

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'enseignement Supérieur et de la recherche Scientifique
Université Badji Mokhtar – Annaba
Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie



Thèse

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

Doctorat LMD

Spécialité : Ressources minérales, géomatériaux et environnement

Par : **ABDELMOUMENE Ouafa**

Thème :

**Les indices de phosphate de la région de Souk Ahras;
caractérisation sédimentologique et géochimique**

Thèse soutenue le 21 Juin 2026 devant le jury composé de :

N°	Nom et prénom	Grade	Etablissement	Qualité
01	HALIMI Fahima	MCA	Université Badji Mokhtar -Annaba	Président
02	TLILI Mohamed	MCA	Université Badji Mokhtar -Annaba	Directeur de thèse
03	LAOUAR Rabah	Professeur	Université Badji Mokhtar -Annaba	Co-directeur de thèse
04	BOUHLEL Salah	Professeur	Université El Manar-Tunis	Examineur
05	DAAS-AMIOUR Mohamed	Professeur	Université Frère Mentouri-Constantine	Examineur
06	LEKOUI Abdelmalek	MCA	Université Med Seddik Benyahia-Jijel	Examineur

Année Universitaire : 2025/2026

Remerciements

الحمد لله وحده

« وما توفيقي الا بالله »

«Ma réussite vient uniquement de Dieu»

(Le Saint Coran)

« Et tu verras les montagnes – tu les crois figées – alors qu’elles passent comme des nuages. Telle est l’oeuvre d’Allah qui a tout façonné à la perfection. Il est Parfaitement Connaisseur de ce que vous faites ! »

Le Coran - An Naml-27-88-

◆ Remerciements ◆

Je dis Merci à ...

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, le Dr. **Mohamed Tlili**, qui n’a jamais cessé de me guider tout au long de ce travail. Ses conseils avisés, son encadrement rigoureux et ses orientations ont largement contribué à l’avancement de cette recherche. Je le remercie également pour sa disponibilité, l’intérêt qu’il a porté à ce travail et à poursuivre mes explorations dans le domaine de la recherche scientifique.

Mes sincères remerciements s’adressent également au Pr. **Rabah Laouar**, mon co-directeur de thèse, pour son soutien indéfectible, ses précieux conseils, son encadrement rigoureux et ses orientations tout au long des différentes étapes de mon parcours doctoral. Sa disponibilité et son expertise scientifique approfondie ont joué un rôle déterminant dans mon développement académique et scientifique.

« À tous deux, j’adresse un grand merci pour l’empreinte marquante qu’ils ont laissée sur mon parcours et sur le chemin de la recherche scientifique ».

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à la Professeure Mme **Sihem Salmi-Laouar** pour ses conseils avisés, sa grande disponibilité et l'intérêt sincère qu'elle a constamment porté à mon travail. Son soutien indéfectible et ses encouragements continus ont constitué une source de motivation essentielle ayant contribué de manière significative à l'aboutissement de cette thèse.

Je souhaite exprimer ma sincère gratitude au Pr. **Rabah Kechiched** de l'Université de Ouargla pour son aide précieuse durant l'ensemble de ce travail. Je lui suis particulièrement reconnaissant pour ses conseils éclairés, son soutien constant et le rôle déterminant qu'il a joué dans le développement de mon parcours et de ma carrière scientifique.

Mes vifs remerciements s'adressent également aux **membres du jury** : Dr. **Halimi Fahima**, Pr. **Bouhleb Salah**, Pr. **Daas-Amiour Mohamed** et Dr. **Lekoui Abdelmalek** pour l'intérêt qu'ils ont porté à ma recherche, en acceptant d'examiner ce travail et de l'enrichir par leurs pertinentes propositions.

Je voudrais remercier, Dr. **Olivier Bruguier** et Dr. **Delphine Bosch**, de l'Université de Montpellier (France), pour leur aide dans la réalisation des analyses chimiques au laboratoire de Géoscience (ICP-MS) lesquelles ont largement contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude au Pr. **Ali Tlili** de l'Université de Sfax (Tunisie) et Dr. **Hechmi Garnit** de l'Université de El Manar (Tunisie) pour leur aide précieuse dans la réalisation des analyses chimiques et minéralogiques au laboratoire de minéralogie de la Faculté des Sciences de l'Université de Sfax.

Un grand merci à tous mes enseignants du **département de Géologie** à l'Université d'Annaba qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce travail, dont cette thèse.

Nous exprimons notre sincère gratitude à l'**Université Badji Mokhtar d'Annaba** pour avoir

financé cette initiative de formation. Nous remercions tout particulièrement les responsables du **département de géologie d'Annaba** pour leur soutien dans les tâches administratives.

Nous remercions également Mr. **Djafar Alem** pour ses efforts dans la préparation des échantillons et la réalisation des lames minces, ainsi que pour ses encouragements. Je remercie le Dr. **Abdallah Chabbi** pour son aide lors des travaux de terrain sur l'indice de phosphate de Ain Ghorab. Aussi, nous remercions Mr. **Mourad Zaabat**, Mr. **Mustapha Metiri** et Mr. **Hicham Brahmia** pour leur assistance lors des analyses SEM-EDS réalisées à l'Université d'Oum El Bouaghi et à l'École des mines d'Annaba.

◆ *Dédicace* ◆

Je dédie ce travail :

À ma chère mère,

À mon cher père,

Qui n'ont jamais cessé, de formuler des prières à mon égard, de me soutenir et de m'épauler pour que je puisse atteindre mes objectifs.

À mes chères sœurs, Maroua et son mari, Meriem et Rayen

À ma famille,

À toutes mes copines, en particulier, Rym, Bisma, Faten et rayen.

À tous ceux qui ont cru en moi, et m'ont encouragée tout au long de ce parcours.

ABDELMOUMENE
Ouafa

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

Remerciements	i
Table des matières	iv
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xii
Liste des planches	xiii
Résumé	xv
Abstract	xvii
ملخص	xviii
INTRODUCTION GENERALE.....	1

CHAPITRE I CADRE GEOLOGIQUE REGIONALE

I.1. Cadre géographique des secteurs d'étude	5
I.2. Cadre géologique	6
I.2.1. Aperçu sur la géologie de la chaîne des Maghrébides.....	6
I.2.1.1. Domaine interne	7
I.2.1.2. Le domaine des Flyschs	7
I.2.1.3. Le domaine externe.....	8
I.3. Historique des travaux antérieurs.....	9
I.3.1. Historique des travaux géologiques effectués dans le Nord algérien.....	9
1.3.2. Bref historique des travaux géologiques dans la région de Souk Ahras.....	10
I.4. Litho-Stratigraphie	11
I.4.1. Les formations du Mésozoïque.....	11
I.4.1.1. Le Trias.....	11
I.4.1.2. Le Jurassique	11
I.4.1.3. Le Crétacé.....	12
I.4.2. Les formations du Cénozoïque.....	14
I.4.2.1. Le Paléogène.....	14
I.4.2.2. Le Néogène.....	16
I.4.3. Les formations Plio-Quaternaire.....	17
I.5. Cadre structural régional.....	17
I.6. Évolution paléogéographique et géodynamique.....	18
I.6.1. Au Trias	18
I.6.2. Au Jurassique.....	19
I.6.3. Au Crétacé	19

I.6.4. Au Paléogène	20
I.6.5. La phase atlasique fini – Eocène (Lutétien – Priabonien).....	21
I.6.6. La période Oligocène – Burdigalien inférieur « Période de détente ».....	22
I.6.7. La phase miocène inférieur (Burdigalien – Langhien inférieur).....	22
I.6.8. Miocène supérieur- Pliocène	23
I.7. Les minéralisations phosphatées.....	23
I.8. Paléogéographie des phosphates des bassins algéro-tunisiens.....	25
Conclusion	28

CHAPITRE II

LITHO-BIOSTRATIGRAPHIE

II.1. Lithostratigraphie	29
II.1.1. Géologie des affleurements du nord de Souk Ahras.....	29
II.1.1.1. Secteur du Ain Ghorab	29
II.1.1.2. Secteur du Ain Aziz	35
II.1.2. Géologie des affleurements sud de Souk Ahras.....	44
II.1.2.1. Secteur du Djebel Dekma.....	44
II.1.3. Géologie des affleurements nord de la région de Guelma	48
II.1.3.1. Secteur de Oued Halia	48
II.2. Biostratigraphie et Attribution à l'Éocène.....	55
II.2.1. Données biostratigraphiques générales.....	55
II.2.2. Espèces et associations caractéristiques	55
II.2.2.1. Foraminifères planctoniques.....	55
II.2.2.2. Foraminifères benthiques.....	57
II.2.3. Biostratigraphie des phosphates	61
II.2.4. Corrélations et cadres chronostratigraphiques	62
II.2.5. Arguments complémentaires	62
II.2.6. Conclusion.....	63

CHAPITRE III

SEDIMENTOLOGIE

III.1. Microfaciès	64
III.1.1. Les microfaciès des séries carbonatées du nord de la région de Souk Ahras.....	64
III.1.2. Les microfaciès des séries carbonatées du sud de la région de Souk Ahras.....	68

III.2. Modèle sédimentologique.....	72
III.3. Découpage Séquentiel des Séries Carbonatées du Paléogène Inférieur dans la Région de Souk Ahras.....	74
III.3.1. Séquences du Nord de la Région de Souk Ahras (Ain Ghorab et Ain Aziz).....	75
III.3.1.1. Contexte et critères de découpage	75
III.3.1.2. Séquence 0 : Prisme de Haut Niveau (PHN) – Régression thanétienne terminale	75
III.3.1.3. Séquence S1 : Transgression Éocène basal – Profondeur maximale.....	75
III.3.1.4. Séquence S2 : Régression yprésienne – Plate-forme externe.....	76
III.3.1.5. Interprétation séquentielle globale.....	77
III.3.2. Séquences du Sud de la Région de Souk Ahras (Djebel Dekma).....	78
III.3.2.1. Contexte et critères de découpage.....	78
III.3.2.2. Séquence inférieure : Transgression initiale.....	78
III.3.2.3. Séquence intermédiaire : Plate-forme optimale – Nummulites.....	78
III.3.2.4. Séquence supérieure : Régression et bioclastiques.....	79
III.3.2.5. Interprétation séquentielle globale.....	79
Conclusion	80

CHAPITRE IV

PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DE PHOSPHATES DE LA ZONE DES NAPPES (REGION DE SOUK AHRAS ET GUELMA)

IV.1. Etude pétrographique	81
IV.1.1. Méthodologie.....	81
IV.1.2. Phosphates du nord de la région de Souk Ahras.....	82
IV.1.2.1. Phosphates de Ain Ghorab et de Ain Aziz.....	83
IV.1.3. Phosphates du sud de la région de Souk Ahras.....	102
IV.1.3.1. Phosphates de Djebel Dekma	102
IV.1.4. Phosphates de Oued Halia (Nord de la région de Guelma).....	105
IV.2. Etude minéralogique	114
IV.2.1. Méthodologie.....	114

IV.2.2. Résultats et interprétations.....	114
IV.2.2.1. Phosphates de la partie nord de la région de Souk Ahras et Guelma.....	115
IV.2.2.2. Phosphates de la partie sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma).....	115
IV.3. MEB-EDS.....	117
IV.3.1. Méthodologie.....	117
IV.3.2. Résultats et interprétations.....	118
IV.3.2.1. Les particules séparées.....	118
IV.3.2.2. Lames mines.....	120

CHAPITRE V

GEOCHIMIE

V.1. Méthodologie.....	125
V.2. Résultats et interprétations.....	126
V.2.1. Eléments majeurs.....	127
V.2.2. Eléments en traces (ET).....	132
V.2.3. Eléments des terres rares (ETRs).....	140
V.2.4. Analyse de cluster et interprétation.....	146
<i>Conclusion</i>	149

CHAITRE VI

CONDITIONS PALEOENVIRONNEMENTALES DE SEDIMENTATION DES PHOSPHATES

VI.1. Normalisation des éléments de terres rares.....	150
VI.2. Comportement des éléments de terre rares à l'eau de mer.....	151
VI.2.1. Résultats obtenus.....	152
VI.3. Environnement paléo-sédimentaire et enrichissement en éléments de terres rares.....	155
VI.3.1. Anomalie du cérium.....	156
VI.3.2. Anomalie de l'euporium.....	160
VI.3.3. Anomalie de l'yttrium.....	162
VI.4. Effet de l'événement du maximum thermique de l'Éocène (ETM 2 et ETM 3).....	164
<i>Conclusion</i>	170
CONCLUSION GENERALE	171
REFERENCES BIOBLOGRAPHIQUES	175

Liste des figures

Liste des figures

Fig. 1 : Situation géographique des zones étudiées dans la région des nappes.....	5
Fig. 2 : Carte des principaux domaines paléogéographiques de la chaîne des Maghrébides (Durand-Delga et Fonboté, 1980 ; Vila, 1980 ; Chazot et al., 2017, modifié).....	6
Fig. 3 : Coupe transversale schématique montrant la structure du Ceinture de charriage des Maghrebides à l’Est de l’Algérie (Peybernès et al., 2002, modifié).....	9
Fig. 4 : Corrélation stratigraphique entre les unités principales de Souk Ahras (Chabbi et al., 2021)	13
Fig. 5 : a. Extrait de la carte géologique de la région de Souk Ahras à l’échelle 1/200000, illustrant la localisation de la zone d’étude ainsi que la position des dépôts de Ain Ghorab, de Ain Aziz et de Djebel Dekma (O. Merabet, 19885). b. Extrait de la carte géologique de la région de Constantine à l’échelle 1/200000, mettant en évidence la localisation de Oued Halia (Vila, 1977)	16
Fig. 6 : Coupe transversale structurale synthétisée à travers les principaux domaines structuraux de la zone de Souk Ahras (Chabbi et al., 2021).....	18
Fig. 7 : Affleurements des phosphates (gisements, niveaux et indices) liées aux formations du Paleocène-Eocène au nord-est algérien (Oussedik et al., 1979).....	24
Fig. 8 : Carte schématique montrant la reconstitution paléogéographique des bassins phosphatés algérien-tunisiens durant le Paléocène-Éocène (modifiée d’après Sassi, 1974 ; Burollet et Oudin, 1980 ; Winnock, 1980 ; Chaabani, 1995 ; Zaïer et al., 1998)	27
Fig. 9 : Vue panoramique de la barre calcaire de Ain Ghorab (nappe tellienne).....	30
Fig. 10. A : Localisation et lithologie d’affleurement de Ain Ghorab (Souk Ahras Nord). B : Localisation des échantillons prélevés au niveau de Ain Ghorab.....	33
Fig. 11 : A (Echantillon prélevé de la couche sommitale). B (La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire).....	35
Fig. 12 : Vue panoramique de la barre calcaire de Ain Aziz.....	36
Fig. 13 : Localisation et lithologie d’affleurement de Ain Aziz.....	38
Fig. 14 : Les faciès de l’encaissant du mur et du toit de niveau phosphaté.....	39
Fig. 15 : A (Echantillon prélevé de la couche basale). B (La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire).....	41
Fig. 16 : A (Calcaire phosphaté à glauconite (Gl)). B (Echantillon prélevé de ce faciès. C : La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire).....	42
Fig. 17 : A (Echantillon prélevé de ce faciès). B (La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire).....	44

Fig. 18 : Faciès à Nummulite de Djebel Dekma.....	45
Fig. 19 : Localisation et lithologie de l’affleurement de Djebel Dekma.....	49
Fig. 20 : La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire d’échantillon prélevé à Dj. Dekma	48
Fig. 21 : Carte de localisation de secteur de Oued Halia	49
Fig. 22 : Vue panoramique de l’affleurement de Oued Halia	50
Fig. 23 : Description lithologique des bancs au niveau de Oued Halia.....	50
Fig.24 : Localisation des échantillons prélevés au niveau de Oued Halia.....	53
Fig. 25 : A (Echantillon prélevé de ce faciès) ; B (La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire).....	55
Fig. 26 : Marne noir du secteur de Ain Aziz.....	65
Fig. 27 : Marne noire de Djebel Dekma.....	70
Fig. 28 : Répartition des principaux faciès rencontrés dans les différents secteurs étudiés.....	74
Fig. 29 : Schéma conceptuel du modèle de dépôt	74
Fig. 30 : A. Découpage séquentielle de la série carbonaté du nord de la région de Souk Ahras ; B. Séquence synthétique de cette série.....	77
Fig. 31 : Découpage séquentielle de la série carbonaté du sud de la région de Souk Ahras.....	80
Fig. 32 : Exemple de lame mince.....	82
Fig. 33 : La présence de la glauconite (Gl) de couleur verdâtre autour et au centre de pellets de secteur de Ain Ghorab	86
Fig. 34 : Microphotographies de coprolithes présentant la matière organique (MO).....	89
Fig. 35 : Microphotographies de coprolithes de Ain Ghorab, montrant le développement du processus de glauconitisation du bord et au cœur de la particule.....	91
Fig. 36 : Microphotographies de la glauconite (Gl) rencontré dans les phosphates de Ain Ghorab (a,b) et Ain Aziz (c,d).....	95
Fig. 37 : Microphotographies montrant les principaux types de bioclastes dans les phosphates étudiées à Ain Ghorab	97
Fig. 38 : Microphotographie montrant le ciment (Cmt) carbonaté et glauconieux de phosphates de Ain Ghorab et Ain Aziz	101
Fig. 39 : La présence de la matière organique.....	101
Fig. 40 : Microphotographies de pellets (Pel) phosphatés provenant du secteur de Djebel Dekma	102
Fig. 41 : Microphotographie de coprolithes (Cop) phosphatés de Djebel Dekma.....	103
Fig. 42 : Glauconites (Gl) provenant de phosphates de Djebel Dekma.....	104

Fig. 43 : Microphotographies montrant les principaux foraminifères planctoniques/ benthiques associés dans ce secteur.....	105
Fig. 44 : Microphotographies de pellets (Pel) associés aux phosphates de Oued Halia (Guelma)	107
Fig. 45 : Microphotographie de Glauconites (Gl) associées aux phosphates de Oued Halia	111
Fig. 46 : Microphotographies montrant les principaux foraminifères planctoniques/ benthiques associés dans ce secteur.....	112
Fig. 47 : Spectres de diffraction des rayons X réalisés sur les phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et de Oued Halia	115
Fig. 48 : Spectres de diffraction des rayons X réalisés sur les phosphates de Djebel Dekma	116
Fig. 49 : Images MEB des particules de phosphate provenant de la zone de nappe (Ain Ghorab et Oued Halia)	118
Fig. 50 : Image des résultats analytiques EDS de particules phosphatées provenant de la zone de nappe (Ain Ghorab et Oued Halia)	119
Fig. 51 : Image des résultats analytiques MEB/EDS de coprolithe provenant du secteur de Djebel Dekma.....	121
Fig. 52 : (a) Image MEB/EDS d'inclusion de la pyrite sur les bords d'un coprolithe de Ain Ghorab ; (b) Image MEB/EDS d'un quartz associé dans le ciment phosphaté de Djebel Dekma	122
Fig. 53 : (a) Observation au MEB de la MO dans l'exogangue du phosphate de Ain Ghorab ; (b) Image EDS de la MO ; (c) Observation au MEB de la MO dans la glauconite de Ain Ghorab ; (d) Image EDS de la MO... ..	123
Fig. 54 : (a) Observation au MEB de la MO située au centre de coprolithe associé au phosphate de Ain Aziz ; (b) Image EDS de la MO ; (c) Observation au MEB de la MO associée autour d'un coprolithe de Ain Aziz. (d) Image EDS de la MO.....	124
Fig. 55 : Diagrammes binaires de variation des éléments principaux des phosphates provenant des indices de Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma et Oued Halia	133
Fig. 56 : Diagrammes binaires de variation des éléments principaux des phosphates provenant des indices de Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma et Oued Halia	138
Fig. 57 : Analyse de cluster hiérarchique des dendrogrammes des (A) variables clr et (B) échantillons de regroupement.....	148
Fig. 58 : Modèles ETRs normalisés PAAS (McLennan, 1989) des échantillons étudiés.....	151

Fig. 59 : Diagrammes binaires (Sm/Pr)N vs (Sm/Yb)N (d'après Garnit et al., 2012 ; Kechiched et al., 2016).....	154
Fig. 60 : Diagrammes binaires (La/Yb)N vs (La/Sm)N (Reynard et al., 1999).....	155
Fig. 61 : Diagramme Pr/Pr* vs. Ce/Ce* (d'après Bau et Dulski, 1996).....	159
Fig. 62 : Diagramme Ce anomalie vs Nd (Wright et al., 1987).....	160
Fig. 63 : Les variations de ETRs par rapport à Eu/Eu* dans les phosphates de la zone des nappes.....	162
Fig. 64 : Diagrammes binaires de (a) La/Nd vs. Y/Y*, (b) Y/Y* vs. Ce/Ce*, et (c) La/Nd vs. Ce/Ce* (Fazio et al., 2007)	163
Fig. 65 : Répartition temporelle de la glauconite, du lignite, du phosphate et du fer oolithique du Paléogène dans différentes zones géographiques (à droite).....	166

Liste des tableaux

Liste des Tableaux

Tableau 1. Teneurs en éléments majeurs des phosphates de la roche totale provenant de la zone de nappe	129
Tableau 2. Teneurs en éléments majeurs des calcaires phosphatés de la roche totale provenant de la zone de nappe	130
Tableau 3. Teneurs en éléments traces des phosphates de roche entière provenant de la zone de nappe	135
Tableau 4. Teneurs en éléments traces des calcaires phosphatés de roche entière provenant de la zone de nappe	136
Tableau 5 : Abondance des éléments de terres rares dans les indices de phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et de Oued Halia	142
Tableau 6 : Abondance des éléments de terres rares dans les calcaires phosphatés de deux échantillons de Ain Aziz et de Djebel Dekma.....	143
Tableau. 7 : Concentrations des ETRs au PAAS «Post-Archean Australian Shale» (McClellan, 1989)	150
Tableau 8 : Résultats du calcul de l'anomalie en cérium (Cean) et Eu/Eu* de phosphates de la zones des nappes	158
Tableau 9 : Résultats du calcul de l'anomalie en cérium (Cean) et Eu/Eu* de calcaires phosphatés de la zones des nappes	158

Liste des planches

Liste des planches

Pl. 1 : Différents faciès de la barre calcaire de secteur étudié	32
Pl. 2 : Différents faciès du Nord de la barre calcaire de secteur de Ain Aziz.....	37
Pl.3 : Différents faciès du Sud « à Nummulite » de secteur de Djebel Dekma	46
Pl.4: Les faciès de Oued Halia (Guelma Nord).....	52
Pl. 5 : Photomicrographies des principales espèces planctoniques dans la barre calcaire de Ain Ghorab et Ain Aziz	57
Pl. 6 : Photomicrographie de calcaires packstone à calcisphère à foraminifères benthiques dans la barre calcaire de Ain Ghorab.....	58
Pl. 7 : Photomicrographie de calcaires packstone à calcisphère à foraminifères benthiques dans la barre calcaire de Ain Aziz	59
Pl. 8 : Photomicrographie des calcaires packstone à calcisphères à foraminifères benthiques, riche en Gl et Ph du sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma).....	60
Pl. 9 : Photomicrographie des calcaires packstone à calcisphère à Nummulite du sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma).....	61
Pl. 10 : Photomicrographie des calcaires wackestone à packstone à calcisphères à foraminifères planctoniques et benthiques riche en Gl et Ph du nord de la région de Souk Ahras (Ain Ghorab et Ain Aziz)	66
Pl. 11 : Photomicrographie des calcaires wackestone à packstone à calcisphères à foraminifères benthiques riche en Gl et Ph du sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma).....	69
Pl. 12 : Photomicrographie des calcaires packstone à calcisphère à Nummulites, bivalves et gastéropode de Djebel Dekma.....	71
Pl. 13 : Microphotographies de pellets (Pel) phosphatés de différentes formes de secteur de Ain Ghorab et de Ain Aziz	84
Pl. 14 : Microphotographies de la distribution de la matière organique (MO) dans les pellets de Ain Ghorab et de Ain Aziz	85
Pl. 15 : Microphotographies de coprolithes (Cop) représentant différentes tailles et formes de phosphates de Ain Ghorab et de Ain Aziz	88
Pl. 16 : Microphotographies de coprolithes (Cop) présentant de différentes inclusions de secteur de Ain Ghorab et de Ain Aziz.....	90
Pl. 17 : Microphotographies de pseudo-oolithes (PO) associées aux les phosphates de Ain Ghorab et Ain Aziz (a)	93

Pl. 18 : Microphotographies montrant la glauconite (Gl) de couleur verdâtre, se présentant sous forme de grains irréguliers ou intégrée à la matrice, dans les secteurs de Aïn Ghorab et de Aïn Aziz (d).....	96
Pl. 19 : Microphotographies montrant les principaux foraminifères associés dans le secteur de Ain Ghorab et Ain Aziz	99
Pl.20 : Microphotographies de coprolithes (Cop) associées aux phosphates de Oued Halia	108
Pl. 21 : Microphotographie de Pseudo-oolithes présentant différents types de nucleus.	110

RÉSUMÉS

RÉSUMÉ

Les indices de phosphate de Souk Ahras, situés au nord-est de l'Algérie, appartiennent à la province phosphogène éocène de la marge sud de la Téthys. Structurellement, ils appartiennent à la partie orientale de la zone des nappes de la chaîne des Maghébides, Afrique du nord. Ces phosphates se sont déposés durant l'Yprésien, et coïncident bien avec les événements du maximum thermique de l'Éocène (Eocène Thermal Maximum 2 et 3 (ETM2 et ETM3)), parmi des événements hyperthermiques mondiaux les plus marquants du Paléogène. Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques révèlent qu'ils se distinguent nettement des autres gisements phosphatés situés autour de la Paléo-île de Kasserine, tout au sud, et de ceux de la province phosphogène de l'Afrique du Nord et du Moyen Orient.

Les analyses pétrographiques montrent que ces phosphates sont principalement composées de pellets, de coprolithes, de pseudo-oolites avec des noyaux bioclastiques ou des tests de foraminifères planctoniques et de glauconite, alors que les investigations minéralogiques révèlent la présence d'une association composée principalement de carbonate fluor-apatite (CFA), de calcite et de rare quartz. L'enrichissement en matière organique, en sulfures (pyrite) et en glauconite indique un environnement réducteur, très probablement lié à l'événement Eocène Thermal Maximum 2 (ETM2) qui a prévalu pendant le dépôt de ces phosphates yprésiennes. Les teneurs élevées en Si, Al, Fe, Mg et K observées dans les phosphates étudiés constituent également une caractéristique de l'événement ETM2. Elles ont largement contribué à la formation de la glauconite, au développement des particules phosphatées, ainsi qu'aux processus de glauconisation et de cimentation glauconitique au sein de ces phosphates. La teneur en éléments sensibles à l'oxydoréduction, qui est également légèrement supérieure à celle enregistrée dans d'autres phosphates téthysiennes, plaide en faveur d'un environnement plus réducteur.

Par ailleurs, les caractéristiques texturales ainsi que la distribution des teneurs en terres rares dans ces phosphates témoignent d'un environnement de dépôt peu profond, oxygéné et ouvert. Ces données contrastées suggèrent l'influence d'apports d'eaux ascendantes au sein des bassins phosphatés. Ces apports pourraient également rendre compte de plusieurs paramètres géochimiques liés aux terres rares, tels que (1) la teneur similaire en Σ ETRs de ces phosphates, malgré leur enrichissement en glauconite, à celle des phosphates du bassin nord de la région de Tébessa ; (2) l'anomalie Ce plus prononcée ; (3) la teneur légèrement plus élevée en HREE ; et (4) le taux de sédimentation rapide observé à partir des données sur l'anomalie Nd vs Ce.

