

Numéro d'ordre (bibliothèque) :

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



جامعة محمد الصديق بن يحيى - جيجل

Université Mohammed Seddik Benyahia - Jijel

جامعة محمد الصديق بن يحيى
كلية علوم الطبيعة و الحياة
المكتبة
رقم الجرد : 2447

Géo/R.M.G.02/17

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



كلية علوم الطبيعة و الحياة
قسم علوم الأرض و الكون

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du diplôme : Master Académique en Géologie

Option : Ressources Minérales et Géo-Matériaux

Thème

**Pétrographie et analyse granulométrique des minéralisations
phosphatées du Djebel Kouif (Tébessa-Algérie nord-orientale)**

Soutenu le jeudi 29 juin 2017

Membres du Jury

Président: Mr MEBROUK F.

Examineur: Mr BELALA Z.

Encadrant : Mr BOUZENOUNE A.



Présenté par :

LEMZAOUDA Mohammed

NEMMOUR Badr

Année : 2016/ 2017

Dédicaces

Louange à Dieu qui m'a donné la force, le courage, et l'espoir nécessaires pour accomplir ce travail et surmonter l'ensemble des difficultés. Mon père, qui peut être fier et trouver ici le résultat de longues années de sacrifices. Merci pour les valeurs nobles, l'éducation et le soutien permanent venus de ta part. A ma mère, c'est à vous que je dois tout, ce travail est le fruit de la rigueur de votre éducation. A mes frères et mes sœurs, à mes amis merci d'avoir été avec moi durant ce long parcours.

Lemzaouda Mohammed

Tous les mots ne sauraient exprimer la gratitude, l'amour, le respect, la reconnaissance à mes parents. Tout simplement je dédie ce modeste Mémoire de Master à ma chère mère et mon père que Dieu Tout-Puissant bénisse leur âme.

A mes chers frères : Mohammed, Hakim, Karim, Rabah, et spécialement Samir qui m'a soutenu pendant ma carrière scolaire et mes chers sœurs : Rachida, layla, massika, et Souad.

A mon grand-père, que Dieu Tout-Puissant bénisse son âme, qui a souffert au cours des années qu'il a passé à travailler dans la mine d'El Kouif pendant l'époque coloniale.

A mon père spirituel Sidi Chikh Mohammed Chirif Elwazani (مولاي محمد شريف الوزاني) qui m'a toujours soutenu et m'a aidé pendant ces trois mois.

À toute ma grande famille et mes voisins en particulier : Sara et Akram, Ayoub, Yahya, Meryem, Aya et Youssef.

A tous mes amis (es) en particulier Ahmed, Ibrahim et Badis ainsi que mes collègues de la promotion RMG.

Merci enfin à tous ceux qui ont lu et liront ce mémoire.

Nemmour Badr

Remerciements

Tout d'abord, nous remercions Dieu Le Tout Puissant, qui est la source de toute réussite.

Nous tenons à remercier chaleureusement notre encadreur **Mr BOUZENOUEA**, pour sa patience, ses encouragements et son aide durant la réalisation de notre travail. Ce fut pour nous un grand honneur de travailler sous sa direction, sans son aide précieuse, ses conseils et sa disponibilité à notre égard, ce travail n'aurait jamais pu aboutir à son terme.

Nous remercions les responsables du département de géologie de l'université d'Annaba de nous avoir bien accueillis et de nous avoir permis la confection des lames minces.

Nous tenons également à remercier **Mr ROUIKHA Y.** pour sa générosité et sa précieuse aide dans la réalisation des coupes géologiques, ainsi que tous les enseignants du département des sciences de la terre et de l'univers de l'université Mohamed Seddik Benyahia de Jijel

Que tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail, trouvent ici notre sincère reconnaissance.

Résumé

Le massif du Kouif fait partie de l'Atlas saharien oriental caractérisé par des structures synclinales et anticlinales plissées lors de la phase atlasique fini-éocène selon une direction NE-SW. Le synclinal perché éocène du djebel Kouif représente l'une de ces structures. Il recèle des minéralisations phosphatées, partiellement exploitées pendant la période coloniale, qui se présentent sous forme de couches d'épaisseur centimétrique à pluri-métrique. La voûte synclinale à grand rayon de courbure est affectée par une multitude de faille délimitant une zone effondrée séparant l'entablement du Kouif au NE de celui d'Ain el Bey au SW.

Les phosphates du djebel Kouif, font partie d'un ensemble de gisements situés de part et d'autre de la frontière algéro-tunisienne (district du dj. Onk en Algérie et district de Gafsa-Metlaoui en Tunisie) constituant l'une des provinces parmi les plus productives dans le monde. La genèse des phosphates de cette province est liée à une large période de phosphatogénèse du Paléocène-Eocène

L'étude pétrographique des minerais phosphatés du Kouif a permis d'identifier les principaux constituants. Il s'agit principalement de pellets, de coprolithes, de divers débris osseux, de lithoclastes. La présence notable de la glauconite corrobore l'origine marine de ces phosphates

L'analyse granulométrique des minerais phosphatés du Kouif a permis de mettre en évidence plusieurs « faciès granulométriques » se distinguant par leur granulométrie. Certains minerais montrent une relative richesse en fraction grossière (> 2mm) alors que d'autres en sont entièrement dépourvus. Ces derniers présentent des similarités avec les phosphates de Kef Es Senoune (dj. Onk) plutôt dominés par la fraction comprise entre 0,125 et 0,350 mm. Les paramètres granulométriques calculés selon la méthode de Folk et Ward (1957) à partir des données extraites des courbes cumulatives indiquent que les minerais phosphatés du Kouif sont caractérisés par un classement médiocre traduisant une sédimentation dans un environnement relativement agité.

Mots-clés : Phosphate, Granulométrie, Pellets, Coprolithes, Djebel Kouif, Tébessa, Algérie.

ABSTRACT

The Kouif massif is part of the eastern Saharan Atlas characterized by syncline and anticline structures folded during the Late-Eocene Atlas phase in a NE-SW direction. The Eocene perched syncline of the Jebel Kouif is one of these structures. It contains phosphate mineralization, partially exploited during the colonial period, which are in the form of layers of centimetric to pluri-metric thickness.

The synclinal, with a large curvature, is affected by a multitude of faults delimiting a collapsed zone separating the entablature of the Kouif to the NE and Ain el Bey to the SW. The phosphates of the Jebel Kouif are part of a set of deposits located on either side of the Algerian-Tunisian border (district of the Dj Onk in Algeria and the district of Gafsa-Metlaoui in Tunisia) constituting one of the provinces among the most productive in the world. The

genesis of the phosphates of this province is related to a large period of Paleocene-Eocene phosphatogenesis.

The petrographic study of the phosphorous ores of Kouif made it possible to identify the main constituents. These are mainly pellets, coprolites, various bone debris and lithoclasts. The notable presence of glauconite corroborates the marine origin of these phosphates.

Granulometric analysis of the phosphorous ores of the Kouif revealed several "granulometric facies" distinguished by their granulometry. Some phosphatic ores show a relative richness in the coarse fraction (> 2 mm), while others are entirely devoid of it. The latter have similarities with Kef Es Senoune phosphates (dj. Onk) rather dominated by the fraction between 0.125 and 0.350 mm. The granulometric parameters calculated according to the method of Folk and Ward (1957) from the data extracted from the cumulative curves indicate that the phosphate ores of the Kouif are characterized by a mediocre classification indicating sedimentation in a relatively agitated environment.

Keywords: the phosphates, Granulometry, pellets, coprolites Djbel El Kouif, Tbéssa, Algeria

ملخص

جبل الكويف يعد واحد من الجبال التي تميز الحدود الجزائرية التونسية من شرق الأطلس الصحراوي. يتميز ببنيات محدبة ومقعرة (synclinales et anticlinales) شهدت عدة انطواءات شمالية شرقية-جنوبية غربية (NE-SW) خلال حقبة نهاية الأيوسين (phase atlasique fin-éocène) تعتبر هذه البنيات الأيوسانية (éocènes) غنية بالفسفات الطبيعي، تم استغلاله خلال الحقبة الاستعمارية للجزائر يتوضع الفسفات في جبل الكويف في طبقات يتراوح سمكها بين سنتيمترات إلى أمتار تعرضت هذه البنيات إلى عدة فوالق مما شكل منطقة منخفضة تفصل هضبة الكويف إلى NE و هضبة عين الباي إلى SW ينتمي فسفات الكويف إلى مجموعة المكامن الفوسفاتية المنتشرة على الحدود الجزائرية التونسية (مكامن الفسفات بجبل عنق بالجزائر و منجم قصصة متلاوي بتونس) التي تشكل إحدى المناطق المنتجة الفسفات في العالم أن التشكل الفسفات في هذه المنطقة مرتبط بعدة مراحل (phosphatogenese) في الباليوسان-ايوسان (Paleocene-Eocene) الدراسة البترولوجرافية لفسفات الكويف تمكننا من فهم مختلف مكونات الفسفات الأساسية (pellets, coprolithes). مع مختلف البقايا (les débris de osseux) التركيب الحبيبي. بعض الفسفات يتكون من حبيبات أكبر من 2 مم < 2 mm هذه الأخيرة لها تشابه كبير مع فسفات منجم جبل عنق مع هيمنة الحبيبات ذات حجم يتراوح بين 0.125 و 0.350 مم المعاملات التي تم حسابها من خلال طريقة (Folk و Ward 1957) من خلال النتائج المستخلصة من البيانات نستنتج أن فسفات الكويف يتميز ترتيب غير متجانس لأن بيئة الترسيب كانت مضطربة

كلمات مفتاحية: فسفات تحليل حبيبي , كوبروليت جبل الكويف , تبسة الجزائر

Sommaire

Dédicaces	
Remerciements	
Résumé/Abstract/ملخص	
Sommaire	
Liste des figures	
Liste des tableaux	

Chapitre I : Situation géographique et généralités sur les gisements de phosphates

I.1- Introduction	09
I.2- Situation géographique	09
I.3- Réseau hydrographique	10
I.4-Bref historique sur l'exploitation des phosphates de la région de Tébessa	10
I.5- Minéralogie et géochimie succinctes des roches phosphatées	11
I.6- Usage et importance économique des phosphates	12
I.7- Réserves et production	14
I.8- Types de gisements phosphatés	16
I.9- Répartition spatio-temporelle des dépôts phosphatés	17
I.10- Origine des phosphates et phosphatogenèse	19

CHAPITRE II : Cadre géologique régional

II.1- Cadre lithostratigraphique	22
II.1.1- Les formations triasiques	22
II.1.2- Le Jurassique	22
II.1.3- Le Crétacé	24
II.1.3.1- Le Barrémien	24
II.1.3.2- L'Aptien et le Clansayésien	24
II.1.3.3- L'Albien	24
II.1.3.4- Le Vraconien	24
II.1.3.5- Le Cénomanién	25
II.1.3.6- Le Turonien	25
II.1.3.7- Le Coniacien et le Santonien	25
II.1.3.8- Le Campanien	25
II.1.3.9- Le Maestrichtien	25
II.1.4- Le Cénozoïque	25
II.1.4.1- Le Paléocène	27
II.1.4.2- L'Eocène	27
II.1.4.3- L'Oligocène	27
II.1.4.4- Le Miocène	27
II.1.4.5- Le Mio-Pliocène	27
II.1.4.6- Le Quaternaire	27
II.2- Cadre tectonique régional	28
II.2.1- Les plissements	29
II.2.2- Les fossés d'effondrements	29

II.2.3- Les diapirs	29
II.2.4- Les accidents tectoniques majeurs et mineurs	30
II.3- Conclusion	31

Chapitre III : Cadre géologique local

III.1- Cadre lithostratigraphique	34
III.1.1- Le Maestrichtien	34
III.1.2- Le Paléocène	34
III.1.2.1- Le Danien	34
III.1.2.2- Le Montien	36
III.1.2.3- Le Thanétien	36
III.1.3- L'Eocène	38
III.1.4- Le Miocène	38
III.2- Cadre tectonique	40
III.3- Conclusion	43

Chapitre IV : Pétrographie et analyse granulométrique des minerais phosphatés

IV.1- Présentation à l'affleurement et méthodologie d'étude des minerais phosphatés	
IV.1.1- Présentation à l'affleurement des minerais phosphatés	44
IV.1.2- Méthodologies	45
IV.1.2.1- Echantillonnage	45
IV.1.2.2- Traitement des échantillons	45
IV.2- Pétrographie des minerais phosphatés	48
IV.2.1- Aspects macroscopiques des minerais phosphatés	48
IV.2.2- Aspects microscopiques des minerais phosphatés	48
IV.2.2.1- Les constituants phosphatés	48
IV.2.2.2- Les constituants non phosphatés	48
IV.3- Analyse granulométrique des minerais phosphatés	48
IV.3.1- Analyse des courbes des fréquences	49
IV.3.2- Analyse des paramètres granulométriques déduits des courbes cumulatives	49
IV.3.3- Répartition des principaux constituants pétrographiques en fonction des classes granulométriques	50
Conclusion générale	61

Références bibliographiques

Liste des figures

- Fig I.1 :** Cartes de localisation du Djebel El Kouif
- Fig.I.2 :** Importance des phosphates
- Fig.I.3 :** Principaux pays détenant les réserves mondiales de phosphates en milliards de tonnes (données d'après USGS, 2011)
- Fig.I.4 :** Répartition géographique des réserves mondiales de phosphates en milliards de tonnes (données d'après USGS, 2017)
- Fig.I.5 :** Evolution de la production mondiale (en millions de tonnes par an) et des prix des phosphates (Zepf, 2014)
- Fig.I.6 :** Distribution temporelle des phosphorites ignées et sédimentaires (d'après Pufahl et al, 2016).
- Fig.I.7 :** Distribution spatiale (géographique) des principales phosphorites ignées et sédimentaires connues avec leurs âges respectifs (d'après Pufahl et al, 2016).
- Fig.I.8 :** Mécanisme d'upwelling impliqué dans la genèse des gisements de phosphate sédimentaires
- Fig.II.1 :** Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 500.000(Bétier, 1952) montrant le cadre géologique régional du massif du Kouif.
- Fig.II.2 :** Colonne lithostratigraphique de la région de Tébessa (1) et de la région d'El Kouif (2) réalisées à partir des descriptions de la carte géologique de Morsott (Feuille au 50.000e n°178 établie par Bles et Fleury, 1970) et de sa notice
- Fig.II.3 :** Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens montrant les principales structures tectoniques de la région (Vila, 1980).
- Fig.II.4:** Plis synclinaux et anticlinaux de direction atlasique (NE-SW) dans la région de Tébessa
- Fig.II.5 :** Schéma illustrant la paléogéographie éocène des confins algéro-tunisiens
- Fig. :III.1 :** Carte géologique du djebel Kouif (Blès et Fleury, 1970, extrait de la carte géologique au 1/50.000e de Morsott, feuille n°178)
- Fig. III.2 :** Colonne lithostratigraphique de la région de Tébessa (1), de l'affleurement P1 (2) détails des formations encaissant la couche de phosphates (3)
- Fig.III.3 :** Coupe géologique réalisée à partir de la carte géologique de Morsott et des travaux de terrain, avec l'aide de M. Y. Rouikha
- Fig. IV.1:** Aspects macroscopiques et microscopiques des minerais phosphatés du djebel Kouif.
- Fig. IV.2:** Aspects macroscopiques et microscopiques des minerais phosphatés du djebel Kouif.
- Fig. IV 3 :** Aspects macroscopiques et microscopiques des minerais phosphatés du djebel Kouif.
- Fig. IV.4:** Image « Google-Earth » montrant la localisation des échantillons
- Fig. IV 5:** Histogrammes des fréquences des différents échantillons phosphatés
- Fig.IV.6:** Histogrammes des fréquences des différents échantillons phosphatés.
- Fig. IV.7:** Courbes cumulatives des échantillons phosphatés du Kouif
- Fig.IV.8 :** Aspects sous loupebinoculaire des principaux grains phosphatés constituant les minerais de djebel Kouif.

Liste de tableaux

Tableau I.1 : Taux de recyclage d'un certain nombre de ressources et matières premières non renouvelables (Source : A. Reller and T. Graedel 2014)

Tableau I.2 : Production et réserves mondiales par pays de phosphate naturel en 2016 (Données d'après USGS, 2017)

Tableau. IV.1 : Intervalles des valeurs de « **Inclusive Graphic Standard Deviation** » et leur interprétation selon la terminologie définie par Folk et Ward (1957)

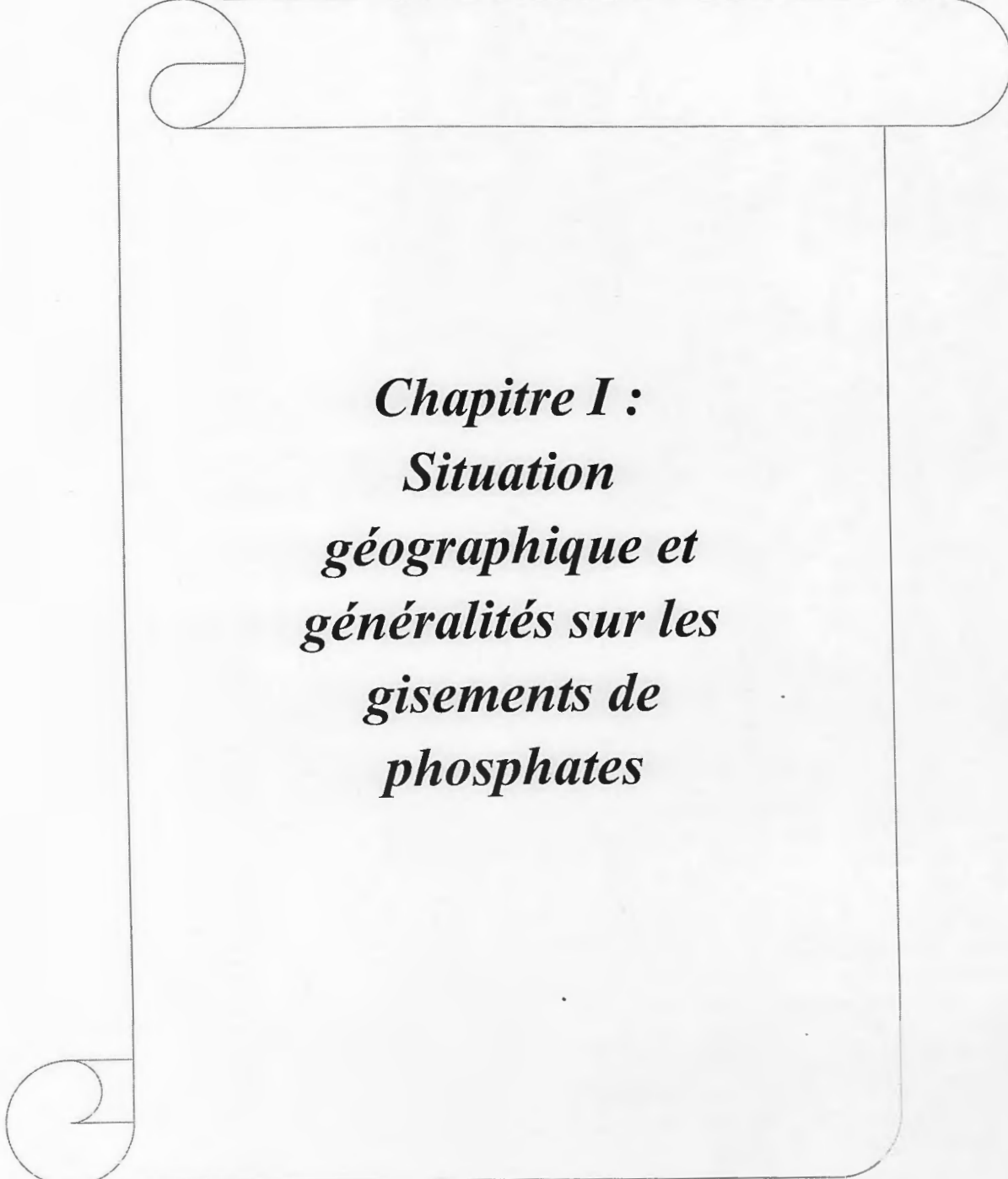
Tableau. IV.2 : Terminologie du « **Inclusive Graphic Skewness** » (Ski) définie par Folk et Ward (1957)

Tableau IV.3 : Terminologie du « **Kurtosis** » (KG) définie par Folk et Ward (1957).

Tableau. IV.4 : Pourcentages relatifs de la fraction supérieure à 2 mm et de la fraction comprise entre 0,125 et 0,315 mm dans les différents échantillons de phosphate du Kouif et du djebel Onk.

Tableau. IV.5 : Valeurs des quatre paramètres granulométriques des minerais phosphatés du Kouif

Tableau. IV.6 : Résultats du tri et du comptage des différents grains constituant les minerais phosphatés du djebel Kouif en fonction des classes déterminées par l'analyse granulométrique par tamisage.



Chapitre I :
Situation
géographique et
généralités sur les
gisements de
phosphates

Chapitre I : situation géographique et généralités sur les gisements de phosphates

I.1- Introduction

La région de Tébessa fait partie de l'Atlas Saharien oriental, elle comprend un grand nombre des gisements de ressources minérales et de substances utiles associés aux contextes sédimentaires comme les gisements de phosphates naturel d'origine marine. Ces gisements de phosphate se sont formés sur une large période de phosphatogénèse au cours du Paléocène-Eocène et ils se sont déposés dans deux bassins différents du point de vue paléogéographique, le bassin du Nord (Kouif, Dyr et Tazbent) et un bassin au Sud (Onk). Comparativement, le bassin septentrional est moins pourvu en phosphates que le bassin méridional. Cependant, les ressources en phosphates sont d'une importance stratégique pour l'agriculture, l'étude de toutes possibilités de découvertes de nouvelles ressources s'impose d'elle-même.

I.2- Situation géographique

Le massif du Kouif est situé en Algérie nord-orientale, à 30 km au Nord Est de la ville de Tébessa et à environs 7 km de la frontière algéro-tunisienne (Fig.I.1). Il se trouve aux coordonnées suivantes : Latitude : 35.4983N, Longitude : 8.32184E

Faisant partie des nombreux massifs de l'Atlas saharien nord-oriental, le massif du Kouif culmine à 1089 mètres d'altitude. Il domine des plaines dont l'altitude ne dépasse pas les 900m. La ville du Kouif est reliée par un réseau routier avec les autres villes de la région, elle est liée au chef-lieu de la wilaya de Tébessa par la route W41 et possède un passage frontière (algéro-tunisien). La région est caractérisée par la présence d'une activité agricole modeste.

