.

Le gisement du versant sud du Maadid :

Le versant sud du Maadid forme le flanc nord du bassin où s'étend la plaine de M'sila. On suit l'Éocène inférieur sur 70 km environ. Il passe à 14 km au Nord de M'sila, s'étend sur toute la feuille Maadid. A son extrémité orientale, il s'infléchit vers le Sud pour se perdre sous les grès transgressifs du Miocène (à proximité de la route nationale Sétif-Barika). La formation phosphatée a une cinquantaine de mètres de puissance et est plus marneuse que dans les zones de Mzaita et Bordj Redir.

On peut observer de bas en haut :

- * des marnes avec intercalation d'un banc de calcaires marneux
- * un banc compact de calcaires phosphatés
- * des marnes feuilletées entrecoupées par une série de calcaires marneux et à la partie supérieure par un banc de phosphate.
- * Les teneurs en P₂O₅ sont variables (12 à 23 %).
- * Les réserves sont modestes et le gisement, se situant dans une région santé particulièrement défavorisée par un manque d'eau et par l'éloignement des voies de communications, et n'offre pas d'intérêt économique.

2. Dans les monts de Tébessa :

Le gisement de Dyr :

Il est situé à 20 km au Nord-Est de Tébessa et à 11 km au Nord-Ouest du Kouif. Ce gisement, découvert en 1883, a fait l'objet de nombreuses études. Le plateau du Dyr est un fragment de synclinal éocène inférieur dont le prolongement du pli se retrouve au Djebel-Tasbent. La formation phosphatée est représentée par deux couches :

- * la couche n° 1 où on note l'existence d'un nombre de bancs de phosphates entre les marnes noires et les calcaires à silex. Ces bancs sont de faible épaisseur et constituent la première assise phosphatée. Les teneurs sont rarement élevées.

- * la couche n° 2 qui est l'assise supérieure est la plus importante.

A l'extrémité sud-ouest du Dyr, le phosphate riche est en grain fin, tendre, de couleur grise et la teneur maximale est de 69 %. Les nodules de phosphates représentent 58 à 80 % en proportion, le reste étant caractérisé par la calcite, le quartz et des minéraux argileux. Les réserves sont faibles (8 Mt).

Le gisement du Kouif

Le Kouif est situé à 23 km au Nord-Est de Tébessa. C'est une cuvette elliptique dont le grand axe est parallèle à celui du Dyr. La ligne synclinale du Kouif se prolonge en Tunisie. L'anticlinal qui sépare le Dyr du Kouif ne ramène en surface que des assises crétacées supérieures.

En surface, les affleurements de marnes riches en gypse et célestine d'une épaisseur de 300 mètres environ, constituent le terme de passage du Crétacé à l'Eocène inférieur. Au-dessus de l'Eocène inférieur, repose la formation phosphatée supplantée par un ensemble calcaire où s'intercalent de petits rognons ou de lits onduleux de silex. L'Eocène se termine par d'autres bancs calcaires qui présentent à leur sommet des nids de cristaux de quartz.

L'assise phosphatée se présente en cinq couches. Au total, trois mètres de phosphates exploitables à 65 %. Les réserves sont de l'ordre de 27 millions de tonnes.

3. Dans le bassin de Gafsa :

Le gisement de Bled El Hadba :

Il est situé à 80 km au Sud de Djebel-Onk. Les couches sont moins puissantes qu'au Djebel-Onk et contiennent des intercalations stériles qui rendent l'exploitation difficile.

Les réserves, estimées à environ 25 millions de tonnes, actuellement inexploitées, ont des teneurs beaucoup moins élevées que celles du Djebel-Onk.

Le gisement de Djebel Onk :

C'est le gisement le plus intéressant tant par ses réserves appréciables, que par son mode d'exploitation. C'est pourquoi il mérite qu'on s'attarde un peu plus sur son contexte géologique.

Situé à 80 km au Sud de Tébessa, près de Bir-El-Ater, dans la Wilaya de Tébessa, il se trouve à 14 km à vol d'oiseau d'Annaba et à une vingtaine de km de la frontière tunisienne.

Le Djebel-Onk se situe à l'extrémité Est des Monts des Nemenchas qui prolongent les Aurès à l'Est. L'ensemble montagneux, formé par les Aurès et les Nemenchas, sépare les hauts-plateaux constantinois du Sahara, tandis que l'Atlas Tunisien est séparé des Nemenchas par la plaine des Ouleds Sidi Abid dans la région de Bir-El-Ater.

Le massif du Djebel-Onk est un ensemble calcaire formé de roches datées de la fin crétacé et tertiaire. C'est un anticlinal dissymétrique long d'une vingtaine de km, d'orientation Ouest-Sud-Ouest/Est-Nord-Est. A ses deux extrémités, la structure est limitée par des terminaisons périclinales.

Le flanc méridional accuse des pentages élevés (50 à 90°) contrairement au flanc septentrional où les pentes sont plus douces (15°).