En plus de leur enrichissement en éléments de terres rares (Σ REE jusqu'à 400 ppm), les phosphates de la zone de nappe enregistrent aussi les événements thermiques maximaux les plus marqués de la transition Paléocène–Éocène, en raison de leur position paléogéographique ouverte vers l'océan Téthys, contrairement aux phosphates du sud de l'Algérie et de la Tunisie déposés dans un environnement plus confiné autour de la Paléo-île de Kasserine.

Mots clés : Glauconitisation, Terres rares, Événement ETM2, Souk Ahras.

ABSTRACT

The Eocene phosphogenic province along the southern edge of the Tethys is home to the phosphate residues of Souk Ahras in northeastern Algeria. In terms of structure, they belong to the eastern portion of the Maghrebides chain's nappe zone in North Africa. One of the most important global hyperthermal events of the Paleogene, the Eocene Thermal Maximum events 2 and 3 (ETM2 and ETM3), coincided with the deposition of these phosphates during the Ypresian. Furthermore, petrographic, mineralogical, and geochemical analyses show that they are distinct from other phosphate deposits in the southern Paleo-island of Kasserine as well as from those of the larger phosphogenic provinces in North Africa and the Middle East.

According to petrographic analyses, these phosphates are primarily made up of glauconite, pellets, coprolites, and pseudo-ooids with bioclastic cores or planktonic foraminiferal tests. According to mineralogical analyses, carbonate fluorapatite (CFA), calcite, and minor quartz form a dominant grouping. A reducing environment, probably connected to ETM2 during the deposition of these Ypresian phosphates, is indicated by the increased organic content, sulphides (pyrite), and glauconite. Elevated Si, Al, Fe, Mg, and K concentrations further define ETM2 and aid in the development of phosphatic particles, glauconite formation, and glauconitic cementation. A more reducing depositional environment is supported by the slightly higher content of redox-sensitive elements when compared to other Tethyan phosphates. Textural features and rare earth element (REE) distribution suggest a shallow, oxygenated, open marine setting, with evidence of upwelling influencing the phosphate basins. This upwelling possibly explains several REE-related geochemical characteristics, including (1) similar total REE (Σ REE) concentrations compared with northern Tébessa phosphates despite glauconite enrichment, (2) a pronounced Ce anomaly, (3) slightly elevated heavy REE (HREE) content, and (4) rapid sedimentation inferred from Nd vs. Ce anomaly data.

In contrast to southern Algerian and Tunisian phosphates deposited in a more constrained environment around the Paleo-island of Kasserine, the nappe-zone phosphates record the most prominent thermal maxima of the Paleocene–Eocene transition in addition to their REE enrichment (REE up to 400 ppm), reflecting their paleogeographic position open to the Tethys Ocean.

Keywords: Glauconitization, Rare earth elements, ETM2 events, Souk Ahras.

الملخص

تتنمي مؤشرات الفوسفات في سوق أهراس، الواقعة في شمال-شرق الجزائر، إلى الإقليم الفوسفوجيني الإيوسيني لهامش بحر التيثيس الجنوبي. ومن الناحية الهيكلية، تندرج ضمن الجزء الشرقي من نطاق النُّبَات في سلسلة المغرب (الماغربيدات) بشمال إفريقيا. ترسبت هذه الفوسفات خلال العصر الإيبريسي (Yprésien)، وتتزامن بشكل واضح مع أحداث الذروة الحرارية للإيوسيني (الذروة الحرارية للإيوسيني 2 و3؛ ETM2 وETM3)، وهي من بين أبرز الأحداث فائقة الاحترار العالمية خلال حقبة الباليوجين. وتُظهر الدراسات البتروغرافية والمعدنية والجيوكيميائية أنها تتميز بوضوح عن باقي المكامن الفوسفاتية الواقعة حول الجزيرة القديمة لكسرين في أقصى الجنوب، وكذلك عن تلك التابعة للإقليم الفوسفوجيني لشمال إفريقيا والشرق الأوسط.

تُظهر التحاليل البتروغرافية أن هذه الفوسفات تتكوّن أساساً من البيليت، كوبروليت، وشبه أوليتات ذات أنوية بيوكلاستية أو أصداف الفورامينيفيرا العوالية، إضافة إلى الغلوكونيت. في حين تكشف الدراسات المعدنية عن وجود تجمّع معدني يتكوّن أساساً من فلوروأباتيت كربوناتي (CFA)، والكالسيت، وكميات نادرة من الكوارتز. ويشير الإثراء بالمادة العضوية والكبريتيدات (البيريت) وبالغلوكونيت إلى بيئة اختزالية، يُرَجَّح بقوة ارتباطها بحدث الذروة الحرارية للإيوسيني الثاني (ETM2) الذي ساد خلال ترسب هذه الفوسفات الإيبريسية. كما تُعد التراكيز المرتفعة لعناصر السيليكون والألمونيوم والحديد والمغنيسيوم والبوتاسيوم المسجّلة في الفوسفات المدروسة سمة مميزة لحدث ETM2، إذ أسهمت بشكل كبير في تكوّن الغلوكونيت، وتطوّر الجسيمات الفوسفاتية، إضافة إلى عمليات الغلوكوننة والإسمنتة الغلوكونيتية داخل هذه الفوسفات. كما أن محتوى العناصر الحساسة لظروف الأكسدة-الاختزال، والذي يفوق قليلاً ما سُجّل في فوسفات تيثيس الأخرى، يدعم فرضية تطوّر هذه الترسبات في بيئة أكثر اختزالية.

من جهة أخرى، تُظهر الخصائص النسيجية، وكذلك توزيع تراكيز العناصر الأرضية النادرة في هذه الفوسفات، بيئة ترسيب ضحلة، مؤكسدة ومفتوحة. وتشير هذه المعطيات المتباينة إلى تأثير إمدادات من المياه الصاعدة داخل الأحواض الفوسفاتية. كما يمكن لهذه الإمدادات أن تفسّر عددًا من المؤشرات الجيوكيميائية المرتبطة بالعناصر الأرضية النادرة، من بينها: (1) التشابه في المحتوى الكلي للعناصر الأرضية النادرة في هذه الفوسفات، رغم إثرائها بالغلوكونيت، مع محتوى فوسفات الحوض الشمالي لمنطقة تيسة؛ (2) شذوذ السيريوم (Ce) الأكثر وضوحًا؛ (3) الزيادة الطفيفة في تركيز العناصر الأرضية النادرة الثقيلة (HREE)؛ و(4) معدل الترسيب السريع المُستدلّ عليه من معطيات شذوذ النيوديميوم (Nd) مقابل السيريوم (Ce).

إضافةً إلى إثرائها بالعناصر الأرضية النادرة ($\sum REE$ حتى 400 جزء في المليون)، تسجّل فوسفات منطقة النُّبَات أيضًا أكثر الأحداث الحرارية القصوى وضوحًا خلال الانتقال من الباليوسين إلى الإيوسيني، وذلك نتيجة لموقعها الباليوجرافي المفتوح نحو محيط التيثيس، بخلاف فوسفات جنوب الجزائر وتونس التي ترسبت في بيئة أكثر انغلاقًا حول الجزيرة القديمة لكسرين.

الكلمات المفتاحية: الجلوكونيتة، REE، حدث ETM2، سوق أهراس.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Les phosphates constituent des ressources minérales stratégiques, indispensables au développement de l'agriculture et de l'industrie chimique au niveau mondial. Ils sont principalement utilisés pour la fabrication d'engrais phosphatés, essentiels à l'augmentation des rendements agricoles, mais également dans d'autres secteurs industriels tels que la métallurgie, l'agroalimentaire, la pharmacie et la production de détergents (Notholt et al., 1989 ; Glenn et al., 1994). L'accroissement de la population mondiale et la pression croissante sur les ressources agricoles confèrent aux phosphates une dimension stratégique, d'autant plus que le phosphore, élément central de ces roches, n'a pas de substitut naturel dans la nutrition végétale (Lucas & Prévot-Lucas, 1996).

Sur le plan géologique, les gisements de phosphates appartiennent majoritairement à la catégorie des roches sédimentaires biochimiques. Ils se forment en contexte marin, à la suite de processus complexes impliquant l'accumulation de minéraux phosphatés naturels, issus de l'altération continentale, et la décomposition de matières organiques animales et végétales dans des bassins sédimentaires riches en matière organique (Notholt, 1980). Ce contexte génère des roches marines à forte teneur en phosphate, dont la valeur économique dépend de la concentration en phosphore, mais aussi de la présence d'éléments traces tels que le vanadium, l'uranium, le fluor et les terres rares (USGS, 2020). Ces éléments, présents à l'état de traces, peuvent représenter une valeur ajoutée ou, au contraire, constituer des contraintes environnementales lors de l'exploitation (Sheldon, 1987).

L'Algérie figure parmi les pays détenant d'importantes réserves de phosphates sédimentaires, principalement localisées dans la région de Tébessa, à l'extrême est du pays, au sein de l'Atlas saharien et de l'Atlas tellien (Lucas & Prévot-Lucas, 1996 ; Glenn et al., 1994). Les premiers indices de phosphate ont été identifiés dès 1873 au Djebel Onk par Thomas,

marquant le début de plus d'un siècle de recherches et de prospections (Thomas, 1873). Ce site a particulièrement attiré l'attention des géologues et des industriels, donnant lieu à d'importantes études géologiques et à une exploitation à grande échelle. Visse (1951) a mené une étude pionnière et approfondie du gisement de Djebel Onk pour la Société du Djebel Onk (S.D.O), détaillant la stratigraphie et procédant à une première évaluation fiable des réserves.

Au fil des décennies, la connaissance des gisements algériens s'est précisée, notamment grâce aux travaux de la Société Nationale de Recherche et d'Exploitation Minières (SO.NA.RE.M), basés sur les recherches de Ranchin (1963), puis à ceux de l'Entreprise de Recherche Minière (E.RE.M), qui ont permis d'inventorier et d'évaluer les ressources des gisements potentiels de la région de Djebel Onk, en s'appuyant sur les études de Cielensky et Benchernine (1987). D'après les données récentes, les réserves de phosphate de la région de Tébessa dépassent 2,2 milliards de tonnes, ce qui place l'Algérie parmi les principaux détenteurs de réserves mondiales (USGS, 2020). Les principaux gisements de cette province incluent Dj. El Kouif, Dj. Dyr, Ain Dibba, Ain Kissa et Tazbant au nord, Kef Essenoun, Djemi-Djema, Bled El Hadba et Oued Btita au sud, situés dans le bassin de la paléo-île de Kasserine, à la frontière algéro-tunisienne.

Outre la région de Tébessa, l'Algérie renferme d'autres indices phosphatés dans la zone des nappes de l'Atlas tellien, notamment au sein des séries Paléocène supérieur et Eocène inférieur. Toutefois, l'attention portée à ces indices a longtemps été limitée du fait de leurs réserves jugées économiquement modestes (Bleicher, 1890 ; David, 1956). Néanmoins, certains de ces indices, notamment dans les régions de Souk Ahras, Guelma et Bordj Bou Arréridj, ont fait l'objet d'exploitations artisanales au cours des XIXe et XXe siècles (Blayac, 1912 ; Chabbi, 2017). Ces concentrations phosphatées affleurent généralement à la base de la série carbonatée éocène, sous forme de couches dont la genèse est intimement liée aux conditions de dépôt, à la diagenèse et à la géochimie du bassin (Darest de la Chavanne, 1910).

La complexité de ces gisements réside dans la variabilité de leur géométrie, leur extension latérale et verticale, ainsi que dans la diversité des faciès rencontrés. Leur étude requiert donc une approche pluridisciplinaire intégrant la sédimentologie, la pétrographie, la minéralogie et la géochimie. En effet, les conditions paléoenvironnementales et les variations des paramètres de dépôt conditionnent la nature et la qualité du minerai phosphaté, ainsi que la distribution des éléments associés (Pomel, 1888 ; Chabbi, 2017). Parmi les indices les plus significatifs de la zone des nappes telliennes figurent ceux de la région de Souk Ahras : Ain Ghorab et Ain Aziz au nord, Djebel Dekma au sud, et Oued Halia au nord de Guelma. Ces sites se distinguent par la présence de microfaunes abondantes, notamment de foraminifères planctoniques et benthiques, qui offrent des outils biostratigraphiques précieux pour la datation et la reconstitution des environnements de dépôt (Blayac, 1912 ; Pomel, 1888).

Dans ce contexte, le présent travail vise à contribuer à la connaissance des phosphates de la zone des nappes telliennes, en se concentrant sur la caractérisation sédimentologique et géochimique des indices de Souk Ahras et de Guelma. Les objectifs principaux de cette étude sont les suivants :

1. Décrire la pétrologie des phosphates de la région étudiée, afin de mieux comprendre leur nature et leur mode de formation.
2. Réaliser une étude biostratigraphique et sédimentologique, basée sur l'analyse du contenu microfossilifère, pour attribuer un âge précis aux concentrations phosphatées.
3. Recenser les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des différents faciès rencontrés, en vue d'identifier les processus diagénétiques intervenus.
4. Déterminer l'abondance en éléments majeurs, traces et terres rares, afin d'évaluer la valeur économique et les implications environnementales de ces phosphates.
5. Reconstituer les conditions de dépôt et l'évolution paléoenvironnementale des bassins phosphatés, en s'appuyant sur l'ensemble des données recueillies.

Pour répondre à ces objectifs, une démarche méthodologique intégrée a été adoptée : des études de terrain, des analyses pétrographiques et minéralogiques, des analyses chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares), ainsi que des observations au microscope électronique à balayage (MEB/EDS) ont été réalisées.

La structure de cette thèse s'organise autour de six chapitres principaux :

- Le chapitre I consiste à la présentation du cadre géographique et de la géologie régionale, incluant la localisation des sites d'étude et leur contexte structural.
- Le chapitre II développe la géologie locale des secteurs étudiés, avec une description lithologique des formations rencontrés d'une part et de l'étude géologique de l'autre part, ainsi qu'une approche biostratigraphique.
- Le chapitre III concerne l'étude sédimentologique des formations phosphatées, permettant de comprendre les processus de dépôt.
- Le chapitre IV présente l'étude pétrographique, minéralogique et l'analyse MEB/EDS de ces phosphates.
- Le chapitre V examine en détail la composition chimique à travers des études portant sur les éléments majeurs, les éléments traces et les terres rares.
- Le chapitre IV analyse les conditions paléoenvironnementales, paléogéographiques et conditions de redox associés à la formation de phosphates.

Une conclusion générale viendra synthétiser l'ensemble des résultats obtenus et proposer des perspectives pour les recherches futures.

CHAPITRE I

CADRE

GEOLOGIQUE

CHAPITRE I

CADRE GEOLOGIQUE REGIONALE

Dans le cadre de cette recherche, les indices de phosphates de la zone des nappes telliennes, qui n'ont pas été étudiés en détail jusqu'à présent se répartissent essentiellement entre deux régions : la région de Souk Ahras et celle de Guelma. Ces indices peuvent être catégorisés en deux zones : au nord de Souk Ahras, représenté par les indices de Ain Ghorab et de Ain Aziz ; et au sud, par le Djebel Dekma, auquel s'ajoute l'indice de phosphate de Oued Halia, localisé au nord de la ville de Guelma.

I.1. Cadre géographique des secteurs d'étude

Les zones étudiées se trouvent à l'extrême nord-est de l'Algérie, dans les wilayas de Souk Ahras et de Guelma, à proximité de la frontière tunisienne et à 640 km de Alger. On les considère comme importantes wilayas de frontière (Fig. 1).

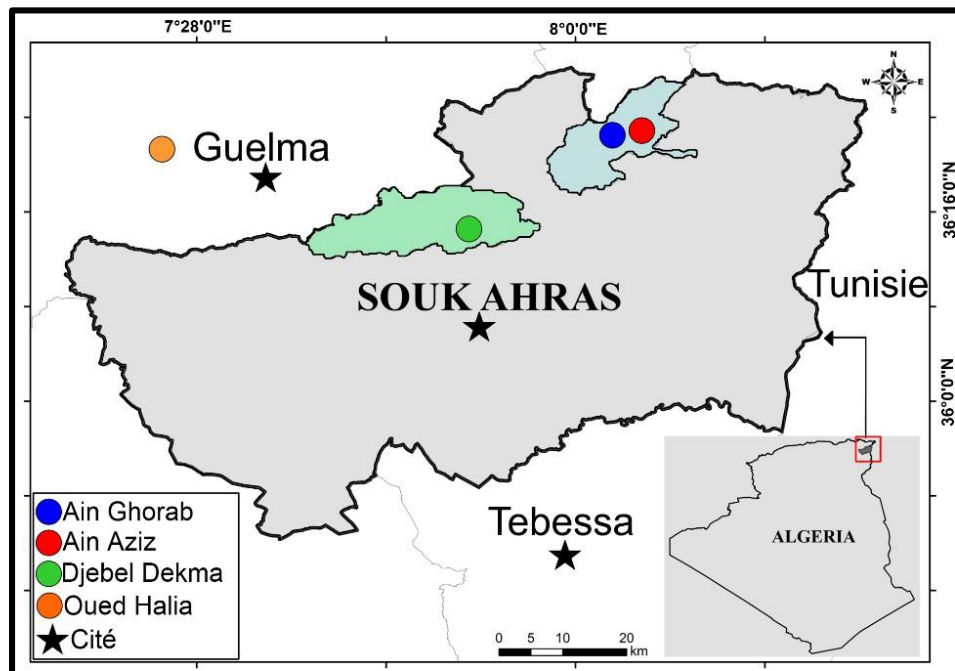


Fig. 1 : Situation géographique des zones étudiées dans la région des nappes.

La région de de Souk Ahras appartient à la haute Medjerda, qui est recouverte par les feuilles de Larny, d'Oued Mougras, de Gambetta, de Montesquie et celle de Souk-Ahras. Elle a révélé un grand intérêt sur le plan géologique. Cette région représente le point de rencontre entre deux des unités majeures de la Berbérie : l'Atlas tellien (chaîne des Mghrébides) et l'Atlas saharien.

I.2. Cadre géologique

Le cadre structural de l'Algérie est généralement défini par deux ensembles structuraux bien distincts, allant du Sud au Nord : la plate-forme saharienne et l'ensemble structural alpin. Ce dernier est formé de deux chaînes de montagne, atlasique et Maghrébides. Dans cette dernière chaîne plissée que sont localisées les assises phosphatées, objet de cette étude.

I.2.1. Aperçu sur la géologie de la chaîne des Maghrébides

La région de la zone des nappes appartient du domaine externe (Tell) de la chaîne des Maghrébides, qui provient de l'orogène alpin. Cette chaîne, qui longe au sud la Méditerranée occidentale, inclut les chaînes bétiques (Andalousie), rifaines (Maroc), telliennes (Algérie – Tunisie), ainsi que siciliennes et calabraises (en Italie) (Fig. 2).

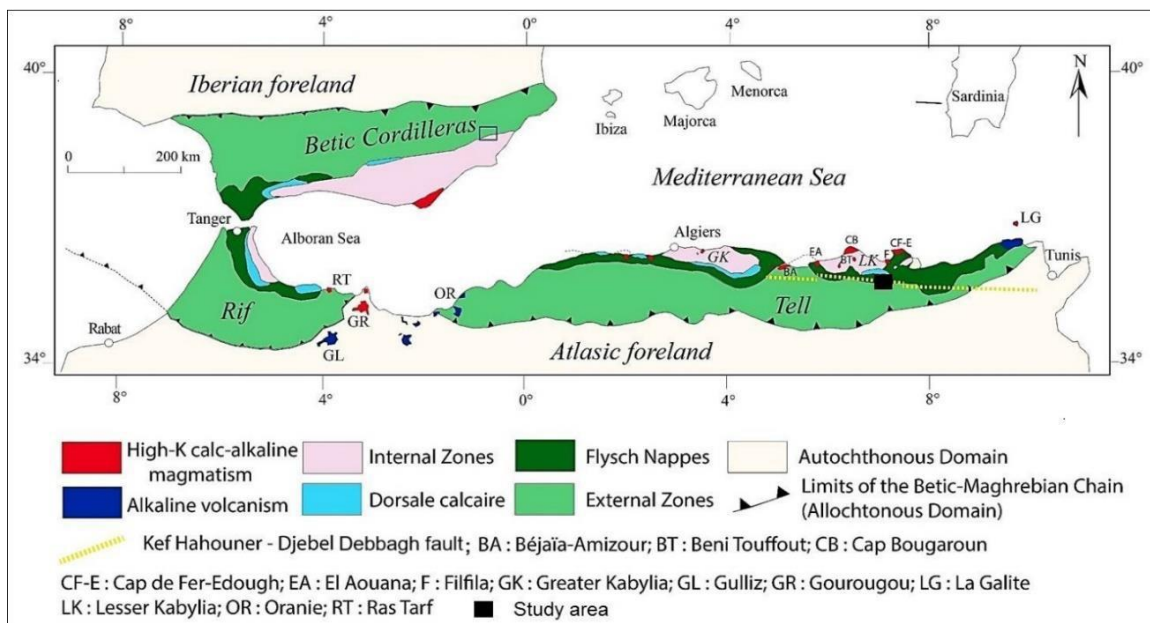


Fig. 2 : Carte géologique schématique de la chaîne bético-maghrébine (Durand-Delga et Fonboté, 1980 ; Vila, 1980 ; Chazot et al., 2017, modifié).

L'évolution du système maghrébin s'apparente à celle d'une ceinture orogénique longeant la marge nord-africaine (Maroc, Tunisie, Algérie), la Sicile et les Apennins (Durand-Delga 1969, 1980 ; Vila, 1980 ; Wildi, 1983 ; Bouillin, 1986 ; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Roure et al., 2012 ; Leprêtre et al., 2018). Du nord au sud, la chaîne des Maghrébides est divisée en trois domaines (Bouillin, 1986) (Fig. 3). Suite à la convergence des plaques africaine et européenne, ces territoires sont entrés en collision.

I.2.1.1. Domaine interne

On y distingue :

- **Le socle kabyle** : Il est constitué de terrains cristallins variés (Marbre, para-Gneiss, schistes satinés), surmontés d'un paléozoïque faiblement métamorphisé.
- **La Dorsale Kabyle** : C'est la couverture mésozoïque du socle, subdivisée du nord au sud en dorsale interne, médiane et externe, avec des faciès évoluant du milieu littoral au nord vers le talus continental au sud.
- **L'Oligo – Miocène kabyle** : Couverture discordante sur le socle, composée de dépôts détritiques (molasses, conglomérats) de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur (Bouillin, 1986).

I.2.1.2. Le domaine des Flyschs

Sédimentation de type flysch, déposée dans un milieu profond sur substratum océanique (Bouillin, 1986). Trois types :

- Flysch Mauritanien situé dans la section nord. Il débute avec les radiolaires rouges du Dogger-Malm et se termine des conglomérats du Paléocène.
- Flysch Massylien a été déposé dans la zone sud. Il est formé d'une série pélito-quartzitique (Crétacé inférieur), surmontée d'une série pélito-microbréchiq (Crétacé supérieur).

- Flysch Numidien est caractérisé par un flysch gréseux (Oligo-Aquitaniens), jusqu'au Burdigalien.

I.2.1.3. Le domaine externe

Situé au sud du domaine des Flyschs, il correspond aux formations de la marge nord de la plaque africaine (Bouillin, 1986) :

- **Le substratum du domaine tellien** : N'affleure pas, probablement de type continental. Certains auteurs (Vila, 1980) considèrent le massif de l'Edough comme substratum.
- **Les nappes telliennes** : Les formations géologiques des nappes telliennes sont essentiellement marno-calcaires. Dans la région de Souk Ahras, ces nappes se caractérisent par la présence de deux faciès telliens, marqués notamment par la présence des assises phosphatées (e.g., Tissot, 1881 ; Blayac, 1902 ; Darest de la Chavane, 1910 ; Flandrin, 1948 ; David, 1956 ; Chabbi, 2017). On y distingue :

-Le faciès septentrional à globigérines, représenté par les secteurs de Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia, correspond à un environnement marin profond, composés par des marnes noires et surmontées de calcaires à globigérines riches en foraminifères planctoniques et en grains phosphatés, d'âge Paléocène à Lutétien–Priabonien (Chabbi, 2017).

-Le faciès méridional à Nummulites celui représenté au Dj. Dekma, est d'âge allant du Paléocène au lutétien supérieur (Chabbi, 2017). Ces affleurements sont riches en Nummulites, bivalves, gastéropodes et huîtres.

- **L'avant pays para-autochtone** : Il est représenté par la nappe néritique constantinoise (Vila, 1980 ; Chadi, 1991), domaine écaillé des Sellaoua (Voûte, 1967) et le domaine nord-aurésien.

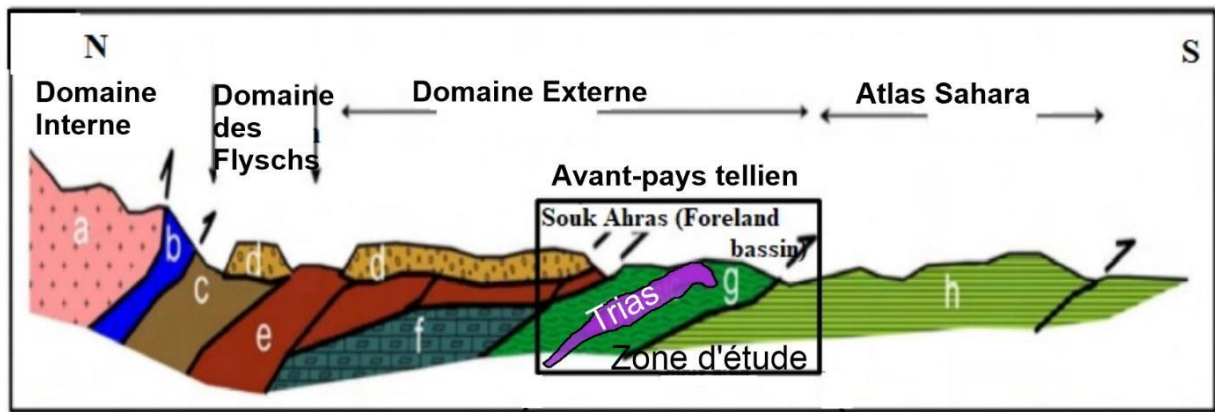


Fig. 3 : Coupe transversale schématique du Ceinture de charriage des Maghrebides à l'Est de l'Algérie (Peybernès et al., 2002, modifié).

Légende : a. Massif des Kabyliques, b : « Dorsale calcaire » (Dorsale Kabyle), c : Flyschs mauritaniens et massyliens, d : Flyschs numidiens, e : Feuilles de poussée telliennes, f : Nappe nérétique constantinienne, g : Avant-pays de Sellaoua, h : Avant-pays du domaine pré-atlasique (Medjerda, et Hauts de Mellègues).