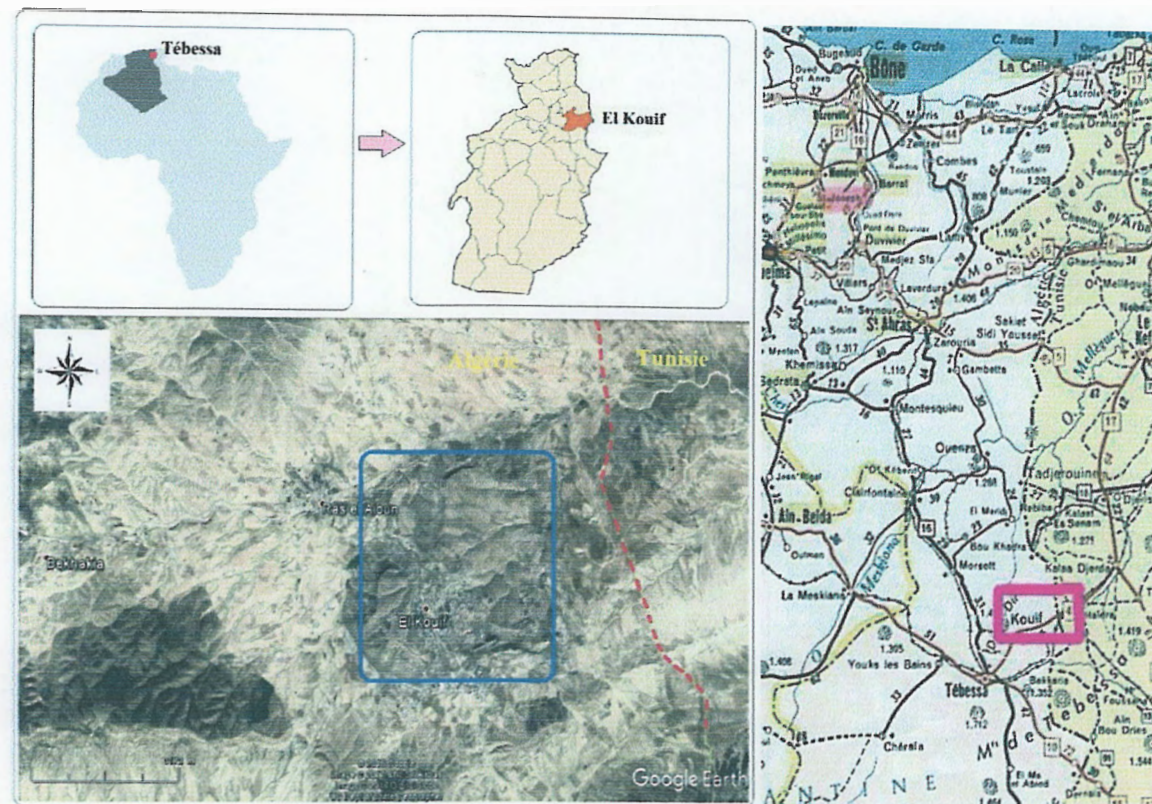


Fig. 1.1-Cartes de localisation du Djebel Kouif

I.3- Réseau hydrographique

La plaine de Tébessa est drainée par l'Oued Kébir à écoulement vers le nord, il est considéré comme limite administrative pour plusieurs communes qu'il traverse, il prend naissance à l'est de la plaine entre El-Kouif (rive nord) et Bekkaria (rive sud), au centre il traverse la commune de Boulhaf-Dyr (rive nord) et les communes de Tébessa, Hammamet et Bir D'hab (rive sud), il parcourt un long trajet pour atteindre son exutoire dans la commune de El-Aouinet

La région d'El Kouif est caractérisée par un climat semi-aride sec et froid, la température moyenne est de 16.3°C et les précipitations sont en moyenne de 371 mm par an.

I.4- Bref historique sur l'exploitation des phosphates de la région de Tébessa

Depuis bientôt 50 à 40 ans le Kouif, ce village jadis isolé mais très accueillant, a vu partir en silence les loges de la mine qui lui a donnée naissance. C'est en 1873 que Philippe Thomas, vétérinaire militaire découvrit des couches de phosphates dans la région, les échantillons collectés par Thomas furent ensuite analysés par Adolphe Carnot en octobre 1885. C'est à partir de 1893 que le minerai du Kouif a été exploité et acheminé vers le port de Bône (Annaba)

La production a connu une courbe croissante, atteignant 41348 tonnes en 1898, 650000 tonnes en 1947 et 757000 tonnes en 1955. A partir de 1912, la compagnie de phosphate de Constantine, CPC (alors principal producteur de phosphate en Algérie) va s'atteler au développement des conditions d'exploitation du phosphate et de vie au village.

I.5- Minéralogie et géochimie succinctes des roches phosphatées

Les roches phosphatées ou « **phosphorites** » sont des roches sédimentaires contenant plus de 15-20 % de P_2O_5 . (Boggs, 2009). Ce sont donc des roches significativement enrichies en phosphore plus que tous les autres types de roches sédimentaires. Ces phosphates sédimentaires sont principalement composés de minéraux phosphatés dont les « apatites » sont les variétés les plus fréquentes. Le nom des apatites est un nom générique qui désigne un ensemble de minéraux phosphatés de composition assez variable $Ca_5(PO_4)_3(OH,Cl,F)$. Selon l'anion prévalent, trois principales espèces d'apatites sont classiquement distinguées : fluorapatite [$Ca_5(PO_4)_3(F)$], chlorapatite [$Ca_5(PO_4)_3(Cl)$] et hydroxyapatite [$Ca_5(PO_4)_3(OH)$]. Cependant, la plupart des phosphates sédimentaires sont constitués de **francolite** (parfois dénommée Carbonate-Fluorapatite ou « CAF ») dans laquelle jusqu'à 10 pour cent des ions carbonates peuvent remplacer les ions phosphates pour donner la formule générale : $[Ca_{10}(PO_4,CO_3)_6F_{2-3}]$.

Sur le plan géochimique, les francolites non altérées peuvent contenir 32 % de P_2O_5 , 52 % de CaO et 4 % de F. Elles peuvent aussi inclure $1,2 \pm 0,2$ % de Na, $0,25 \pm 0,02$ % de Sr, $0,36 \pm 0,03$ % de Mg, $6,3 \pm 0,3$ % de CO_2 et $2,7 \pm 0,3$ % de SiO_2 (Jarvis et al, 1994 in Pufahl et al, 2016). Les francolites présentent des structures qui sont généralement très favorables aux substitutions géochimiques. Ainsi les éléments en traces montrant des teneurs conséquentes dans les francolites sont : Ag, Cd, Mo, Se, U, Y, Zn, Br, Cu, Cr, I, Pb, V et les REEs (Rare Earth Elements ou Eléments des Terres Rares). Certains de ces éléments (Cd) sont nocifs et dévalorisent la qualité des minerais phosphatés alors que d'autres (Se, Mo, Zn, Cr, U, REE) sont valorisants, ils peuvent former des « micronutriments » dans le domaine de l'agriculture (Se, Mo, Zn, Cu et Cr) et sont même parfois considérés comme des sous-produits (U et REE). Les concentrations d'U dans les phosphorites sédimentaires sont généralement comprises entre 50 et 200 ppm (partie par million), mais peuvent être plus élevées et dépasser les 3000 ppm constituant ainsi une importante source d'U pour les industries nucléaires. Les concentrations des REE dans certaines phosphorites sédimentaires sont comparables à celles des plus riches gisements de terres rares dans le monde (Pufahl et al, 2016).

Les roches phosphatées peuvent aussi contenir d'autres minéraux comme les quartz détritiques ou les cherts authigènes et les carbonates (calcite et dolomite). Les minéraux argileux comme la glauconite, l'illite, la montmorillonite peuvent également être présents dans certains gisements. La matière organique est un constituant caractéristique de nombreux gisements de phosphates sédimentaires.

I.6- Usage et importance économique des phosphates

Le phosphore, l'élément chimique avec le symbole P et le numéro atomique 15, est l'une des substances les plus courantes dans notre environnement, c'est un élément nutritif nécessaire et essentiel pour la santé humaine, animale et à la vie végétale (Fig.II.1). Il est naturellement présent dans notre alimentation, notre eau et notre corps. Dans notre corps, il est présent dans nos dents, nos os et dans nos gènes en constituant l'ossature de la molécule ADN (Acide Désoxyribonucléique). Le phosphore est donc un des éléments essentiels de la vie puisqu'il est présent dans toutes les matières vivantes, il est le constituant majeur dans les squelettes et les os de tous les vertébrés et les parties dures des invertébrés. Dans l'environnement marin, le phosphate est un nutriment important qui contrôle la productivité organique.

Industriellement, le phosphore est principalement utilisé dans la production d'engrais. Il est également utilisé dans les industries alimentaires comme additifs et traitement de produits alimentaires (viandes, fromages et boissons) ainsi que dans le traitement de l'eau et des métaux, la fabrication de détergents, de peintures et de dentifrices et dans la production de batteries pour véhicules électriques.

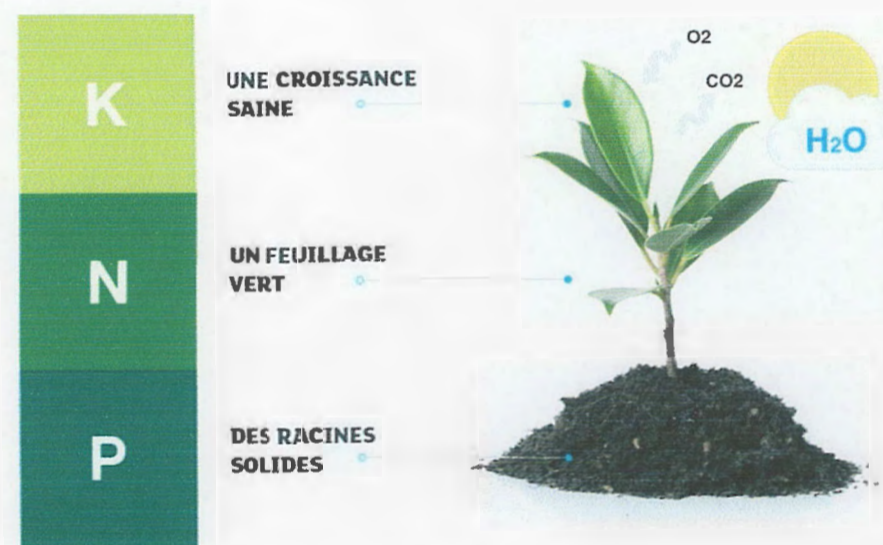


Fig.II.2-Importance des phosphates. Entre 40% et 60 % de la production alimentaire mondiale nécessite l'utilisation des engrais NPK. En plus de l'eau et du rayon solaire, les plantes ont un besoin vital de ces trois composants essentiels à leur développement harmonieux et qui sont : l'azote (N), le phosphore (P) et le potassium (K) (source : <http://www.ocpgroup.ma>).

Les phosphates sont donc quasiment indispensables à notre économie, ils représentent l'une des substances les plus consommées par l'activité humaine. A titre indicatif, au cours d'une vie de 70 ans un Européen moyen consomme 1 090 000 kg de pétrole, 140 000 kg de fer, 130 000 kg de sel, 16 000 kg d'aluminium, **12 000 kg de phosphates**, 680 kg de cuivre, 600 kg de potasse, 360 kg de plomb, 343 kg de zinc (source : <https://www.planetoscope.com/matieres-premieres/527-production-mondiale-de-phosphates.html>). Cependant, les phosphates constituent une ressource épuisable, non renouvelable et actuellement non recyclable. En effet, et contrairement à la majorité des autres substances minérales, la plus grande partie du phosphore est utilisée comme engrais dont le phosphore finit surtout par être capturé par des plantes ou lessivé dans la mer et par conséquent les moyens technologiques actuels ne permettent pratiquement aucune possibilité de recycler les substances phosphatées (Tab.II.1).

*Tableau I.1- Taux de recyclage d'un certain nombre de ressources et matières premières non renouvelables
(Source : A. Reller and T. Graedel 2014
in https://www.encycloecolo.com/Epuisement_des_ressources_naturelles)*

Substance	Taux de recyclage	Substance	Taux de recyclage
Plomb	72%	Zinc	26%
Aluminium	49%	Chrome	25%
Or	43%	Tantale	20%
Germanium	35%	Gallium	0%
Nickel	35%	Indium	0%
Cuivre	31%	Phosphore	0%
Etain	26%	Platine	0%






















Pour faire face aux besoins alimentaires de la planète et pour que la terre puisse nourrir une population d'environ 9,2 milliards d'individus qu'elle abritera en 2050, les engrais, notamment les engrais phosphatés, sont incontournables. Ils sont le seul moyen dont dispose l'humanité pour augmenter substantiellement les rendements à l'hectare. Les phosphates vont donc devenir une denrée de plus en plus recherchée. La croissance démographique mondiale et la nécessité de tirer le meilleur parti des terres arables la rendent stratégique et une demande mondiale de phosphate et d'engrais en forte hausse est prévisible dans les vingt à trente prochaines années. De nombreux spécialistes prédisent d'ailleurs une envolée des prix. La croissance mondiale et l'épuisement des réserves des gisements mondiaux de phosphates, pourraient bousculer les équilibres alimentaires dans quelques décennies, faute d'engrais. Etant donné le caractère stratégique de cette substance minérale et ses implications géopolitiques, notamment dans le domaine agricole et de la sécurité alimentaire, il existe actuellement un consensus sur l'urgence de mieux maîtriser la gestion de cette ressource stratégique.

Les réserves mondiales de phosphates suffiront-elles à satisfaire les besoins d'une agriculture qui en consomme de plus en plus ?

I.7- Réserves et production

Selon les récentes données de l'United State Geological Service (USGS, 2017), dont les données sont le plus souvent utilisées, les réserves mondiales économiquement exploitables du minerai s'élèveraient à environ 68 milliards de tonnes (Tab.I.2). Plus de 70 % de ces réserves sont détenues par le Maroc et le Sahara occidental (Fig.I.2 et 3). Selon toujours la même source les réserves en phosphates de l'Algérie s'élèveraient à environ 2200 millions de tonnes (Mt) soit approximativement 3,5 % des réserves mondiales. Toutes ces réserves se trouvent dans le district minier de djebel Onk au Sud de la wilaya de Tébessa à quelques kilomètres de la frontière algéro-tunisienne. L'Algérie, avec la Chine, la Syrie, l'Afrique du Sud, la Jordanie, la Russie, les USA, l'Australie, fait partie des dix (10) premiers pays disposant des réserves de phosphates à travers le monde.

Tableau I.2-Production et réserves mondiales par pays de phosphate naturel en 2016 (Données d'après USGS, 2017)

Pays	Production (Millions de tonnes)	Part mondiale (%)	Réserve mondiale (Millions de tonnes)
 Afrique du Sud	1,7	0,65	1 500
 Algérie	1,5	0,57	2 200
 Arabie saoudite	4	1,53	680
 Australie	2,5	0,96	1 100
 Brésil	6,5	2,49	320
 Chine	138	52,87	3 100
 Égypte	5,5	2,11	1 200
 États-Unis	27,8	10,65	1 100
 Inde	1,5	0,57	65
 Israël	3,5	1,34	130
 Jordanie	8,3	3,18	1 300
 Kazakhstan	1,8	0,69	260
 Maroc et Sahara occidental	30	11,49	50 000
 Mexique	1,7	0,65	30
 Pérou	4	1,53	820
 Russie	11,6	4,44	1 300
 Sénégal	1,25	0,48	50
 Syrie	-	0,34	1 800
 Togo	0,99	0,34	30
 Tunisie	3,5	1,34	100
 Viêt Nam	2,8	1,07	30
Autres pays	2,41	0,92	810
Total	261	100	68 000

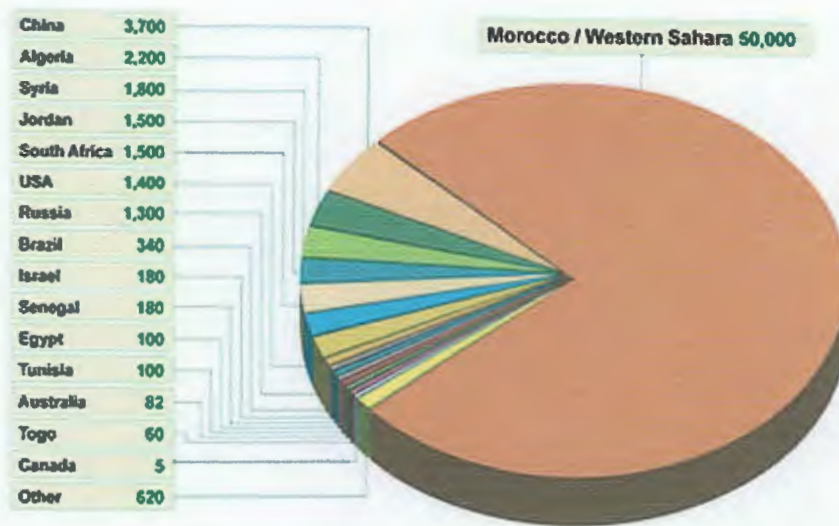


Fig.1.3- Principaux pays détenant les réserves mondiales de phosphates en milliards de tonnes (données d'après USGS, 2011)



Fig.1.4- Répartition géographique des réserves mondiales de phosphates en milliards de tonnes (données d'après USGS, 2017)

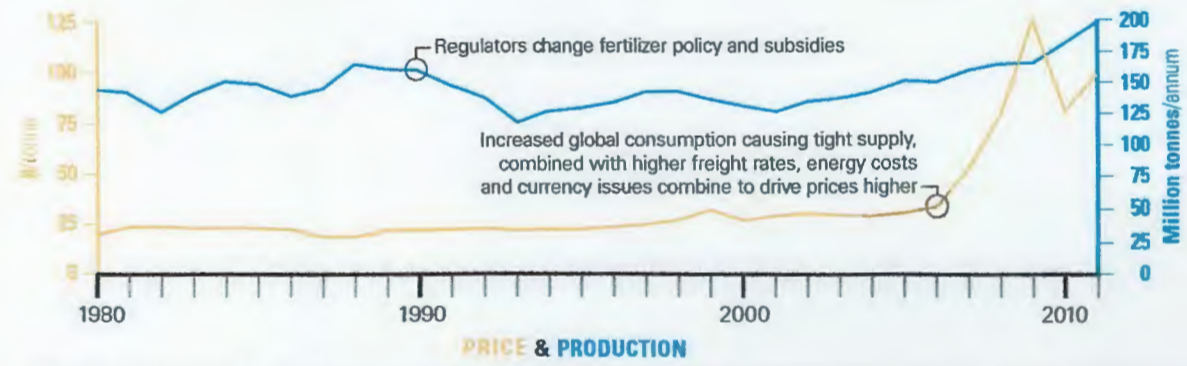


Fig.1.5- Evolution de la production mondiale (en millions de tonnes par an) et des prix des phosphates (Zepf, 2014)

Toujours selon les données de l'USGS (2017), 261 Mt de phosphates ont été produites pendant l'année 2016 (Tab.I.1). Plus de la moitié (138 Mt soit 53 % de la production mondiale) aurait été produit par la Chine qui représente ainsi le premier producteur de phosphates au monde. Elle est suivie par le Maroc et le Sahara occidental avec 30 Mt (11,5 % de la production mondiale) et les USA avec 27,8 Mt (10,7 % de la production mondiale). La production mondiale a évolué en « dents de scie » vers la fin du vingtième siècle avec une production annuelle tournant autour de 125 Mt (Fig.I.4), elle n'a cessé d'augmenter pendant les deux décennies du début du 21^{ème} siècle pour atteindre les 261 Mt en 2016.

Rapportées à la production annuelle mondiale (près de 261 Mt en 2016, selon l'USGS), les réserves mondiales (estimées à 68 milliards de tonnes selon USGS) pourraient satisfaire la demande pendant seulement environ 260 ans en supposant un taux de croissance nul, ce qui est loin d'être le cas. Avec une croissance de la consommation mondiale de 2 à 3 % dans les années à venir (estimations de l'association internationale de l'industrie des engrais « IFA »), cette durée de 260 ans serait beaucoup plus courte. Contrairement à de nombreuses autres substances minérales pour lesquelles les avancées technologiques ont permis de trouver des substituts ou des processus de recyclage, les phosphates constituent à l'heure actuelle une substance minérale non recyclable et n'a aucun substitut (Tab.I.1). Etant donné ces circonstances, les phosphates vont devenir une ressource critique et dans un contexte de démographie et de besoins alimentaires en forte croissance, leurs prix vont certainement connaître une forte hausse dans les 20-30 années à venir.

Sachant que les gisements de phosphates sont rares et mal répartis entre les pays du globe et que la demande et l'utilisation des phosphates vont continuer à croître (l'agriculture n'est pas prête à s'en passer des engrais notamment phosphatés), il est primordial de prendre conscience du problème posé par la gestion des ressources phosphatées si on veut éviter une pénurie qui pourrait aboutir à une famine de grande échelle.

I.8- Types de gisements phosphatés

Il existe principalement deux types de gisements phosphatés : les gisements associés aux roches magmatiques et les gisements d'origine sédimentaire. Ces derniers représentent 95 % des ressources minérales phosphatées du monde. Les gisements magmatiques sont généralement moins riches que les gisements sédimentaires, leurs teneurs en P_2O_5 varient entre 5 et 15 wt % (weight percent = pourcentage pondéral) comparativement à celles des gisements sédimentaires dont les teneurs varient entre 10 et 35 wt % de P_2O_5 (Pufahl et al, 2016).

Les plus importants gisements magmatiques de phosphate sont représentés par le complexe paléoprotérozoïque de Phalabora (Afrique du Sud), le complexe dévonien de la Péninsule de Kola (Russie) et les complexes alcalins crétacés du Brésil (Pufhal et al, 2016). Dans ces gisements magmatiques le P se trouve principalement dans la structure cristalline de l'apatite cristallisée, lors du refroidissement du magma, dans des roches du type carbonatites ou dans des roches intrusives alcalines pauvres en silice (Pufhal et al, 2016).

Les gisements de phosphates sédimentaires constituent la principale source d'engrais phosphatés utilisés dans l'agriculture. Les niveaux exploités sont des « phosphorites » dont les teneurs en P_2O_5 dépassent les 18 wt % et peuvent aller jusqu'à 35 wt %. Ils sont généralement constitués par des coprolithes, des oolithes, des débris de dents ou d'os, de débris de fossiles divers plus ou moins complètement épigénisés en phosphate de calcium. Les niveaux phosphatés sont souvent associés à des niveaux siliceux (silex en lits, en rognons, en lentilles), à des niveaux calcaires plus ou moins dolomitiques, à des niveaux argileux et marneux. Le minéral principal du minerai phosphaté des gisements sédimentaires est la « francolite », un minéral authigène de la famille de l'apatite (fluorapatite riche en carbonate) de formule structurale $[Ca_{10-a-b}Na_aMg_b(PO_4)_{6-x}(CO_3)_{x-y-z}(CO_3 \cdot F)_{x-y-z}(SO_4)_zF_2]$ (Jarvis et al., 1994 *in* Pufahl et al, 2016). Les plus grands et économiques gisements de phosphate sédimentaires se trouvent en Afrique du Nord (Maroc, Sahara occidental, Algérie, Tunisie), au moyen orient (Jordanie, Syrie), en Chine et aux USA.

En plus des gisements ignés et des gisements sédimentaires, il existe d'autres types de gisements de moindre importance économique. Les gisements du type « guano », qui sont issus de la réaction des déjections d'oiseaux sur les roches réceptrices se trouvent principalement dans les îles du Pacifique comme ceux de l'île de Christmas (réserves estimées à 200 Mt de minerai titrant à 21,8-36,6 % P_2O_5) et dont la production en 1973 a atteint les 1,493 Mt ou ceux de l'île de Nauru qui ont produit 2,323 Mt (Slansky, 1975). Les gisements sous-marins représentés par des nodules phosphatés sont assez largement distribués au fond des océans actuels, essentiellement sur les plateaux continentaux notamment le long des côtes occidentales des continents africain (Afrique du Sud, Maroc...) et américain (Californie, Chili...) et également au large du Brésil. Les réserves ont été évaluées grossièrement à 30 milliards de tonnes de minerai à 30 % de P_2O_5 (Slansky, 1975).

I.9- Répartition spatio-temporelle des dépôts phosphatés

La distribution temporelle des phosphorites ignées et sédimentaires indique que les deux types de gisements sont principalement liés à des épisodes de phosphatogenèse essentiellement phanérozoïques (Fig.I.5).

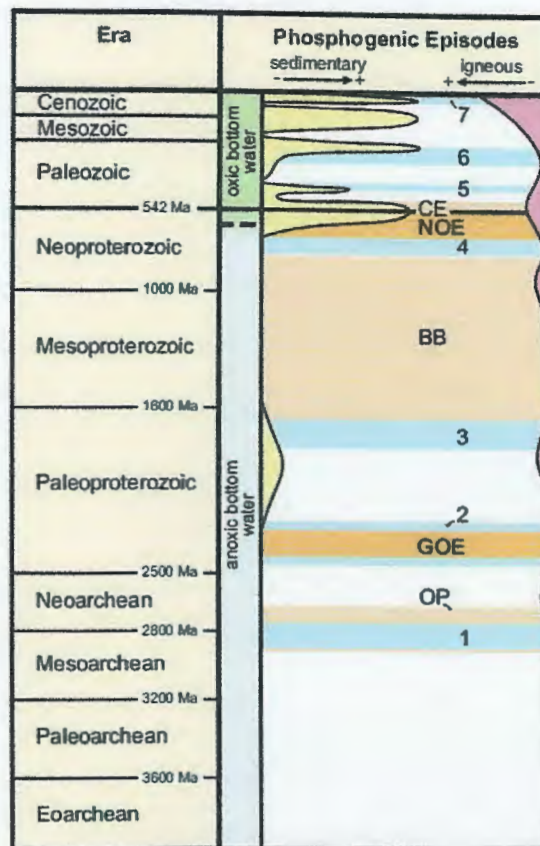


Fig.I.6-Distribution temporelle des phosphorites ignées et sédimentaires (Pufahl et al, 2016).
 Légende : BB = Boring Billion, CE = Cambrian Explosion, GOE = Great Oxidation Event, NOE = Neoproterozoic Oxygenation Event, OP = appearance of oxygenic photosynthesis; Glaciations: 1 = Mesoarchean, 2 = Huronian, 3 = Paleoproterozoic, 4 = Neoproterozoic "Snow Ball," 5 = Ordovician, 6 = Permian, 7 = Neogene.

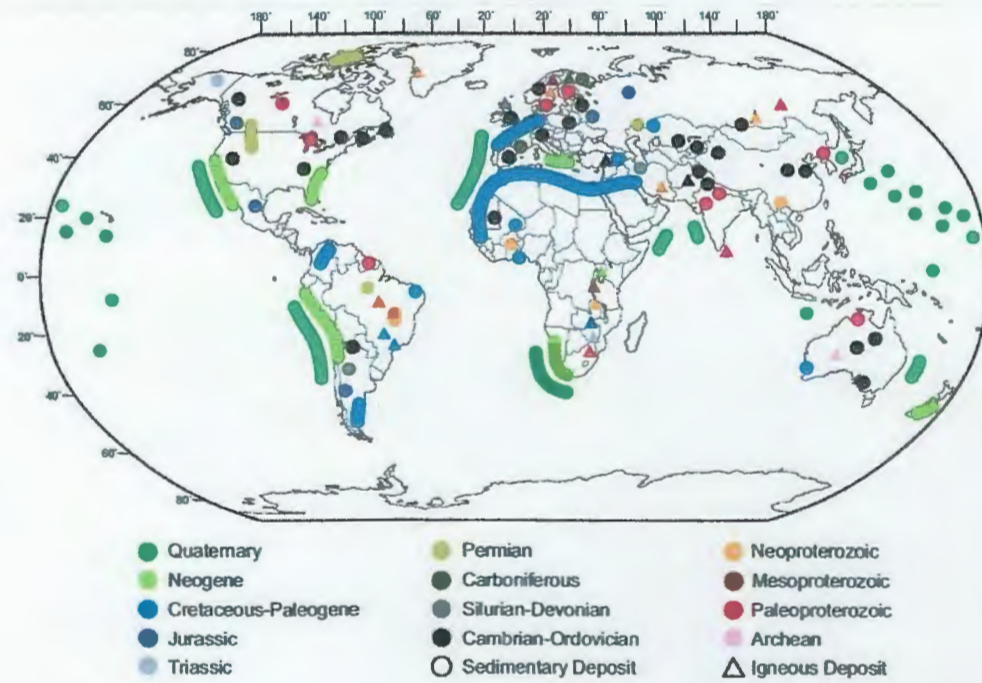


Fig.I.7- Distribution spatiale (géographique) des principales phosphorites ignées et sédimentaires connues avec leurs âges respectifs (d'après Pufahl et al, 2016).

Cependant, les premiers épisodes phosphogénétiques sont apparus avec la mise en place dans le NéoArchéen de roches ignées de type carbonatites dont les occurrences sont restées peu importantes jusqu'aux temps phanérozoïques où leur abondance a connu une évolution exponentielle (Fig.I.5).

Pour les gisements de phosphate sédimentaires les plus anciennes occurrences datent du Paléoproterozoïque qui coïncident avec le « Great Oxidation Event » (GOE) qui a permis pour la première fois une intense altération chimique des cratons à carbonatites ayant induit le lessivage et le transfert de quantités de phosphate vers les océans (Pufahl et al, 2016). Cependant, les épisodes de phosphatogenèse les plus nombreux et les plus importants ont eu lieu pendant les temps phanérozoïques (Fig.I.5).

Les plus grands et économiques gisements sédimentaires de phosphate des temps phanérozoïques se trouvent en Afrique du Nord et au Moyen-Orient, en Chine et aux États-Unis (Fig.I.6). Les phosphorites de l'Afrique du Nord et du Moyen-Orient font partie de la province phosphatée Sud Téthysienne du Crétacé supérieur-Eocène qui est considérée comme la plus grande accumulation de phosphate sur terre renfermant plus de 85% des réserves de phosphate connues dans le monde (Pufahl et al., 2016; Jasinski, 2017). Bien que les gisements chinois du Néoproterozoïque (Formation de Doushantuo, Chine) ne contiennent que 5% des réserves mondiales, ils représentent 45% de la production mondiale de phosphate (Pufahl et al., 2016 ; Jasinski, 2017). Les gisements américains du Miocène de Floride (Hawthorn Group) et Caroline du Nord représentent 80% de la production de phosphate aux États-Unis alors que les gisements permien (Phosphoria Formation) fournissent 10% de la production américaine. Ces différents gisements sont généralement constitués de minerais stratiformes exploités dans des carrières à ciel ouvert et se sont formés au travers d'une gamme de processus divers comprenant des processus biologiques, océanographiques, sédimentologiques et diagénétiques (Pufahl et al. 2016).

I.10- Origine des phosphates et phosphatogenèse

Les roches phosphatées ou « phosphorites » sont des roches sédimentaires biochimiques contenant plus de 15-20 % de P_2O_5 , des teneurs qui peuvent aller jusqu'à 30-40 % de P_2O_5 . Ce sont donc des roches significativement enrichies en phosphore plus que tous les autres types de roches sédimentaires. En effet, les teneurs moyennes en phosphore des « shales », des grès et des calcaires sont respectivement de 0,11 à 0,17 % de P_2O_5 , 0,08 à 0,16 % de P_2O_5 et 0,03 à 0,7 % de P_2O_5 alors que l'eau de mer n'en contient que 70 ppb (parties par milliard) de phosphore (McKelvey, 1973). Les teneurs en P_2O_5 des « phosphorites » sont donc 200 à

300 fois supérieures à la teneur moyenne en P_2O_5 des roches sédimentaires. Leur genèse a donc nécessité un facteur de concentration (d'enrichissement) allant jusqu'à deux millions de fois plus grand que la teneur en phosphore de l'océan. Par quel processus de concentration en arrive-t-on aux énormes gisements de phosphorites que l'on connaît actuellement ?

Le modèle génétique le plus accepté expliquant la genèse des gisements de phosphate sédimentaires fait intervenir le mécanisme de l'upwelling. Selon la définition donnée par wikipédia (https://fr.wikipedia.org/wiki/Remont%C3%A9e_d%27eau) « la remontée d'eau (*upwelling* en anglais) est un phénomène océanographique qui se produit lorsque de forts vents marins (généralement des vents saisonniers) poussent l'eau de surface des océans laissant ainsi un vide où peuvent remonter les eaux de fond et avec elles une quantité importante de nutriments » (Fig.II.7). Ainsi, lorsque des courants ascendants (courants d'upwelling) amènent près de la surface des eaux froides et riches en nutriments venants des fonds marins, les eaux superficielles acquièrent une teneur anormale en ions $[HPO_4]^{2-}$ que la sédimentation pourra utiliser. Ces apports phosphatés induisent ainsi des environnements superficiels riches en nutriments permettant de stimuler le développement d'une riche activité biologique marine. Ainsi, les courants d'upwelling, grâce aux apports et à l'enrichissement phosphatés qu'ils induisent, permettent la genèse de gisements de phosphates sédimentaires soit par la précipitation chimique diagénétique du principal minéral phosphaté [francolite] ou par le dépôt des restes et rejets d'organismes (os, dents de requins, pellets, coprolithes...) ou encore par l'épigenèse phosphatée des divers débris de fossiles.



Fig.I.8-Mécanisme d'upwelling impliqué dans la genèse des gisements de phosphate sédimentaires (http://www.plancton-du-monde.org/module-formation/phyto_02.html)

**CHAPITRE II : CADRE
GEOLOGIQUE
REGIONAL**

CHAPITRE II- CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Le massif du Kouif se trouve à quelques kilomètres de la frontière algéro-tunisienne, il fait partie des nombreux massifs qui caractérisent cette partie orientale de l'Atlas saharien. La stratigraphie des formations géologiques qui affleurent dans cette région s'étend du Trias au Quaternaire, avec cependant l'absence à l'affleurement des affleurements jurassiques. La région a connu une histoire tectonique polyphasée qui a structuré l'ensemble de ces formations en une multitude de plis synclinaux et anticlinaux de direction atlasique (NE-SW) le plus souvent recoupés par des fossés d'effondrement orientés NW-SE. La région est aussi marquée par la présence de corps d'évaporites triasiques diversement interprétés comme des structures diapiriques ou comme des « glaciers de sel » (Dubourdiou, 1956 ; Bouzenoune, 1993 ; Vila, 1996). Le massif du Kouif est l'une de ces structures synclinales éocènes qui recèle minéralisations phosphatées jadis exploitées pendant la période coloniale.

II.1- Cadre lithostratigraphique

II.1.1- Les formations triasiques

Dans les confins algéro-tunisiens, les formations triasiques représentent les plus anciens terrains reconnus à l'affleurement. Elles affleurent, sous forme de pointements, selon une bande d'environ 80 km de large et s'étalant, en Algérie selon la direction SW-NE, sur plus de 100 km depuis la région de Telidjène à une quarantaine de kilomètres au SW de la ville de Tébessa jusqu'au diapir de Ouasta-Sakièt à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de la ville de Souk Ahras (Fig.II.1). Ces pointements d'évaporites triasiques continuent en Tunisie avec la même direction NE-SW pour former la classique « zone des diapirs ». Ces formations triasiques sont principalement constituées par des marnes bariolées à gypse contenant divers blocs de dolomies, cargneules et autres roches magmatiques du type ophite (Dubourdiou, 1956). Du sel du type halite (NaCl) a été recoupé par sondage au NE de l'Ouenza sur une épaisseur de plus de 200 m (Bouzenoune, 1993)

II.1.2- Le Jurassique

Les formations jurassiques sont absentes à l'affleurement mais elles ont été recoupées par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (Beghou, 1974 *in* Bouzenoune, 1993). Cependant, J.M. Vila (2001) a signalé, dans la région de Telidjène la présence de chicots dolomitiques du Lias dans le diapir de Hamimat Guibeur et du Dogger dans le diapir de Hamimat Meskouta.

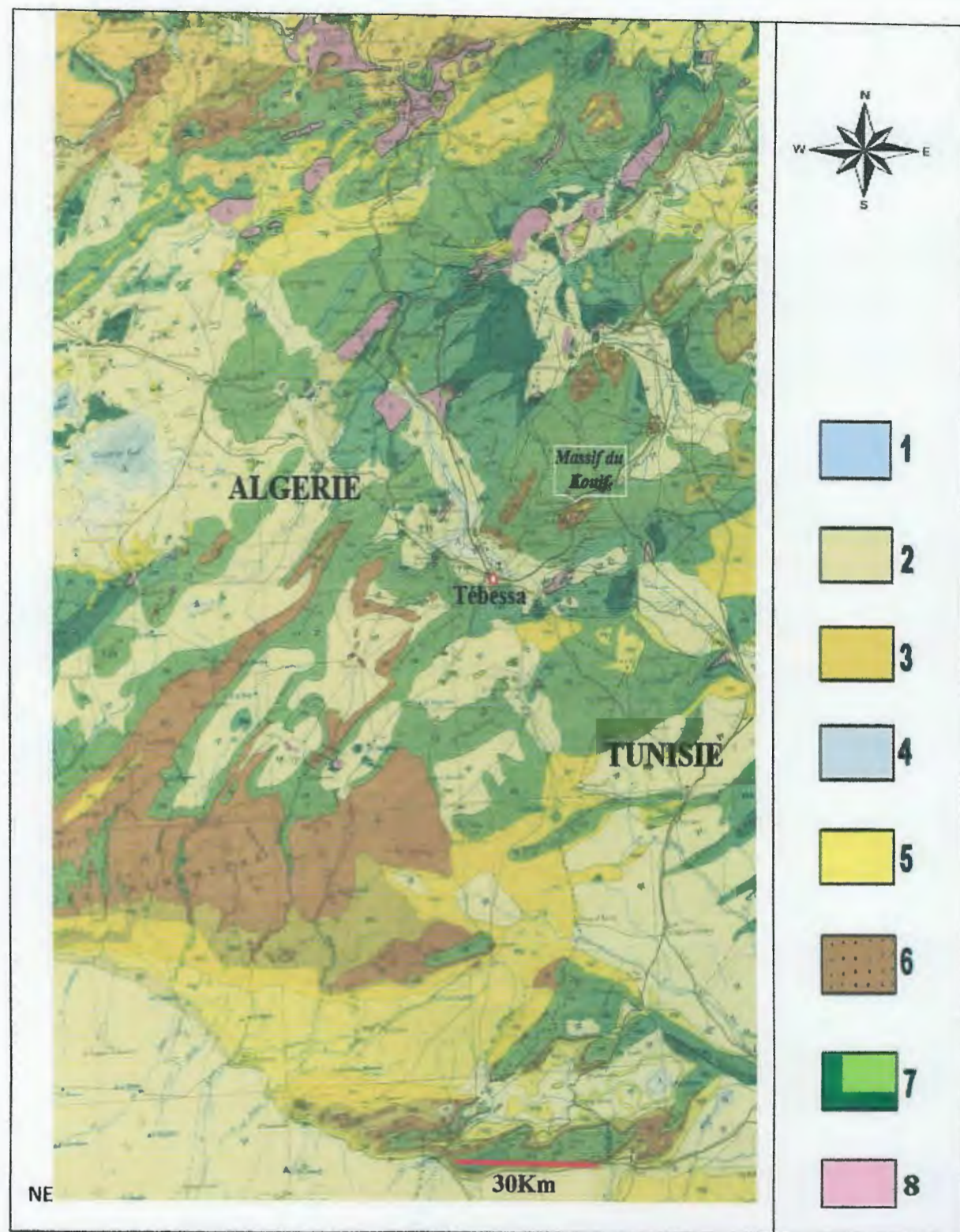


Fig.II.1-Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 500.000^e (Bétier, 1952) montrant le cadre géologique régional du massif du Kouif.

Légende : (1) alluvion actuelles (lac, marécage, chotte) : (2) : Quaternaire continental +Quaternaire marin, (3) : Pliocène continentale, (4) : Pliocène marin (conglomérat + sable dunaire+marne).(5) Miocène (calcaire, marne à gypse, grés) (6)Eocène. (7) Crétacé (8) Trias marin ou lagunaire.

II.1.3- Le Crétacé

II.1.3.1-Le Barrémien

Les plus anciennes formations post-triasiques reconnues à l'affleurement dans cette région frontalière algéro-tunisienne sont d'âge Barrémien (Dubourdiou, 1956). Elles affleurent dans l'anticlinal de Sidi Embareka, au Nord- Est du Djebel Ouenza, avec une épaisseur de 200 m en moyenne. Il s'agit de formations marno-argileuses à la base, contenant par la suite des intercalations de petits bancs de calcaires argileux, noduleux et de calcaire gréseux attribués au Bédoulien au sommet de la série (Dubourdiou, 1956)

II.1.3.2- L'Aptien et le Clansayésien

Les formations aptiennes à dominance carbonatée constituent l'ossature des principaux massifs anticlinaux de la région (Ouenza, Boukhadra, Mesloul, M'Khirriga, Bouroumane, Boudjaber...). Elles sont constituées par d'épaisses séries calcaires parfois dolomitisées dont l'épaisseur peut dépasser les 600 m (Ouenza). Ces masses calcaires sont encadrées à la base et au sommet par des assises terrigènes consistant en des marnes grises parfois jaunâtres, de marnes argileuses et sableuses avec des intercalations de calcaires gréseux ou argileux (Dubourdiou, 1956).

Depuis les travaux de G. Dubourdiou (1956) dans lesquels les formations du Clansayésien ont reçu une description détaillée, il est devenu classique de les séparer de celles de l'Aptien. Elles sont généralement constituées par de puissantes (200 à 300 m) séries marneuses à intercalations de bancs de calcaire et de de calcaire gréseux souvent riches en Ammonites (Dubourdiou, 1956).

II.1.3.3- L'Albien

Les formations albiennes affleurent dans la plupart des massifs de la région où elles sont souvent en continuité stratigraphique avec celles de l'Aptien et du Clansayésien avec des dépôts à dominance marneuse. Elles sont constituées par des marnes argileuses dans la partie inférieure, des calcaires argileux noirs à Bélemnites à intercalations marneuses dans la partie moyenne et des marnes noires à Bélemnites et nombreuses empreintes d'Ammonites dans la partie supérieure. La puissance des dépôts de l'Albien est d'environ 400 à 500 m (Dubourdiou, 1956)

II.1.3.4- Le Vraconien

Les formations vraconiennes se présentent sous forme d'une série monotone de marnes-argileuses, marnes et argiles avec de minces intercalations de calcaires argileux et argilites. Elles montrent des caractères de série transgressive traduisant un approfondissement relatif de

l'environnement de dépôt. Lorsqu'elles sont en contact avec les évaporites du Trias elles en remanient des éléments principalement de nature dolomitique et de quartz bipyramidé à inclusions d'anhydrite (Bouzenoune, 1993). Dans la région de Boukhadra, la série du Vraconien atteint l'épaisseur de 600m (Dubourdiou, 1956)

II.1.3.5- Le Cénomanién

Il s'agit d'une épaisse série de marnes argileuses verdâtres parfois jaunâtres renfermant de nombreuses veinules de la calcite fibreuse. Dans leur partie supérieure les formations cénomaniennes peuvent renfermer des calcaires argileux, gris blancs avec quelques niveaux de calcaires gris-noirs. Leur puissance est de 600 à 900 m (Dubourdiou, 1956).

II.1.3.6- Le Turonien

Le Turonien est constitué par des calcaires et marno-calcaires à la base avec de nombreuses empreintes d'Inocérames. Ces calcaires et marno-calcaires sont suivis par une puissante série de marnes argileuses riches en Ammonites, Huîtres et divers Lamellibranches. La puissance des formations turoniennes varie d'un massif à l'autre entre 160 et 250 m (Dubourdiou, 1956).

II.1.3.7- Le Coniacien et le Santonien

Ils ne sont pas subdivisés à cause du manque d'éléments de datation, le Coniacien est daté par sa position relative entre les calcaires du Turonien et de petites intercalations de calcaires argileux à ammonites (Dubourdiou, 1956). Ils sont représentés par des marnes argileuses grises à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur puissance varie de 200 à 600 mètres.

II.1.3.8- Le Campanien

Les dépôts du Campanien sont représentés par des marnes, des calcaires blancs crayeux et des marno-calcaires. La puissance totale varie de 300 à 600 m (Dubourdiou, 1956)

II.1.3.9- Le Maestrichtien

Il est marqué par des calcaires blancs bien lités, d'environ 60 m d'épaisseur, recouverts par une très forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150m). Ces dernières admettent à leur base quelques intercalations de calcaires (Dubourdiou, 1956)

II.1.4- Le Cénozoïque

Contrairement à la sédimentation crétacée qui recouvre presque la globalité de cette région frontalière entre l'Algérie et la Tunisie, les dépôts cénozoïques, notamment paléocènes et éocènes se trouvent limités à quelques « chapelets » dont l'alignement dessine une orientation NE-SW. Ils sont par contre plus développés dans les monts des Nementcha au SW de Tébessa (Fig.III.1). Les dépôts oligocènes sont absents dans la région alors que les dépôts miocènes montrent également une répartition éparse.