I.3. Historique des travaux antérieurs

I.3.1. Historique des travaux géologiques effectués dans le Nord algérien

En 1896, la géologie moderne d'Algérie débute avec la réunion de la Société géologique de France. Jusqu'à l'indépendance en 1962, de nombreuses monographies régionales sont publiées :

- Darest De La Chavane (1910), dans la région de Guelma. Il y découvre de deux faciès dans l'Eocène, l'un à Globigérines et l'autre à Nummulites.
- Joleaud (1912), sur la géologie de la chaîne numidique et les monts de Constantine.
- Blayac (1912) a établi l'esquisse géologique de la Seybouse et des régions voisines.

Avec ces travaux, la première polémique sur l'existence des nappes de charriage se mit à germer. Cette polémique fut proposée par Termier (1920) puis défendue par Joleaud et Savornin.

Au cours de la période allant de 1920 à 1955, les activités de recherche géologique se sont considérablement développées, surtout dans le nord-est algérien. Les travaux de Roubault

(1934) en Petite Kabylie, de Deleau (1938) sur la chaîne numidique, de Flandrin (1932, 1948) dans la région de Souk Ahras, et de Laffite (1939) dans les Aurès, méritent d'être soulignés. Ces travaux ont abouti à la publication de la carte « ALGERIE » au 1/500000 (6feuilles) lors du congrès international de géologie tenu à Alger en 1952.

Dès 1950, les méthodes micropaléontologiques sont introduites, permettant d'établir les bases stratigraphiques essentielles pour une interprétation « nappiste » de l'Est algérien (Durand Delga, 1955 ; David, 1956 ; Van De Fliert, 1957).

1.3.2. Bref historique des travaux géologiques dans la région de Souk Ahras

La région de Souk Ahras attire l'intérêt depuis l'époque romaine (exploitation de Pb-Zn) par des puits carrés caractéristiques (Vila, 1980). Ensuite, les Arabes s'intéressent par la suite au fer (Majjenet el Maaden, actuelle mine d'El Ouenza) (Vila, 1980).

Au cours de la période coloniale, de nombreux travaux sont réalisés :

- Tissot en 1881 et Pomel en 1888 ont participé à l'édition de la carte géologique au 1/800000 du département de Constantine, dont fait partie la région de Souk Ahras.
- Pomel en 1888 et Blayac en 1912 ont étudié le Trias ainsi que les formations de l'Eocène abondantes en phosphates dans la région de Souk Ahras.
- L'étude des phosphates de Dj. Dekma a débuté avec Bleicher en 1890.
- La recherche géologique concernant le gisement de fer de Chaabet el Ballout a été réalisée par Savornin en 1913, et il a élaboré une carte précise de ce gisement.
- Flandrin a publié des observations sur le Trias de Souk Ahras en 1932.
- Enfin, en 1956, David réalise une étude sur les Monts de la Haute Medjerda.

Depuis l'indépendance, les travaux de la géologie ont repris dans la région de souk Ahras, par l'office national de la géologie de l'Algérie (La recherche des polymétaux et de la cartographie entre (1970 et 1990)). Il s'agit des travaux de RUDIS Yougoslavie, Kuscer -Dozer (1972), de Khamazine, de Kriviakine et al. (1989), qui ont abouti à la publication des cartes géologiques

de Souk Ahras (N°77) et Oued Mougras (N°78) au 1/50 000 en 1989, par l'Office Nationale de la Géologie.

I.4. Litho-Stratigraphie

Les principales formations sédimentaires reconnues dans la région de Souk Ahras et Guelma, abritant les couches phosphatées étudiées, datent de l'ère Mésozoïque à l'ère Cénozoïque. Ces dernières sont recouvertes par des formations superficielles de Quaternaire. Un lien stratigraphique entre les colonnes stratigraphiques de la région de Souk Ahras, l'âge les plus anciens mentionnés est de l'Aptien, étant donné que le matériel triassique n'est pas dans sa position stratigraphique appropriée (Chabbi et al., 2021) (Fig. 4).

La stratigraphie de la chaîne plissée et chevauchante de Souk Ahras, montre :

I.4.1. Les formations du Mésozoïque

I.4.1.1. Le Trias

Les formations du Trias constituent les couches les plus anciennes recensées dans la zone d'étude (Fig. 5). Ces formations triassiques affleurent en contact avec des niveaux allant du Turonien au Maastrichtien, ainsi qu'avec des niveaux du Burdigalien-Langhien (Miocène moyen). Le faciès triassique est de type germanique, caractérisé par un assemblage chaotique de gypse, d'argile, de limon, d'anhydrite, de calcaire, de dolomie et de grès.

I.4.1.2. Le Jurassique

Le *Jurassique* constitue des affleurements extrêmement rares, il est constitué d'un calcaire dolomitique massif et recouvert en discordance par les dépôts post orogéniques du bassin de Hammam N'Bail, ce site est attaché par plusieurs auteurs (David, 1956 ; Vila, 1980 ; Chouabbi, 1987 ; Peybernès et al., 2002). La série Mio-Pliocène est caractérisée par des galets de Jurassique (Chouabbi, 1987 ; Peybernès et al., 2002). L'âge de ces formations est attribué au Lias inférieur-moyen.

I.4.1.3. Le Crétacé

Le *Crétacé* est représenté par un faciès biomicritique riche en foraminifères planctoniques dominants et en foraminifères benthiques, il s'est déposé dans un environnement marin de la plateforme externe. Il est caractérisé par les dépôts de crétacé inférieurs et supérieurs :

- **Crétacé inférieur**

-Les dépôts *Barrémien* se trouvent au sud de la ville de Hammam N'Bail. Ils sont constitués des mudstones colorés et des mudstones roses calcaires (Chouabbi, 1987).

-*L'Aptien* se trouve au centre de l'anticlinal de Graout, localisé entre Sidi Lehmissi et la station d'Oued Mougras. Sa composition est majoritairement faite de marnes sombres, de calcaires et de grès (Kriviakine et al., 1989).

-L'affleurement *Albien - Cénomanién* dans l'anticlinal de Graout consiste en un ensemble de 700 mètres de marnes gris-noir, entrecoupées de couches décimétriques de calcaire noir.

-*Vraconien - Cénomanién* : Les séries Albiennes-Cénomaniennes sont représentées dans la région de Hammam N'Bail. Elles sont caractérisées par la présence de calcaires crayeux recouverts de mudstones et de mudstones blanches calcaires d'âge cénomanién (Chouabbi, 1987).

- **Crétacé supérieur**

-Le *Turonien* affleure à Oued el Akiba (Ouest de Dj. Boubakhouch) et dans la partie nord-est de l'anticlinal de Grout. Il est l'âge le plus ancien de la région de Souk Ahras. Il mesure cent cinquante mètres d'épaisseur et est fait de calcaire jaunâtre (30 à 40 cm) et de mudstones gris.

-Le *Coniacien* affleure à Oued Akiba et dans l'anticlinal de Graout. Il a 120 mètres d'épaisseur de mudstones et de calcaires gris.

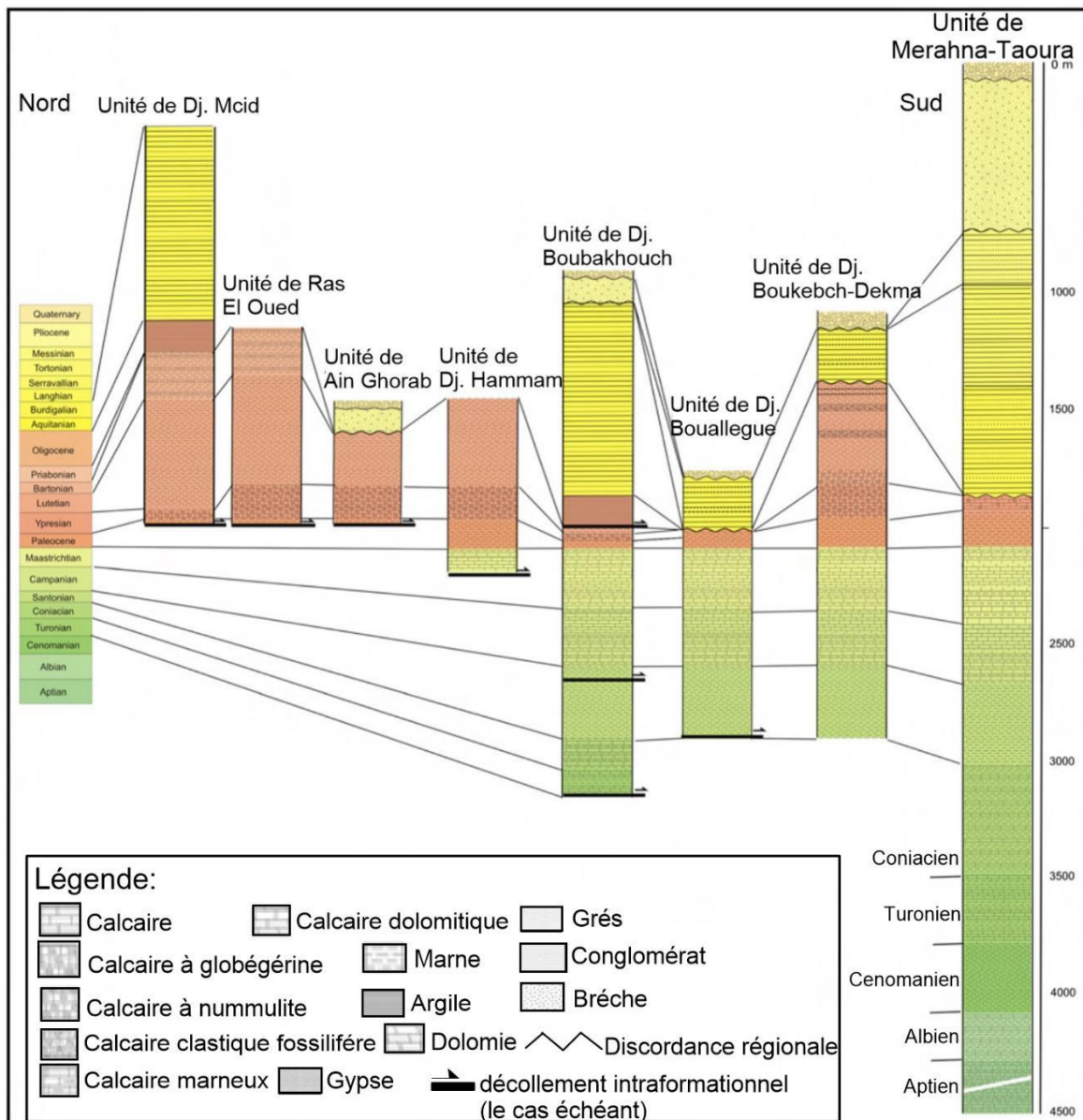


Fig. 4 : Corrélation stratigraphique entre les unités principales de Souk Ahras (Chabbi et al., 2021).

-Les affleurements de *Santonien* se trouvent à Dj. Boubakhouch et sur la rive gauche de la Medjerda, entre Mechtat Barrache et dans les anticlinaux de Serrou et Graout. Ils sont représentés par des mudstones gris, avec de rares niveaux décimétriques de mudstones-calcaires, avec une épaisseur d'environ de 200 à 300 m.

-Le *Campanien* varie de 250 m à 380 m d'épaisseur et se distingue par un ensemble de mudstones grisâtres de 100 m d'épaisseur à la base, avec un riche assemblage de foraminifères

planctoniques, dont des taxons importants (*Globotruncanita ascensionnelle*) (Chabbi et al., 2021).

-Le ***Campanien moyen*** et ***supérieur*** est constitué de 80 mètres de mudstones alternés et de mudstones-calcaréens, surmontés d'une barre de 80 à 100 mètres d'épaisseur de calcaire crayeux contenant des inocérames, et se terminant par 10 mètres de mudstones-calcaires alternés (Chabbi et al., 2021).

-Le ***Maastrichtien*** se caractérise par trois ensembles : le plus bas a une épaisseur comprise entre 80 et 200 mètres et est composé de séries de mudstones gris datant du début du Maastrichtien. Les paquets moyen et supérieur appartiennent à l'âge Maastrichtien supérieur et sont caractérisés par une barre de calcaire blanc crayeux avec des inocérames (100 mètres d'épaisseur), surmontée d'une alternance de calcaires et de mudstones gris (60 mètres). Dans l'ouest de la zone d'étude, dans la région de Lahnancha, les séries maastrichtiennes sont plus épaisses dans le secteur de Boubakhouch et atteignent une épaisseur de 380 m (Chabbi et al., 2021).

I.4.2. Les formations du Cénozoïque

I.4.2.1. Le Paléogène

Au ***Paléocène***, la limite Crétacé-Paléogène est définie par la présence d'une succession de couches de mudstones gris foncé d'une épaisseur d'environ 160 à 200 mètres, riches en matière organique (Chabbi et al., 2021). La partie inférieure du Paléocène se caractérise par la présence de foraminifères planctoniques du début du Danien.

Les formations ***éocènes*** se caractérisent par des faciès marins profonds, représentés par une barre de calcaires grisâtres bio-micritiques, riche en foraminifères planctoniques et/ou benthiques, en matière organique. Elles comprennent également des niveaux phosphatés attribués à l'***Yprésien***, ainsi que des calcaires noirs à silex pouvant atteindre une épaisseur

d'environ 140 m. Ces faciès affleurent au nord de la région de Souk Ahras et de Guelma par Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia (Fig. 5).

Cette barre est surmontée par des marnes noires du Paléocène. Ces derniers ont fournis des foraminifères planctoniques et rares benthiques, datant le **Lutétien inférieur**.

En revanche, les faciès situés au sud de la région, affleurant au Djebel Dekma, se présentent sous formes d'une barre de calcaires d'environ 140 m de puissance, très riche en grosses Nummulites, lumachelles, bivalves, gastéropodes et huîtres. Il a montré la présence de couches phosphatées et de l'extraordinaire abondance des fossiles de l'**Yprésien**. Cela toujours concerne les phosphates du Dj. Dekma que Bleicher (1890-1991) montre leur origine animale.

Le Lutétien est formé par une série dépassant 200 mètres d'alternance de marnes claires, de calcaires à Nummulites et de calcaires coquillés. Les calcaires sont riches en Gastéropodes (*Turritella carinifera*, *Phasianella* sp) et en Lamellibranches. Les marnes sont aussi riches en Gastéropodes dégagés, de foraminifères benthiques (*Lenticulines*) rares planctoniques (*Morozovelles*, *Globigérines*) et d'Ostracodes (Chabbi, 2017).

Le **Lutétien à Priabonien** est défini par une série qui excède 640 m de puissance, formée de marnes à boules jaunes, avec des niveaux de grès glauconieux au sommet (Chabbi, 2017).

L'Oligocène est reconnue sous les argilites miocènes numidiennes. Il est constitué de 140 mètres d'épaisseur des argiles glauconitiques vertes contenant des lits centimétriques de grès quartzitique fin, datés avec un assemblage de foraminifères planctoniques agglutinés. Il recouvre de manière inconforme les bancs éocènes (Chabbi et al., 2021).

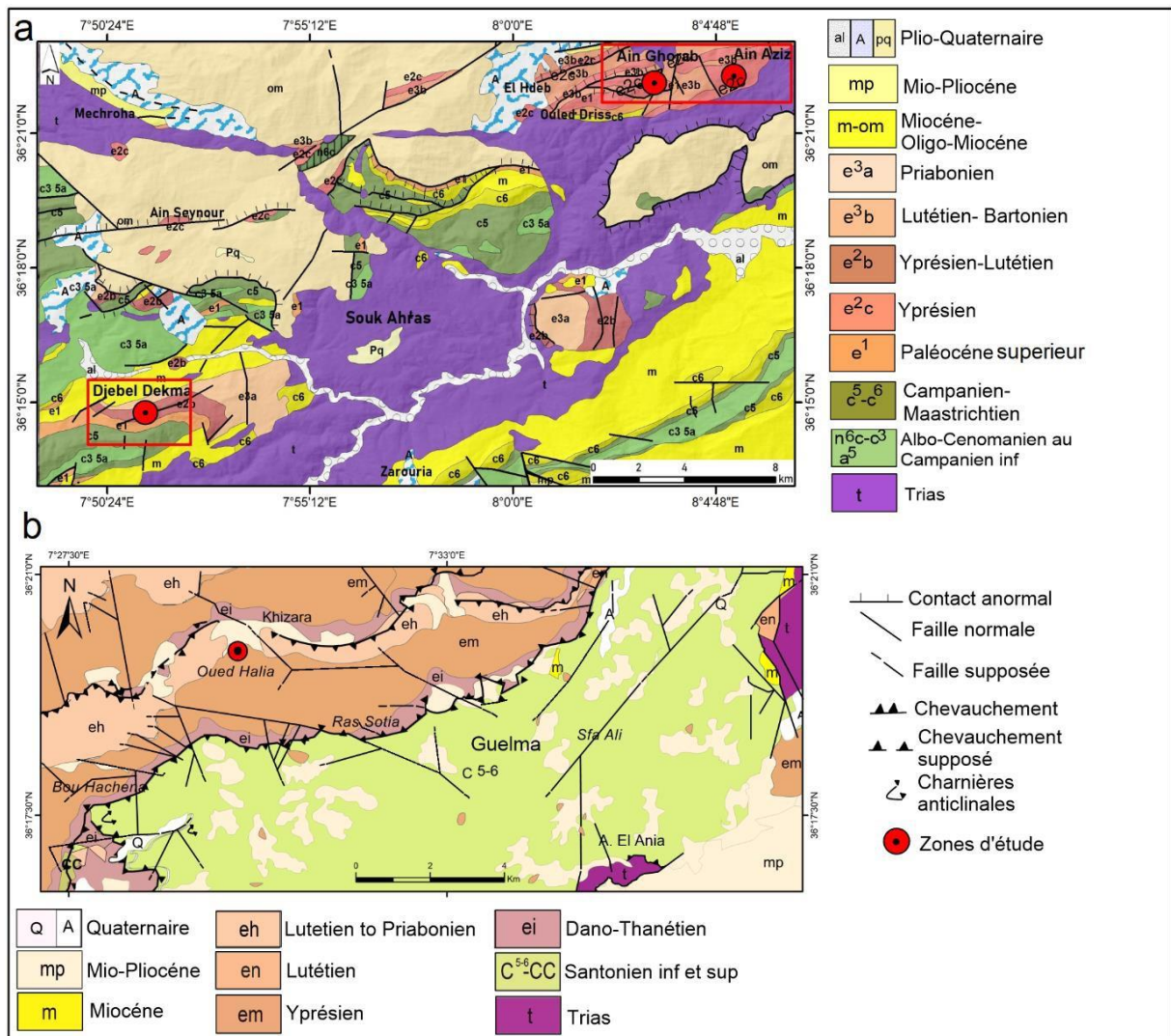


Fig. 5 : **a.** Extrait de la carte géologique de la région de Souk Ahras à l'échelle 1/200000, illustrant la localisation de la zone d'étude ainsi que la position des dépôts de Ain Ghorab, de Ain Aziz et de Djebel Dekma (Merabet, 1985). **b.** Extrait de la carte géologique de la région de Constantine à l'échelle 1/200000, mettant en évidence la localisation de Oued Halia (Vila, 1977).

I.4.2.2. Le Néogène

Dans le bassin de Sellaoua, le *Miocène* non conforme suggère une migration vers le sud-est de la subsidence flexurale. La transition d'une zone de dépôt de avant-pays au nord à une zone de dépôt de forebulge dans le bassin de Sellaoua et à une zone de dépôt de backbulge au-dessus du relief de Medjerda est illustrée par les relations tectoniques-sédimentaires. Il

s'agit d'une série de marnes argileuse, grès et des puddings (Vila, 1980 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006 ; Roure et al., 2012 ; Khomsi et al., 2016 ; Leprêtre et al., 2018).

I.4.3. Les formations Plio-Quaternaire

Le *Plio-Quaternaire* était connue sous le nom de (série post-nappe), elle couvre malgré toutes les séries précédentes et est constituée de conglomérats, de grès et d'argiles. Ils constituent, dans certains lieux, d'énormes dépôts de plus de 1200 m d'épaisseur.

I.5. Cadre structural régional

La structure actuelle de la région résulte d'une tectonique polyphasée active depuis la fin du Lutétien. Elle se caractérise par un empilement d'unités allochtones sur un domaine para-autochtone, marqué par un plissement et un écaillage (Chabbi, 2017).

La structure de la région de Souk Ahras consiste à deux domaines (Fig. 6) :

Le domaine du Nord :

La région est caractérisée par une tectonique de chevauchement à peau mince, avec une géométrie de type duplex. Les nappes telliennes, dont la nappe numidienne, reposent sur des calcaires massifs du Crétacé inférieur. Dans le synclinal de Djebel Boubakhouch, l'unité de Sellaoua est affectée par un anticlinal chevauchant vers le SSE.

La klippe de Boukech illustre une avancée importante du chevauchement, impliquant des vestiges triasiques et témoignant d'une tectonique saline précoce (Chabbi et al., 2021).

Le domaine du Sud :

Il est caractérisé par une tectonique à peau épaisse, correspondant au Haut Plateau de la Medjerda, vastes structures plissées impliquant toute la série mésozoïque.

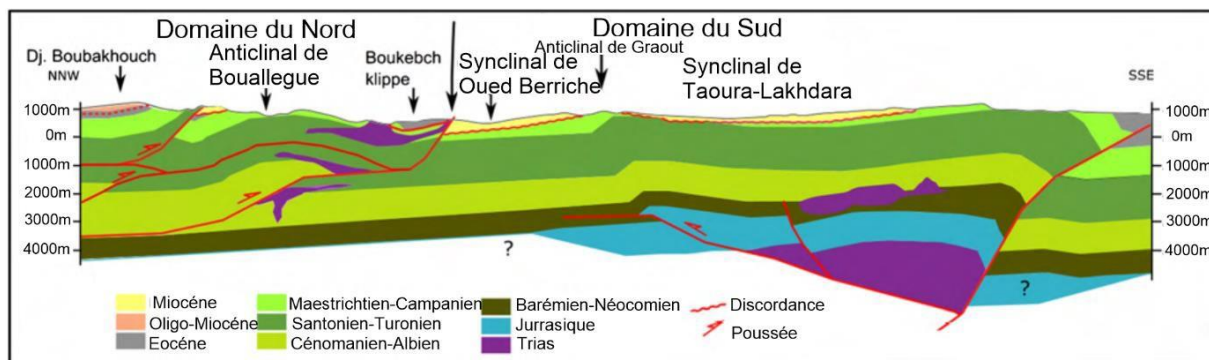


Fig. 6 : Coupe transversale structurale synthétisée à travers les principaux domaines structuraux de la zone de Souk Ahras (Chabbi et al., 2021).

I.6. Évolution paléogéographique et géodynamique

L'évolution paléogéographique de la région de Souk Ahras montre que :

I.6.1. Au Trias

La région de Souk Ahras est réputée pour son aspect Germanique datant du Trias (Vila, 1980). Ce *Trias* est défini par la présence de grès à psammites, de grès rouge, d'argiles versicolores, d'anhydrite, de gypse, de dolomie, de calcaire en plaquettes et de cargneules. La lithologie suggère un milieu de dépôt laguno-continental, comme le démontre la présence d'argiles rouges (un milieu oxydant) et d'anhydrite, qui nécessite des eaux chaudes et peu profondes (Fabre, 2005).

-*Le Trias moyen à supérieur* (Muchlchalk) se caractérise par l'arrivée des influences maritimes, entraînant une sédimentation dominée par des calcaires en plaquettes et des calcaires dolomitiques à *Myophoria*, ce qui indique une mer peu profonde (David, 1956). Les lambeaux volcaniques basiques remaniés dans le Trias Sidi Lehmissi et au sud-est de la ville de Souk Ahras, sont rapportés à différents endroits de l'Afrique (de l'Ouest africain, du Maroc à la Dorsale de Guinée). Ils constituent un indice de la fissuration du Gondwana et annoncent l'ouverture de l'Atlantique Nord (Fabre, 2005).

I.6.2. Au Jurassique :

Les affleurements du Jurassique sont absents dans la zone de Souk Ahras. Cependant, plus à l'Ouest, dans la région de Hammam N'Bails, Daraset de la Chavane (1910), Chouabbi (1987), Peybernès et al. (2002) mentionnent la présence de quelques affleurements de calcaires jurassiques. D'après ces chercheurs, il s'agit d'une sédimentation carbonatée de plateforme assez ouverte.

I.6.3. Au Crétacé :

- **Crétacé inférieur**

Pendant le Crétacé inférieur, le domaine externe a été marqué par une sédimentation de marnes, de marno-calcaires avec des intercalations pélitiques, puis gréseuses (Vila, 1980). Au nord du domaine externe, le domaine des Flyschs a présenté une sédimentation rythmique argilo-gréseuse. Les affleurements du Crétacé inférieur dans le domaine de la Haute Medjerda sont datés de l'Aptien à Cénomaniens. Une série épaisse et monotone de marnes noires, avec quelques intercalations de grès de taille centimétrique à décimétrique, a été déposée. Cela reflète un milieu marin très subsident, riche en matière organique.

La présence des niveaux de grès fins indique l'arrivée des apports détritiques transportés par les courants sous-marins. Les foraminifères (*Planomalina buxtorfi*, *Ticinella multiloculata*, *Hedbergella sp.*, *Hedbergella portdownensis*, *Globigerinelloides sp.*, et *Rotalipora cushmani*) indiquent une sédimentation sur une plateforme moyenne à externe.

- **Crétacé supérieur**

Il concerne deux zones, s'étendant du sud au nord : le domaine para-autochtone de la Haute Medjerda et le domaine de type Sellaoua.

- Du **Turonien** au **Santonien**, le domaine para-autochtone de la Haute Medjerda se forme grâce à une sédimentation marine ininterrompue, et la subsidence demeure présente,

accompagnée d'une épaisse série de marnes noires entrecoupées de calcaires noirs riches en foraminifères planctoniques.

- Dans le domaine des Sellaoua, les sédiments présentent une teneur en carbonates plus élevée et les foraminifères benthiques coexistent avec des espèces planctoniques. Le faciès indique une sédimentation dans un environnement marin moins profond comparé à celui de la Haute Medjerda. Cela correspond à une plateforme de type moyen à externe (Chabbi, 2017).
- Durant le *Sénonien supérieur*, le faciès est ressemblé dans le domaine para –autochtone de la Haute Medjerda et le domaine des Sellaoua. Dans cette période, il s'agit deux barres de calcaires blancs crayeux à Inocérames qui se sont déposées. Les foraminifères planctoniques (les Globotruncana) dominent sur les benthiques (*Lenticulina*, *Textularia*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Nodosaria*, *Uvigerina*). Ceux-ci reflètent une sédimentation de plateforme continentale moyenne à externe (Chabbi, 2017).

- Les affleurements du domaine tellien datant du Crétacé ne se trouvent pas dans la zone d'étude. Plus au nord, dans la région de Medjez Sfa, David (1956), Vila (1980), Lahondère (1987) et Chouabbi (1987) décrivent des dépôts de marnes et de marno-calcaires contenant des Ammonites pyriteuses, ainsi que des marno-calcaires présentant des faunes d'âge Barrémien – Yprésien.

I.6.4. Au Paléogène :

- Le domaine para-autochtone de la Haute Medjerda et des Sellaoua :

Le passage *Maastrichtien supérieur* – *Paléocène inférieur* est caractérisé par une alternance de marnes grises et de calcaires contenant des Inocérames ainsi que des foraminifères planctoniques (Globotruncana) durant le Maastrichtien supérieur, et par des marnes noires présentant un faciès d'un environnement marin profond avec des foraminifères planctoniques (Globigérines) au Paléocène (Chabbi, 2017).