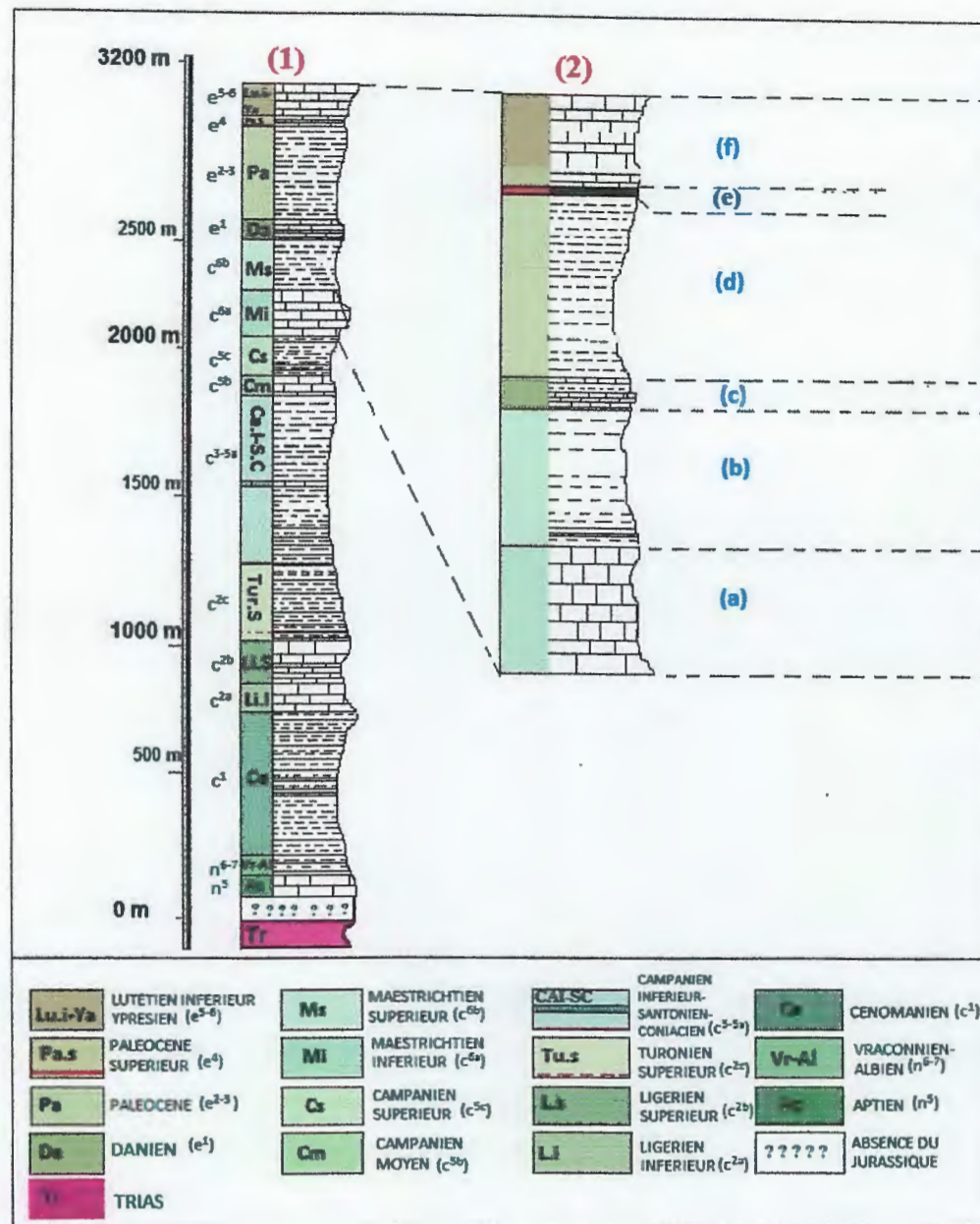


Fig.II.2- Colonne lithostratigraphique de la région de Tébessa (1) et de la région d'El Kouif (2) réalisées à partir des descriptions de la carte géologique de Morsott (Feuille au 50.000^e n°178 établie par Bles et Fleury, 1970) et de sa notice

Légende

[a] calcaires massifs grisâtres en gros bancs.

[b] marnes grises.

[c] calcaire argileux avec passage des marnes grises.

[d] Niveau inférieure constitué par des marnes argileuses noires-verdâtres avec petits bancs calcaires intercalés et le niveau supérieure constitué des calcaires argileux à silex noire + l'horizon phosphaté exploité.

[e] calcaire.

[f] calcaire argileux clair + calcaire brun à jaune clair.

II.1.4.1- Le Paléocène

Dans la région de Tébessa, les affleurements des formations paléocènes sont particulièrement beaucoup moins développés comparativement à celles du Crétacé. Cependant, sur le plan lithostratigraphique, elles sont en parfaite continuité et sont constituées par des marnes grises tout à fait semblables à celles du Maestrichtien supérieur. Elles renferment à leur sommet de rares petits bancs de calcaires argileux gris et quelques minces niveaux de calcaire phosphaté (Fleury, 1969).

II.1.4.2- L'Eocène

Beaucoup plus développées dans les monts de Nementcha et dans la région de Bir El Atter (dj. Onk) au SW de Tébessa, les affleurements des formations éocènes sont très peu nombreux au Nord de Tébessa (Fig.II.1). Elles affleurent uniquement les entablements du dj. Dyr et du dj. Kouif où elles sont représentées par des formations calcaires à silex de l'Yprésien et des marnes du Lutétien. Leur épaisseur maximale est d'environ 200 m (Fleury, 1969).

II.1.4.3- L'Oligocène

La région de Tébessa est dépourvue de formations oligocènes. Cette absence est semble-t-il liée à une paléogéographie particulière induite par l'orogénèse atlasique (pyrénéenne) qui a induit l'émersion et l'érosion de vastes surfaces devenues continentales et dont les produits d'érosion notamment les silex yprésiens se retrouvent repris dans la sédimentation transgressive du Miocène inférieur (Dubourdieu, 1956).

II.1.4.4- Le Miocène

Les affleurements des formations miocènes sont également épars et peu nombreux dans la région de Tébessa (Fig.II.1). Elles affleurent notamment au Sud de Tébessa où elles sont constituées par des séries principalement gréseuses. On les retrouve également au Nord de Tébessa, dans la région de l'Ouenza où elles sont constituées de puissantes (voisine de 1000 m) séries composées de conglomérats, grès, argiles, marnes et calcaires lacustres (Dubourdieu, 1956).

II.1.4.5- Le Mio-Pliocène

Les formations apparaissent sous des conglomérats bariolés, grès, sables, argiles et calcaires lacustres, avec une puissance pouvant atteindre 150m

III.1.4.6- Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles). Ils sont formés de croûtes calcaires, limons

éboulis, cailloutis et de poudingues pouvant atteindre une puissance de 10 à 30 m (Dubourdieu, 1956).

II.2- Cadre tectonique régional

L'ensemble des formations géologiques décrites dans le cadre lithostratigraphique et dont l'épaisseur total dépasse les 6000 m a été structuré par une histoire tectonique complexe et polyphasée marquée par plusieurs événements. Ces événements ont généré des structures tectoniques variées représentées par (Fig.II.3) :

- les plis atlasiques de direction NE-SW ;
- les fossés d'effondrement orientés NW-SE ;
- les percements diapiriques ;
- les différentes failles majeures et mineures

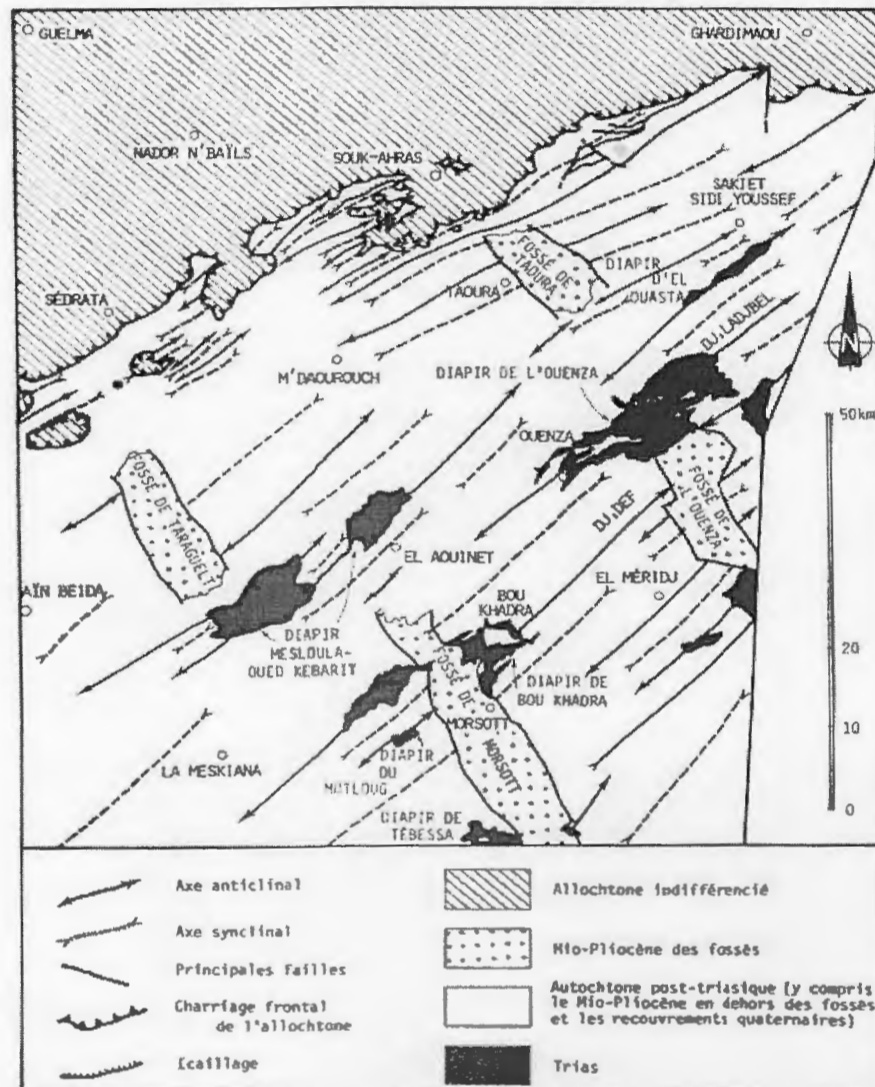


Fig.II.3-Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens montrant les principales structures tectoniques de la région (Vila, 1980).

II.2.1- Les plissements

L'Atlas saharien est marqué dans sa partie orientale par une épaisse série sédimentaire allant du Trias au Lutétien dont la puissance totale dépasserait les 6000 m. Cette série est constituée par des formations géologiques caractérisées par les faciès des environnements néritiques. Les estimations bathymétriques à partir de ces faciès, notamment les biofaciès, n'ont jamais dépassé les 250 m. Les 6000 m de sédiments n'ont certainement pas pu se déposer dans des environnements néritiques sans l'intervention d'une forte subsidence notamment pendant la période distensive du Crétacé (Dubourdiou, 1956, Herkat, 1999).

Cette épaisse série sédimentaire a été plissée en un ensemble de synclinaux et d'anticlinaux pendant la phase atlasique ou pyrénéenne qui s'est produite à l'Eocène moyen (Laffite, 1939 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980). Cette phase a donc donné naissance à des plis anticlinaux serrés relayés par des synclinaux à grand rayon de courbure de direction NE-SW qui représentent les structures dominantes de l'Atlas saharien et des Aurès (Fig.III.3). La direction de raccourcissement déduite de nombreuses observations est NW-SE (N140° à N160°) (Vila, 1980).

II.2.2- Les fossés d'effondrements

La région de Tébessa est également marquée par des grabens ou fossés d'effondrement de direction NW-SE, orthogonale par rapport à celle des plis, qui les recoupent et qui leur sont ainsi postérieurs (Fig.II.3). Les fossés de Tébessa-Morsott, d'Ouenza-Ouled Boughanem et celui de Kasserine en sont des exemples de cette région frontalière entre l'Algérie et la Tunisie (Fig.II.1). Leur remplissage est principalement constitué de sédiments mio-plio-quadernaires qui atteindrait des épaisseurs de 200 m dans le fossé de Morsott (Dubourdiou et al. 1950).

II.2.3- Les diapirs

Les nombreux affleurements des évaporites triasiques de la région de Tébessa constituent des structures faisant partie de la classique zone des diapirs de la frontière algéro-tunisienne (Fig.II.1). Ces pointements triasiques, discordants sur leur encaissant et avec qui ils montrent le plus souvent des contacts tectoniques, présentent des formes elliptiques allongées NE-SW au même titre que les plis anticlinaux. Ils occupent parfois les charnières des anticlinaux et peuvent également recouvrir de grandes surfaces dépassant les dimensions des charnières anticlinales. Dans ce dernier cas, ces évaporites seraient issues de l'extrusion et de l'épanchement, le plus souvent vers le SE, de celles occupant les parties axiales des plis anticlinaux. Considérés depuis longtemps comme des structures diapiriques (Dubourdiou,

1956 ; Perthuisot, 1978 ; Bouzenoune, 1993 ; Kowalski et al., 2000), ils ont été récemment réinterprétés comme des « glaciers de sel » (Vila, 1995).

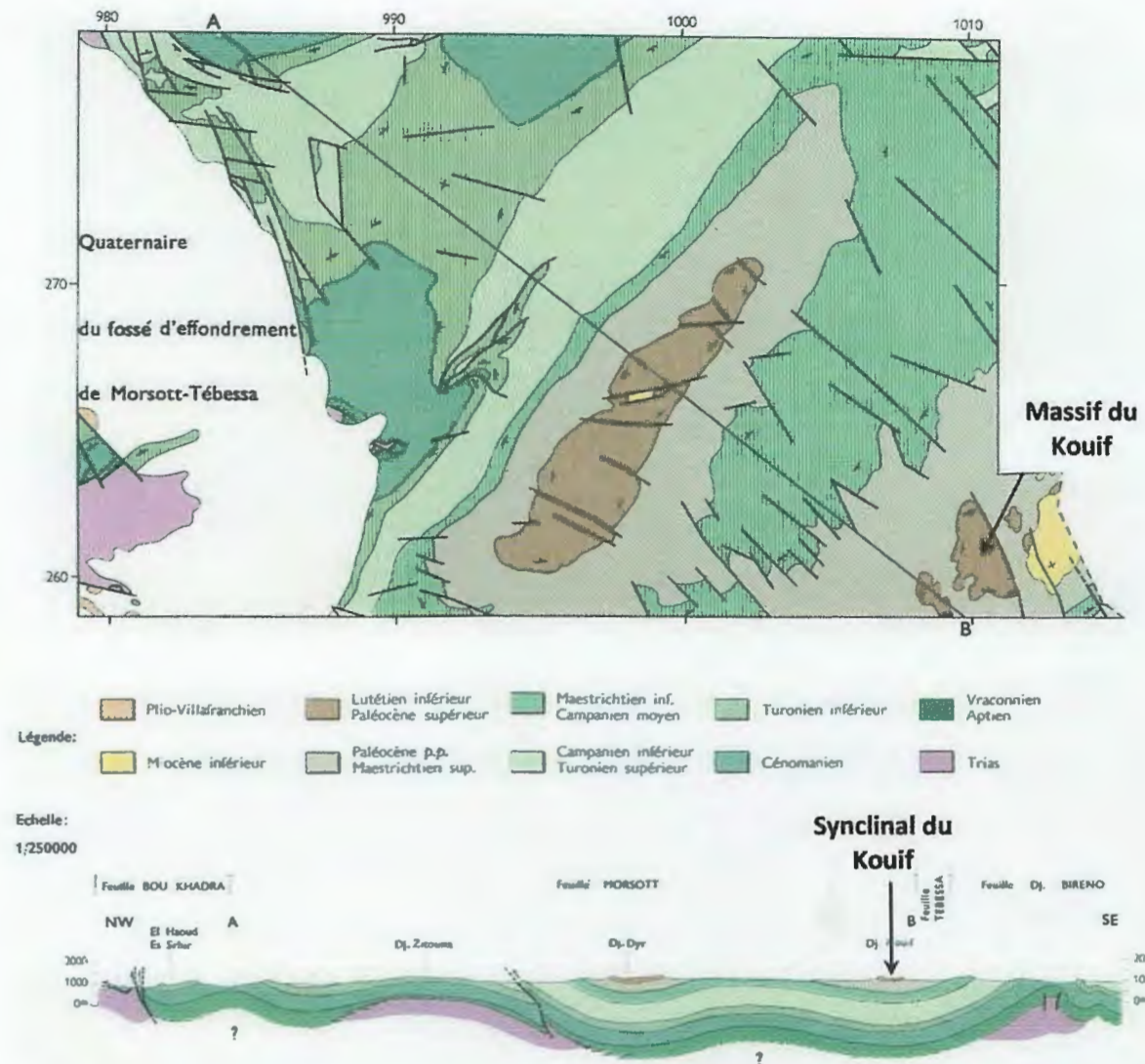


Fig.II.4- Plis synclinaux et anticlinaux de direction atlasique (NE-SW) dans la région de Tébessa (Blès et Fleury, 1970). L'ossature des anticlinaux est généralement assurée par des formations crétacées et sont parfois percés par des évaporites triasiques diapiriques. L'ossature de certaines structures synclinales (dj. Dyr et dj. Kouif) sont parfois assurées par des assises éocènes.

II.2.4- Les accidents tectoniques majeurs et mineurs

Trois catégories d'accidents majeurs peuvent distingués dans cette région frontalière entre l'Algérie et la Tunisie : les grands linéaments NE-SW marqués par les alignements des affleurements des évaporites triasiques, les grandes failles bordières NW-SE qui délimitent les fossés d'effondrement et les divers contacts tectoniques entre les évaporites triasiques et leur encaissant.

Les accidents « mineurs » représentent les failles affectant les différentes formations géologiques constituant la série sédimentaire allant du Trias au Quaternaire (Fig.II.3).

II.3- Conclusion

Au terme de ce chapitre relatif au contexte géologique régional du massif du Kouif, il apparaît que les formations géologiques qui affleurent dans cette région vont du Trias au Quaternaire avec absence des affleurements du Jurassique et l'Oligocène. Les formations triasiques évaporitiques constituent les classiques diapirs de cette région frontalière. Leur mise en place, polyphasée, a débuté au moins dès l'Aptien. Leur ascension se poursuit même au Quaternaire comme en témoignent les terrasses fluviatiles verticalisées au contact de ces évaporites triasiques dans la région de Djebissa à l'Est de Tébessa. Cette activité diapirique polyphasée a certainement eu des conséquences sur le contrôle sédimentaire des assises déposées, notamment sur les apex de ces structures dynamiques.

La série mésozoïque, épaisse et subsidente, est principalement marneuse avec parfois des épisodes carbonatés (Aptien, Turonien...) probablement en relation avec la perturbation des conditions régnant dans les environnements de dépôt qui peut être due entre autre à cette dynamique diapirique des évaporites triasiques.

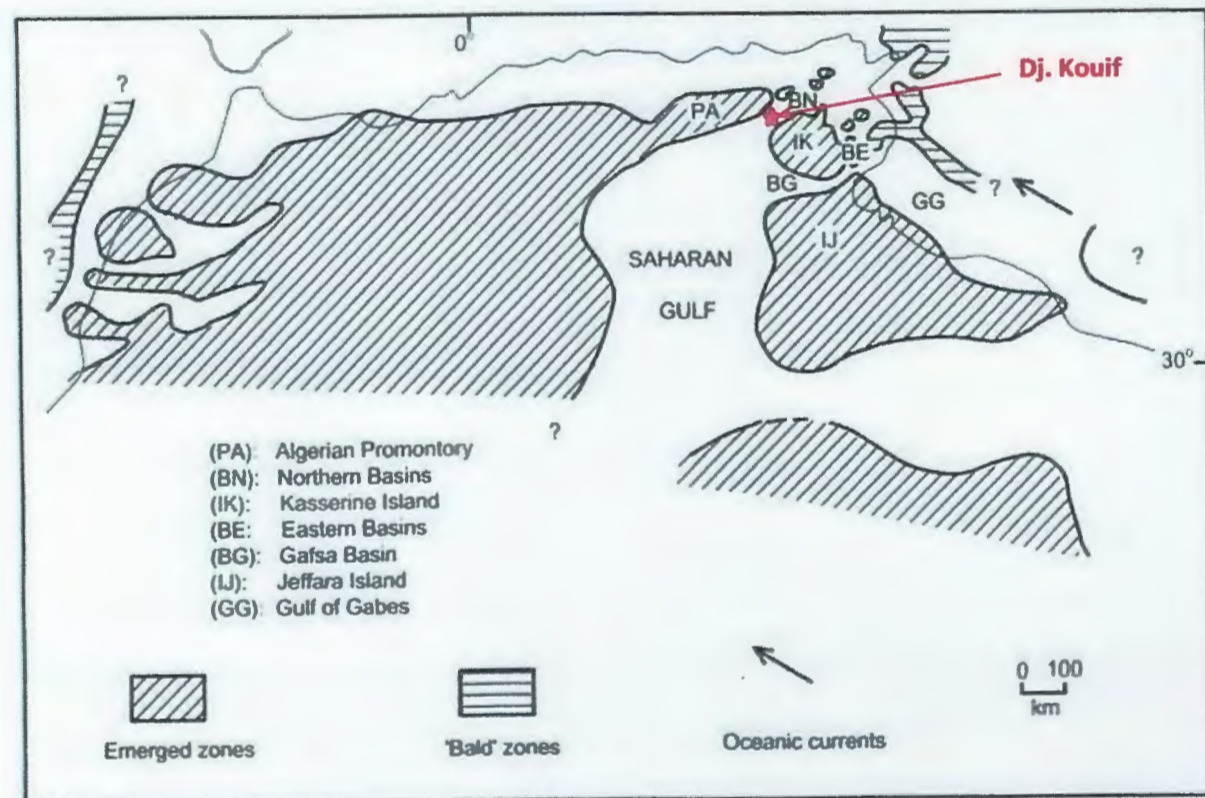


Fig.II.5-Schéma illustrant la paléogéographie éocène des confins algéro-tunisiens et la disposition des terres émergées et des bassins ayant reçu le dépôt des formations phosphatées en l'occurrence le bassin Gafsa-Metlaoui-Onk au Sud et le bassin Dyr-Kouif au Nord (d'après Sassi, 1974 et Winnock, 1980 in Zaïer et al, 1998).

La série mésozoïque, moins épaisse et moins subsidente, a été marquée par l'apparition des horizons phosphatés. La genèse de ces derniers a nécessité une paléogéographie particulière matérialisée par l'apparition de terres émergées (promontoire algérien, île de Kasserine, môle de la Djefara) et la formation de bassins caractérisés par des marges continentales présentant des conditions morphologiques et bathymétriques favorables pour la genèse des gisements de phosphates (Fig.II.4). L'une de ces terres émergées, l'île de Kasserine, était, à l'Eocène, par deux « golfes » ou « bassins » : le bassin de Gafsa-Onk au Sud contenant les gisements de phosphates des districts de Gafsa-Metlaoui (en Tunisie) et de dj. Onk (en Algérie) et le bassin de Dyr-Kouif au Nord contenant les gisements de phosphates du dj. Dyr et du dj. Kouif (Fig.II.4).

Sur le plan tectonique, la région a été marquée par une distension généralisée pendant la période mésozoïque qui a permis le dépôt de la puissante et subsidente série sédimentaire épisodiquement perturbée par la mise en place halocinétique des évaporites triasiques au travers d'accidents tectoniques majeurs d'orientation NE-SW. Cette série sédimentaire a été plissée en une suite de plis synclinaux et anticlinaux de direction NE-SW dite atlasique. Le massif du Kouif représente l'un de ces synclinaux générés par cette phase compressive de la période fini-éocène.



**CHAPITRE III :
CADRE
GEOLOGIQUE
LOCAL**



CHAPITRE III : CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

Les roches phosphatées du djebel Kouif, jadis exploitées pendant la période coloniale, font partie d'une série sédimentaire peu épaisse et principalement d'âge Paléocène-Eocène. Avec les rares affleurements crétacés, cette série est plissée en un synclinal perché (en relief) de direction atlasique (NE-SW) sur lequel repose en discordance les formations miocènes. Les plaines situées en contrebas des entablements du Kouif et d'Aïn El Bey sont principalement occupées par les dépôts quaternaires (Fig.III.1).

III.1- Cadre lithostratigraphique

Selon le découpage stratigraphique réalisé par J.L. Blès et J.J Fleury (1970), les principales formations géologiques qui affleurent dans les proches alentours du massif du Kouif vont du Crétacé supérieur au Quaternaire. Les formations antérieures au Maestrichtien sont absentes à l'affleurement (Fig.III.1).

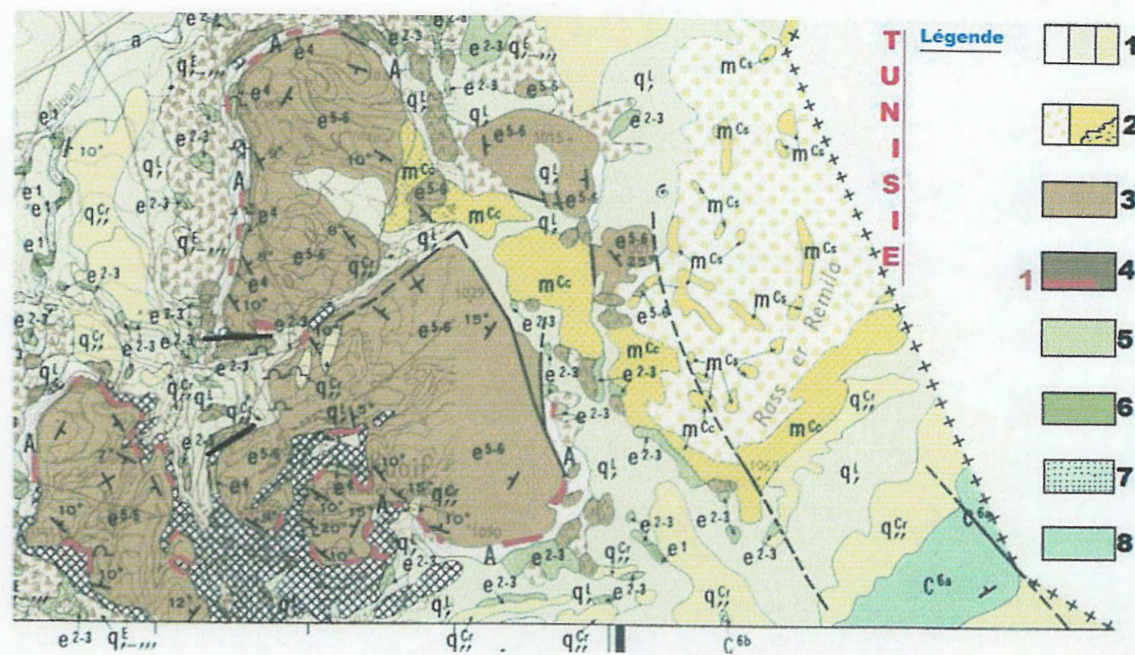
III.1.1- Le Maestrichtien

En raison des recouvrements quaternaires, les formations maestrichtiennes affleurent très mal dans les proches alentours du djebel Kouif. Les plus proches affleurements maestrichtiens se trouvent au SE du massif où ils sont constitués par des calcaires massifs grisâtres en gros bancs du Maestrichtien inférieur et par de rares affleurements de marnes grises du Maestrichtien supérieur (Fig.III.1). De petits affleurements de marnes grises sont également observables au fond des oueds au NW du massif alors que les faciès carbonatés montrent d'importants affleurements au NW du massif au delà de la route passant par le village de Ras el Aoun et menant vers la frontière algéro-tunisienne (Fig.III.1). A l'échelle de la coupure de la carte géologique de Morsott au 1/50.000^e (feuille n°178) l'épaisseur du Maestrichtien inférieur est de l'ordre de 200 m alors que celle du Maestrichtien supérieur est de 150 m (Blès et Fleury, 1970).

III.1.2- Le Paléocène

III.1.2.1- Le Danien

Il s'agit d'une série de calcaires argileux clairs à passées de marnes grises. Comme pour les affleurements marneux du Maestrichtien supérieur, ceux du Danien sont également très rares et épars, observables essentiellement au NW et à l'W du massif au droit des quelques petits oueds qui parcourent la région (Fig.III.1).



FigIII.1- Carte géologique du djebel Kouif (Blès et Fleury, 1970, extrait de la carte géologique au 1/50.000^e de Morsott, feuille n°178)

Légende

- [1] Quaternaire (a) : (q^L) : ; (q^{Cr}) :
- [2] Miocène (m^{Cs}) : Sables et graviers quartzeux blancs et roux ; (m^{Cc}) : Conglomérats à ciment argileux rouge ou bariolé.
- [3] Lutétien inférieur-Yprésien (e⁵⁻⁶) : Calcaires massifs à Nummumites, silex et lumachelles siliceuses (150 m environ)
- [4] Paléocène supérieur (« Thanétien ») (e⁴) : Calcaires argileux clairs, en petits bancs, à silex noirs (20 m en moyenne). 1- Couche phosphatée.
- [5] Paléocène p.p. (e²⁻³) :
- [6] Danien (e¹) :
- [7] Maestrichtien supérieur (C^{6b}) :
- [8] Maestrichtien inférieur (C^{6a}) :



Etant donné l'exiguïté des affleurements du Danien recouverts par les sédiments du Quaternaire, il est difficile d'estimer leur épaisseur. Cependant à l'échelle de la carte géologique au 1/50.000^e de Morsott (feuille n°178), l'épaisseur des formations daniennes a été estimée à 75-100 m (Blès et Fleury, 1970).

III.1.2.2- Le Montien

Il s'agit d'une série de marnes argileuses noires-verdâtres avec petits bancs calcaires intercalés. Les affleurements, discontinus et épars s'observent tout autour du massif (Fig.III.1). Sur le versant NE, C. Arambourg et al (1952) ont signalé un petit lit de grès tendre, très glauconieux, contenant *Ostrea eversa*, qui indiquerait l'âge Montien. A l'échelle de la carte géologique de Morsott, la puissance moyenne des marnes du Montien est estimée à 200 m (Blès et Fleury, 1970). Cependant ces marnes ont également été décrites par J. Flandrin (1948) dans lesquelles il signale la présence de paillettes de gypse et de marnes jaunâtres avec rognons pyriteux et petits bancs de marno-calcaires blancs. Selon ce même auteur, au sommet de cette formation marneuse et au contact avec les la formation phosphatée sus-jacente, ces marnes se terminent par un banc de 1 à 1,5 m de lumachelles où dominant des Huitres lisses du groupe d'*O. eversa* et où apparaissent quelques *O. multicosata* de petite taille. Ce banc est apparemment visible, selon J. Flandrin (1948), à proximité de l'ancienne galerie d'arrivée des phosphates. Selon toujours J. Flandrin (1948), un forage exécuté au Sud du village de la Mine, à 40 m, environ en dessous de la formation phosphatée, a traversé ces marnes sur 292 m avant d'atteindre les calcaires à Inocérames du Crétacé. En raison du très faible pendage, une épaisseur totale d'environ 300 m a été attribuée à cette assise par cet auteur qui engloberait donc le Danien et le Montien.

III.1.2.3- Le Thanétien

Il s'agit de calcaires argileux clairs en petits bancs à silex noirs contenant les horizons phosphatés jadis exploités. Les affleurements des formations thanétiennes sont également de petites dimension et discontinus observables notamment le long des corniches façonnées par les assises carbonatées sus-jacentes yprésiennes des entablements du Kouif au NE et d'Aïn El Bey au SW (Fig.III.1). Les interruptions des affleurements du Thanétien sont principalement dues aux éboulis de pentes accumulés en contre bas des corniches yprésiennes.

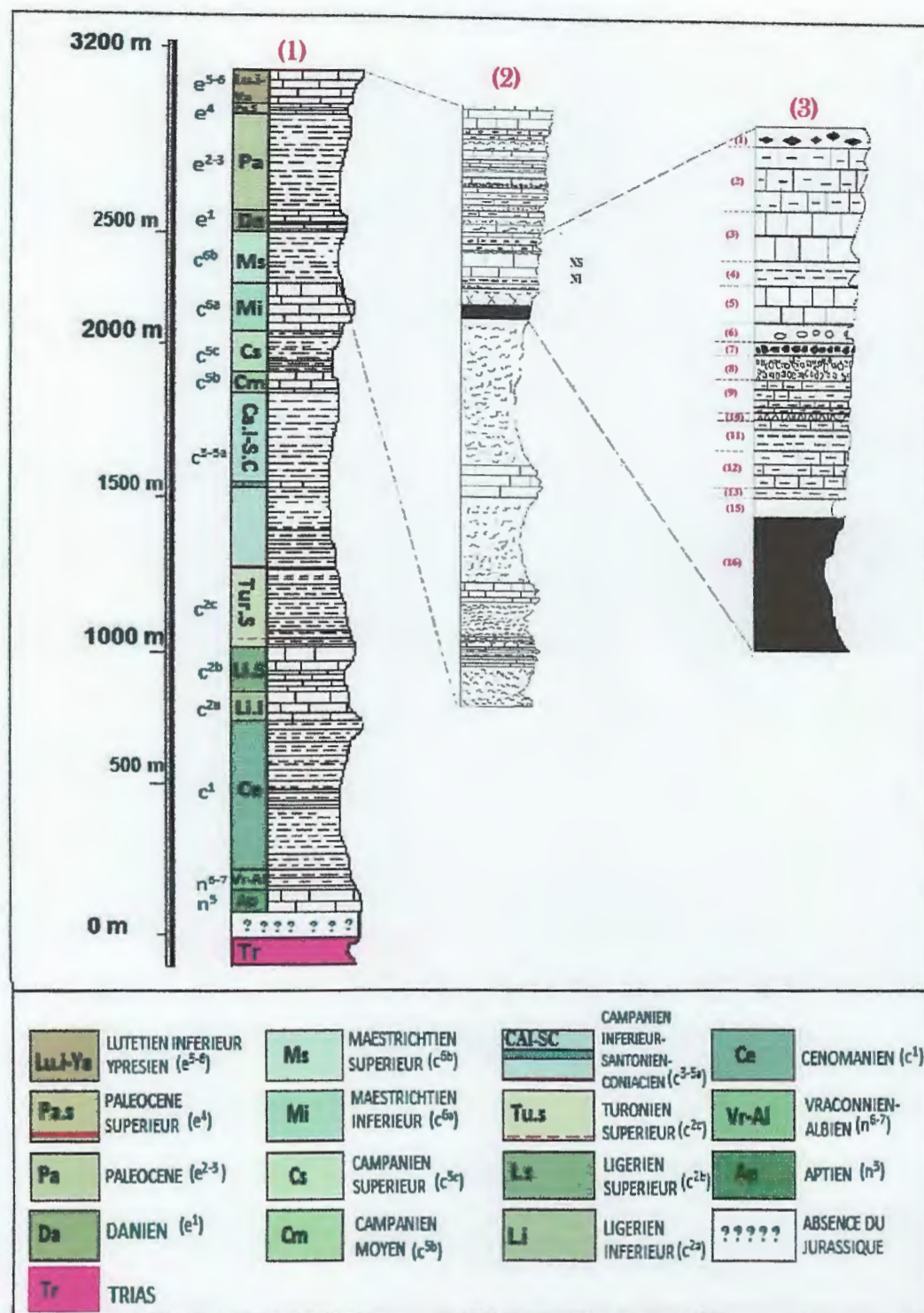


Fig. III.2- Colonne lithostratigraphique de la région de Tébessa (1), de l'affleurement P1 (2) les détails formations sous et après la couche de phosphates (3)

[1] calcaire à silex **[2]** Calcaire lité. **[3]** calcaire argileux (1m) **[4]** argile (50cm) **[5]** calcaire (1m). **[6]** niveau argileux avec des silex clairs grossier(50cm) **[7]** silex noir se forme rubané avec un niveau phosphaté fine à la base. **[8]** des brèches phosphatées bioclastique (30cm), constitue par des éléments plus ou moins arrondis, leur dimension varie de 2mm à 15 cm. **[9]** à **[13]** alternances entre des niveaux marneux argileux et des petits bands de calcaire (5cm), ensemble est de 2m. **[15]** galerie **[16]** couche phosphaté sombre

Une coupe levée au niveau de l'extrémité septentrionale de l'entablement NE représenté par le synsclinal du Kouif permet de retrouver une succession similaire à celle décrite par J.J. Fleury (1969) au niveau de la pointe sud du djebel Dyr (Planche I) :

a- horizon phosphaté de plus de 2 m d'épaisseur dont la base, recouverte par les éboulis de pente, n'est pas visible ;

b- environ deux mètres d'alternances de petits bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique de calcaire argileux clair et de marnes grises ;

c- niveau conglomératique d'une trentaine de centimètres d'épaisseur ;

d- niveau d'environ 1m d'épaisseur de calcaire argileux clair en bancs centimétriques devenant parfois noduleux ou bréchifié. Ce niveau montre une relative richesse en silex le plus souvent noir se présentant sous forme de lits d'épaisseur centimétrique à la base de ce niveau et devenant vers le sommet de ce niveau sous forme de nodules de dimension centimétrique à décimétrique ;

e- environ 4 à 5 m de calcaires bruns à jaune clair en bancs d'épaisseur métrique.

En somme, il apparaît que la couche phosphatée d'une épaisseur de deux à trois mètres est toujours surmontée par un niveau de 1 à 3 mètres de puissance riche en silex (Planche I, photo B, D, E et F). Ce dernier constitue des lits plus ou moins continus d'épaisseur centimétrique ou des nodules parfois lenticulaires.

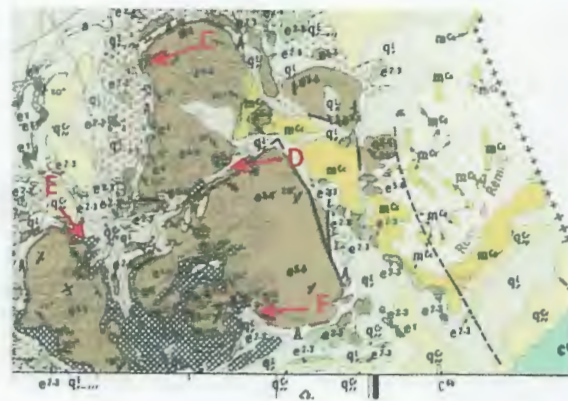
III.1.3- L'Eocène

Selon les coupures stratigraphiques établies par J.L. Blès et J.J. Fleury (1970), les entablements carbonatés du Kouif au NE et d'Aïn el Bey au SW sont constitués par les formations éocènes (Yprésien et Lutétien inférieur). Il s'agit de calcaires en gros banc d'épaisseur dépassant souvent le mètre et sont moins pourvus en Nummulites que leur équivalents du djebel Dyr (Fleury, 1969).

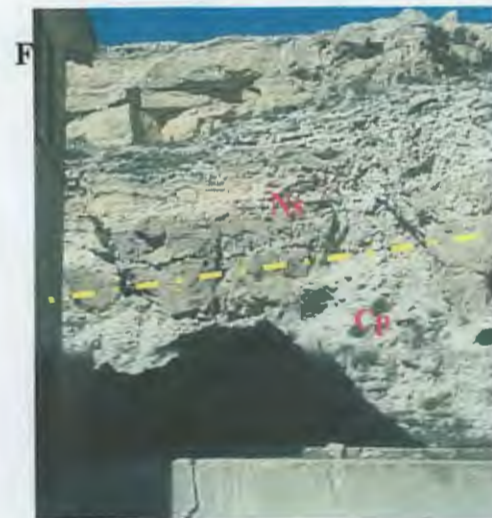
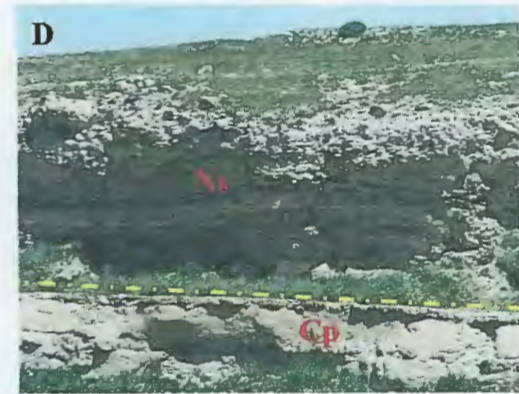
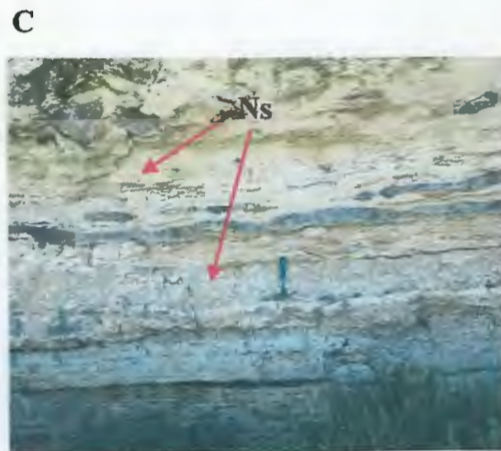
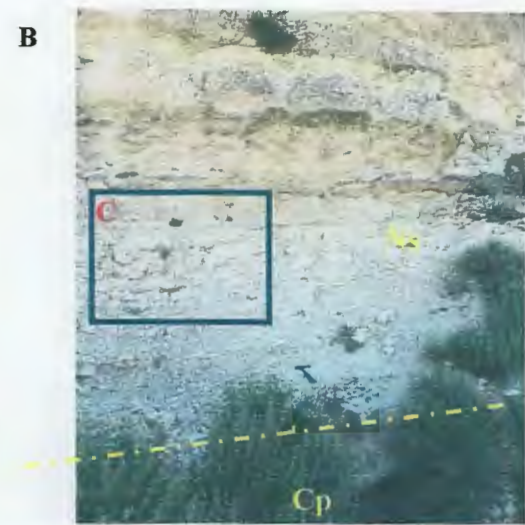
III.1.4- Le Miocène

Les formations miocènes affleurent uniquement à l'Est du djebel Kouif (Fig.III.1). Il s'agit de sédiments continentaux constitués de sables et de graviers quartzeux blancs renfermant des restes de végétaux parfois en alternance avec des argiles feuilletées de couleur vert-clair (Blès et Fleury, 1970). Cette série miocène continentale repose indifféremment sur les formations éocènes.

Planche I – Affleurements des horizons phosphatés dans les entablements NE (Kouif) et SW (Aïn el Bey) du djebel Kouif, NS niveau a silex, CP couche phosphatée



A- Carte géologique du massif du Kouif montrant la localisation des photos (B), (C), (D), (E) et (F).



III.2- Cadre tectonique

Le djebel Kouif est constitué de deux entablements synclinaux à fond plat, au NE l'anticlinal du Kouif et au SE le synclinal d'Aïn el Bey (Fig.III.1). Les deux sont séparés par une dépression à remplissage quaternaire. C'est à la faveur des corniches (failles) qui délimitent ces deux entablements qu'affleurent les couches phosphatées. La zone centrale séparant les deux « tables » est en effet une zone effondrée délimitée par deux accidents tectoniques de direction sensiblement N-S (Fig.III.2)

Planche II- Quelques aspects tectoniques du djebel Kouif (Cp : couche phosphatée, Ns : niveau à silex)

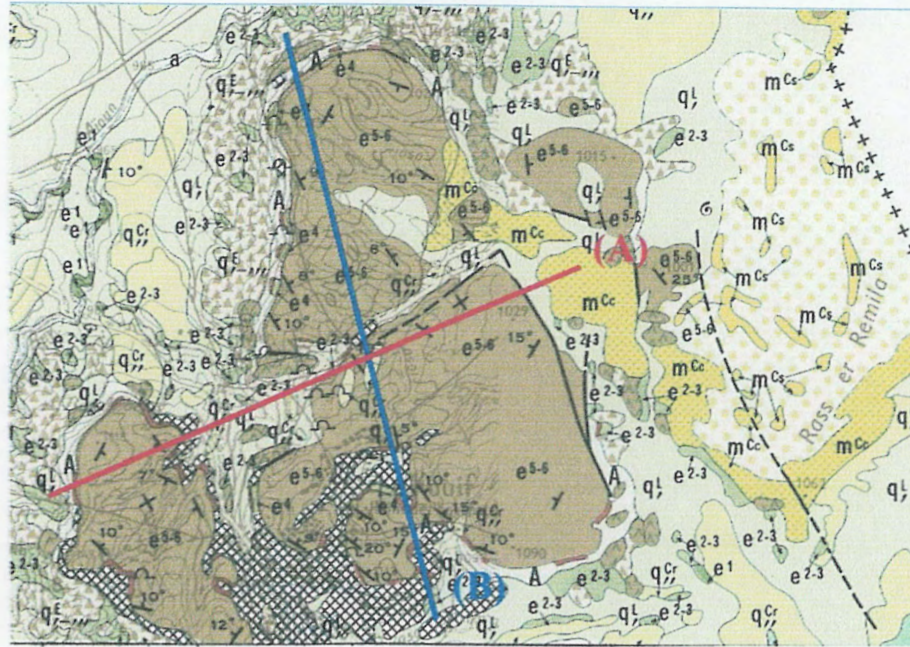
Photo A : Vue panoramique vers le NE des deux entablements synclinaux, en avant plan à gauche celui d'Aïn el Bey et à droite de la photo celui du Kouif. La partie centrale, traversée par la route menant vers le village de Ras el Aioun, effondrée à la faveur de failles délimitant les falaises éocène bien visibles dans l'entablement d'Aïn el Bey.