Les espèces planctoniques du Maastrichtien supérieur disparaissent brutalement et sont substituées par des *Globigérines*, des *Morozovelles* ainsi que des espèces benthiques (*Bolivina*, *Bulimina*, *Dentalina*, *Cibicidoides*, *Nodosaria*) qui signalent l'existence d'une crise biologique.

L'Eocène est marqué par une sédimentation néritique, avec des calcaires à petites Nummulites présents à l'*Yprésien* et des marnes à foraminifères uniquement benthiques (*Bulimina*, *Bolivina*) au *Lutétien*. Cela indique un milieu de dépôt néritique dans le domaine de la Haute Medjerda, alors que dans le domaine des Sellaoua, les formations de l'Eocène sont absentes. Cela traduit probablement un arrêt de la sédimentation et/ou une érosion des affleurements des Sellaoua dans cette région (Chabbi, 2017).

-Le domaine tellien :

Durant cette période, on distingue trois faciès :

- 1- Un faciès de haut fond « l'ultra – tellien » au nord (dans la région de Medjez Sfa).
- 2- Un faciès d'un habitat marin profond « calcaires à Globigérines » dans la partie centrale, avec des marnes noires du Paléocène, des calcaires noirs à Globigérines, à niveaux de silex et de phosphates à l'Yprésien, ainsi que des marnes noires à boules jaunes et à niveaux glauconieux au Lutétien - Priabonien.
- 3- Un faciès de milieu de plateforme « calcaires à Globigérine » présent au sud, comprenant des marnes du Paléocène, des calcaires beiges à grosses Nummulites à l'Yprésien, des calcaires à Nummulites et Lumachelles, ainsi que des marnes et calcaires coquillés riches en Gastéropodes et en débris de Lamellibranches au Lutétien (Chabbi, 2017).

I.6.5. La phase atlasique fini – Eocène (Lutétien – Priabonien) :

Cette phase compressive est reconnue dans toute la chaîne maghrébine. Elle s'étend du *Lutétien* au début du *Priabonien inférieur*. Au cours de cette période, la mer a complètement quitté le bassin maghrébin. Cette phase conduit à la fermeture du bassin des flysch, ainsi qu'à la fermeture et au soulèvement du domaine tellien.

I.6.6. La période Oligocène – Burdigalien inférieur « Période de détente » :

Cette période est définie par la formation du bassin Numidien. Ce dernier est constitué d'une série qui excède 1000 mètres de puissance, de grès siliceux et d'argiles. Au Sud-Ouest de la zone d'analyse, les auteurs Vila (1980) ; Chaoubbi (1987) ; Vila et al. (1995) rapportent l'existence de chenaux d'alimentation en matériel détritique à Sidi Affif (dans l'ouest de Sedrata).

Dans le Nord-Ouest de la zone d'étude, à Aïn Tahmamine, Vila (1980) et Chouabbi (1987) présentent une série marine d'âge Oligocène qui appartient au domaine tellien.

I.6.7. La phase miocène inférieur (Burdigalien – Langhien inférieur) :

Elle commence par une compression au niveau des zones internes, accompagnée d'une remontée des socles Kabyles. Les intrusions granitiques indiquent un âge de 12 à 15 millions d'années. Au sud, dans les zones externes, on observe une tectonique dispersive qui coïncide avec l'apparition de la mer miocène (Burdigalien – Langhien). Cette géométrie est à l'origine du décollement des formations paléogènes telliennes, de leurs charriages et de leur mise en place par tectonique gravitaire dans la mer miocène. Le charriage de ces masses (nappes telliennes) vers le sud, dans le domaine des Sellaoua et le domaine para-autochtone, engendre des structures en écaillés. La présence d'un Miocène d'âge *Burdigalien* au sein des écaillés des Sellaoua et sous les nappes telliennes vient confirmer cette hypothèse concernant l'origine du relief actuel de la zone d'étude.

La nappe numidienne est actuellement située à la position la plus élevée d'un point de vue structurel. Cela implique que ces formations sont les dernières à subir les effets de cette tectonique de rétrécissement de l'ensemble de l'édifice à partir de leur milieu de formation (Bassin Numidien).

Les nappes numidiennes ont été déplacées vers le Nord (vers les zones internes) et au sud, en direction des zones externes et du domaine para-autochtone.

I.6.8. Miocène supérieur- Pliocène :

Cette période est caractérisée par :

- Une tectonique de réajustement et la naissance des bassins intra - montagneux connus sous le nom des bassins post – nappes.
- Exposition des montagnes jeunes à l'érosion et remplissage des bassins d'effondrements.

Dans la région d'étude, le synclinal de Taoura est constitué de plus de 1000 mètres de sédiments continentaux. D'autres remplissages de moindre importance sont identifiés dans le secteur des Sellaoua (Koudiet el Ayoune à Dj. Bouallegue et à Oued Mougras) ainsi que dans les zones allochtones (entre Ain Ghorab et Dj. M'Cid et à l'Ouest du village d'Aïn Zana (Chabbi, 2017). Au cours de la fin du Pliocène et du début du Quaternaire, on observe un éventrement des bassins post-nappes et l'émergence du réseau hydrographique actuel.

I.7. Les minéralisations phosphatées

Les phosphates du Nord-Est algérien sont généralement associés aux affleurements du Paléocène-Eocène (Fig. 7). Ces phosphates algériens sont plus abondants (~2,2 milliards de tonnes, USGS, 2020) dans la région de Tébessa (Atlas du Sahara oriental).

Les gisements de phosphates de la région de Tébessa comprennent au nord par Dj. El Kouif, Dj. Dyr, Tazbant, Ain Dibba et Ain Kissa et au sud par Kef Essenoun, Djemi-Djema, Bled El Hadba et Oued Btita. Le gisement de Kef Essenoun (Dj. Onk) présente une concentration plus élevée en P_2O_5 comparativement aux phosphates du nord. Toutefois, son intérêt économique varie d'une localité une autre. A Tébessa sud, les phosphates sont les mieux exploités, tandis que dans la partie nord, ils se présentent sous forme de niveaux de faible épaisseur et à faible teneur en phosphore, ce qui limite leur intérêt économique.

Dans la zone des nappes (Atlas tellien) (Souk Ahras, Guelma et Bordj Bou Aariridj...), on peut aussi trouver des niveaux de phosphates de l'Eocène qui sont caractérisés par la

présence de foraminifères planctoniques et benthiques, principalement localisés dans la région de Souk Ahras (Pomel, 1888 ; Blayac, 1912 ; Bleicher, 1890 ; Daresté de la Chavane, 1910 ; David, 1956 ; Chabbi, 2017, 2021), de Guelma et de Bordj Bouaeriridj. Ces phosphates sont constitués par des teneurs et des quantités de P_2O_5 très inférieures à celles de l'Atlas Saharien (Sud de Tébessa). L'importance économique de ses minéralisations, bien que peu attrayante, se manifeste par des niveaux à faibles épaisseurs et à faible concentration en phosphore. En règle générale, les formations phosphatées dans la région de Souk Ahras et de Guelma s'alternent avec un ensemble de couches marno-calcaires noirâtres, riches en glauconie et en matières organiques, contenant des rognons de silex et des calcaires très riches en nummulites.

- (1) L'assise inférieure est représentée par des calcaires noirs riches en foraminifères planctoniques et benthiques.
- (2) L'assise supérieure est définie par la présence des couches de calcaires abondants en rognons de silex et en nummulites.

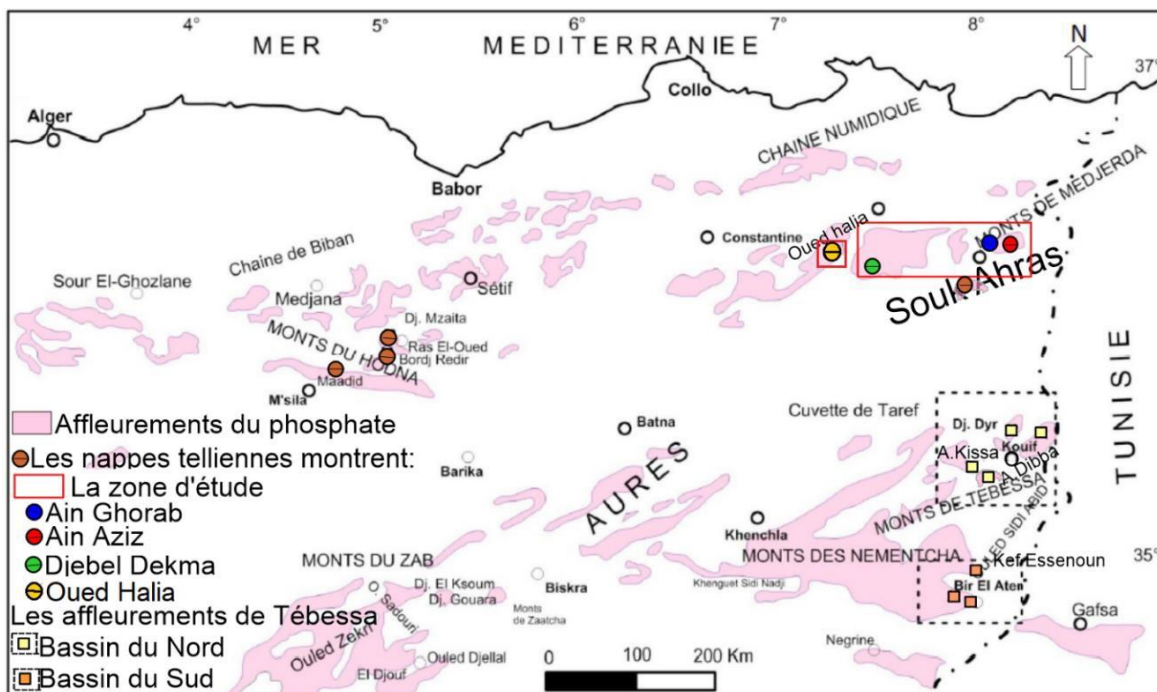


Fig. 7 : Affleurements des phosphates (gisements, niveaux et indices) liées aux formations du Paleocène-Eocène au nord-est algérien (Oussedik et al., 1979).

I.8. Paléogéographie des phosphates des bassins algéro-tunisiens

Au Paléocène-Éocène, plusieurs provinces phosphatées se forment en Afrique du Nord (Maroc, Tunisie, Algérie). Les gisements sédimentaires de phosphates algériens constituent l'une des provinces phosphogéniques les plus significatives du Crétacé supérieur-Paléogène en Afrique du Nord et au Moyen-Orient (Glenn et al., 1994 ; Notholt, 1980 ; Notholt et al., 1989 ; Lucas et Prévot-Lucas, 1995 ; Sheldon, 1987). Ces phosphates sont présents en grande quantité (~2,2 milliards de tonnes, USGS, 2020) dans la région de Tébessa (Atlas du Sahara oriental) et appartiennent à une gamme paléogéographique similaire à celle des gisements Paléocène-Eocène en Tunisie (Fig. 8). Récemment, ces gisements de phosphates ont été l'objet d'études par plusieurs auteurs, notamment (Boulemlia et al., 2021 ; Dassamiour et al., 2013 ; Kechiched et al., 2016, 2018, 2020 ; Ferhaoui et al., 2022 ; Laouar et al., 2024 ; Diab et al., 2024).

Ces gisements de phosphates sont situés dans la région de Tébessa, et ont été formés durant la période Paléocène – Éocène dans la partie occidentale de l'île de Kasserine, faisant partie de la ceinture de phosphates téthysiennes. Ils s'étendent des Caraïbes au Moyen-Orient, où la phosphogénèse a eu lieu entre le Crétacé supérieur et l'Éocène (Lucas et Prévot-Lucas, 1995 ; Notholt, 1980 ; Notholt et al., 1989 ; Sassi, 1974 ; Sheldon, 1987). Au Nord, ils sont limités par Dj. El Kouif, Dj. Dyr, Tazbant, Ain Kissa et Ain Dibba, et au Sud par Kef Essenoun, Djemi-Djema, Bled El Hadba et Oued Btita.

Le bassin Gafsa-Métlaoui-Djebel Onk se distingue par la présence de structures en hautfonds et de sillons, qui sont à l'origine des variations rapides de l'épaisseur de la série phosphatée. D'après plusieurs études, il est admis que ces bassins phosphatés sont alimentés par les courants d'upwellings et littoraux issus de la Téthys (Burollet et Oudin, 1980 ; Fourine, 1980 ; Sassi, 1974 et 1980). Le passage du Maastrichtien à l'Eocène dans les deux domaines (néritique et pélagique) est marqué par une série marneuse, décrite par Flandrin (1948). Cette

série, d'origine dano-sélandienne, peut inclure des niveaux datant du Maastrichtien et du Thanétien. Ces niveaux ont été observés en Tunisie sous le nom d'El-Haria, dans le bassin Gafsa-Metlaoui, au sud de l'île Kassrine, ainsi qu'à Djebel Onk, Negrine et Nememcha, dans l'est des Aurès en Algérie, où le passage est clairement défini (Barut et Bonnefous, 1967 ; Said, 1978 ; Ben Abdesselam, 1978 ; Salaj, 1980 ; Cuvillier et al., 1995).

Le sommet du Maastrichtien se caractérise par une surface rubéfiée qui renferme des traces d'organismes. La série marneuse présente des intercalations phosphatées minces, pour lesquelles plusieurs auteurs ont avancé des datations variées. L'épaisseur des marnes atteint son maximum dans le sillon tunisien, avec 700 m (Burolet, 1956), tandis qu'elle est d'environ 300 m à Tébessa (Flandrin, 1948) et de 70 m à Djebel Onk (Visse, 1951).

Le Thanétien est défini comme l'étage des minerais de phosphates, selon Laffitte (1939) ; Flandrin (1948) et Visse (1951, 1952) précisent que la série principale de minerais de phosphates du Djebel Onk et de la région de Gafsa appartient à l'époque thanétienne. Ranchin (1963) a également attribué cet âge à partir de l'étude de la microfaune à Djebel Onk. La coupe de Chouabine et de l'Oued Tselja, proche de Metlaoui, a été datée du Paléocène supérieur - Yprésien inférieur (Ben Abdessalem, 1978).

L'Yprésien affiche des formations comparables tant en Algérie qu'en Tunisie, localisées dans la mer éocène. Ces formations se composent de marnes et de marno-calcaires à silex, entrecoupées de niveaux de minerais de phosphates d'épaisseurs variées. Les premières nummulites apparaissent dans les Aurès, à Tébessa et au sud des chaînes telliennes (Flandrin, 1948 et Winnok, 1980).

Le Lutétien inférieur représente une nouvelle régression marine dans les Aurès, les Nemencha, Djebel Onk et le bassin de Gafsa-Métlaoui. Cette époque se caractérise par la présence de gypses, de marnes et de calcaires dans la région de Tébessa, tandis que le Lutétien inférieur se distingue par la présence de calcaires massifs à Nummulites.

Les indices de phosphates de cette étude, sont localisés dans la zone des nappes (Atlas tellien) mais qui sont constitués par des teneurs et des quantités de P_2O_5 très inférieures à celles de l'Atlas Saharien (Sud de Tébessa). Le Paléocène de cette série est caractérisé par de marnes noires à rares niveaux de calcaire, riche en foraminifères planctoniques, benthiques et Ostracodes. L'Yprésien est caractérisé par une barre de calcaire noir à Globigérines au Nord, riche en boules de silex et à Nummulites au Sud de la région de Souk Ahras, où se trouvent les couches phosphatées. Le Lutétien est formé d'une épaisse série marneuse riche en boules jaunes de calcaires silicifiés et de niveaux de calcaires à lumachelles et à nummulites (Chabbi et al., 2021).

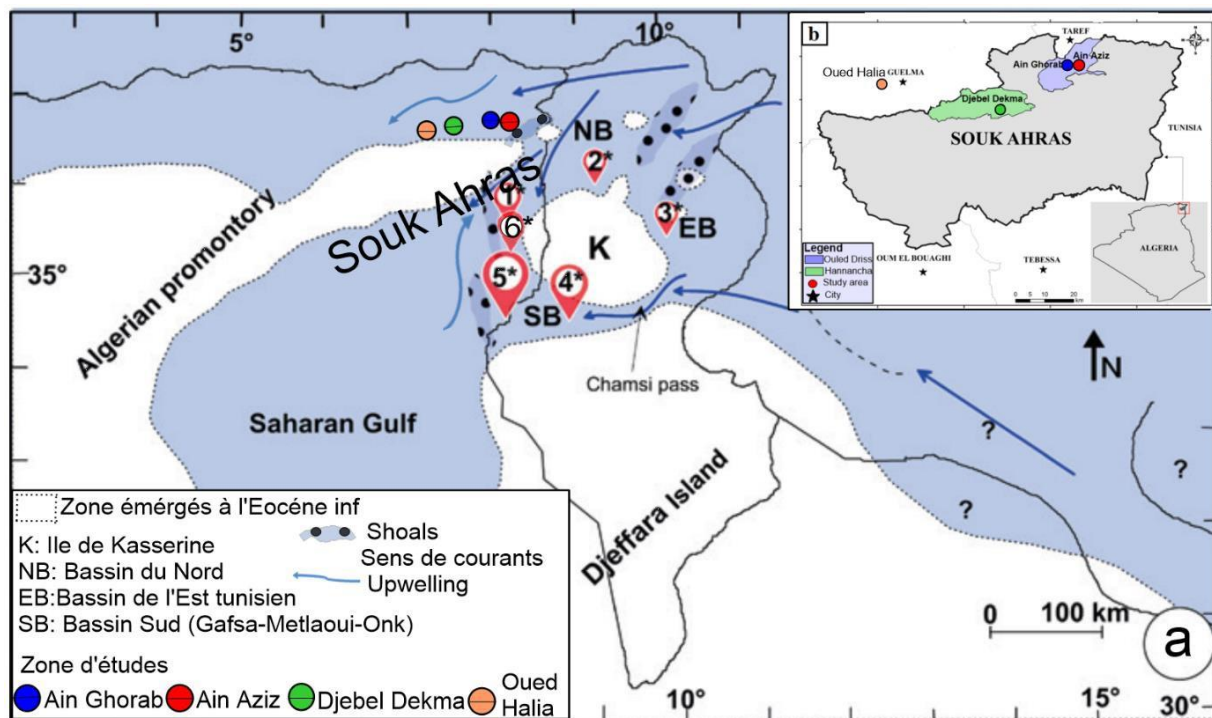


Fig. 8 : Carte schématique montrant la reconstitution paléogéographique des bassins phosphatés algérien-tunisiens durant le Paléocène-Éocène (modifiée d'après Sassi, 1974 ; Burollet et Oudin, 1980 ; Winnock, 1980 ; Chaabani, 1995 ; Zaïer et al., 1998) ; 1 : Djebel El Kouif et Djebel Dyr, 2 : Sra Ouretan, 3 : Dépôts de Meknassy-Mezzouna, 4 : Dépôts de Gafsa-Metlaoui, 5 : Bassin minier de Djebel Onk et 6 : Ain Dibba et Ain Kissa, avec (b) Carte de localisation des zones étudiées (la zone des nappes).

Conclusion

Les indices de phosphates de la région Souk Ahras–Guelma, située dans la zone de nappes de l’Atlas tellien (nord-est de l’Algérie), se trouvent dans un contexte géologique complexe résultant des déformations alpines dues à la convergence continue des plaques africaine et eurasienne depuis le début du Cénozoïque. Les formations sédimentaires de cette zone, datées du Mésozoïque au Cénozoïque, montrent que les dépôts phosphatés appartiennent au bassin nord paléocène-éocène de l’île de Kasserine.

CHAPITRE II

LITHO-

BIOSTRATIGRAPHIE

CHAPITRE II

LITHO - BIOSTRATIGRAPHIE

Parmi plusieurs auteurs ont déjà étudiés les formations sédimentaires des nappes telliennes dans la région de Souk Ahras (Tissot, 1881 ; Blayac, 1902 ; Flandrin, 1948 ; David, 1956 ; Chabbi, 2017 et Chabbi et al., 2021). Ils ont signalés la présence des couches de phosphates, d'un décimètre à un mètre d'épaisseur qui sont attribuées à l'Éocène inférieur (Yprésien) et appartenant à la grande province de phosphates qui recouvre la zone méridionale de la Téthys. L'identification de ces couches phosphatées est essentielle dans le terrain de l'éocène, et par sa richesse en fossiles près de ville de Souk Ahras, le plus étudié de toute la région (David, 1956).

La caractérisation lithologique des formations géologiques situées dans la zone des nappes (Souk Ahras-Guelma) a été complétée par l'étude pétrologique des indices phosphatés. Ces formations s'inscrivent dans l'Atlas tellien, à proximité de la frontière tunisienne. Dans ce cadre, plusieurs coupes géologiques ont été réalisées dans différentes localités : Ain Ghorab, Ain Aziz et Djebel Dekma dans la région de Souk Ahras, ainsi qu'Oued Halia dans la région de Guelma (cf. Fig. 1, 5a,b). Par ailleurs, une étude biostratigraphique a été menée à partir d'échantillons prélevés dans l'ensemble des coupes établies. Les résultats obtenus ont permis d'effectuer une comparaison détaillée entre les indices phosphatés des secteurs nord et sud de la région de Souk Ahras.

II.1. Lithostratigraphie

II.1.1. Géologie des affleurements du nord de Souk Ahras

II.1.1.1. Secteur du Ain Ghorab

La zone de Ain Ghorab (Souk Ahras), en raison de sa position structurale, fait partie de la chaîne tellienne du Nord-Est algérien. Elle est localisée au nord de la ville de Souk Ahras

dont les coordonnées géographiques sont : Latitude : N36°22'18.6" ; Longitude : E08°0.3'12,3".

Le secteur étudié est caractérisé par la présence des faciès septentrionale à Globigérine, où affleure une couche de phosphates au sein de la série éocène, une coupe géologique a été réalisée et 38 échantillons ont été prélevés.

a- Description de faciès

Une étude macroscopique des affleurements a été réalisée dans le but de décrire les formations géologiques. L'affleurement étudié, situé au niveau de la barre calcaire de Ain Ghorab, datée du Paléocène supérieur à l'Éocène inférieur (Chabbi, 2017), a été soumis à un échantillonnage. Il met en évidence une prépondérance des faciès carbonatés par rapport aux niveaux phosphatés d'âge yprésien. Une vue panoramique (Fig. 9) ainsi qu'une coupe géologique (Fig. 10) ont été réalisées, mettant en évidence le niveau stratigraphique observé.

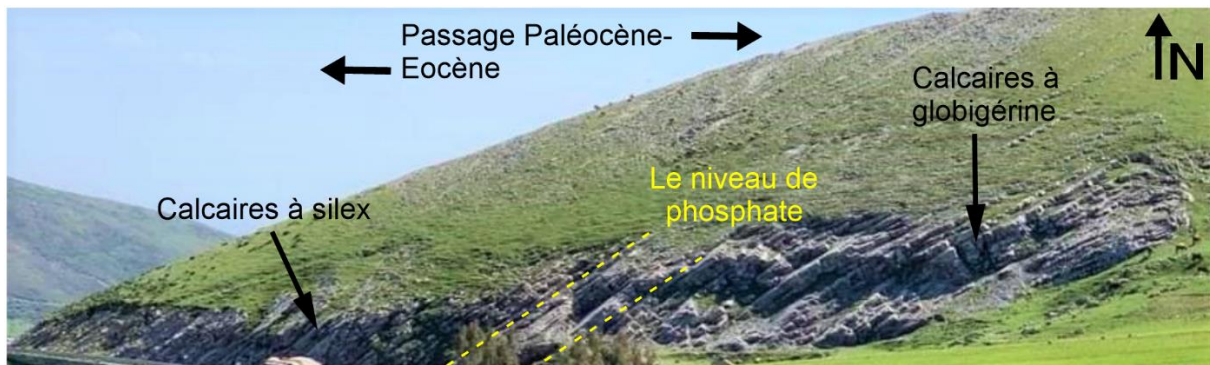


Fig. 9. Vue panoramique de la barre calcaire de Ain Ghorab (nappe tellienne).

La description macroscopique de ces affleurements a permis de représenter les caractéristiques faciologiques du niveau de phosphate, objet de cette étude, ainsi que l'encaissant du mur et du toit. La lithologie de la barre calcaire de Ain Ghorab est constituée par une série marno-carbonatée (Pl. 1 a,b), composée essentiellement de bas en haut par :

-De marnes noires datant du Paléocène, riches en assemblages de foraminifères planctoniques (Chabbi, 2017).

- Une série épaisse d'environ 17 m d'épaisseur est composée de marnes durcies, de calcaires micritiques et de dolomies en banc de 30 cm d'épaisseur. Ces formations sont de couleur gris foncé et présentent une forte richesse en grains de phosphate, en glauconie, en matière organique, ainsi qu'en microfaune, notamment des foraminifères planctoniques et benthiques.

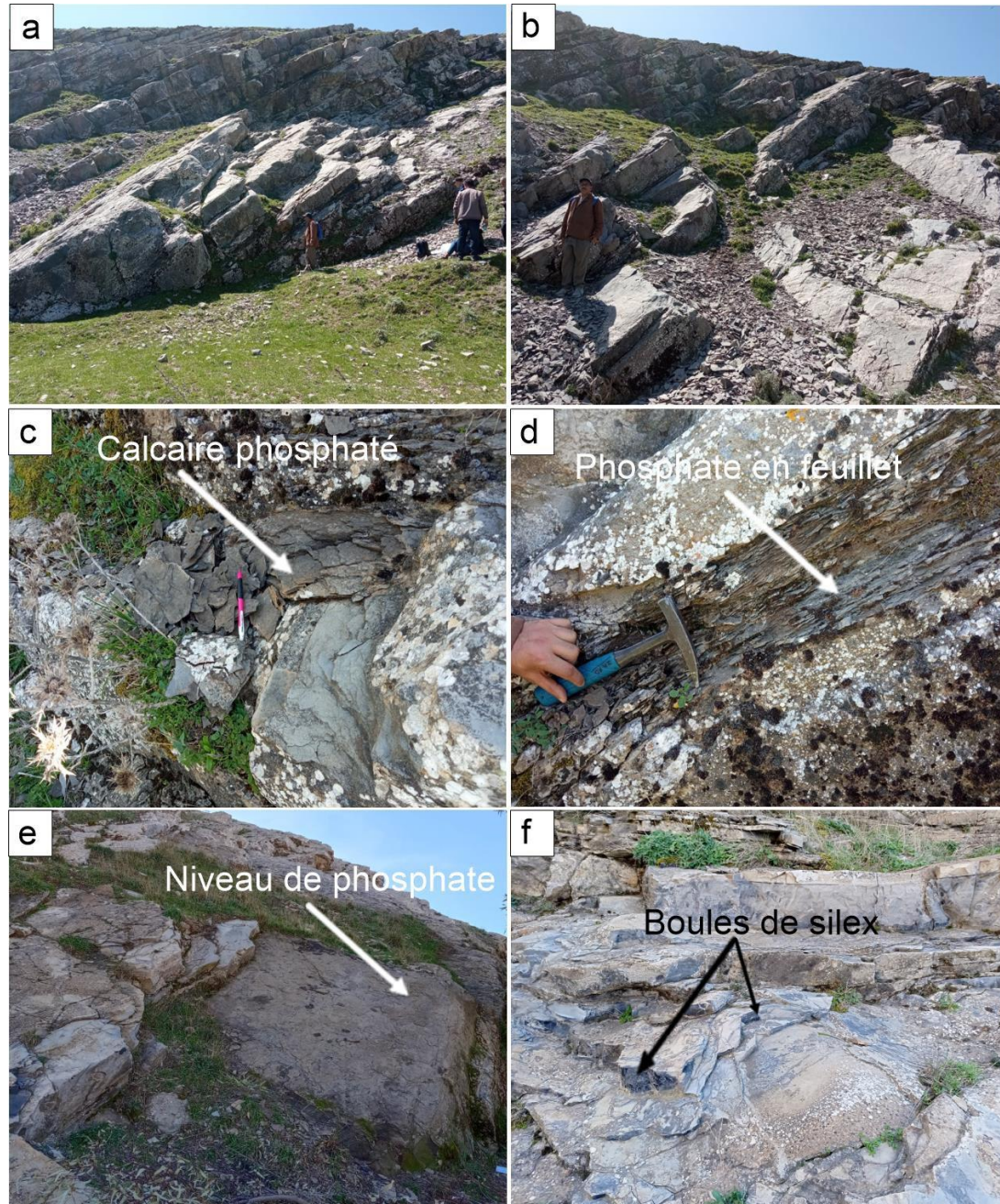
-Elle comprend également des calcaires phosphatés gris sombre, riches en matière bitumineuse, qui se débitent en fines plaquettes sur une épaisseur d'environ 2 mètres (Pl. 1c, d). La base de cette série est très déformée (« froissée ») et renferme des minéraux sulfurés, notamment de la pyrite (Chabbi, 2017).