Photo B : Portion de l'entablement d'Aïn el Bey montrant une couche phosphatée à la base de plus de 2 m d'épaisseur surmontée par les niveaux riches en silex. L'ensemble est découpé par une faille majeur longitudinale de direction sensiblement N-S qui génère une falaise d'une vingtaine de mètres de hauteur et une multitude de faille transversales orientées NE-SW avec un rejet métrique.

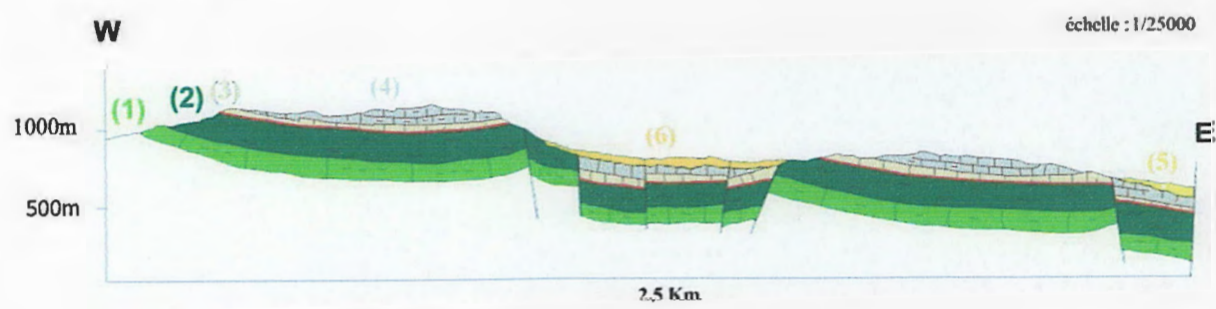
Photo C : Falaise délimitant l'extrémité NE de l'entablement du Kouif.



Des coupes, réalisées sur terrain, permettent de voir les structures des deux entablements (Fig.III.3).



Coupe (A)



Coupe (B)

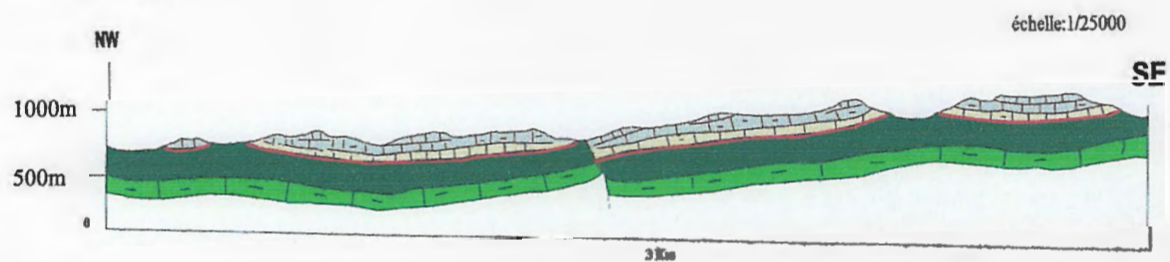


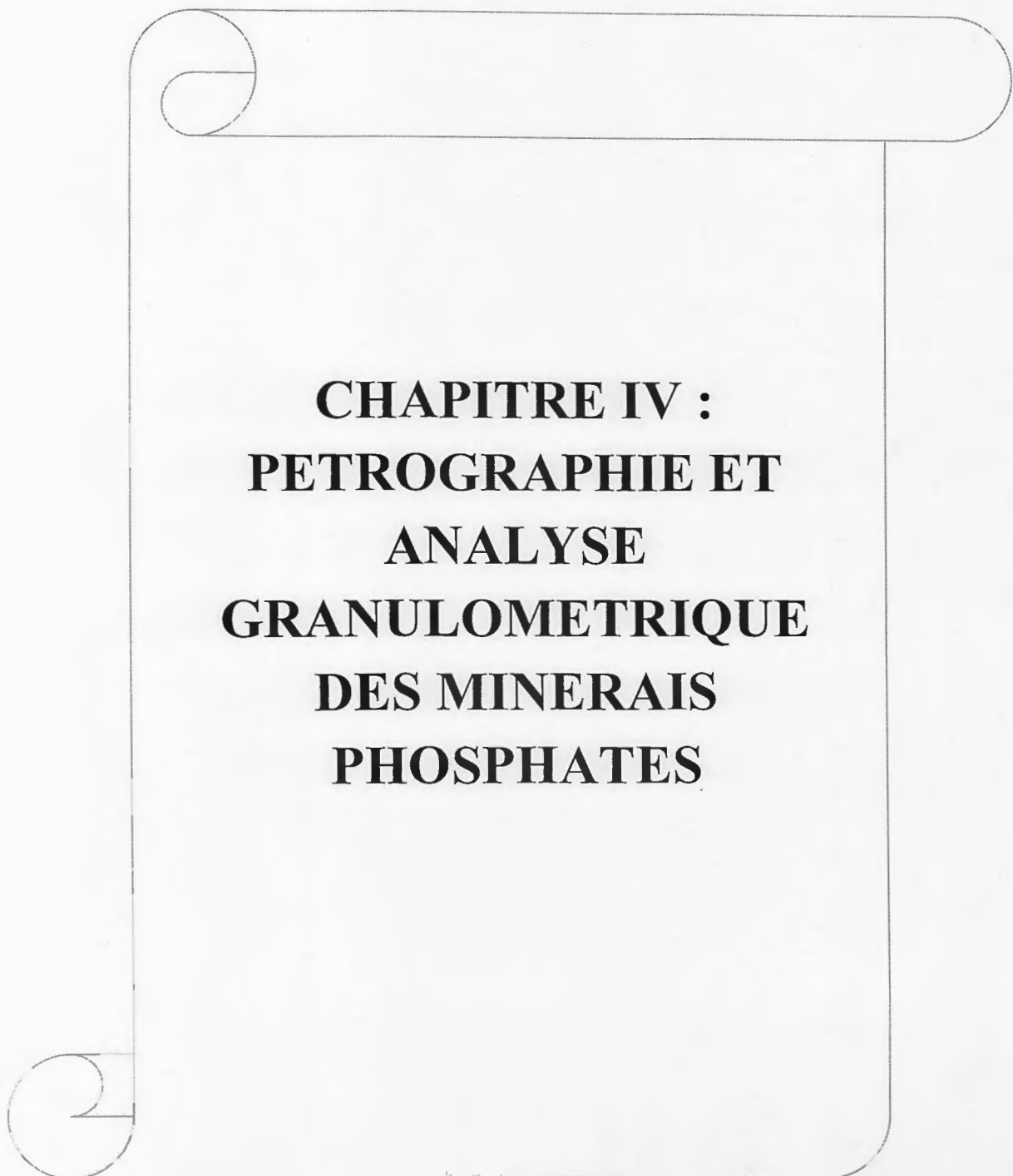
Fig.III.3. Coupes géologiques réalisées à partir de la carte géologique de Morsott avec la contribution de M. Y. Rouikha.

(1) DANIEN : calcaires argileux clairs, à passées de marnes grises. (75 à 100m). (2) PALEOCENE SUPERIEUR (THANETIEN) : marnes grises (200 m en moyenne). (3) Calcaires argileux clairs, en petits bancs à silex noir (20m en moyenne) - couche phosphatée à la base (2 à 3m en moyenne). (4) LUTETIEN INFERIEUR-YPRESIEN : calcaire massif à Nummulites, silex et lumachelles (100m environ). (5) MIOCENE : sables et graviers quartzeux blancs et roux. (6) QUATERNAIRE : limons récents

III.3- Conclusion

Le massif du Kouif présente une structure synclinale générée par la phase atlasique. Cette mégastructure est rendue relativement complexe par l'effondrement de la partie centrale qui a scindé cette mégastructure en deux entablements synclinaux constitués principalement par les formations éocènes.

La série sédimentaire est constituée par un Paléocène représenté par une couche phosphatée majeure de 3 à 4 m d'épaisseur dont la base est souvent recouverte par les éboulis de pente surmontée par un niveau riche en silex sous forme de lits, lentilles, nodules de 2 à 4 m d'épaisseur. Le Paléocène est surmonté par une série carbonatée éocène d'environ 100 m d'épaisseur.

A decorative border resembling a scroll or a scroll of paper, with a vertical line on the left side and rounded corners at the top and bottom. The text is centered within this border.

**CHAPITRE IV :
PETROGRAPHIE ET
ANALYSE
GRANULOMETRIQUE
DES MINERAIS
PHOSPHATES**

CHAPITRE IV - PETROGRAPHIE ET ANALYSE GRANULOMETRIQUE DES MINERAIS PHOSPHATES

IV.1- Présentation à l'affleurement et méthodologie d'étude des minerais phosphatés

IV.1.1- Présentation à l'affleurement des minerais phosphatés

Les minerais phosphatés du djebel Kouif se présentent sous forme de couches affleurant d'une manière discontinue. Ainsi, 34 affleurements ont été dénombrés soulignant les contours des assises éocènes (Fig.III.1). Onze (11) affleurements se trouvent autour de l'îlot d'Ain el Bey au SW et 23 affleurements autour de l'îlot du Kouif au NE. Les couches de phosphates se trouvent généralement à la base de petites falaises au pied desquelles se sont accumulés des éboulis qui recouvrent partiellement les affleurements phosphatés (Planche III.2). Une bonne partie des affleurements de phosphate de l'îlot du Kouif se trouvent dans le secteur urbain de la ville du Kouif et sont inaccessibles.

IV.1.2- Méthodologies

IV.1.2.1- Echantillonnage

Les analyses pétrographiques et granulométriques que nous avons réalisées dans le cadre du présent mémoire se sont basées sur neuf (09) échantillons. Ces échantillons ont été prélevés dans plusieurs affleurements du phosphate aussi bien ceux de l'îlot d'Ain el Bey que ceux de l'îlot du Kouif. Pour des fins de comparaison, nous avons également prélevé un échantillon du gisement de phosphate du djebel Onk situé à une centaine de kilomètres plus au Sud.

IV.2.1.2- Traitement des échantillons

Les échantillons ainsi prélevés ont été utilisés pour l'analyse pétrographique et pour l'analyse granulométrique.

Les échantillons destinés pour l'analyse pétrographique ont été découpés sous forme de « talons » et polis sur une face au laboratoire de recherche en génie géologique de l'université Mohamed Seddik Benyahia de Jijel. L'étape de collage, de réduction d'épaisseur et de finalisation par polissage a été réalisée au laboratoire pédagogique du département de géologie de l'université Badji Mokhtar d'Annaba que nous tenons à remercier pour leur aide.

Les échantillons destinés pour l'analyse granulométrique ont d'abord été placés dans de l'eau distillée pendant 24 heures. Cette étape a permis d'obtenir des échantillons meubles sans modifier la forme des grains constitutifs de ces échantillons phosphatés. A l'origine les échantillons sont peu durs et certains sont relativement friables. Les échantillons rendus ainsi

à l'état sableux ont été placés pour séchage dans une étuve pendant 24 heures à une température moyenne de 80 °C. L'échantillon brut séché a subi une opération de quartage et une prise de 200 grammes a été prélevée pour la réalisation des essais granulométriques.

Les essais granulométriques, réalisés dans le laboratoire pédagogique du département des sciences de la terre et de l'univers de l'université Mohamed Seddik Benyahia, ont nécessité l'utilisation d'une tamiseuse électrique à vibration horizontale et verticale. Chaque échantillon a subi une opération de tamisage d'une durée de 20 minutes sur une colonne de 17 tamis de la série A.F.N.O.R dont les mailles en micromètres sont : 2000, 1600, 1250, 1000, 800, 630, 500, 400, 315, 250, 200, 160, 125, 100, 80 et 63.

Les refus de chaque tamis ont subi un double traitement. D'une part, les données numériques des différentes pesées ont été utilisées pour la réalisation des histogrammes et des courbes de fréquence cumulées à partir desquelles ont été extraits les données nécessaires pour le calcul des différents paramètres ou indices granulométriques. D'autre part, les refus de chaque tamis ont été examinés sous loupe binoculaire et un comptage des principaux constituants a été réalisé.

Les quatre paramètres granulométriques les plus utilisés dans la caractérisation granulométrique des sédiments meubles sont : le grain moyen (Graphic Mean), le classement ou « Sorting Index », le « Skewness » et le « Kurtosis ». Dans le présent mémoire, nous avons utilisé la méthode de Folk et Ward (1957) pour le calcul de ces quatre paramètres.

Le grain moyen ou « **Graphic Mean** » (M_z) est un paramètre qui donne une idée générale sur la texture de l'échantillon, il est donné par la relation

$$M_z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$$

où Φ_{16} , Φ_{50} et Φ_{84} sont extraits de la courbe cumulative et correspondent aux refus cumulés inférieurs respectivement à 16, 50 et 84 % du poids de l'échantillon.

Le classement ou « **Inclusive Graphic Standard Deviation** » (σ_i) est un paramètre qui donne des informations sur le tri ou le classement de l'échantillon en présentant une estimation de la dispersion des tailles des grains par rapport à la moyenne de l'échantillon. Il est donné par la relation :

$$\sigma_i = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6.6}$$

En fonction des valeurs obtenues, le classement de l'échantillon est interprété en faisant référence à la terminologie définie par Folk et Ward (1957) donnée dans le tableau IV.1.

Intervalle des valeurs	Interprétation
$0 < \sigma_i < 0,35$	Très bien classé
$0,35 < \sigma_i < 0,50$	Bien classé
$0,50 < \sigma_i < 0,71$	Assez bien classé
$0,71 < \sigma_i < 1$	Moyennement classé
$1 < \sigma_i < 2$	Médiocrement classé
$2 < \sigma_i < 4$	Très mal classé

Tab.IV.1- Intervalles des valeurs de « *Inclusive Graphic Standard Deviation* » (σ_i) et leur interprétation selon la terminologie définie par Folk et Ward (1957).

L'« **Inclusive Graphic Skewness** » (SK_i) est calculé par la relation suivante :

$$SK_i = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

Ce paramètre informe sur l'enrichissement en particules grossières (asymétrie négative), l'enrichissement en particules fines mal triées (asymétrie positive), ou s'il y a symétrie de la distribution granulométrique de l'échantillon. L'interprétation des résultats obtenus est faite en faisant référence aux intervalles définis par Folk et Ward (1957) mentionnés dans le tableau IV.2.

Intervalles des valeurs	Interprétation
$+ 1,00 > SK_i > + 0,30$	Forte asymétrie vers les petites tailles
$+ 0,30 > SK_i > + 0,10$	Asymétrie vers les petites tailles
$+ 0,10 > SK_i > - 0,10$	Symétrie granulométrique de l'échantillon
$- 0,10 > SK_i > - 0,30$	Asymétrie vers les grandes tailles
$- 0,30 > SK_i > - 1,00$	Asymétrie vers les grandes tailles

Tab.IV.2- Terminologie du l'« *Inclusive Graphic Skewness* » (SK_i) définie par Folk et Ward (1957)

Le « **Kurtosis** » (K_G) est l'indice d'acuité du mode, il mesure l'angulosité de la courbe des fréquences, c'est à dire le degré de concentration ou au contraire de dispersion du mode. Plus la valeur du kurtosis est élevée et plus la taille des grains du sédiment est homogène. Si le mode est concentré dans des classes granulométriques restreintes, la distribution est dite leptocurtique, s'il est dispersé elle est dite platycurtique. L'interprétation des valeurs du « Kurtosis » est faite en référence aux intervalles définis par Folk et Ward (1957) (Tab.IV.3).

Intervalles des valeurs	Interprétation
$K_G < 0,67$	Courbe très platycurtique
$0,67 < K_G < 0,90$	Courbe platycurtique
$0,90 < K_G < 1,11$	Courbe mesocurtique
$1,11 < K_G < 1,50$	Courbe leptocurtique
$1,50 < K_G < 3,00$	Courbe très leptocurtique
$3,00 < K_G$	Courbe extrêmement leptocurtique

Tab.IV.3- Terminologie du « *Kurtosis* » (K_G) définie par Folk et Ward (1957).

IV.2- Pétrographie des minerais phosphatés

L'étude pétrographique des minerais phosphatés du djebel Kouif s'est basée sur neuf (09) échantillons prélevés de la couche principale. Cette dernière, d'une épaisseur dépassant souvent les 2 m (son mur, toujours recouvert, n'a pas été observé), affleurent d'une façon discontinue sur l'ensemble des entablements qui constituent le massif du Kouif (Fig.III.3). Elle est toujours surmontée par une assise carbonatée à passées de niveaux phosphatés, très riches en silex se présentant en lits, lentilles et rognons.

IV.2.1- Aspects macroscopiques des minerais phosphatés

L'examen macroscopique à partir des observations des affleurements sur terrain et des échantillons au laboratoire permet de distinguer des minerais phosphatés de différentes couleurs. En effet, nous avons distingué des minerais de couleur beige, grise, brun-marron et noirs. Cette couleur est en relation avec les proportions relatives des différents constituants de ces minerais. Les minerais de teintes sombres sont relativement plus enrichis en matière organique que ceux de teintes claires.

Les différents minerais phosphatés peuvent également être distingués sur la base de leur texture. Ainsi, dans le djebel Kouif nous avons distingué des minerais phosphatés peu durs, relativement friables constituant les minerais de la couche principale et des minerais plus durs, représentés par des niveaux d'épaisseur centimétrique de calcaires phosphatés intercalés dans l'assise à silex surmontant la couche principale. Les minerais phosphatés friables montrent souvent des grains grossiers millimétriques, rarement centimétriques, matérialisés par des coprolithes et des débris osseux qui donnent un aspect bioclastique voir des roches « détritiques » à ces minerais phosphatés.

IV.2.2- Aspects microscopiques des minerais phosphatés

L'examen microscopique des lames minces des échantillons prélevés à partir des minerais phosphatés de la couche principale a permis d'identifier des constituants phosphatés et des constituants non phosphatés.

IV.2.2.1- Les constituants phosphatés

Les différents constituants phosphatés, représentés par les pellets, les coprolithes, les fragments osseux et des lithoclastes, sont sertis par une phase de liaison de nature variable le plus souvent carbonatée ou argileuse (Planche IV.1).

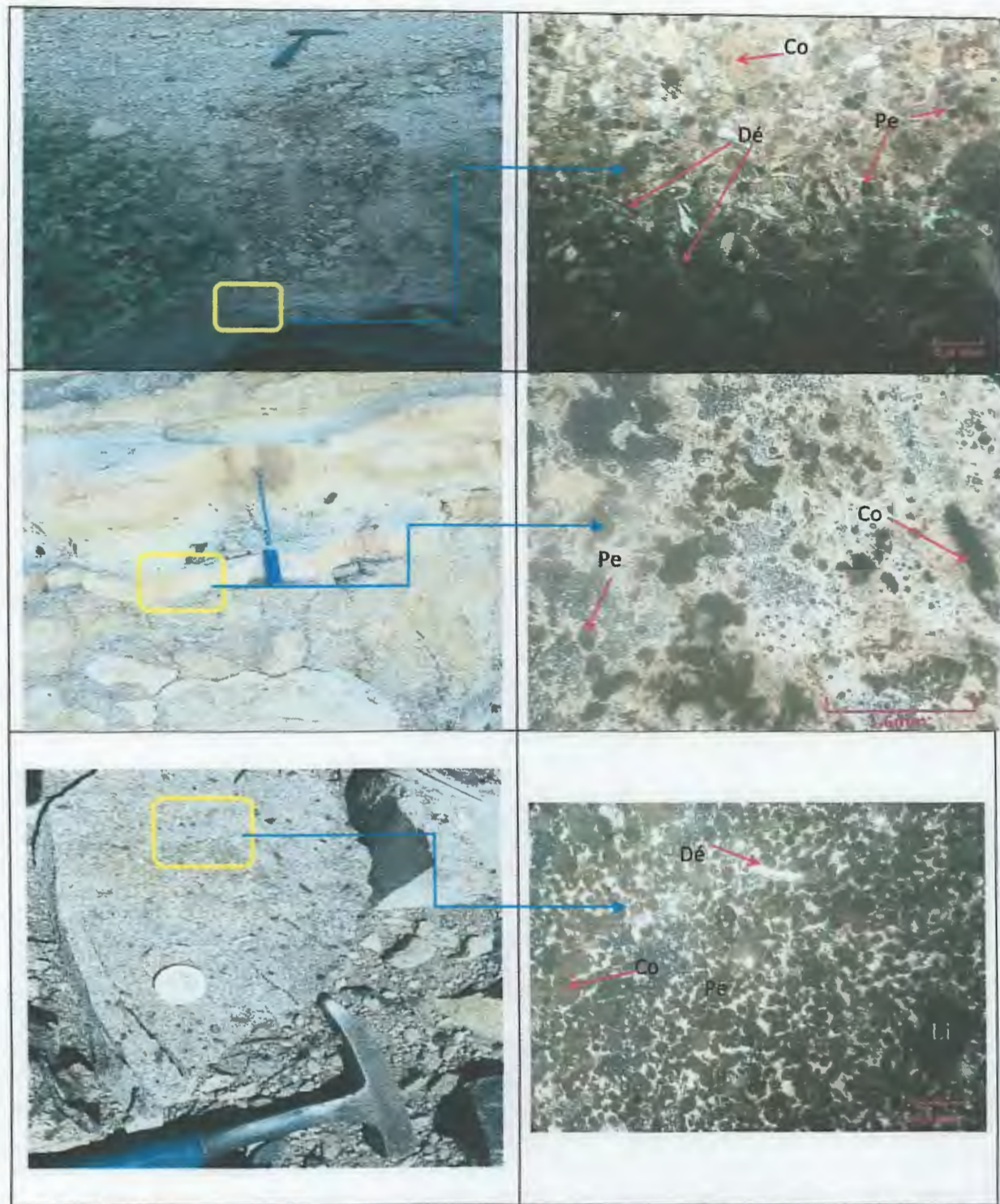


Planche IV.1- Aspects macroscopiques et microscopiques des minerais phosphatés du djebel Kouif.
 Légende : (Pe) : pellets, (Co) : coprolithes, (Dé) : débris osseux, (Li) : lithoclaste.

a) Les pellets

Ce sont des grains généralement de forme ovoïde de teinte sombre et ne montrant pas de structure interne. Ils sont d'origine fécale et représenteraient les rejets des excréments des différents organismes. Le plus souvent, leur granulométrie est assez bien calibrée.

b) Les coprolithes

Les coprolithes apparaissent en grains allongés parfois ovoïdes ou de forme rectangulaire. Leurs dimensions varient de 250 µm à plus de 1mm. Ils sont aussi d'origine fécale et représenteraient des excréments fossiles.

c) Les fragments organiques

Il s'agit principalement de débris osseux et de dents de poissons et plus rarement de fragments bioclastiques le plus souvent épigénisés en phosphates. Les dents de poisson, de taille variant entre 5 mm et 4 cm, sont très fréquentes dans les minerais phosphatés du djebel Kouif, notamment dans les affleurements situés dans la partie centrale de l'entablement du Kouif.