-Par la suite, elle est surmontée par une deuxième série, épaisse d'environ 20 mètres, composée d'alternances de bancs décimétriques de calcaires riches en grains de phosphate. Ces calcaires varient du noir au gris beige et présentent des traces évidentes de bioturbation. Ils sont intercalés avec des niveaux marneux indurés, de couleur gris-verdâtre à gris-bleu.

-Ces séries, datées de l'Yprésien, évoluent vers un niveau phosphaté d'environ un mètre et demi d'épaisseur (Pl. 1e, Fig. 10), particulièrement riche en matière organique et en glauconie. Ce niveau se distingue par sa couleur grisâtre et sa texture compacte. Les grains phosphatés, de taille très fine (inférieure à 1 mm), sont majoritairement constitués de pellets et de coprolithes aux formes irrégulières. Le ciment y est légèrement carbonaté, conférant à la roche une certaine dureté.

-Le toit de niveau de ce phosphate est constitué d'alternances de calcaire faiblement riche en grains de phosphate et en matière organique, mais fortement enrichis en calcaires silicifiés à patine brune à jaunâtre, contenant de nombreuses boules de silex noir. Les fractures observées dans ces niveaux sont imprégnées de bitume et remplies de calcite.

Ces bancs de calcaire présentent une dureté variable, avec des nodules de silex noir (Pl. 1f), altérées en pull d'ognon et accompagnées de lentilles phosphatées. Leur épaisseur atteint 9 mètres.



Pl. 1 : Différents faciès de la barre calcaire de secteur étudié.

Légende de la planche :

- a** : série de calcaires massifs riche en matière organique ;
- b** : alternance des séries marno-calcaires de la barre calcaire ;
- c** : calcaire noir phosphaté riche en matière organique ;

- d** : la présence de phosphate gris-sombre en feuillet riche en matière organique ;
- e** : le niveau phosphaté dans la barre calcaire de Ain Ghorab ; Ce niveau est caractérisé par de phosphates de couleur gris foncé à noirâtre, riches en matière organiques, de la glauconite et la nature de ciment est carbonatée ;
- f** : calcaires silicifiés riche en boule de silex noir.

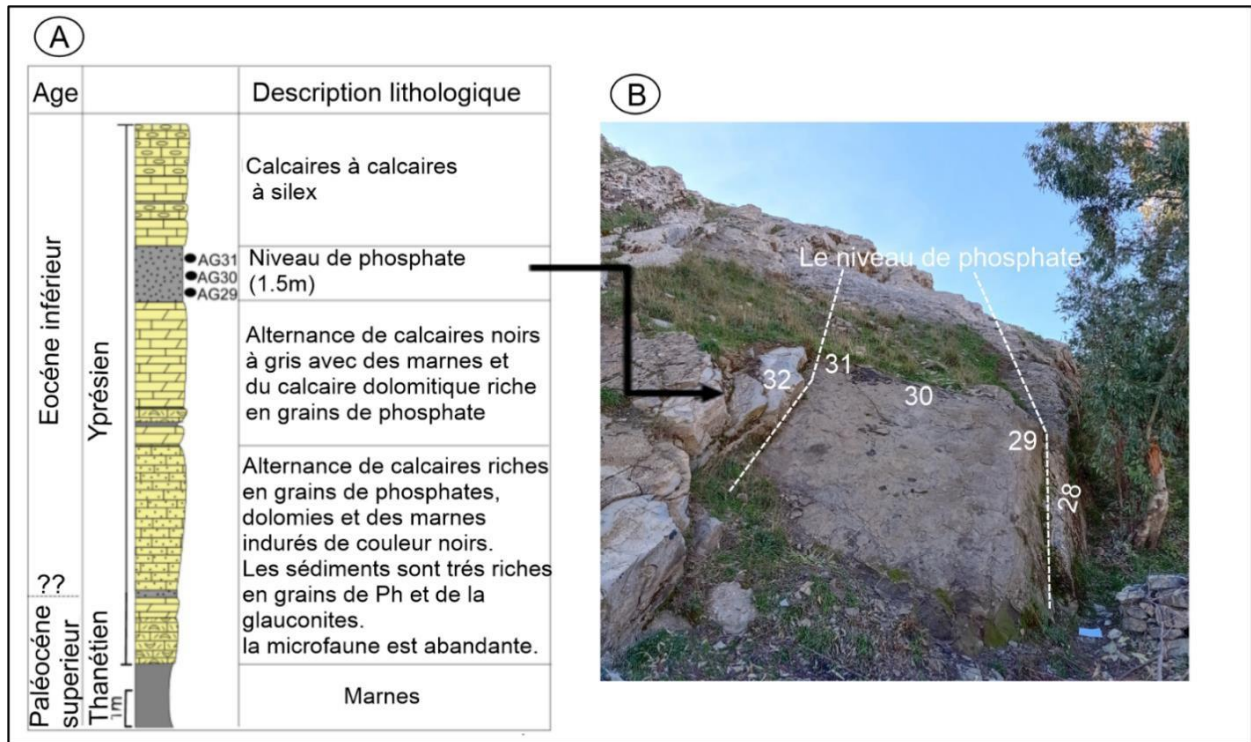


Fig. 10. **A** : Log lithostratigraphique et localisations des échantillons de phosphates au niveau d’affleurement de Ain Ghorab (Souk Ahras Nord). **B** : Localisation de ces échantillons prélevés au sein de niveau de phosphate.

b- Pétrographie

Le niveau de phosphate observé à Ain Ghorab présente une épaisseur ne dépasse pas 2 mètres. Notre étude sera principalement centrée sur ce niveau ainsi que le mur et le sommet de la couche phosphatée (AG 29, AG30 et AG31) (Fig. 10B).

Facies de l’encaissant (mur et toit)

Ils se caractérisent par la présence d’un faciès calcaireux de couleur noire (échantillon 21AGAW28 et 32), dont la couleur sombre est attribuée à une teneur élevée en matière organique. Ces faciès présentent une richesse variable en grains phosphatés ainsi qu’en

glaucosite, observée au niveau du mur, ainsi qu'un enrichissement en nodules de silex noirs localisés au toit de cet encaissant.

Couche principale : (le niveau phosphaté)

Ce niveau de phosphate est caractérisé par l'abondance en grains phosphatés hétérogènes de couleur gris foncé à noirâtre indiquant sa richesse en matière organique. Ils sont durs et leur texture est très fine, renfermant des pellets ainsi que des coprolithes de dimensions et de formes diverses. Il inclut également de la glaucosite, qui apparaît sous forme de grains de couleur verdâtre, et il présente des fractures de calcite (Fig. 11A).

A la loupe binoculaire, La fraction granulométriques (250 μm) montre que les grains phosphatés sont généralement représentés par des pellets arrondis à sub-arrondis, dont la taille entre 125-250 μm avec une couleur grisâtre. Ils sont représentés 55% des éléments figurés (Fig. 11B).

Les coprolithes sont relativement peu abondants, représentant environ 30% de la totalité de grains, et se distinguent par leur couleur gris foncé. Ils présentent une morphologie allant du cylindrique à l'irrégulier, avec une taille de 250 μm .

Les pseudo-oolithes, quant à eux, se développent autour d'un noyau constitué par des tests de foraminifères benthiques. Ils affichent une forme sub-arrondie, une couleur gris foncé et une taille ne dépassant pas 150 μm . La présence de foraminifères benthiques dans ces grains est principalement représentée par le genre *Lenticulina*.

La présence de la glaucosite qui apparaît sous forme de grains verdâtres représentant 10%, les dents de poissons sont aussi rencontrées avec de foraminifères benthiques (*Lenticulina*) et de gastéropodes. Le ciment (matrice) est toujours de nature carbonatée, de couleur brunâtre, renfermes des grains de la calcite (plus de 10%).

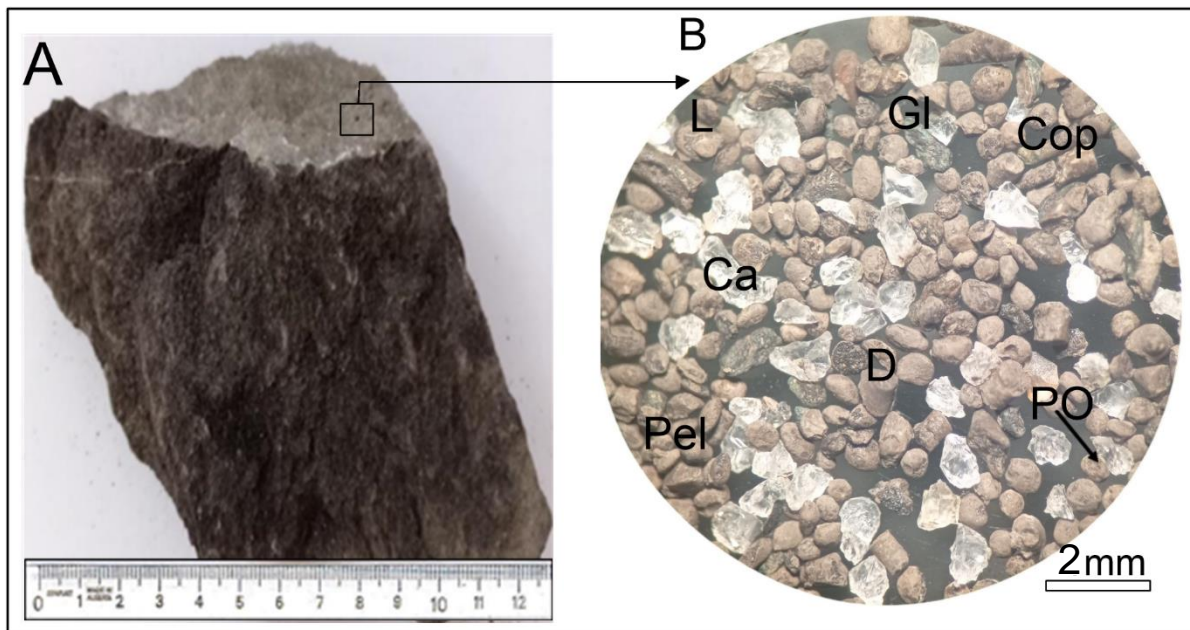


Fig. 11 : **A** (Echantillon prélevé de la couche sommitale). **B** (La fraction granulométriques (250 μ m) sous la loupe binoculaire). **Cop** : Coprolithes ; **P** : Pellets ; **D** : Dents ; **Gl** : Glaucinite ; **Ca** : Calcites ; **PO** : Pseudo-oolithes ; **L** : Lenticulina.

II.1.1.2. Secteur du Ain Aziz

Le secteur de Ain Aziz se trouve à 17 km au nord de la ville de Souk Ahras, et il fait partie de la chaîne tellienne du nord-est algérien. Ce secteur est représenté sur la carte au 1/200 000 de Souk Ahras, avec les coordonnées géographiques suivantes : Latitude : N36°22'22.27" ; Longitude : E08°0.5'17,85".

La région est caractérisée par la présence des facies carbonaté, où affleure le niveau phosphaté d'épaisseur de 3cm jusqu'à 1 mètre au sein de la série éocène, une coupe géologique a été réalisée et 25 échantillons ont été prélevés (Fig. 12).



Fig. 12 : Vue panoramique de la barre calcaire de Ain Aziz.

a- Description du faciès

D'après la carte géologique de la région de Souk Ahras (1/200000), la région de Ain Aziz présente des affleurements de niveaux phosphatés de l'Éocène, caractérisés par la présence de la barre calcaire, encaissés dans des formations principalement carbonatées. Cette barre calcaire est constituée par une série de marno-calcaires beige de cassure gris foncé, riche en matière organique et en grains de phosphates (Pl. 2). Cette série carbonatée, est composée essentiellement de bas en haut par :

- Des marnes noires du Paléocène (Pl. 2a) avec une alternance de calcaires massifs contenant de grains de phosphates et de dolomies à la base, qui sont riche en matière organique et des microfaciès (foraminifères planctoniques et benthiques) (Pl. 2b).

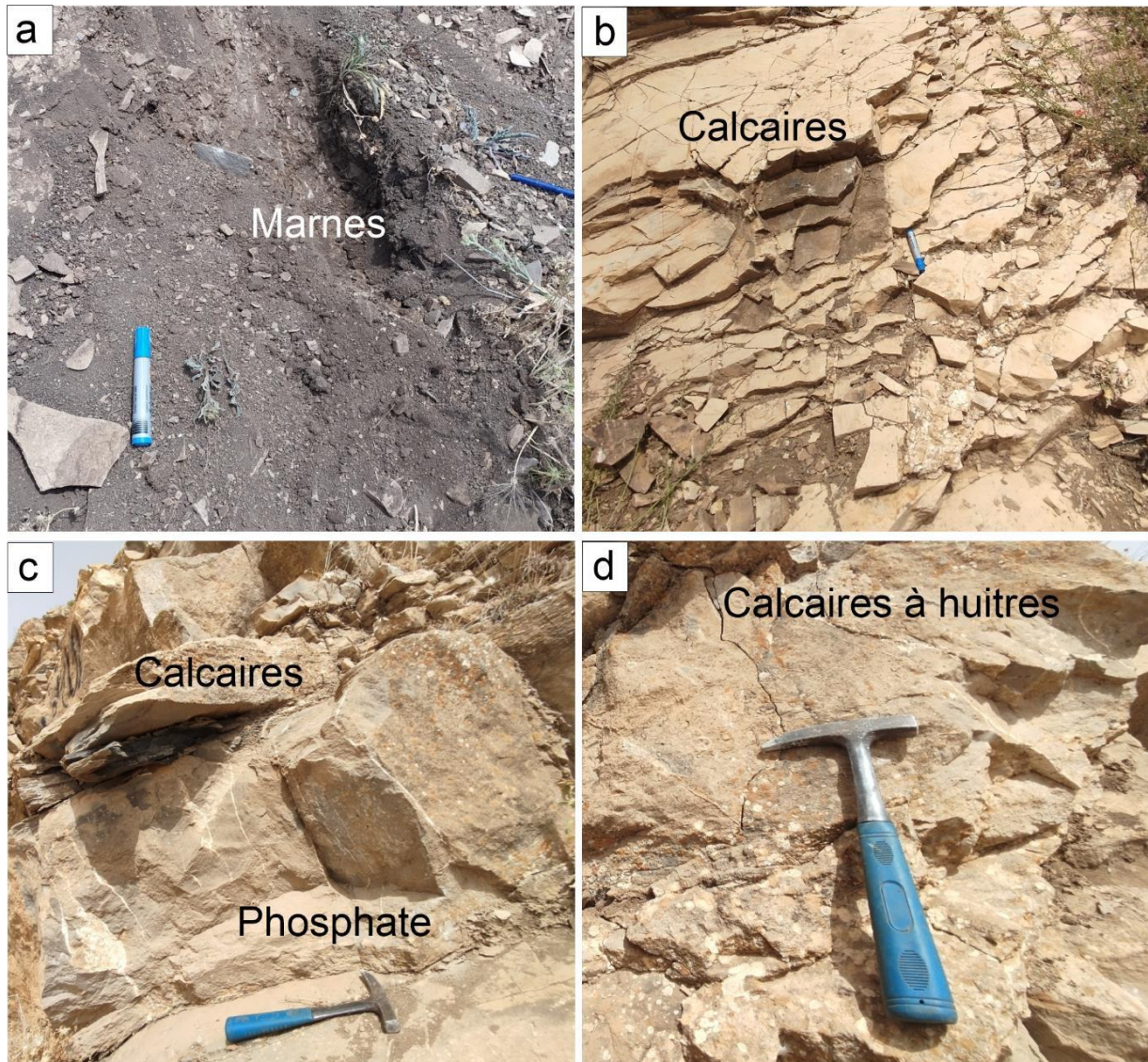
- Il est aussi constitué par des calcaires phosphatés sombre riche en matière organique. Ces sédiments sont similaires à ce que trouvés à Ain Ghorab (Pl. 2c).

- Une alternance de de bancs décimétriques de calcaires riche en grains de phosphates, de couleur beige à gris avec des calcaires dolomitiques. Elle représente par une série métrique des calcaires d'âge Yprésien (Fig. 14), riches en huitres et des traces de fossiles (Pl. 2d).

- Le niveau de phosphate est présenté par une épaisseur qui varie entre 3cm jusqu'à 1m, d'âge Yprésien (Fig. 13), de couleur beiges à gris, riche en matière organique et de la glauconite (Pl. 2c). Ces phosphates sont légèrement durs, cimentés par une matrice généralement phosphatée

carbonatée et les grains sont de tailles hétérogènes où les grains sont généralement coprolithiques.

-Le sommet de cette formation calcaire est constitué d'alternances de calcaires moins riches en grains de phosphate et en matière organique. Ces calcaires, d'une épaisseur d'environ 10 mètres, présentent une texture plus ou moins tendre, avec des nodules de silex noir.



Pl. 2 : Différents faciès du Nord de la barre calcaire de secteur de Ain Aziz.

a : Marnes noirâtres ou brunâtres, d'ordre métrique riche en foraminifères planctoniques et benthiques ;

b : Calcaires riche en matière organique, représentés par des oxydes de fer ;

c : Affleurement du niveau phosphatée d'environ 20cm d'épaisseur, intercalée par des calcaires massifs remplis par des fractures de calcite.

d : calcaires riche en traces de fossiles, des huitres avec une couche de phosphates d'épaisseur 15cm.

e : La formation phosphatée intercalée par des calcaires beige sombre.

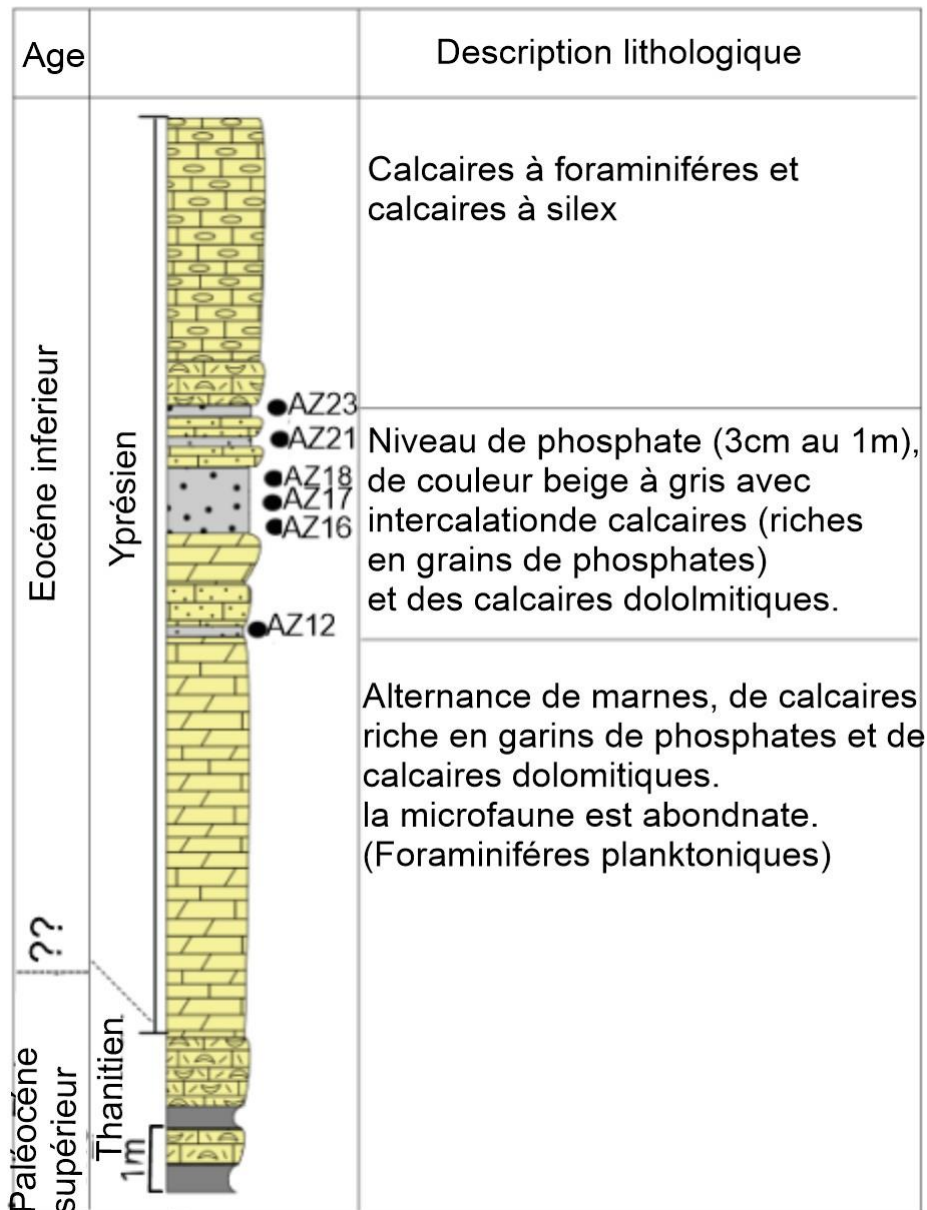


Fig. 13 : Log lithostratigraphique et localisation de échantillons de phosphates d'affleurement de Ain Aziz (Souk Ahras Nord).

b- Pétrographie

Les facies phosphatés rencontrés à Ain Aziz sont très comparables à ceux observés à Ain Ghorab. Cependant, l'épaisseur des niveaux y est un peu réduite. Ils se caractérisent par

une couleur grisâtre et sa richesse en matière organique, légèrement durs, ainsi qu'une matrice phosphatée-carbonatée.

L'encaissant du mur et toit de niveau phosphaté est représenté par des calcaires riche en matière organique, en grains de phosphates et riches en microfaciès (Fig. 14). Ces calcaires sont durs et contiennent de nodules de silex au sommet.

Le niveau de phosphate est subdivisé en deux catégories :

- Des phosphates sont riches en particules phosphatés, généralement représentés par des coprolithes dont la taille ne peut pas dépasser 1 mm ainsi que par des pellets.
- Des calcaires phosphatés sont riche en grains de phosphates.

Une hétérogénéité de la granulométrie est observée.



Fig. 14 : Les faciès de l'encaissant du mur et du toit du niveau phosphaté.

Couche principale : (le niveau phosphaté)

Ce niveau de phosphate est défini par l'abondance en grains phosphatés hétérogènes riche en matière organique, de couleur gris foncé à noirâtre (Fig. 15A). Ces grains, durs, renferment des pellets ainsi que des coprolithes de diverses formes et dimensions. La taille de ces grains varie de 100 μm à 500 μm . Ils sont cimentés par une matrice qui est généralement

carbonatée. On constate deux types de facies dans cette couche ; des phosphates et des calcaires phosphatés :

- Des phosphates sont représentés par la base de ce niveau, renfermant trois échantillons de phosphates notée (24AZAW12, 16 et 17).
 - Des calcaires phosphatés représentent le milieu du niveau phosphaté, possédant deux échantillons nommé (24AZWA18 et 21).
 - Des phosphates sont rencontrés au toit de ce niveau de phosphate, représenté par deux échantillons (24AZWA 23).
- ✓ *Les phosphates du mur (24AZAW12)*

Ce facies est généralement rencontré à la base du niveau. Il présente une couleur beige foncé à gris foncé, indiquant sa richesse en matière organique. Il est dur et possède des grains très fins (Fig. 15A).

A la loupe binoculaire (250µm). Les grains présentent plusieurs formes, allant d'allongées à cylindriques, correspondant à des coprolithes dont la taille généralement entre 250µm à 500µm. leur couleur, allant du gris foncé au noirâtre, est due à une richesse en matière organique.

Les pellets présentent de couleurs gris foncé, avec une forme arrondie à sub-arrondie, et des dimensions allant de 125µm à 200µm.

Ce facies inclut des bioclastes, comprenant des débris osseux et des dents de poissons, des gastéropodes, ainsi que des foraminifères benthiques comme *Lenticulina* (Fig. 15B).

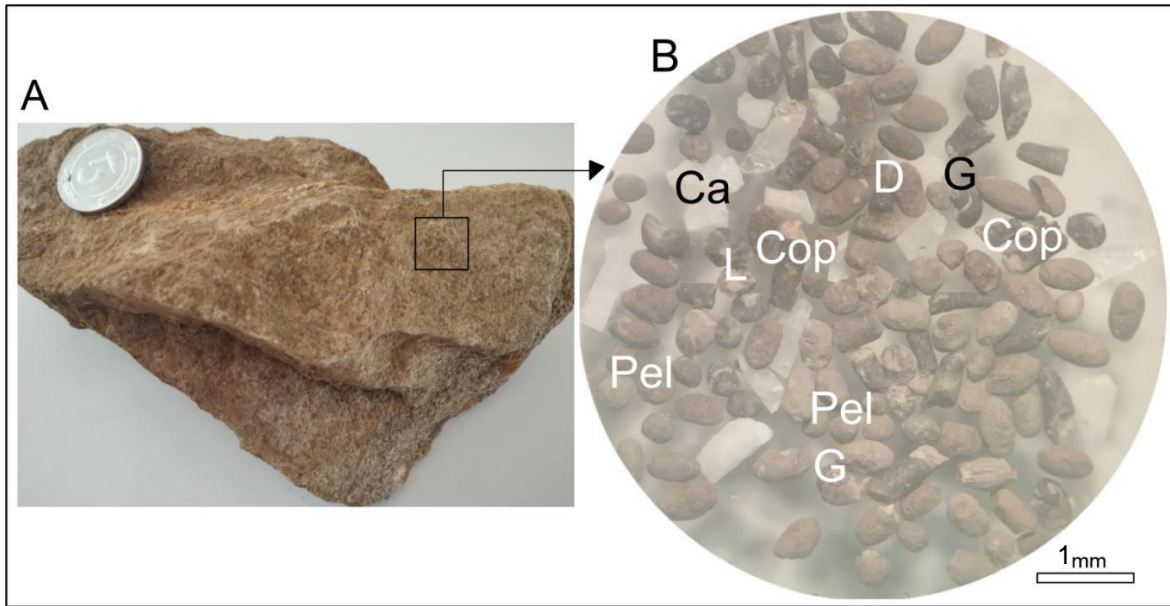


Fig. 15 : **A** (Echantillon prélevé de la couche basale). **B** (La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire). **Cop** : Coprolithes ; **P** : Pellets ; **D** : Dents ; **Ca** : Calcites ; **L** : Lenticulina ; **G** : Gastéropodes.