IV.2.2.2- Les constituants non phosphatés

Les constituants non phosphatés des minerais du djebel Kouif sont principalement représentés par le quartz et la glauconite. La glauconite de phosphates du dj. Kouif est de couleur verdâtre à vert brunâtre avec une taille variable de quelque centaine de micromètre à 1mm. Elle est souvent répartie entre les grains et se trouve liée au ciment carbonaté ou argileux (Planche IV.2).

IV.2.3- Conclusion

Les minerais phosphatés du djebel Kouif sont des phosphates d'origine marine comme l'atteste la présence de dents de poisson, de débris bioclastiques, de fragments osseux et de la glauconite. En fonction de la teneur en matière organique et des quantités relatives des autres constituants, leurs couleurs varient du beige au gris et même au noir. Ils sont caractérisés par une forte concentration de pellets et de coprolithe de forme le plus souvent ovoïde pour les pellets et allongés pour les coprolithes. Ils se présentent sous forme d'une couche principale dont l'épaisseur dépasse les 2,5m avec existence d'autres niveaux phosphatés moins importants dans l'assise riche en silex qui surmonte la couche phosphatée principale.

Il apparaît que la constitution pétrographique des phosphates du djebel Kouif est fortement similaire à celle de des phosphates du djebel Onk (Kechiched, 2011 ; Dassamiour, 2012).

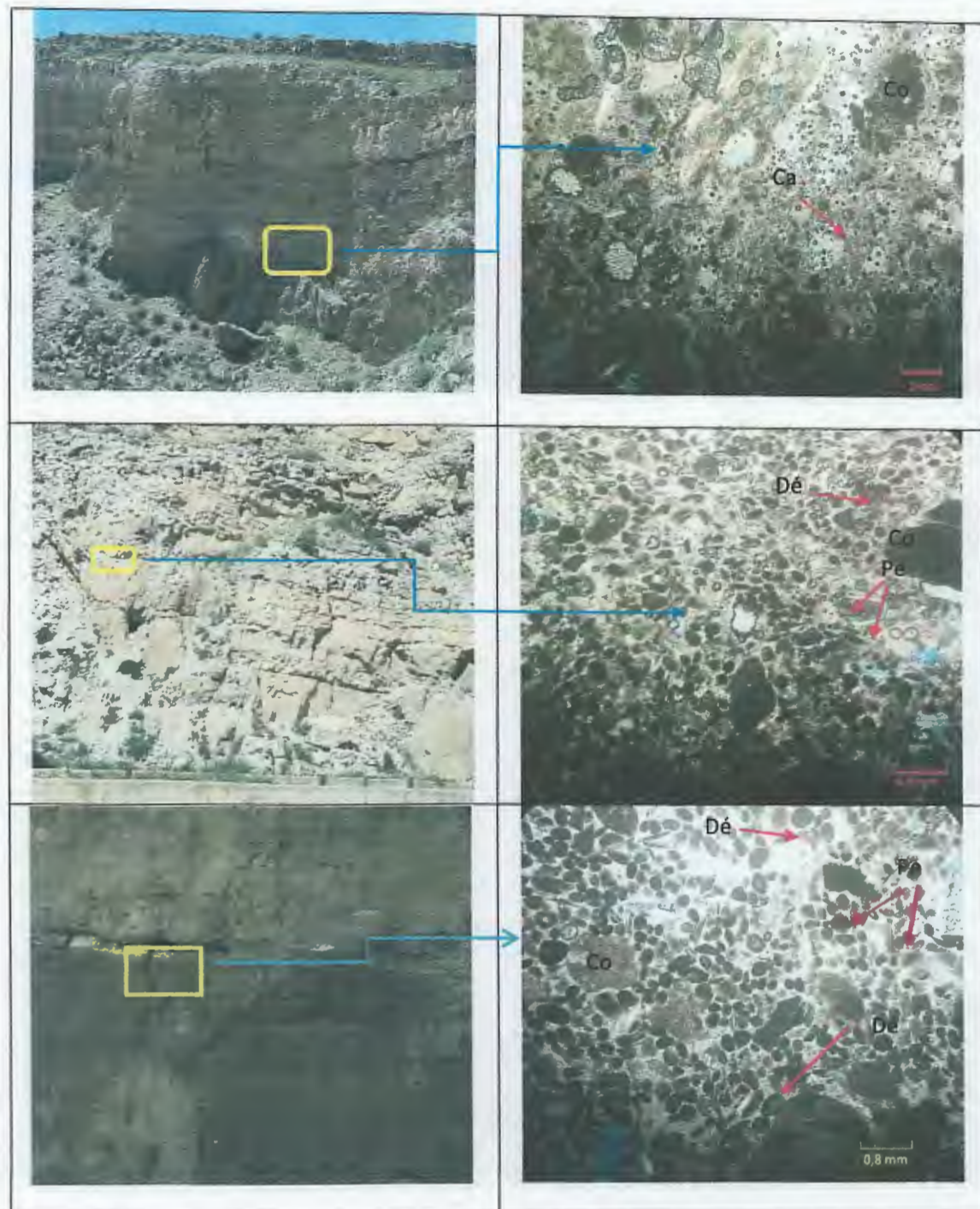


Planche IV.2-Aspects macroscopiques et microscopiques des minerais phosphatés du djebel Kouif.
 Légende : (Pe) : pellets, (Co) : coprolithes, (Dé) : débris osseux, (Gl) : Glauconite, (Ca) : carbonates.
 (Observations faites en lumière polarisée analysée).

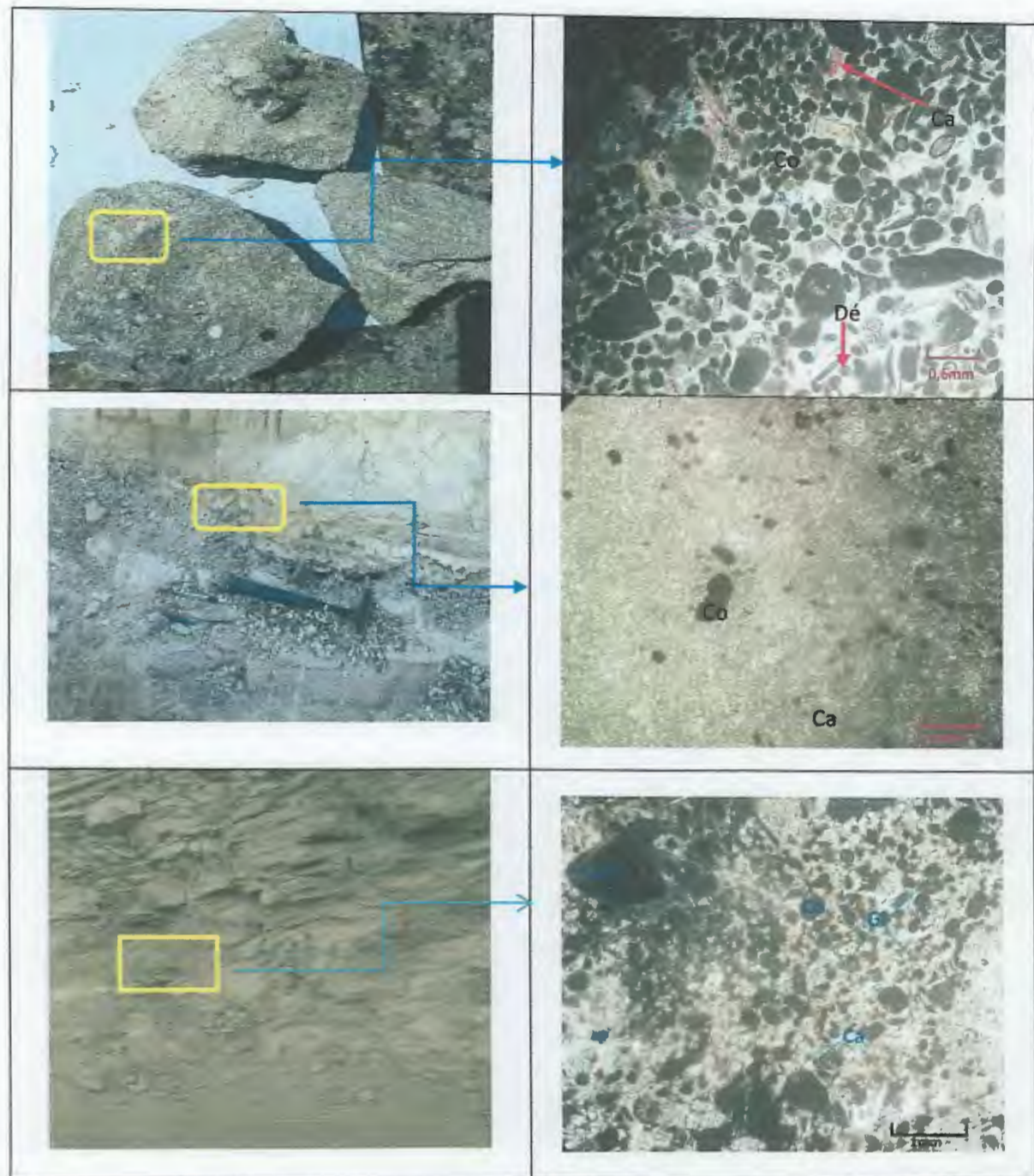


Planche IV.3-Aspects macroscopiques et microscopiques des minerais phosphatés du djebel Kouif.
 Légende : (Pe) : pellets, (Co) : coprolithes, (Dé) : débris osseux, (Gl) : Glauconite, (Ca) : carbonates.
 (Observations faites en lumière polarisée analysée).

IV.3- Analyse granulométrique des minerais phosphatés

Sur les neuf (09) échantillons prélevés, seuls six (06) ont pu faire l'objet d'analyses granulométriques. En raison de leur dureté, les deux autres échantillons n'ont pu être rendus meubles pour subir le tamisage granulométrique. Les échantillons analysés ont été prélevés sur le bord NE de l'entablement d'Ain el Bey (KP.A, KP.B et KP.3) et sur le bord NW de l'entablement du Kouif (KP.2, KP.6 et KP.7) (Fig.IV.1).

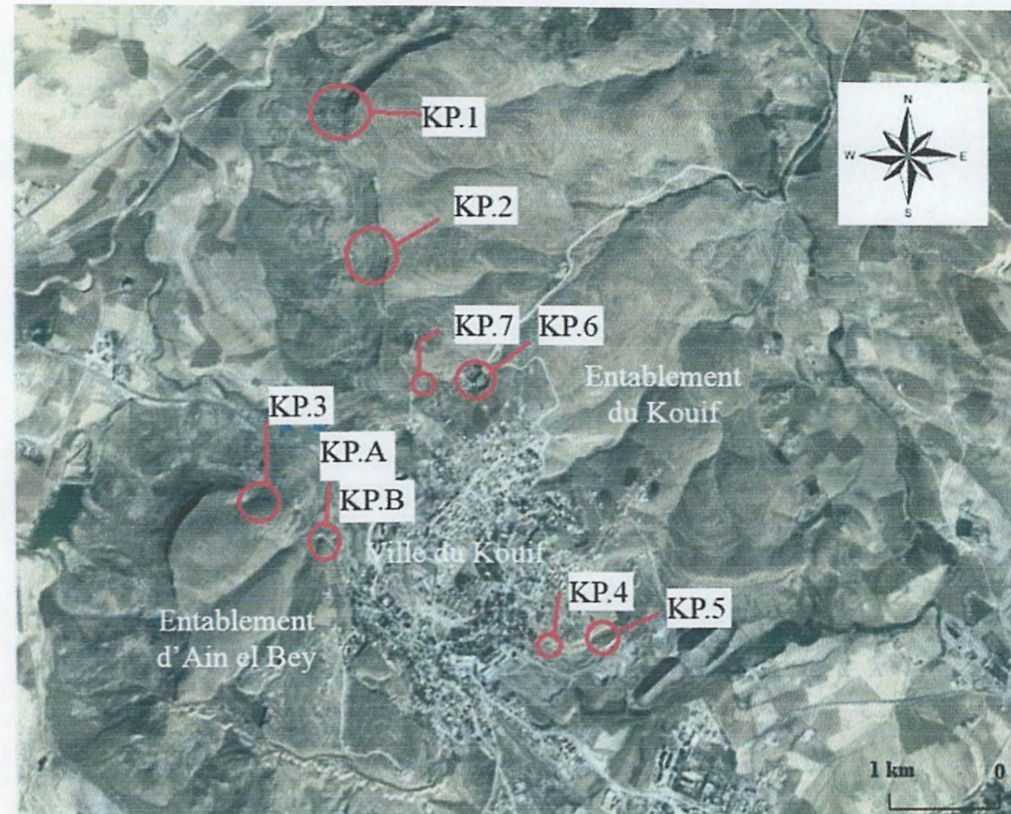


Fig.IV.4- Image « Google-Earth » montrant la localisation des échantillons.

IV.3.1- Analyse des courbes des fréquences

L'analyse des courbes de fréquence montre des ressemblances et des différences entre les différents échantillons (Fig.IV.2).

Ainsi, les échantillons KP.A, KP.B, KP.6 et KP.7 montrent des distributions granulométriques similaires caractérisées par une dominance de la fraction supérieure à 2 mm qui représente des pourcentages allant de 25 % (échantillon KP.6) à 30 % (échantillon KP.A) du poids de l'échantillon. Ces échantillons sont également caractérisés par la présence d'une deuxième population de grains montrant une distribution gaussienne dans les intervalles des tailles des grains compris entre 0,125 mm et 0,315 mm. Cette fraction représente des pourcentages compris entre 33 et 51 % du poids de l'échantillon (Tab.IV.1).

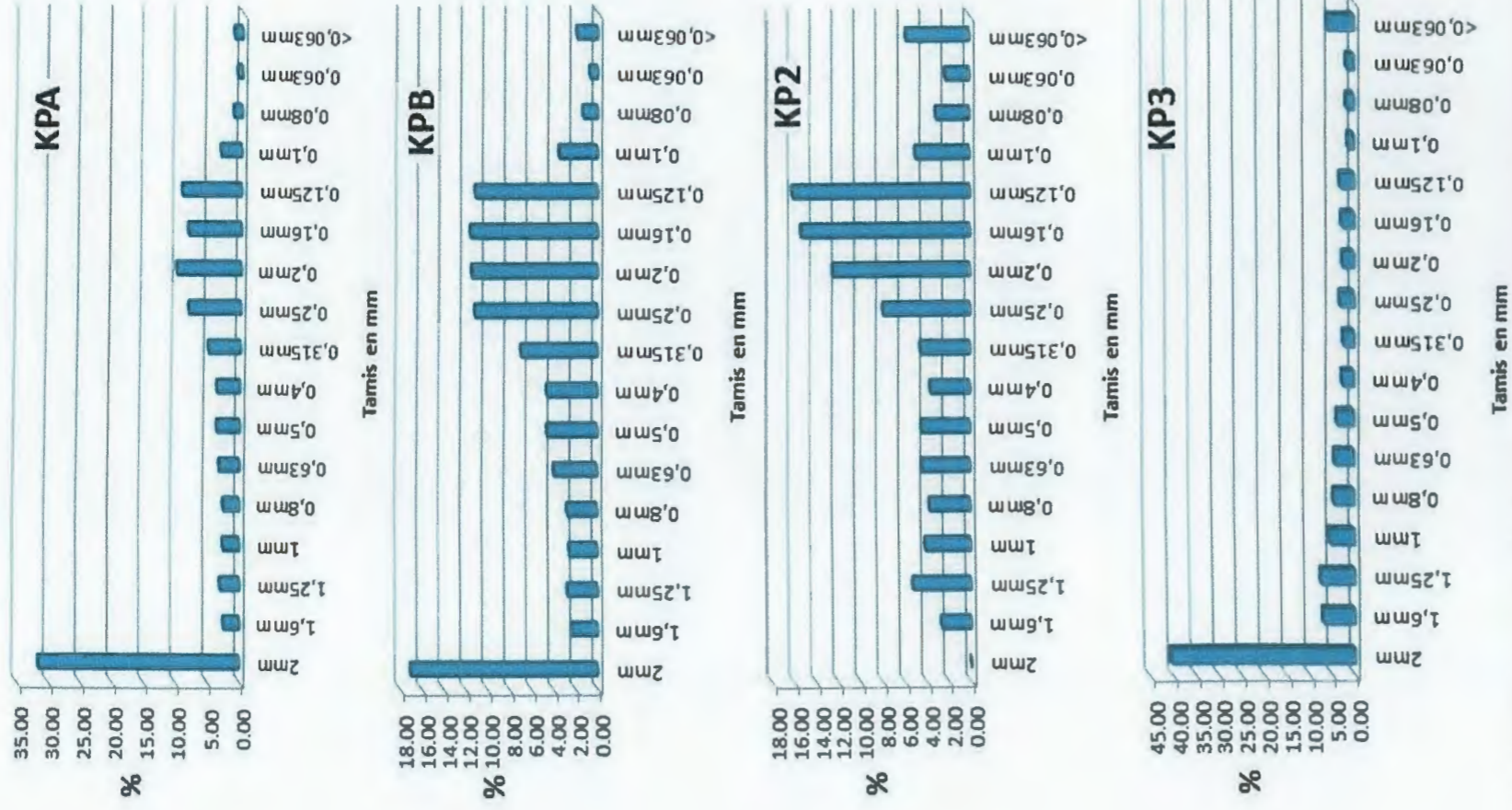


Fig.IV.5-Histogrammes des fréquences des différents échantillons phosphatés.

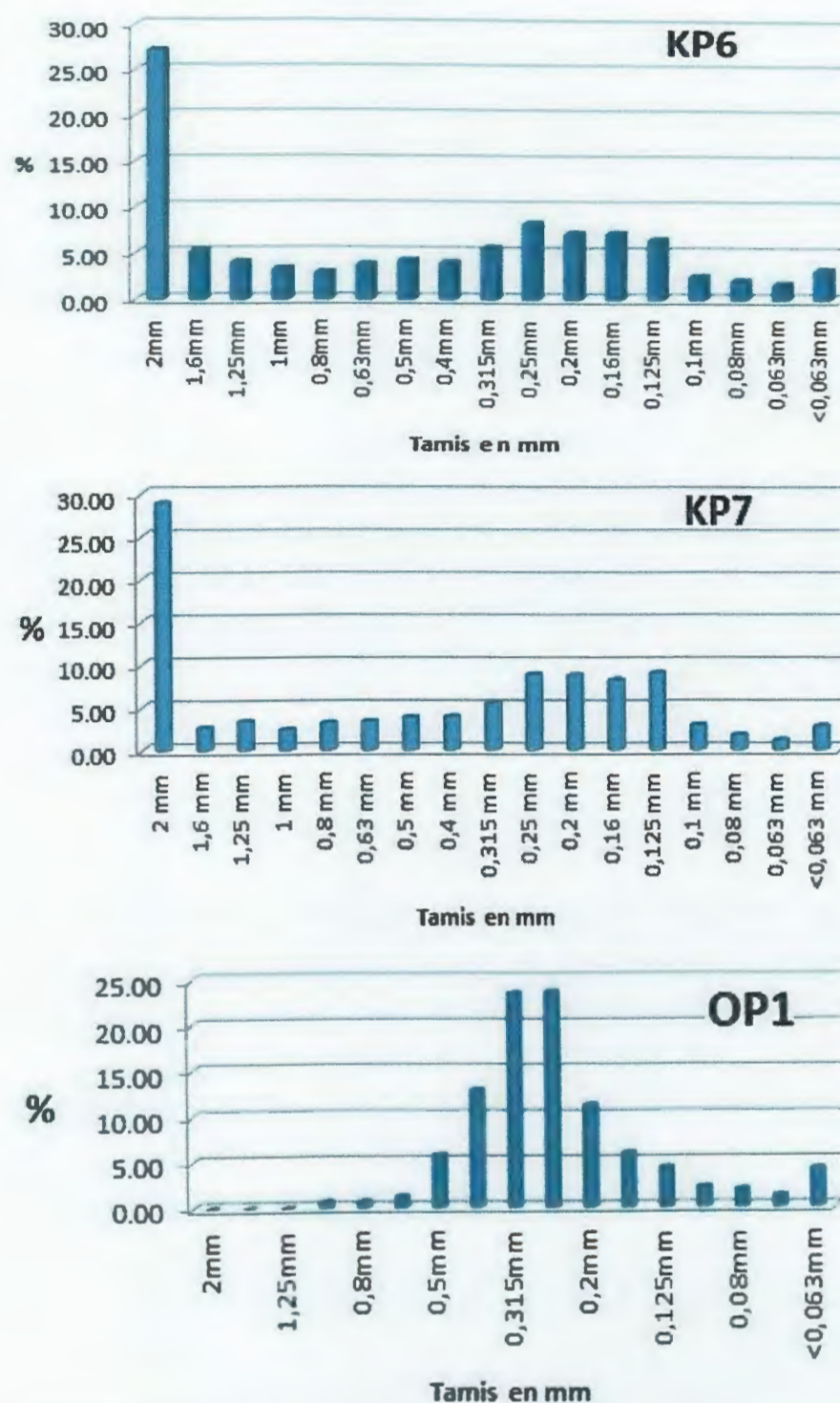


Fig.IV.6 (suite)- Histogrammes des fréquences des différents échantillons phosphatés.