✓ *Les calcaires phosphatés du milieu (24AZAW18)*

Ce faciès est observé au milieu de la couche phosphatée (Fig. 16A). Il présente une couleur allant du beige à gris, avec des teintes verdâtres en surface ; probablement due à la présence de quelques grains de la glauconite (Fig. 16A, B) d'environ 0,25 mm de diamètre. Il contient également des oxydes de fer. Ce faciès est généralement dur.

A la loupe binoculaire, la majorité des grains sont composés par des coprolithes cylindriques à allongés, dont la taille varie de 200µm à 500µm. Ils présentent une couleur gris foncé à noirs (Fig. 16C). Ces grains, formant la matrice, représentent environ 60 % de l'ensemble et sont de nature carbonatée, avec la présence de matière organique. Les pellets sont généralement arrondis à sub-arrondis, de couleur grise, dont la taille est donc 200µm et constitués d'environ 10% des grains. La glauconite, de couleur verdâtre et de formes irrégulières, représente environ 5 % de la totalité des grains. Elle renferme aussi des minéraux tels que la calcite et le quartz.

Ce faciès présente des bioclastes, comprenant des débris osseux et des dents de poissons, ainsi que des gastéropodes. De plus, on note un enrichissement en foraminifères benthiques comme *Lenticulina* et *Lagena*, le tout étant lié à une matrice carbonatée qui renferme environ 20 % de grains phosphatés.

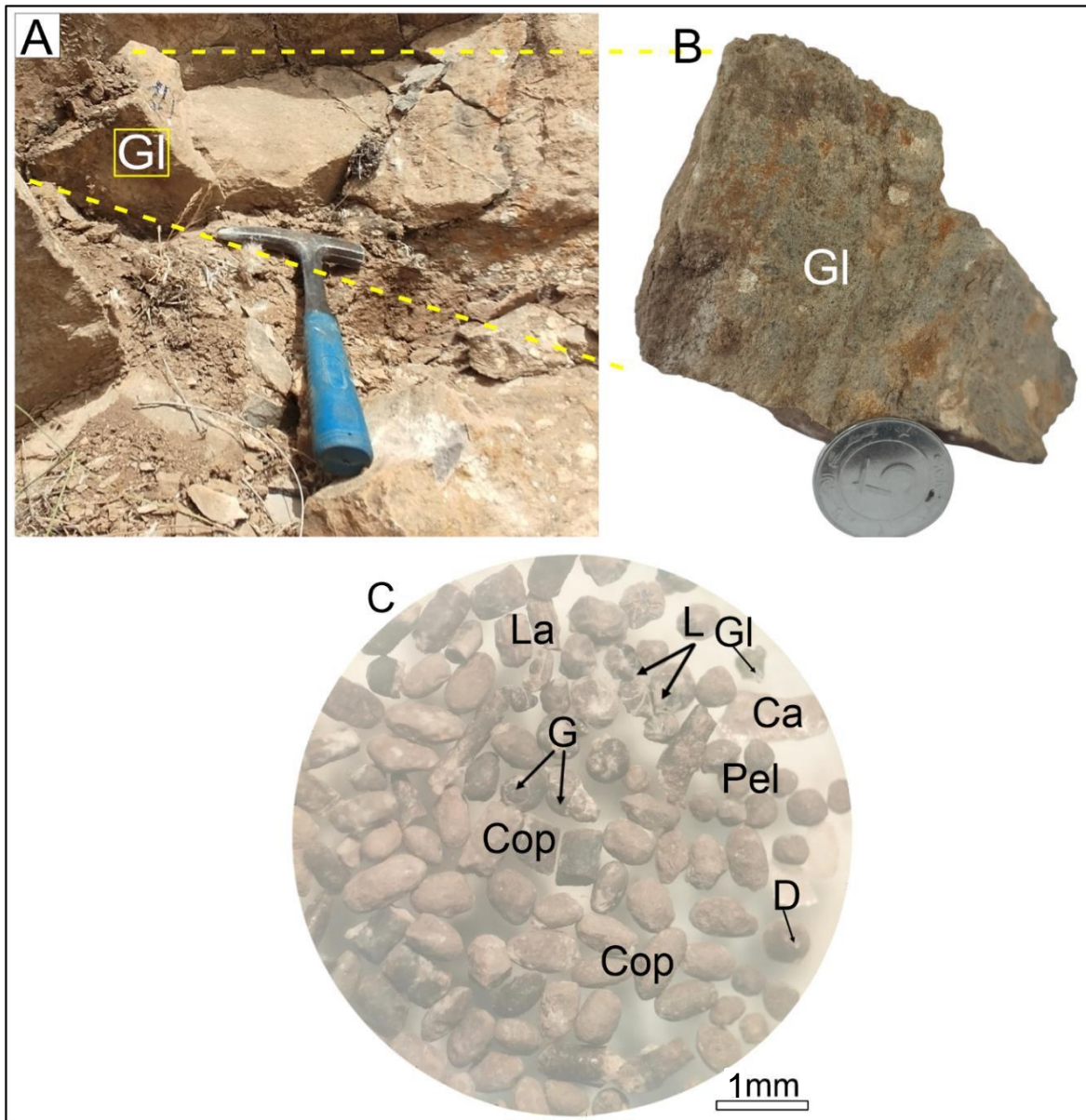


Fig. 16 : **A** (Calcaire phosphaté à glauconite (Gl)). **B** (Echantillon prélevé de ce faciès. **C** : La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire). **Cop** : Coprolithes ; **Pel** : Pellets ; **Gl** : Glauconites ; **D** : Dents ; **G** : Gastéropodes ; **L** : *Lenticulina* et **La** : *Lagena*.

✓ *Les phosphates du toit (24AZAW23)*

Ce faciès est généralement rencontré au toit du niveau. Il se présente par une couleur gris foncé à noirâtre, indiquant sa richesse en matière organique. Il est dur et possède des grains légèrement fins (Fig. 17A).

A la loupe binoculaire (250 μ m). Les grains présentent plusieurs formes, allant d'allongées à cylindriques, correspondant à des coprolithes dont la taille généralement dépasse les 500 μ m. Leur couleur, allant du gris foncé au noirâtre, est due à une richesse en matière organique. Ces coprolithes sont constitués aussi 60% de totalité des grains (Fig. 17B).

Les pellets sont de couleurs gris foncé, de forme arrondis à sub-arrondis, dont la taille varie entre 125 μ m à 200 μ m et constitués que 10% de grains. La glauconite, qui est relativement rare et présente une couleur verdâtre, a une taille de 125 μ m. Elle représente 5 % de la totalité des grains phosphatés.

Ce faciès comprend des bioclastes, incluant des débris osseux et des dents de poissons, des gastéropodes, ainsi que des foraminifères benthiques tels que *Lenticulina* et *Lagena*. Sa matrice, généralement carbonatée, est cimentée et renferme des minéraux de calcite, généralement en association avec 15%.

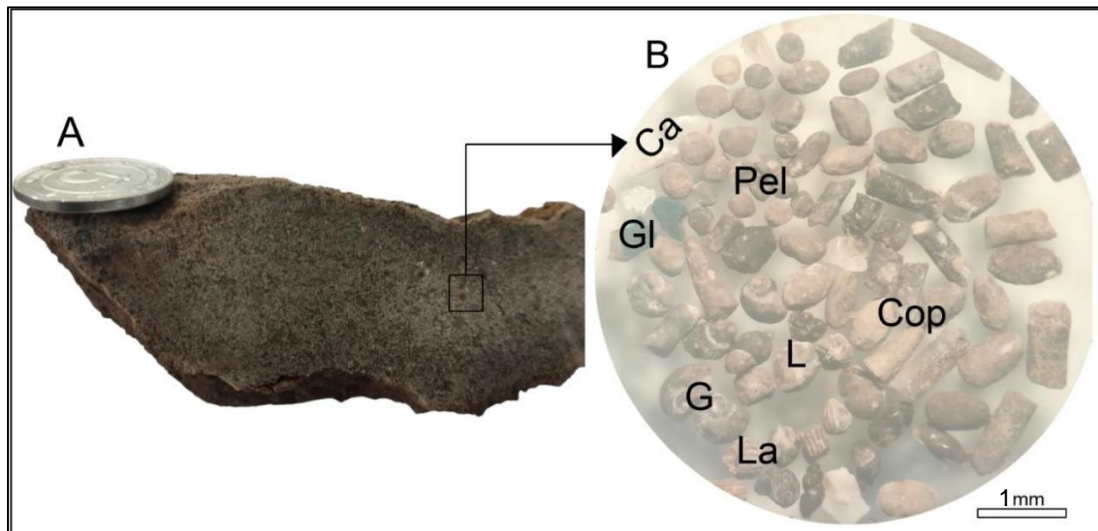


Fig. 17 : **A** (Echantillon prélevé de ce facies). **B** (La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire). **Cop** : Coprolithes ; **Pel** : Pellets ; **Gl** : Glauconites ; **G** : Gastéropodes ; **L** : Lenticulina et **La** : Lagena.

II.1.2. Géologie des affleurements sud de Souk Ahras

II.1.2.1. Secteur du Djebel Dekma

Djebel Dekma est situé au Sud de la région de Souk Ahras, à environ 9km et au Sud de Ouled Driss (cf. Fig. 1), sur la rive droite de la haute Medjerda.

Ce secteur désigne la couverture éocène, située à l'extrémité nord-est de l'anticlinal sénonien du Dj. Sérou. Cet Eocène se présente sous la forme d'une crête orientée vers le nord, culminant aux kef Dekma et Sidi Ali, où les falaises calcaires dominent les marnes du Crétacé et du Paléocène.

Les affleurements de l'Eocène sont des facies à caractère méridional, sa partie basale de cette corniche calcaire est caractérisée par le développement des couches phosphatées et de l'extraordinaire abondance des fossiles (David, 1956).

a- Description de facies

Les affleurements de l'Eocène de Djebel Dekma sont des facies méridional à Nummulite (Fig. 18) qui sont d'âge allant du Paléocène- Eocène, et se répartissent selon une bande relativement étroite orientée également W-E (David, 1956). Il a montré la présence de couches phosphatées et de l'extraordinaire abondance des fossiles. Cela toujours concerne les phosphates du Dj. Dekma que Bleicher (1890-1991) montre leur origine animale.

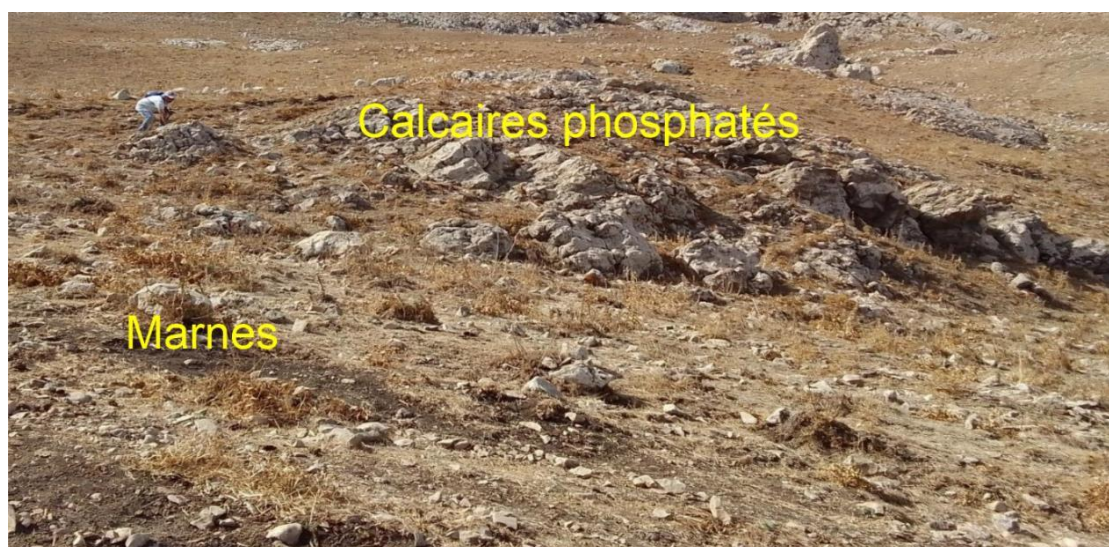


Fig. 18 : Faciès à Nummulite de Djebel Dekma (Méridional).

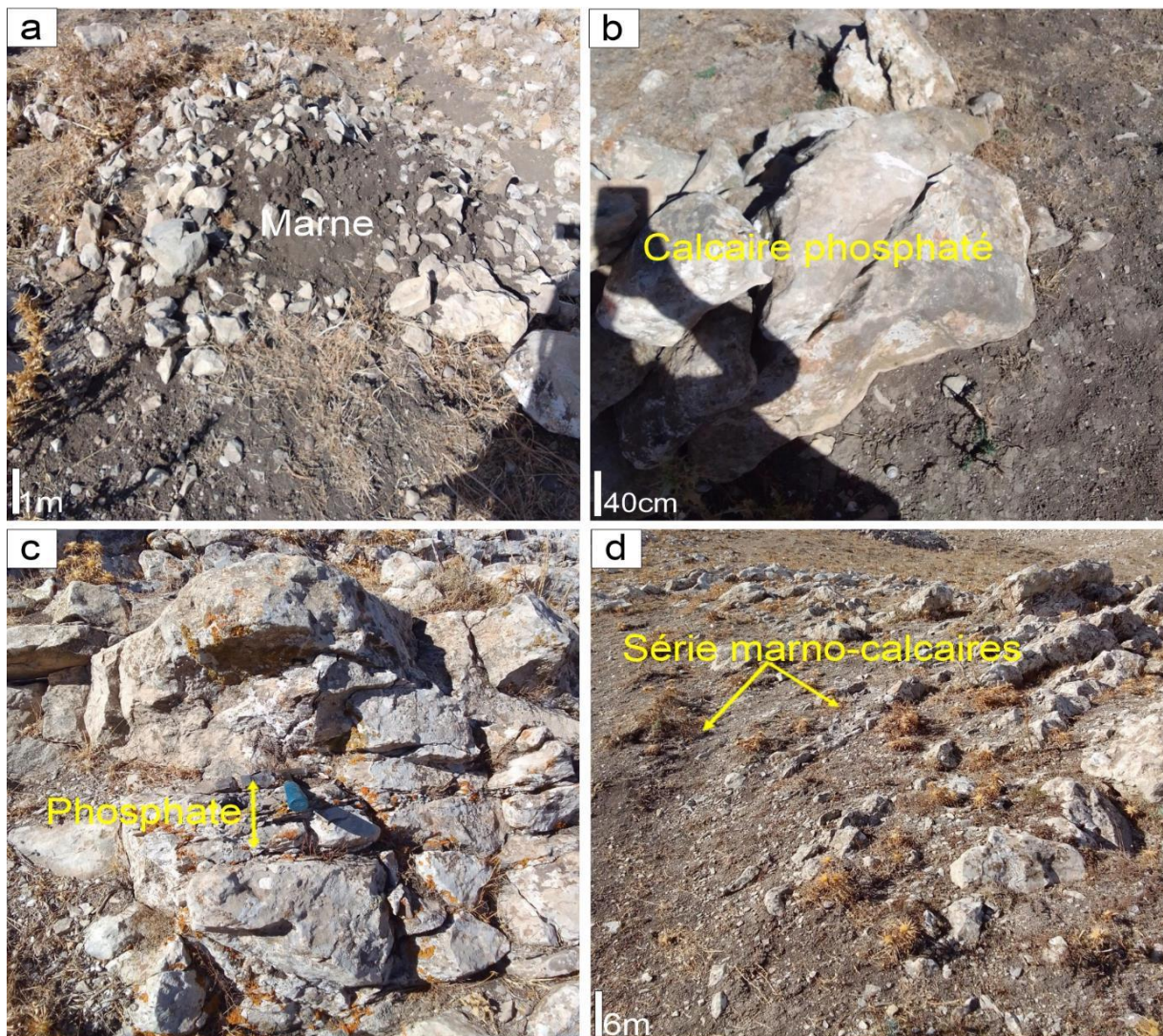
b- Pétrographie

Les affleurements éocènes de ce secteur sont principalement constitués de calcaires riches en nummulites, bivalves, gastéropodes et huîtres. Ils se caractérisent par la présence de différentes formations lithologiques d'âge Yprésien (Fig. 19) :

- a- Des marnes gris foncé (Pl. 3a) ;
- b- Un niveau de calcaires phosphatés d'environ 1 mètre d'épaisseur (Pl. 3b) ;
- c- Des phosphates schisteux.

Les calcaires phosphatés du Djebel Dekma présentent cependant trois couches principales d'environ 10 à 15 cm d'épaisseur chacune (Pl. 3c), qui sont intercalées dans des

niveaux d'un mètre d'épaisseur de calcaire marneux grisâtre avec peu de particules phosphatées, de marnes et de dolomies.



Pl. 3 : Différents faciès du Sud de secteur de Djebel Dekma.

Age		Description lithologique
Eocène Inferieur	Yprésien	Calcaire à silex
		Alternance de marnes phosphatés avec des marno-calcaire
		Alternance de calcaires schisteux riche en grains de phosphates, de marnes noirs, de calcaires phosphatés glauconieux et de calcaires à silex.
		Alternance de calcaires phosphatés riche en grains de ph, de la glauconite et de niveau de phosphates.
Paléocène Superieur	Thanétien	Marnes

The figure shows a vertical lithological column. The top part is labeled 'Eocène Inferieur' and 'Yprésien'. It consists of several layers: a top layer of 'Calcaire à silex' (yellow with black spots), followed by 'Alternance de marnes phosphatés avec des marno-calcaire' (alternating grey and yellow layers), then 'Alternance de calcaires schisteux riche en grains de phosphates, de marnes noirs, de calcaires phosphatés glauconieux et de calcaires à silex.' (alternating yellow, grey, and black layers), and finally 'Alternance de calcaires phosphatés riche en grains de ph, de la glauconite et de niveau de phosphates.' (alternating yellow and grey layers). Three sample locations are marked with black dots: DK06, DK04, and DK03. The bottom part is labeled 'Paléocène Superieur' and 'Thanétien', showing a layer of 'Marnes' (grey). A 1m scale bar is shown at the bottom left.

Fig. 19 : Localisation et lithologie de l’affleurement de Djebel Dekma (Souk Ahras Sud).

Ce niveau est dépourvue en particules de phosphates comme ceux que l’on trouve à Ain Ghorab et Ain Aziz, en raison de sa faible teneur en P_2O_5 . Elle est caractérisée par des grains fins, riches en glauconite (Fig. 20), légèrement durs et plus sombres que les phosphates de Ain Ghorab et de Ain Aziz. Elle est accompagnée d'une alternance de formations qui inclut :

- Des calcaires phosphatés de couleur brune et des niveaux schisteux d'environ 4 mètres ;
- Des marnes d’une épaisseur approximative de 2 mètres ;

- Des calcaires glauconieux contenant des grains de glauconie, passant progressivement à des calcaires détritiques silicifiés d'environ 5 mètres ;
- Une alternance marno-calcaire décimétrique atteignant près de 6 mètres d'épaisseur (Pl. 3d) ;
- Pour finir, des calcaires siliceux d'une épaisseur d'environ 6 mètres.

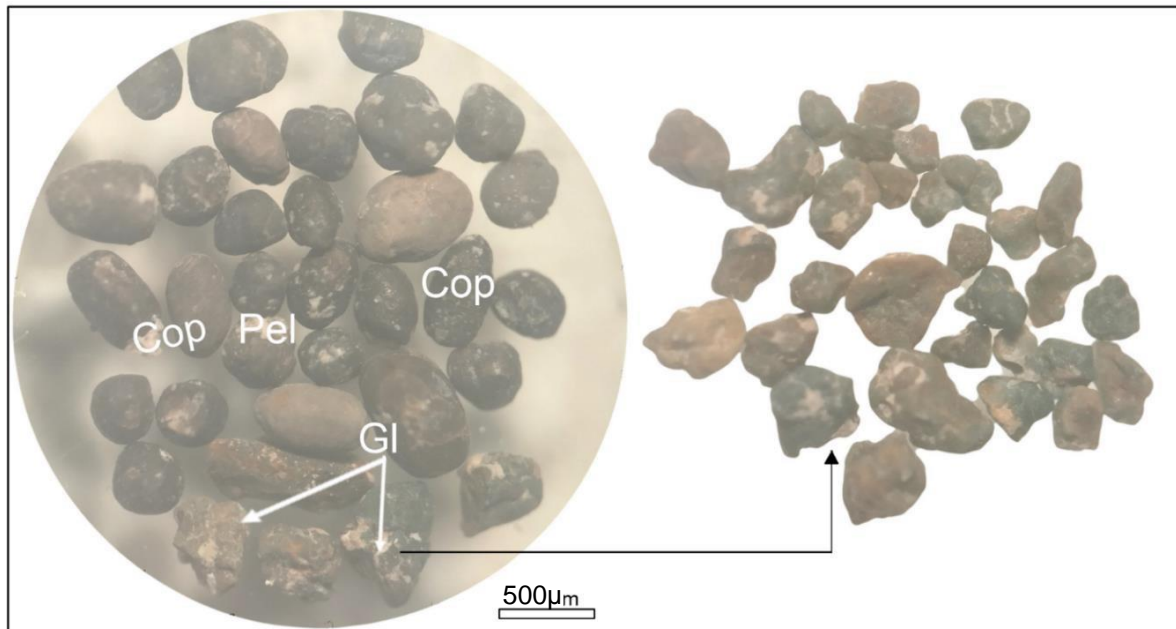


Fig. 20 : La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire d'échantillon prélevé à Djebel Dekma. **Cop** : Coprolithes ; **Pel** : Pellets ; **Gl** : Glauconites.

II.1.3. Géologie des affleurements nord de la région de Guelma

II.1.3.1. Secteur de Oued Halia

Le secteur de Oued Halia est situé au nord de la wilaya de Guelma. Il est entouré par les localités de Bouhachana, Djeballah Khemissi et Boumahra Ahmed. La commune de Khezarra se trouve à environ 10 km au sud-est de Boumahra Ahmed, la ville la plus proche d'importance à Guelma. Ce secteur est situé dans la feuille 1/200 000 de la région de Constantine (Vila, 1977).

L'étude de l'évolution pétrographique des indices phosphatés et de leurs encaissants a été réalisée à partir d'une coupe orientée nord-sud au niveau du site de Oued Halia, dont les coordonnées géographiques sont : N 36°19'55'', E 07°29'55'' (Fig. 21).

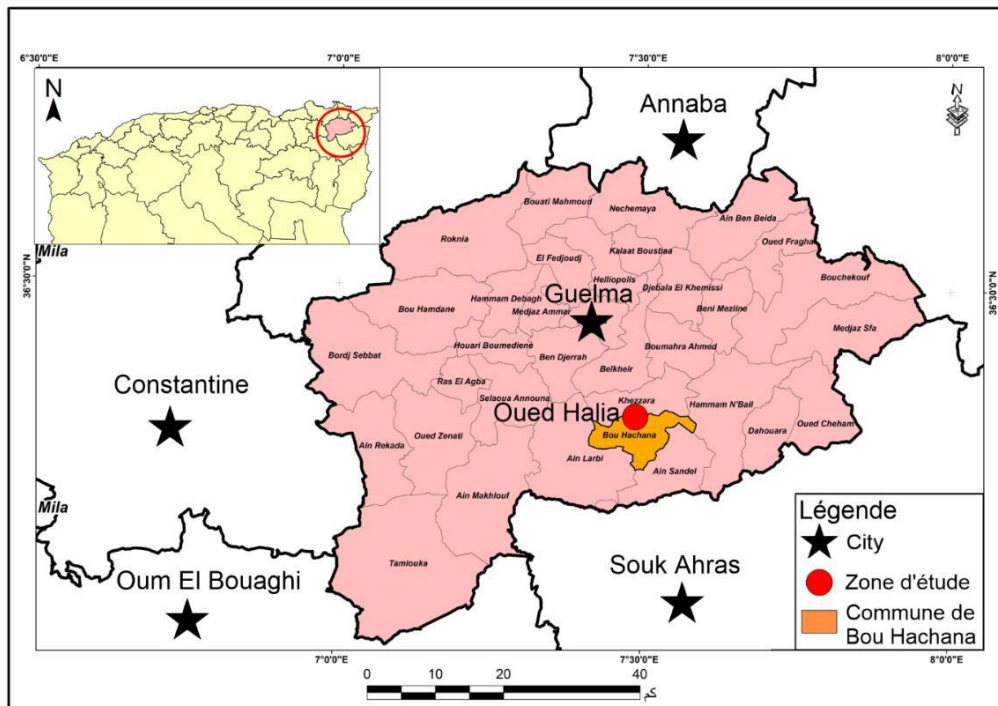


Fig. 21 : Carte de localisation de secteur de Oued Halia (Nord de la ville de Guelma).

a- Description de faciès

La synthèse géologique du site de Oued Halia est illustrée dans la coupe synthétique, qui a permis de décrire ses formations géologiques (Dareste, 1910). Le réseau hydrographique est presque entièrement creusé dans les terrains de l'Eocène inférieur, largement développés dans le secteur, où ils forment un vaste affleurement éocène caractéristique de la région.

La région de Oued Halia se caractérise par la présence d'une dalle calcaire, issue d'une ancienne carrière, dont la hauteur varie entre 100 et 150 mètres, et l'épaisseur entre 20 et 30 mètres. Cette dalle présente des affleurements révélant la présence de niveaux phosphatés d'âge Yprésien. Ces niveaux sont généralement encaissés dans des formations carbonatées, majoritairement calcaires, bien visibles au niveau des zones de cassures (Fig. 22 et 23).



Fig. 22 : Vue panoramique de l’affleurement de Oued Halia (Nord de Guelma).

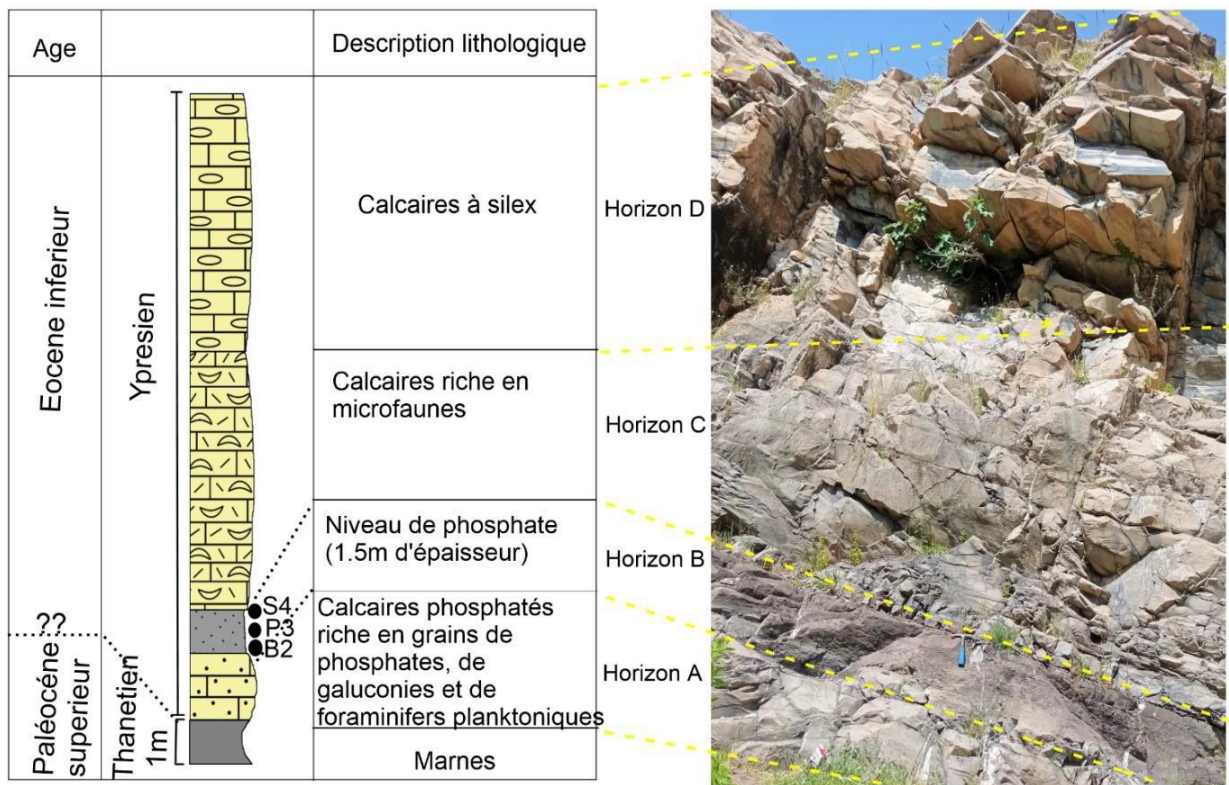


Fig. 23 : Description lithologique des bancs au niveau de Oued Halia (Guelma Nord).

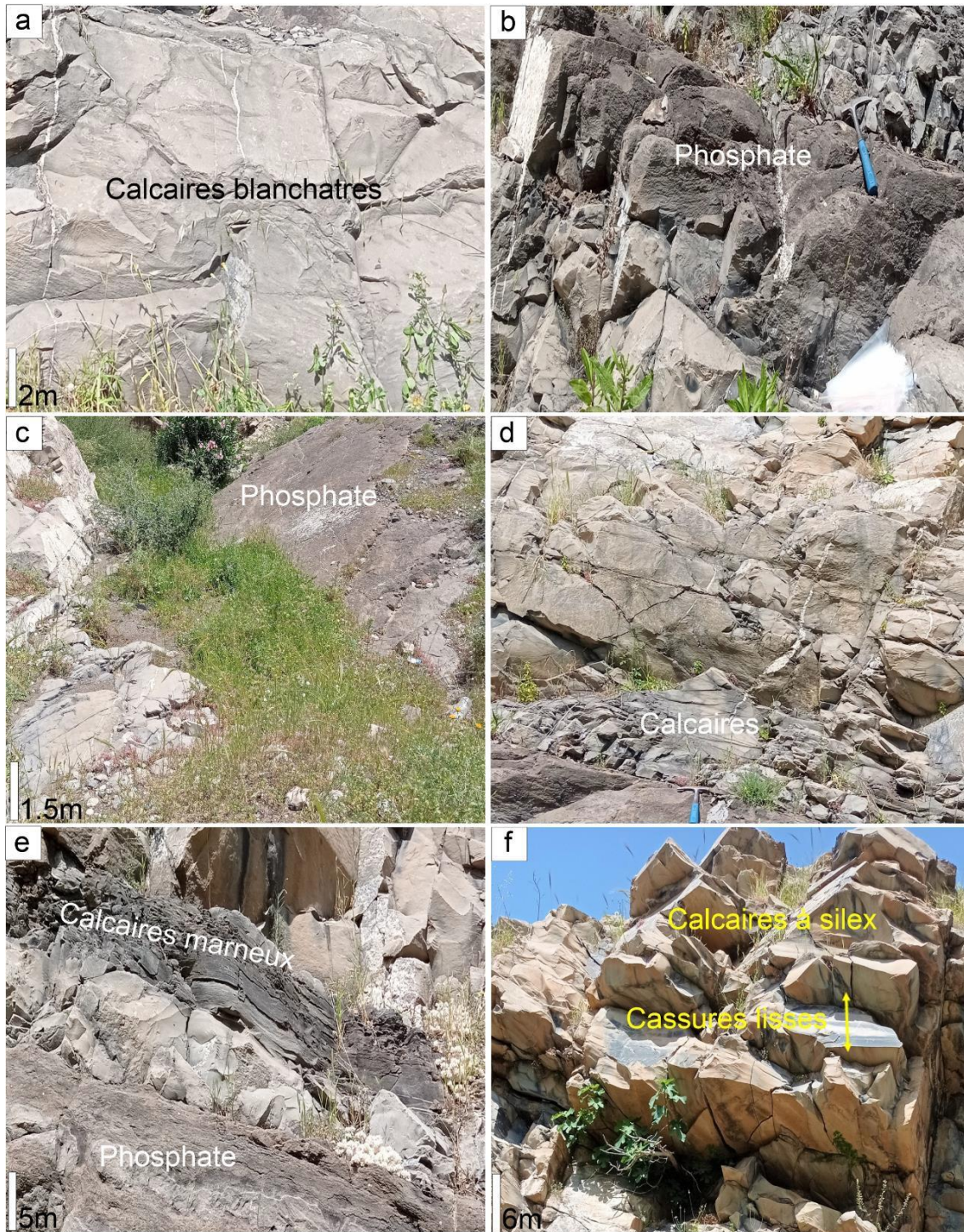
L'observation macroscopique des affleurements a permis d'identifier plusieurs horizons, chacun présentant des caractéristiques faciologiques distinctes. De la base vers le sommet, on distingue :

Horizon (A) : cet horizon est constitué par des calcaires riches en grains de phosphates d'une épaisseur de 2m. Il représente le mur de niveau phosphaté, et se caractérise par un faciès blanchâtre, riche en matière organique et des microfissures (Pl. 4a).

Horizon (B) : Il s'agit d'un horizon phosphaté ayant une épaisseur de 1 mètre. Ces phosphates sont de couleur noire, durs et associés à un ciment carbonaté (Pl. 4b,c). Il est évident que le classement des grains est inadéquat. Les grains phosphatés sont représentés par des pellets et des coprolithes aux formes irrégulières, dont la taille ne dépasse pas 1 mm.

Horizon (C) : Cet horizon consiste aux calcaires très riches en microfaunes (foraminifères planctoniques et benthiques) profond, riches en grains de phosphates et de la matière organique (Pl. 4d). Il inclut également de minces niveaux de calcaires marneux phosphatés (Pl. 4e). Son épaisseur dépasse les 5 mètres.

Horizon (D) : Cet horizon se compose de niveaux de calcaires massifs, avec des rognons de silex mesurant 6 m d'épaisseur. Le calcaire se distingue par sa couleur beige à grise, sa dureté et sa cassure lisse. Cet horizon présente une fissuration marquée, illustrant l'impact de la tectonique. Les intercalations sont constituées de rognons de silex. Cet horizon constitue le sommet des gisements de phosphates (Pl. 4f).



Pl. 4 : Les faciès de Oued Halia (Guelma Nord).

b- Pétrographie

Généralement, l'indice de phosphates de Oued Halia est représenté par des niveaux à épaisseurs ne dépassant pas 2 m. Le mur se compose par des marnes et des calcaires bien que le toit se présente par des calcaires massifs riche en nodules de silex. Ces niveaux phosphatés

sont caractérisés par des couleurs gris foncé à noirâtres (Cf. Pl. 4b,c). Ils sont durs, parfois friables à la base, renfermant des pellets et des coprolithes (grains phosphatés) ayant différentes tailles et formes. La taille de ces grains varie de 60 μm à 500 μm .

Ces phosphates contiennent des bioclastes où les dents des poissons sont très abondantes. Le ciment, est généralement carbonaté, qui est légèrement siliceux au milieu. L'affleurement est typiquement subdivisé en trois sections : faciès calcaireux à la base, faciès phosphaté au milieu puis faciès calcaireux et siliceux au sommet (Fig. 24).



Fig. 24 : Localisation des échantillons prélevés au niveau de Oued Halia.

Couche principale (le niveau phosphaté)

Les phosphates de Oued Halia se présentent sous forme de niveaux d'environ un mètre d'épaisseur, intercalés dans une série marneuse, comprenant des calcaires phosphatés et des calcaires à silex, l'ensemble atteignant environ 16 mètres d'épaisseur (cf. Pl. 4f). Ces niveaux phosphatés, de couleur gris foncé à noirâtre, sont durs, à grain fin, riches en ciment de nature carbonatée, et souvent chargés en matière organique (Fig. 25A). Ils contiennent également une abondance de la glauconite ainsi que de nombreux bioclastes. Ce niveau est représenté les mêmes caractéristiques pétrologiques du base, du milieu et du sommet.

A la loupe binoculaire, la fraction granulométrique (250 μm) se caractérise par la présence de grains phosphatés coprolithiques de forme cylindrique, associés à un ciment carbonaté. Cette matrice représente environ 25 % de l'ensemble, et contient de la matière organique, conférant une teinte noirâtre aux grains (Fig. 25B).

Les pellets présentent des formes arrondies à sub-arrondies, de couleur gris foncé, représentant environ 40 % des éléments figurés. Leur taille varie généralement entre 125 μm et 250 μm . Les pseudo-oolithes, de forme sub-arrondie et de couleur grisâtre, sont constitués principalement de tests de foraminifères.

La glauconite, qui est abondante et de couleur verdâtre, constitue environ 20 % de l'ensemble des grains phosphatés. Ces grains phosphatés sont liés par une matrice carbonatée, caractérisée par la présence de cristaux de calcite.

Ce faciès inclut également des bioclastes, tels que des débris osseux et des dents de poissons, ainsi que des gastéropodes et des foraminifères benthiques, qui constituent 2 % des éléments figurés.

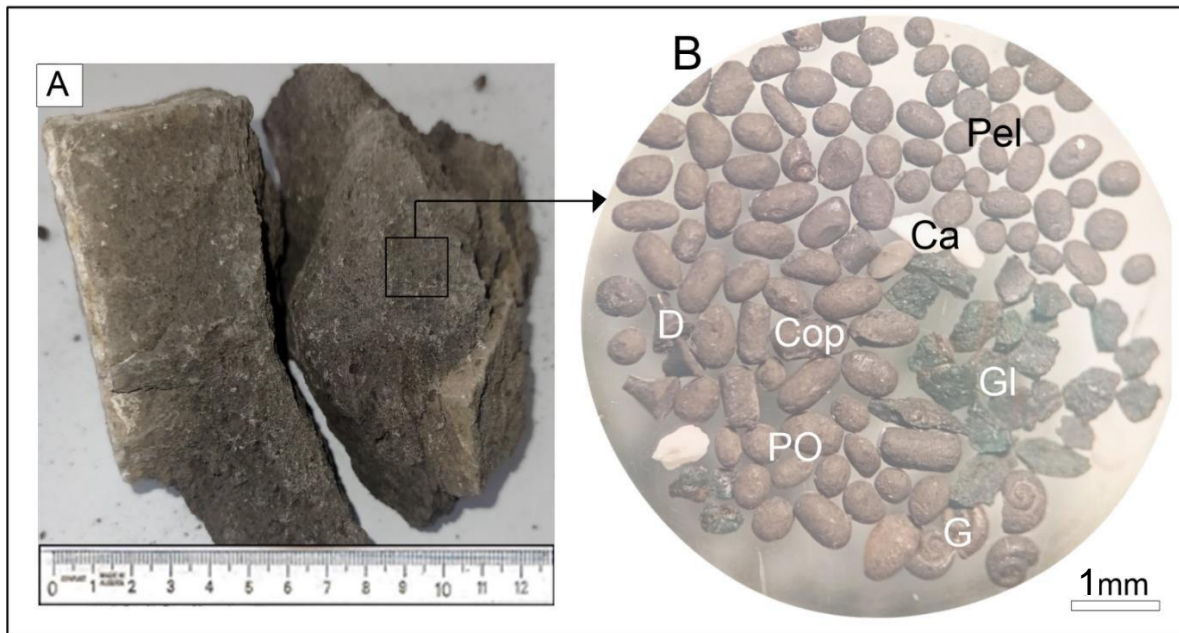


Fig. 25 : **A** (Echantillon prélevé de ce facies) ; **B** (La fraction granulométriques (250µm) sous la loupe binoculaire). **Cop** : Coprolithes ; **Pel** : Pellets ; **PO** : Pseudo-Oolithes ; **GI** : Glaucanites ; **D** : Dents ; **Ca** : Calcites ; **G** : Gastéropodes.

II.2. Biostratigraphie et Attribution à l'Éocène

II.2.1. Données biostratigraphiques générales

L'attribution chronostratigraphique précise des séries marno-calcaires et calcaires phosphatés du Paléogène inférieur de la région de Souk Ahras repose principalement sur l'étude détaillée des foraminifères planctoniques et benthiques. Ces microfossiles, abondants et généralement bien conservés dans les différents niveaux, permettent une datation fine des dépôts grâce à l'utilisation des biozonations internationales (zones à *Morozovella*, *Acarinina*, *Subbotina*, etc.) et à l'identification d'espèces repères à forte valeur stratigraphique. La datation de ces séries s'appuie notamment sur les travaux publiés par Chabbi et al. (2021).

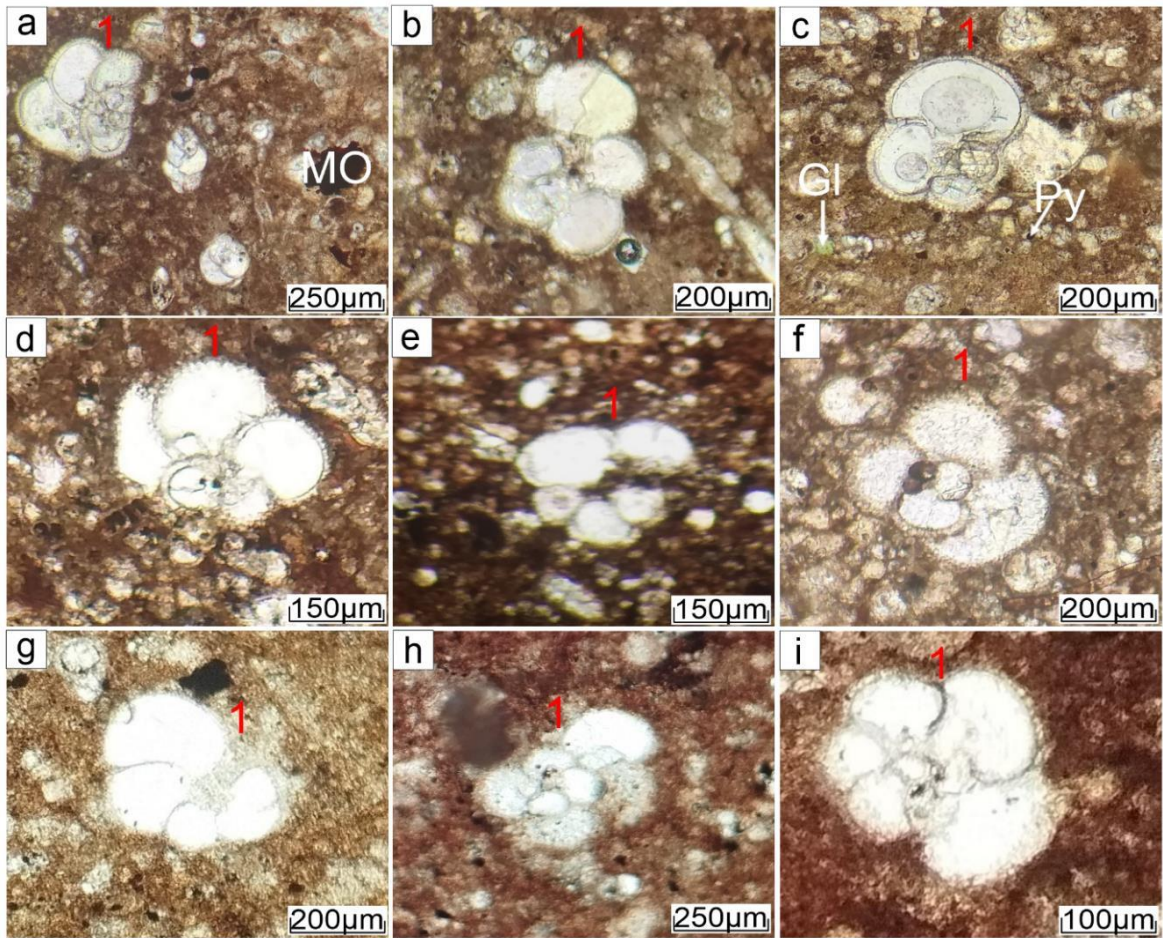
II.2.2. Espèces et associations caractéristiques

II.2.2.1. Foraminifères planctoniques

Les analyses micropaléontologiques réalisées sur les coupes du nord (Ain Ghorab, Ain Aziz) ont révélé la présence abondante et variée de foraminifères planctoniques, dont plusieurs

espèces sont des marqueurs biostratigraphiques du Paléocène supérieur et, surtout, de l'Éocène inférieur (Yprésien).

- *Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925) – Espèce caractéristique de la zone P5 (Paléocène supérieur, Thanétien), présente à la base des séries.
- *Morozovella subbotinae* (Morozova, 1939) (Pl. 5a1) et *Morozovella aequa* (Cushman et Renz, 1942) (Pl. 5a2) – Typiques de l'Éocène inférieur ; leur extension marque la transition Paléocène/Éocène.
- *Acarinina sibaiyaensis* (El Naggari, 1966) (Pl. 5b1), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina, 1947) (Pl. 5e1), *Acarinina pseudotopilensis* (Subbotina, 1953) (Pl. 5f1), *Acarinina interposita* (Subbotina, 1953) (Pl. 5h1) – Espèces présentes dès l'Yprésien basal et indicatrices de ce sous-étage.
- *Subbotina* sp. (Pl. 5c1) et *Pseudohastigerina* sp. (Pl. 5g1) – Foraminifères planctoniques également fréquents dans l'Yprésien.
- *Morozovella formosa* (Bolli, 1957) (Pl. 5i1) – Apparaît et se développe largement dans l'Éocène inférieur.



Pl. 5 : Photomicrographies des principales espèces planctoniques dans la barre calcaire de Ain Ghorab et Ain Aziz (Nord de Souk Ahras). **a** (1 : *Morozovella subbotinae*, 2 : *Morozovella aequa*) ; **(b1)** : *Acarinina Sibaiyaensis* ; **(c1)** : *Subbotina* sp ; **(d1)** : *Morozovella subbotinae* ; **(e1)** : *Acarinina pentacamerala* ; **(f1)** : *Acarinina pseudotopilensis* ; **(g1)** : *Pseudohastigerina* sp ; **(h1)** : *Acarinina interposita* ; **(i1)** : *Morozovella formosa*.

Gl : Glauconites ; MO : Matière organique ; Py : Pyrite.

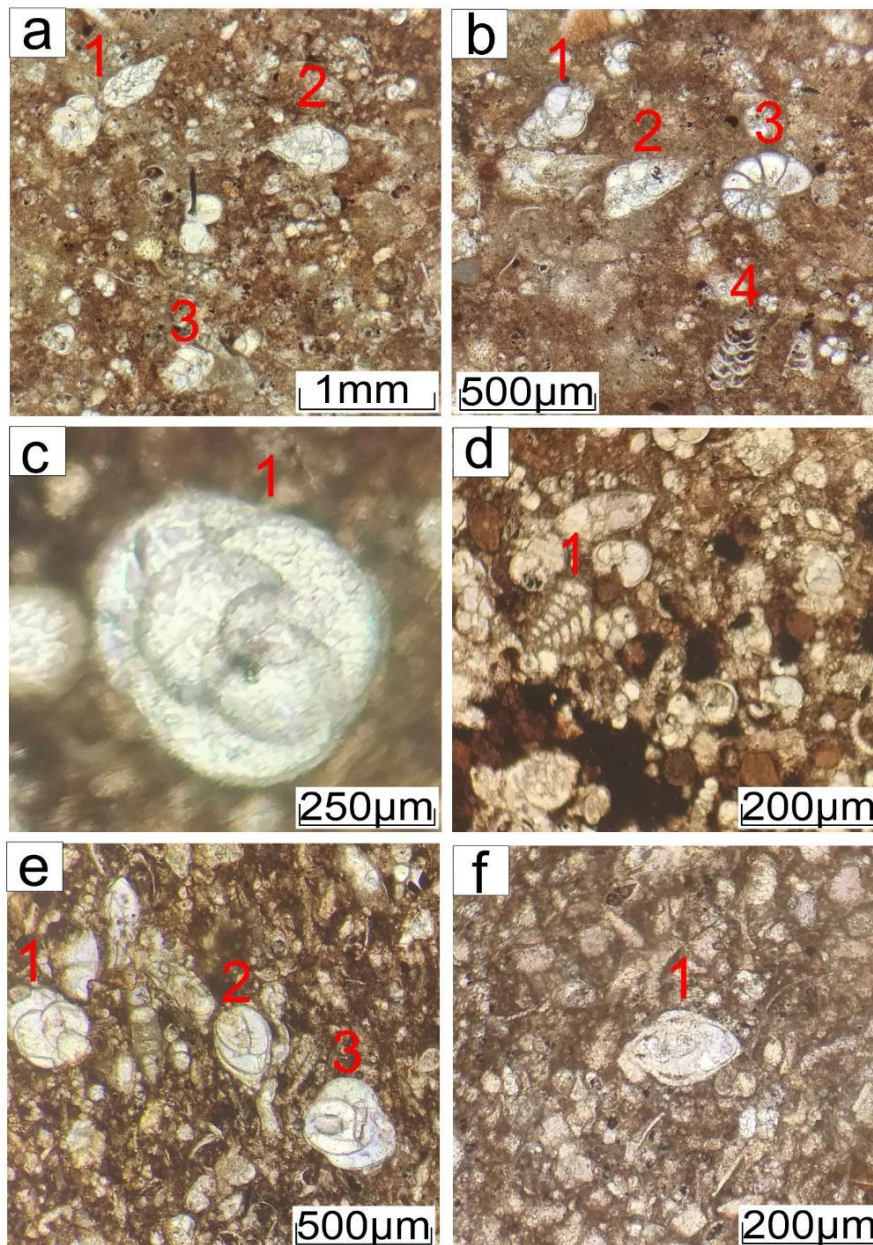
II.2.2.2. Foraminifères benthiques

L'assemblage benthique observé, notamment dans les calcaires massifs du nord et les séries du sud (Djebel Dekma), renforce l'attribution à l'Éocène par la présence de taxons profonds et de genres typiques du Paléogène :

- *Bolivina* spp. (Pl. 6b1,2 ; Pl. 7b2, f1,2,3), *Textularia* spp. (Pl. 6b4, d1) – Foraminifères bisériés, abondants dans les environnements bathyaux de l'Éocène.

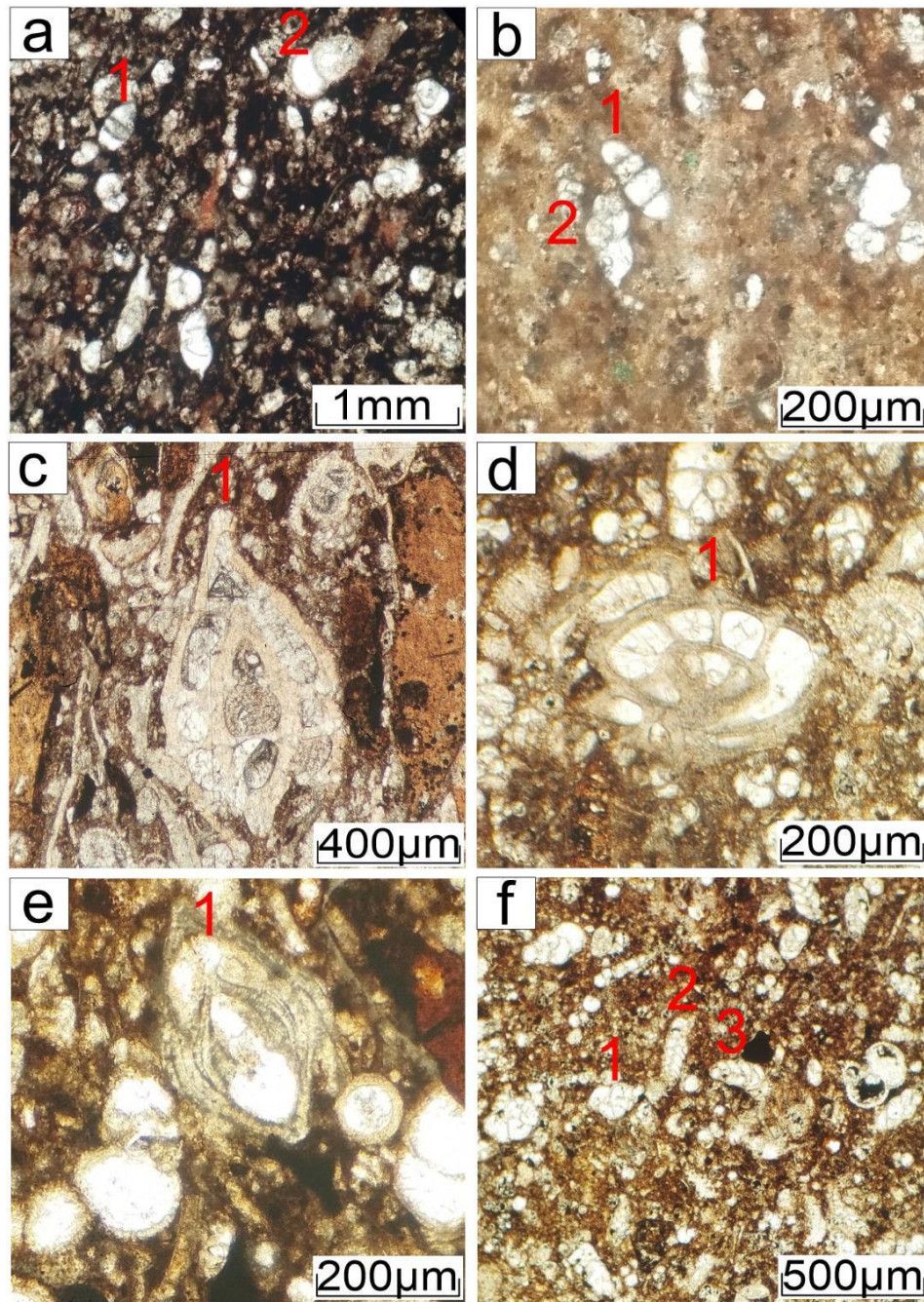
• *Lenticulina* spp. (Pl. 8b1, c1, g1, f1 et h1), *Rotalia* spp. (Pl. 6c1), *Miliolina* spp. (Pl. 6e2, 3), *Nodosaria* spp. (Pl. 7a1, b1) – Taxons largement répandus dans le Paléogène, mais avec des associations caractéristiques de l'Éocène inférieur.

• *Nummulites* sp. (Pl. 9a1,b1, c1,d1), *Nummulites planulatus* (Lamarck, 1804) (Pl. 9e1,f1) – Marqueurs classiques des plates-formes carbonatées éocènes du domaine téthysien.