L'échantillon KP.3 montre également une prédominance de la fraction supérieure à 2 mm qui représente 40 % du poids de l'échantillon. Cependant, dans cet échantillon la fraction inférieure à 2 mm ne semble pas se concentrer dans l'intervalle compris entre 0,125 mm et 0,315 mm, elle est plutôt régulièrement répartie sur l'ensemble des classes inférieures à 2 mm (Fig.IV.2).

Echantillon	Fraction > 2 mm	Fraction comprise entre 0,125 et 0,315 mm
KP.A	30 %	37 % du poids de l'échantillon
KP.B	17 %	51 %
KP.2	0 %	54 %
KP.3	40 %	7 %
KP.6	27 %	33 %
KP.7	28 %	36 %
OP.1	0 %	66 %

Tab.IV.4-Pourcentages relatifs de la fraction supérieure à 2 mm et de la fraction comprise entre 0,125 et 0,315 mm dans les différents échantillons de phosphate du Kouif et du djebel Onk.

L'échantillon KP.2 se distingue des autres échantillons du Kouif par l'absence de la fraction supérieure à 2 mm. Il est par contre caractérisé par la présence de la fraction comprise entre 0,125 mm et 0,315 mm qui représente 54 % du poids de l'échantillon (Fig.IV.2 et Tab.IV.4). A titre comparatif, nous avons également effectué une analyse granulométrique sur un échantillon de phosphate provenant du gisement de Kef Sennoune du djebel Onk (échantillon OP.1). Les données obtenues ont permis de tracer l'histogramme ou courbe de fréquence qui montre une granulométrie dépourvue de la fraction supérieure à 2 mm et la présence de la fraction comprise entre 0,125 mm et 0,315 mm représentant 66 % du poids de l'échantillon (Fig.IV.2 et Tab.IV.4). Cet échantillon présente donc une distribution granulométrique similaire à celle de l'échantillon KP.2 provenant du Kouif et se distingue des autres échantillons du Kouif par l'absence de la fraction supérieure à 2 mm.

IV.3.2- Analyse des paramètres granulométriques déduits des courbes cumulatives

Les résultats de détermination des quatre paramètres granulométriques sont récapitulés dans le tableau IV.5. Ils montrent que les minerais phosphatés du Kouif sont caractérisés par des valeurs de Mz comprises entre 0,59 et 1,91 Φ traduisant une granulométrie de ces phosphates moyenne à grossière. Les valeurs de « l'Inclusive Graphic Standard Deviation » (σ_i) ou « sorting Index » qui exprime le classement du sédiment sont comprises entre 1,13 et 1,36 indiquant un classement médiocre. Elles se distinguent de celle du minerai phosphaté de Kef Es Senoune qui est caractérisé par un classement moyen (Tab.IV.5). Les valeurs de l'« inclusive skewness » (S_{ki}) indiquent des distributions granulométriques asymétriques soit vers les petites tailles soit vers les grandes tailles. Les valeurs du Kurtosis sont comprises entre 0,49 et 1,51, elles indiquent des distributions granulométriques très platicurtiques ($K_G < 0,67$), mésocurtiques (K_G entre 0,90 et 1,11), leptocurtiques (K_G entre 1,11 et 1,50) ou très leptocurtiques (K_G entre 1,50 et 3,00).

Paramètres échantillons	Grain moyen (Mz)	Sorting index (σ_i)	Skewness (Sk_i)	Kurtosis (K_G)
KPA	1,25 Grain Moyen	1,13 Class. Médiocre	0,22 Asym vers les petites tailles	0,51 CTP
KPB	1,51 Grain Moyen	1,15 Class. Médiocre	-0,27 Asym vers les grandes tailles	0,57 CTP
KP2	1,91 Grain Moyen	1,36 Class. Médiocre	-0,43 Forte Asym vers les grandes tailles	1,05 CM
KP3	0,59 Grain Grossier	1,19 Class. Médiocre	0,37 Forte Asym vers les petites tailles	1,30 CL
KP6	1,19 Grain Grossier	1,24 Class. Médiocre	0,40 Forte Asym vers les petites tailles	0,49 CTP
KP7	1,31 Grain Moyen	1,20 Class. Médiocre	0,20 Asym vers les petites tailles	0,59 CTP
OP1	1,81 Grain Moyen	0,78 Class. Moyen	0,23 Asym vers les petites tailles	1,51 CTL

Tabl.IV.5-Valeurs des quatre paramètres granulométriques des minerais phosphatés du Kouif (CTP : Courbe Très Platicurtique, CM : Courbe Mésocurtique, CTL : Courbe Très Leptocurtique).

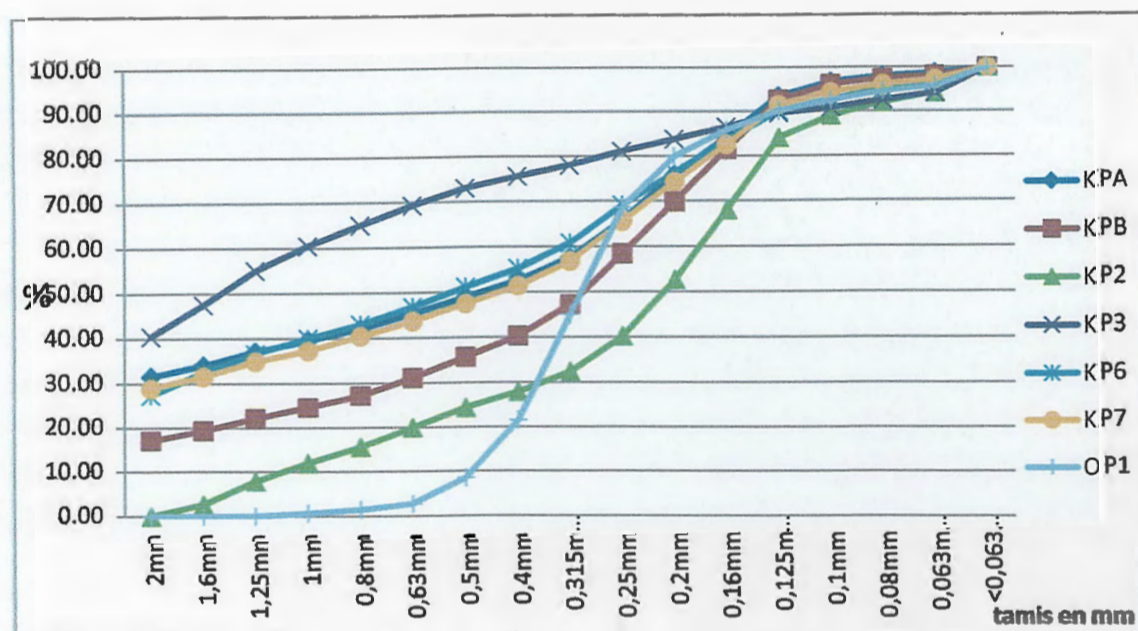


Fig. IV.7-Courbes cumulatives des échantillons phosphatés du Kouif

IV.3.3- Répartition des principaux constituants pétrographiques en fonction des classes granulométriques

Afin de voir la distribution des principaux constituants pétrographiques des minerais phosphatés en fonction des classes granulométriques obtenues par tamisage, nous avons effectué un tri et un comptage sous binoculaire des grains phosphatés distribués sur les différentes classes.

Nous rappelons que les différents grains constitutifs des minerais phosphatés de djebel Kouif sont représentés par les pellets, les coprolithes, les débris osseux et la glauconite (Planche IV.4). Les résultats des comptages sont donnés dans le tableau IV.6.

La fraction (tamis)	Poids	% des coprolithes	% des pellets	% des débris os	Autre minéraux
2,00 mm	33.71g	79 %	15 %	2 %	4 %
1,60 mm	4.50 g	85 %	2 %	8 %	5 %
1,25 mm	5.39 g	85 %	/	5 %	10 %
1,00 mm	4.97 g	90 %	2 %	5 %	3 %
0,800 mm	5.31 g	77 %	4 %	10 %	9 %
0,500 mm	8.98 g	75 %	8 %	10 %	7 %
0,400 mm	9.4 g	75 %	5 %	15 %	5 %
0,315 mm	13,75 g	20 %	60 %	10 %	10 %
0,250 mm	22,13 g	38 %	50 %	7 %	5 %
0,160 mm	22.96 g	16 %	80 %	3 %	1 %

Tab.IV.6-Résultats du tri et du comptage des différents grains constituant les minerais phosphatés du djebel Kouif en fonction des classes déterminées par l'analyse granulométrique par tamisage.

A la lecture de ces résultats, nous constatons que les fractions supérieures à 0,400 mm sont principalement constituées par les coprolithes et accessoirement par des pellets, des débris osseux et d'autres minéraux comme la glauconite et le quartz. Par contre les fractions inférieures à 0,315 sont constituées principalement par des pellets et accessoirement par des coprolithes et beaucoup moins par les débris osseux et d'autres minéraux.

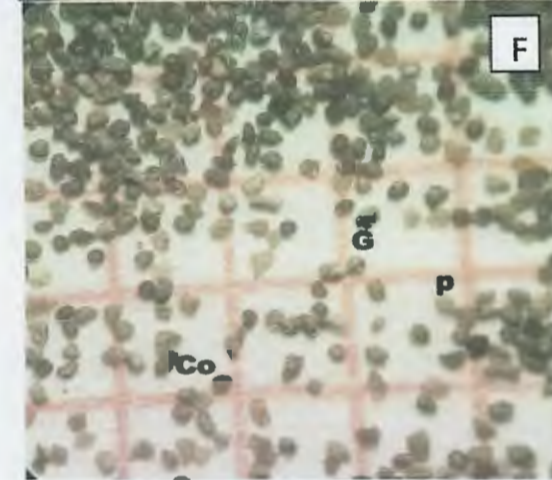
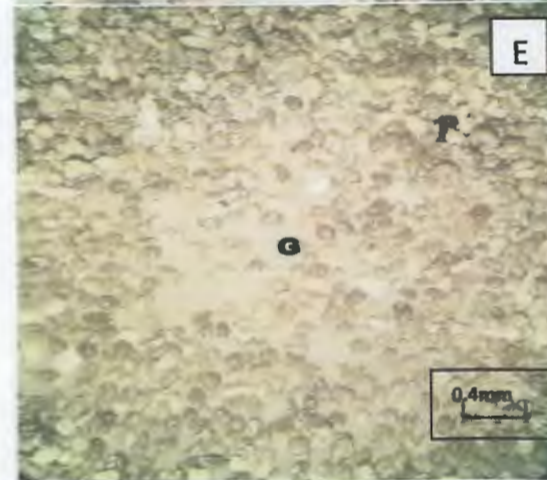
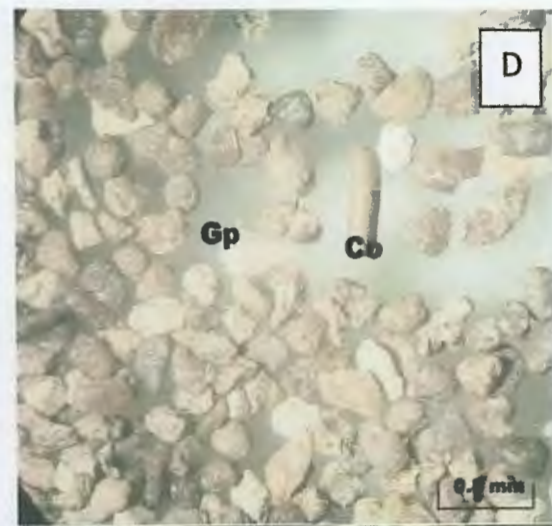
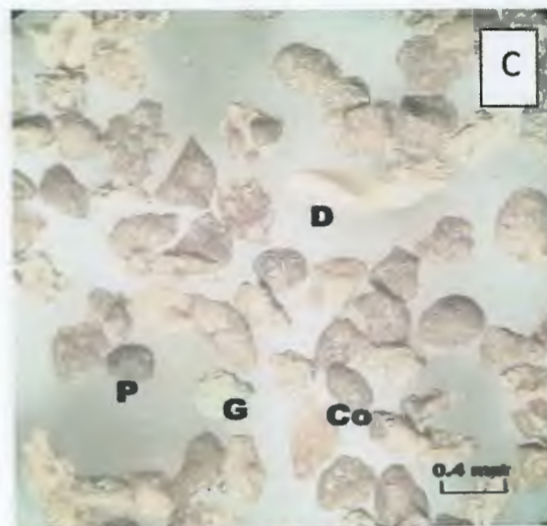
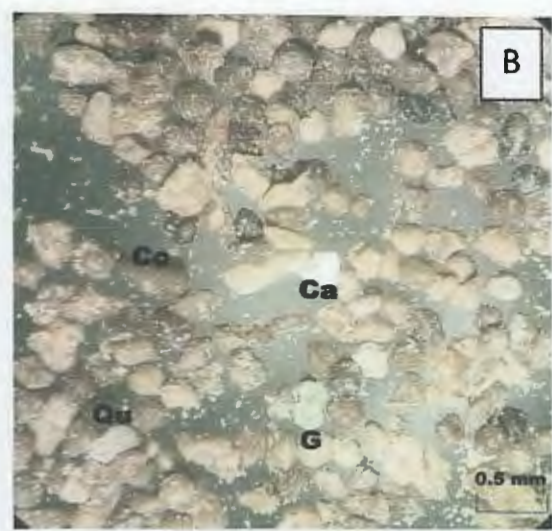
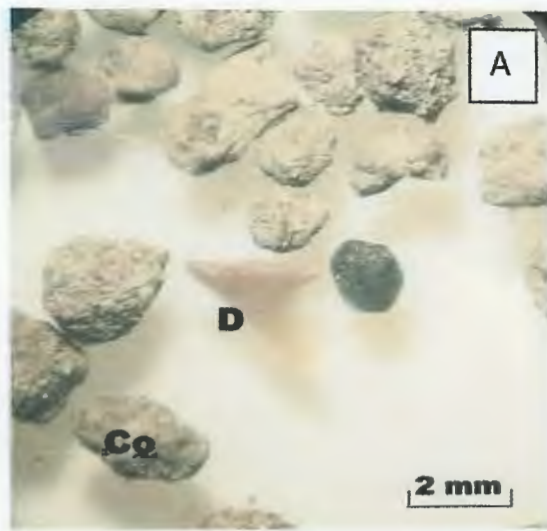


Planche IV.7-Aspects sous loupe binoculaire des principaux grains phosphatés constituant les minerais de djebel kouif. Légende : P :pellet, Co :coprolite, Gp :gypse, G :glocaunite, Qu :Quartz.

Sur les photos A, B, C et D il y a une dominance des coprolithes et sur les photos E et F une dominance des pellets.

IV.4- Conclusion générale

La région de Tébessa est caractérisée par la présence des phosphates sédimentaires d'origine marine. Ces derniers ont fait l'objet de ce mémoire

Djebel Kouif fait partie de l'atlas saharien oriental, il est situé à 30 km au NE de la ville de Tébessa. C'est un synclinal perché éocène qui recèle des minéralisations phosphatées stratiformes partiellement exploitées pendant la période coloniale. Ces minéralisations font partie d'une large province algéro-tunisienne marquée par une période de phosphatogénèse au cours du Paleocène-Eocène

Les minerais phosphatés du djebel Kouif affleurent d'une manière discontinue à la faveur de l'érosion qui a affecté les entablements éocènes. Le massif est en effet constitué par deux entablements séparés par une zone effondrée. Cette dernière constitue la zone privilégiée pour d'éventuelles campagnes d'exploration destinée à mettre en évidence la couche phosphatée principale épaisse de 2 à 3 m et qui a fait l'objet d'exploitation au niveau des petites falaises délimitant les deux entablements.

Les phosphates du djebel Kouif sont des phosphates d'origine marine de couleur beige, brune, grise ou noire. Ils sont caractérisés par une forte concentration de coprolithes (phosphate coprolithique) notamment dans les fractions grossières supérieures à 0,400 mm alors qu'ils deviennent principalement constitués par des pellets dans les fractions plus fines comprises entre 0,160 et 0,315 mm. La présence de dents de poisson, de débris bioclastiques et de glauconite milite pour une origine marine.

Sur le plan granulométrique, les minerais phosphatés du djebel Kouif peuvent être subdivisés en deux catégories : des phosphates grossiers riches en fraction supérieures à 2 mm et des phosphates moins grossiers, dépourvus de la fraction supérieure à 2 mm mais riches en fraction comprise entre 0,125 et 0,315 mm. Ce sont des sédiments caractérisés par un classement médiocre indiquant une genèse dans un environnement relativement agité.

Références bibliographiques

Arambourg C. et Signeux J. (1952) : Les vertébrés fossiles des gisements de phosphates (Maroc, Algérie, Tunisie). Notes et Mémoires, n°92, Service géologique, Direction de la production industrielle et des mines, Paris, France, 488 pages.

Beghoul M. (1974) : Etude géologique de la région des Hamimat (Sud-Est Constantinois). Application à la recherche pétrolière dans les confins algéro-tunisiens. Thèse Dr.-Ing, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 140 p

Bétier G. (1952) : Carte géologique de l'Algérie au 500.000^e (2^{ème} édition).

Blès J. L. et Fleury J J. (1970) : Carte géologique au 1/50 000^e de Morsott (feuille n° 178), Alger, Service géologique d'Algérie.

Bles L. (1969) : Contribution à l'étude des déformations cassante de la feuille Morsott (SE constantinois -Algérie) les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis, publ, serv, géol., Algérie (Nlle, série), Bull. n°39, p 8.

Boggs S. Jr. (2009): Petrology of sedimentary rocks. Cambridge University Press, Second Edition, 596 pages.

Bouzenoune A. (1993) : Minéralisations périadiapirique de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse Doct, d'Univ. Paris IV.

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

Dassamiour M. (2012) : Eléments en traces et valorisation des minerais de phosphate du gisement de Kef Essennoun – dj. Onk (Algérie orientale). Thèse de Doctorat en Sciences, Université Badji Mokhtar d'Annaba, 204 pages.

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

De Siter L.U. (1964): Structure geology. Inter series in the earth science, 2eme édition, Mc Graw Hill Book company, New-York, san francisco, Toronto, London. (pp.103-105, 225-227, 230-231).

- Dubourdiou G. (1956)** : Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Thèse des Sciences, Paris, Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin N° 10, Vol. 1, 659 p.
- Dubourdiou G. et Durozoy G. (1950)** : Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). Bulletin du Service Géologique de France, T.XX, pp. 257-266.
- Dubourdiou G. (1959)** : Esquisse géologique du Djebel Mesloula (Algérie orientale). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, n.s, Bull., n°21, 162p.
- Fleury J.J. et Bles L. (1969)** : Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de Morsott n°178, Pub, ervice géologique de l'Algérie, Alger, 1970. P 9.
- Fleury J. J. (1969)** : Stratigraphie du Crétacé et de l'Eocène (Aptien à Lutétien) de la feuille de Morsott n°178, Publ service géologique de l'Algérie Nlle série, Bull. n° 39, p155.
- Folk, Ward (1957)**: statistical parameters were calculated for all samples by computer. On the basis of grain-size parameters
- Flandrin F. (1948)** : Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique Algérien. Bull.Serv. Carte géol. Algérie, 2e série, n°19, 340p
- Herkat M. (1999)** : La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès : Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne (USTHB), Algérie, 816 pages.
- Kowalski W.M., Hamimed M. (2000)** : Diapirisme polyphasé ou glacier de sel dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens Vol.11, n°1, pp.29-60.
- Kechiched (2011)** : Typologie géochimique et géostatistique des minerais dephosphates du gisement de Bled El Hadba – Djebel Onk (Algérie Orientale)
- Jasinski S.M. (2017)**: Phosphate rock. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, pp.125-126.
- Kazi Tani N. (1986)** : Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doct. ès Sciences, Univ.Pau et des pays de l'Adour, 2 tomes.

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

Laffite P. (1939) : Etude géologique des Aurès. Thèse de doctorat. Bull. serv. Carte géol.

Algérie, 2e série, n° 15, 484 p

Masse J. P. & Thieuloy J. P. (1979) : Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. Géol. de France, 7, XXI, p.65-71.

Mattauer. (1967) : Introduction à la microtectonique. Science et progrès, la nature, Dunod édition ; n°3383 pp.81-89.

McKelvey V. E. (1973): Abundance and distribution of phosphorus in the lithosphere: in Environmental Phosphorus Handbook: Wiley, New York, pp. 13-31.

Perthuisot V. (1978) : Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse de Doctorat, Ecole normale supérieure, Paris, France, 312 p.

Pufahl P. K. and Croat L. A. (2016): Sedimentary and igneous phosphate deposits: formation and exploration: An invited paper. Economic geology, Vol.112, n°03, pp.483-516

Sami L. (2011): Caractérisation géochimique des minéralisations à Pb-Zn, F, Ba, Cu, Fe et Hg des confins Algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et des Technologie Houari Boumediene (USTHB), 360 pages.

Slansky M. (1975) : Disponibilité et besoins futurs en minerais phosphatés compte tenu de la lutte anti-pollution et de nouvelles applications possibles. Rapport Bureau de Recherches Géologiques et Minières 75 SGN 219 GEO, France, 69 pages.

USGS (2011): Phosphate rock. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, pp.118-119.

USGS (2017): Phosphate rock. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, pp.125-126.

Zaïer A.; Beji-Sassi A.; Sassi S. et Moody R. T. J. (1998): - Basin evolution and deposition during the early Paleogene in Tunisia. In MacGregor et al eds: "Petroleum geology of north Africa. Geological Society Special Publication, n°132, pp.375-393.

Vila J.-M. (1995) : Première étude de surface d'un grand "glacier de sel" sous-marin : l'est de la structure Ouenza-Ladjebel-Meridef (confins algéro-tunisiens). Proposition d'un scénario de mise en place et comparaisons. – *Bull. Soc. géol, France*, **166**, (2), pp.149-167.

Zepf V., Reller A., Rennie C., Ashfield M. & Simmons J. B. P. (2014): Materials critical to the energy industry. An introduction. 2nd edition.

www.bp.com/energysustainabilitychallenge.

<http://www.ocpgroup.ma>

<https://www.planetoscope.com/matieres-premieres/527-production-mondiale-de-phosphates.html>

https://www.encycloecolo.com/Epuisement_des_ressources_naturelles

http://www.plancton-du-monde.org/module-formation/phyto_02.html