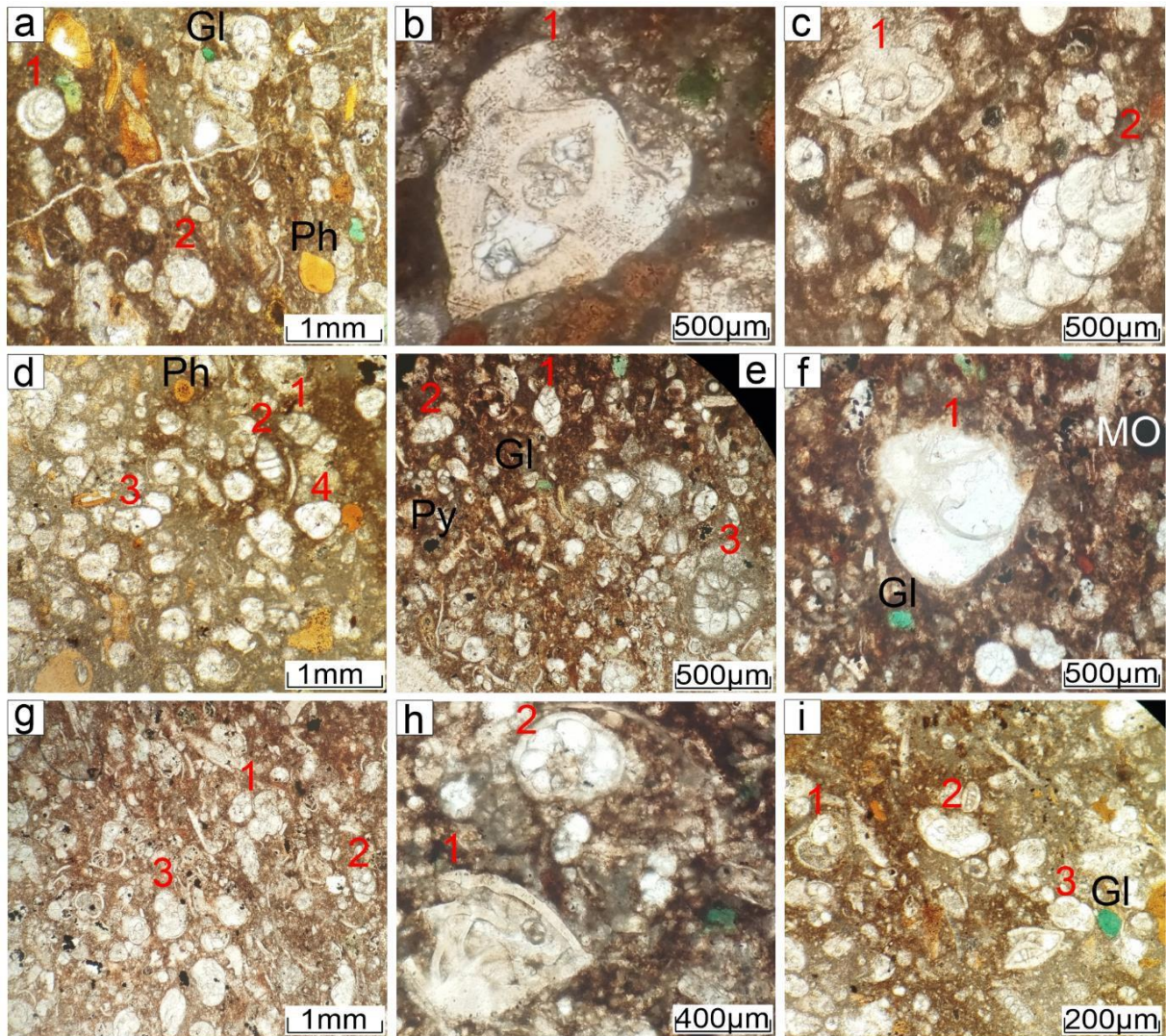


Pl. 6 : Photomicrographie de calcaires packstone à calcsphère à foraminifères benthiques dans la barre calcaire de Ain Ghorab (Nord de Souk Ahras). a (1,2,3), b (1,2) : foraminifères benthiques bisériés : *Bolivina* ; (b3) : foraminifères benthiques enroulés ; (b4, d1) :

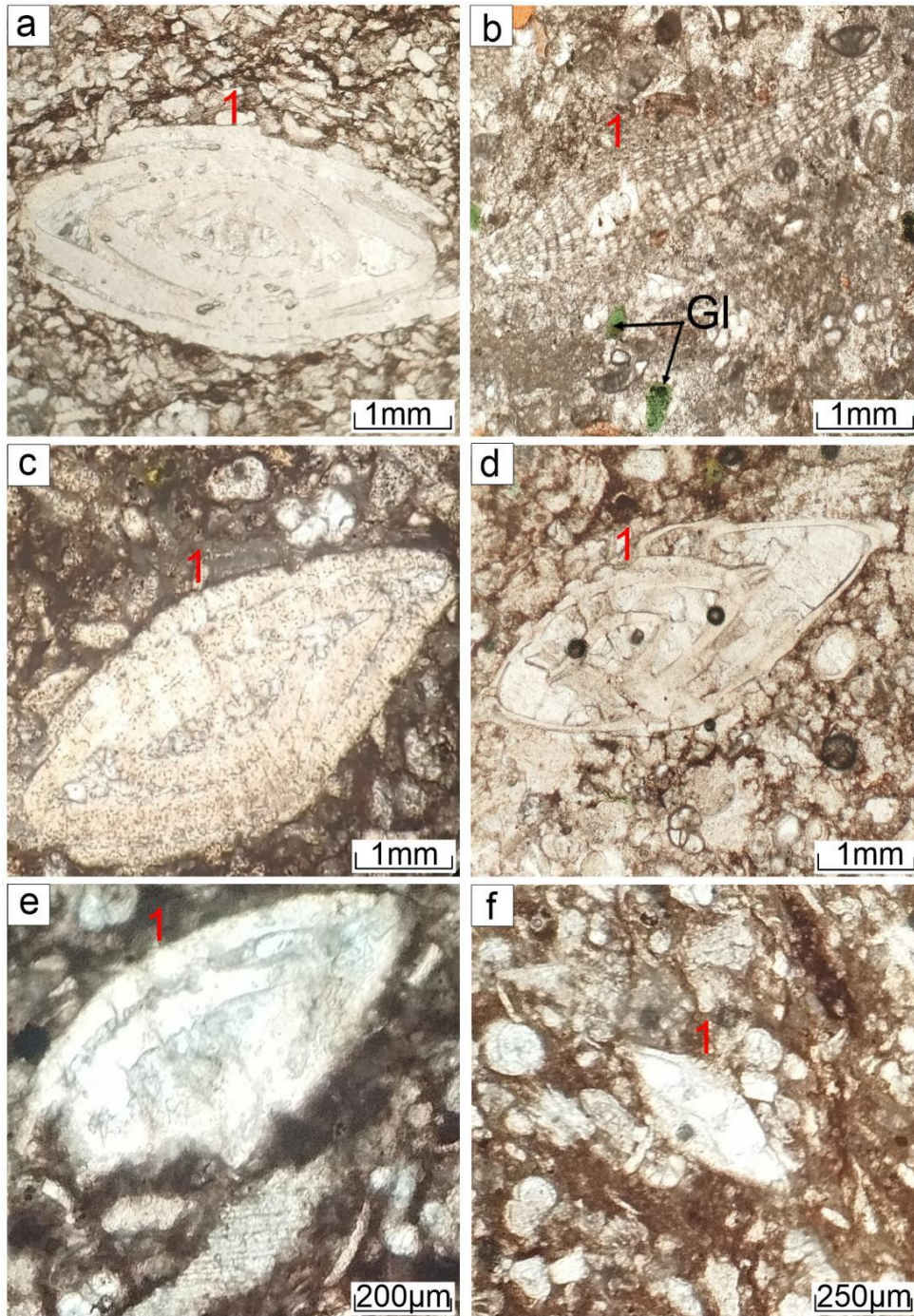
foraminifères benthiques bisiriés : *Tuxtularia* ; c1 : foraminifères benthiques enroulés : *Rotalia* ; e (2,3) : foraminifères benthiques : *Miliolina*.



Pl. 7 : Photomicrographie de calcaires packstone à calcisphère à foraminifères benthiques dans la barre calcaire de Ain Aziz (Nord de Souk Ahras). (a1, b1) : foraminifères benthiques unisiriés : *Nodosaria*, riche en matière organique et de glauconite ; (a2, e2 et f4) : foraminifères planctoniques ; (b2, f1,2, 3) : foraminifères benthique : *Bolivina* ; (c1 et e1) : foraminifères benthiques : *Nummulites*, contenant beaucoup de grains de phosphates.



Pl. 8 : Photomicrographie des calcaires packstone à calcisphères à foraminifères benthiques, riche en Gl et Ph du sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma). (a1, d1,2) : foraminifères benthiques (unisériés) ; (a2, c2 et i3) : (bisériés), contentent de grains de phosphates (Pellets) et de la glauconie) ; (b1, c1, g1, f1 et h1) : foraminifères benthiques (*Lenticulina*) ; (c2, e1,2 et g2) : foraminifères benthiques bisériés (*Bolivina*) ; (d3,4 ; h2 et i1,2) : rares de foraminifères planctoniques.



Pl. 9 : Photomicrographie des calcaires packstone à calcisphère à Nummulite du sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma). **(a1, b1, c1, d1)** : des *Nummulites* sp ; **(e1, f1)** : *Nummulites planulatus*.

II.2.3. Biostratigraphie des phosphates

Les niveaux phosphatés sont en particulier datés de l'Yprésien (Éocène inférieur) sur la base :

- De la disparition de *Morozovella velascoensis* (fin du Paléocène/Thanétien supérieur) ;

- De l'apparition et de l'abondance des espèces du complexe *Morozovella–Acarinina–Subbotina*, typiques de l'intervalle Yprésien ;
- De la prolifération des *Nummulites planulatus* dans le sud, qui est une espèce-guide reconnue pour l'Yprésien inférieur/moyen en domaine téthysien.

II.2.4. Corrélations et cadres chronostratigraphiques

Les résultats des études biostratigraphiques (Chabbi et al., 2016, 2021) sont parfaitement cohérents avec les zonations internationales (Zones P5 à E7 de Wade et al., 2011).

- ✓ Les coupes du nord montrent la transition Paléocène/Éocène par la superposition :
 - D'un niveau à *Morozovella velascoensis* (zone P5, Thanétien supérieur) ;
 - Puis d'un ensemble à *Morozovella subbotinae*, *Acarinina* sp., *Subbotina* sp. (Zones E1–E4, Yprésien) ;
- ✓ Les coupes du sud, dominées par les *Nummulites planulatus*, confirment leur appartenance à l'Yprésien, puisque cette espèce apparaît mondialement à la base de ce sous-étage.

II.2.5. Arguments complémentaires

- **Continuité lithostratigraphique** : La superposition des marnes noires riches en matière organique (zone P5) puis des calcaires phosphatés à Globigérines correspond à la transition Thanétien–Yprésien.
- **Contexte global** : La coïncidence avec les événements hyperthermiques globaux (PETM), bien datés de l'Éocène inférieur, s'appuie à la fois sur la biostratigraphie et sur la minéralogie (abondance de glauconite et phosphate).
- **Comparaisons régionales** : Les faciès et associations fossiles retrouvés à Souk Ahras sont identiques à ceux décrits dans d'autres séries éocènes du Maghreb et du bassin téthysien.

II.2.6. Conclusion

L'ensemble des données micropaléontologiques, la succession des espèces planctoniques et benthiques, la disparition d'espèces du Paléocène et la prolifération de taxons éocènes, confirment sans ambiguïté l'attribution à l'Éocène inférieur (Yprésien) des séries phosphatées et carbonatées étudiées dans la région de Souk Ahras.

D'après l'étude biostratigraphique de la zone de la nappe du nord-est algérien, les phosphates étudiés se sont déposés à l'Yprésien. Elles coïncident bien avec les événements du maximum thermique de l'Éocène (ETM2 et ETM3), l'un des événements hyperthermiques mondiaux les plus importants du Paléogène.

CHAPITRE III

SEDIMENTOLOGIE

CHAPITRE III

SEDIMENTOLOGIE

L'étude sédimentologique du Paléogène inférieur dans la région de Souk Ahras met en évidence la diversité des faciès marno-calcaires et calcaires à intercalations phosphatées. Cette diversité permet de reconstituer les environnements de dépôt à partir des différentes coupes étudiées. L'analyse paléontologique révèle une abondance de foraminifères planctoniques et benthiques, permettant d'attribuer un âge Éocène inférieur à la série phosphatée. La présente étude s'appuie sur l'évolution des environnements de dépôt, les variations du niveau marin relatif et l'identification des cortèges de dépôts associés à la profondeur.

Cette étude offre une définition approfondie des mécanismes de dépôt et de leur organisation, en s'appuyant sur la sédimentologie de faciès. L'objectif est d'analyser la lithologie à l'aide de lames minces et d'observations macroscopiques, ainsi que d'examiner le contenu faunistique. Cela inclut une représentation virtuelle de la succession des divers milieux de sédimentation, allant du domaine distal au domaine proximal.

III.1. Microfaciès

Sur la base d'études pétrographiques, les microfaciès carbonatés ont été reconnus dans les formations de marno-calcaires de la région de Souk Ahras. Les faciès rencontrés correspondent à des calcaires gris foncé, riches en matière organique, très légèrement gréseux et glauconieux à la base, renfermant des dents de poissons et des éléments phosphatés.

Plusieurs microfaciès sédimentaires ont été définis, basés principalement sur la texture et l'abondance relative planctoniques / benthiques.

III.1.1. Les microfaciès des séries carbonatées du nord de la région de Souk Ahras

Au cours de l'Éocène inférieur, le secteur nord de Souk Ahras (Ain Ghorab et Ain Aziz) était caractérisé par un dispositif bassin/plate-forme externe, propice à la sédimentation profonde.

a- Marnes anoxiques

Ces marnes sont de couleur noires, datées du Paléocène supérieur (Thanétien), sont riches en matière organique (Fig. 26) ainsi qu'en foraminifères planctoniques et benthiques, témoignant d'un environnement de dépôt relativement profond (Chabbi et al., 2016, 2021). Selon ces auteurs, la présence de *Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925), *M. subbotinae* (Morozova, 1939), *M. uncinata*, *M. conicotruncana* et *M. aequa* (Cushman et Renz, 1942) dans ces marnes noires au bas des coupes correspond à la zone *Morozovella velascoensis* (zone P5) caractérisant le Paléocène supérieur.

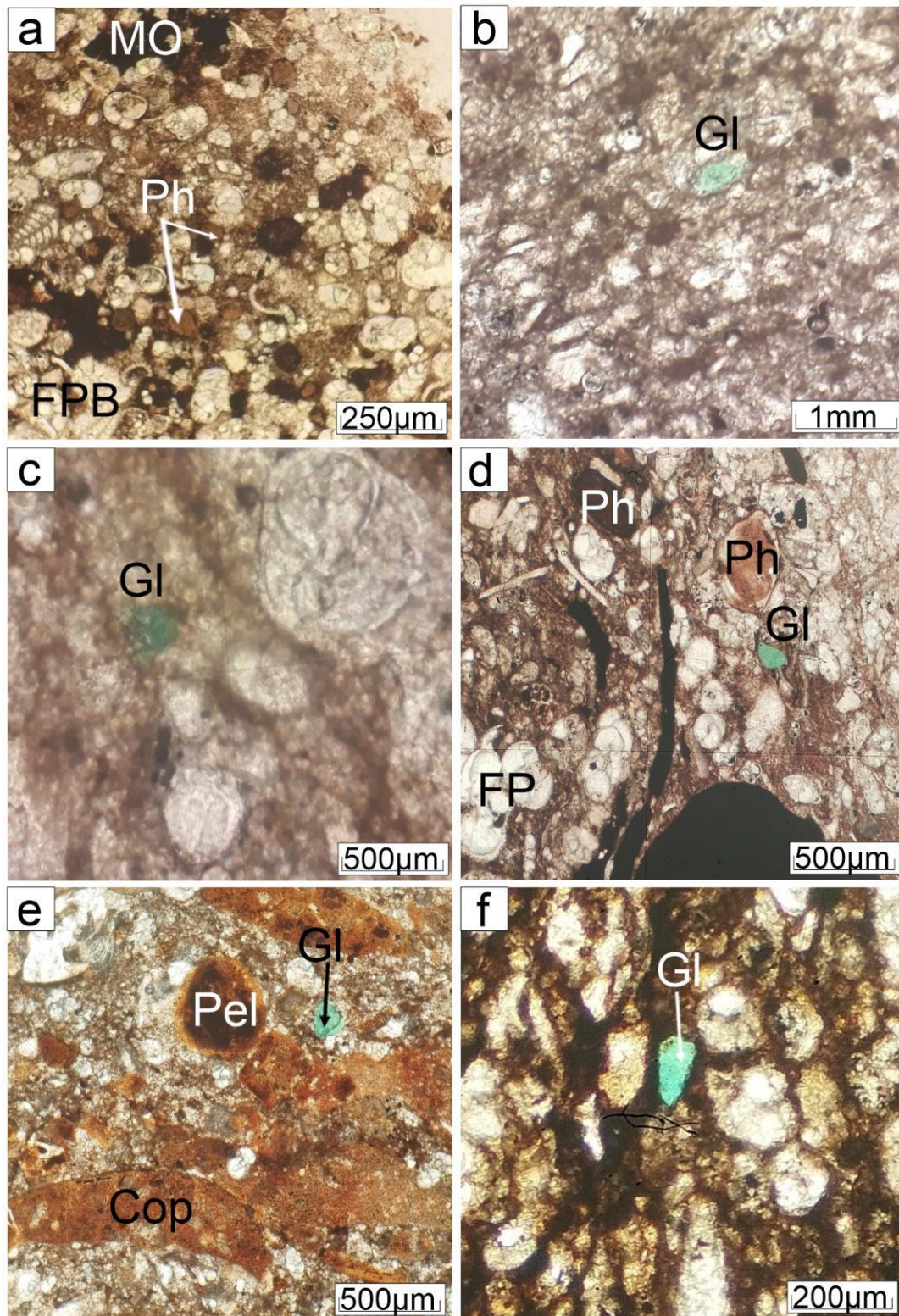


Fig. 26 : Marne noir du secteur de Ain Aziz.

b- Calcaires à glauconie- phosphate

Ce faciès est constitué de calcaires gris sombre, riches en foraminifères planctoniques, avec un enrichissement en grains de glauconie verdâtre, accompagnés d'éléments phosphatés. Les niveaux phosphatés, dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à un mètre et demi, s'inscrivent dans la vaste province phosphatée téthysienne, et sont attribuées à l'Yprésien (Pl. 10).

Les résultats des observations microscopiques sur lames minces des calcaires, enrichis en glauconie et en grains de phosphate, sont présentés comme suit :



Pl. 10 : Photomicrographie des calcaires wackestone à packstone à calcisphères à foraminifères planctoniques et benthiques riche en GI et Ph du nord de la région de Souk Ahras (Ain Ghorab

et Ain Aziz). **(a)** Calcaire packstone à calcisphère à foraminifères planctoniques et benthiques, contenant de grains de phosphates de Ain Ghorab ; **(b et c)** Calcaires wackestone à calcisphère à foraminifères planctoniques, contentent de grains de glauconie de Ain Ghorab ; **(d, e et f)** Calcaires wackestone à packstone à calcisphère à foraminifères planctoniques et benthiques, contentent de grains de phosphates (Pellets, coprolithes) et de grains de glauconies de Ain Aziz. Ph : Phosphates ; Gl : Glauconites ; MO : Matière organique ; Pel : Pellets ; Cop : Coprolithes, FP : Foraminifères planctoniques, FPB : Foraminifères planctoniques et benthiques.

c- Calcaires à foraminifères planctoniques

Ce faciès est constitué par de bancs calcaires massifs, gris sombre à noirâtre, due par la présence de la matière organique. La texture de ces calcaires est packstone à calcisphères à foraminifères planctoniques, contient de grains de la glauconie, de phosphates et de la pyrite. Ils renferment de foraminifères planctoniques y compris par *Morozovella subbotinae* (Morozova, 1939), (cf. Pl. 5a1) *M. aequa* (Cushman et Renz, 1942) (cf. Pl. 5a2, b1) , *Acarinina sibaiyaensis* (El Naggar, 1966) (cf. Pl. 5c1), *Subbotina* sp. (cf. Pl. 5d1), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina, 1947) (cf. Pl. 5e1), *A. pseudotopilensis* (Subbotina, 1953) (cf. Pl. 5f1). Cet assemblage est similaire à celui identifié dans l'affleurement de Ain Aziz, avec *Pseudohastigerina* sp. (cf. Pl. 5g1), *Acarinina interposita* (Subbotina, 1953) (cf. Pl. 5h1) et *Morozovella formosa* (Bolli, 1957) (cf. Pl. 5i1). L'abondance de ces foraminifères indique que la sédimentation s'est effectuée en milieu marin profond.

d- Calcaires à foraminifères planctoniques et benthiques

Ce faciès est constitué de calcaires massifs, gris sombre à noirâtre, en raison de la présence de la matière organique. Il est comparable à celui du faciès précédent, bien qu'il se caractérise ici par l'abondance de foraminifères benthiques (*Bolivina*, *Textularia*, *Rotalia*, *Miliolina*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Nummulites*...), caractérisant un milieu proche de la plateforme externe.

A Ain Ghorab, les sédiments sont également riches en foraminifères benthiques bisériés tels que : *Bolivina* (cf. Pl. 6a ; b1,2 ; e1), *Textularia* (cf. Pl. 6b4 ; d1), de foraminifères benthiques enroulés (cf. Pl. 6b3), de *Rotalia* (cf. Pl. 6c1), de *Miliolina* (cf. Pl. 6e2,3) et de *Lenticulina* (cf. Pl. 6f1).

A Ain Aziz, les sédiments sont présentés comme à celle trouvé à Ain Ghorab, les foraminifères sont abondants et représentés par : foraminifères benthiques unisériés tel que *Nodosaria* (cf. Pl. 7a1 ; b1), foraminifères benthiques bisériés tel que *Bolivina* (cf. Pl. 7b2, f1,2,3), de *Nummulite* (cf. Pl. 7c1 ; e1), *Textularia* (cf. Pl. 7d1) et de rares foraminifères planctoniques.

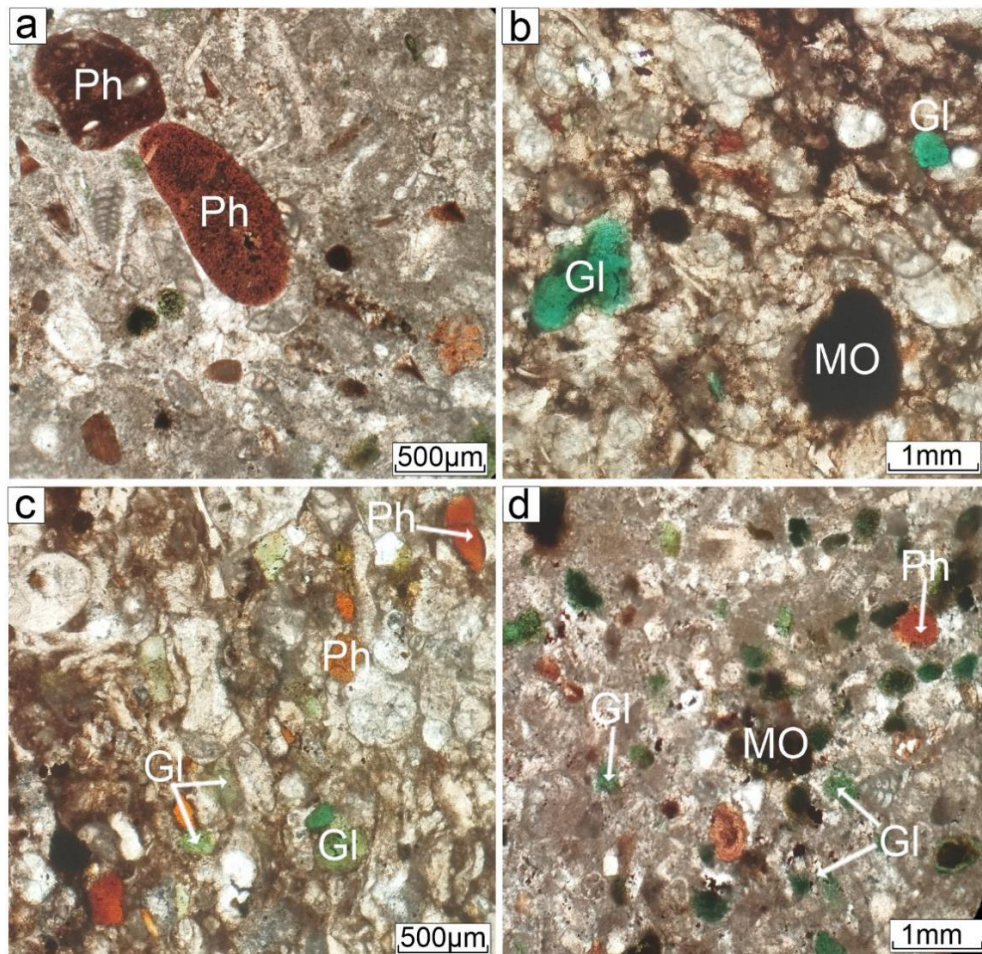
III.1.2. Les microfaciès des séries carbonatées du sud de la région de Souk Ahras

Dans le domaine proximal, la plate-forme interne du Djebel Dekma est représentée par des calcaires à Nummulites, témoignant d'une sédimentation peu profonde typique de l'Éocène inférieur.

a- Calcaires à glauconie – Phosphates

Ce faciès est constitué de calcaires gris riches en foraminifères benthiques, notamment représentés par des calcaires méridionaux à Nummulites. Ils contiennent des grains de glauconie verdâtre (Pl. 11b, c, d) ainsi que des éléments phosphatés, généralement sous forme de pellets brunâtres. L'épaisseur de ces niveaux phosphatés est très faible comparée à celle observée plus au nord de la région, variant entre 10 et 15 cm. Ces dépôts sont attribués à l'Yprésien.

Les résultats des observations microscopiques sur lames minces des calcaires, enrichis en glauconie et en grains de phosphate, sont présentés comme suit :



Pl. 11 : Photomicrographie des calcaires wackestone à packstone à calcisphères à foraminifères benthiques riche en Gl et Ph du sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma). **(a)** : Calcaire wackestone à packstone à calcisphère contenant de grains de phosphates de Djebel Dekma (Pellets) ; **(b)** : Calcaires packstone à calcisphère à foraminifères benthiques, contenant de grains de glauconie de couleur verdâtre, riche en matière organique ; **(c, d)** : Calcaires packstone à calcisphère à foraminifères benthiques, contenant de grains de phosphates (Pellets) et de grains de glauconies.

Ph : Phosphates ; Gl : Glauconites ; MO : Matière organique ; Pel : Pellets.

b- Marnes anoxiques

Ces marnes sont de couleurs noires et également riches en matière organique (Fig. 27) contiennent également de nombreux foraminifères benthiques, témoignant d'un environnement de dépôt relativement peu profond.



Fig. 27 : Marne noir de Djebel Dekma.

c- Calcaires à foraminifères benthiques et planctoniques

Ce faciès est constitué de calcaires massifs, gris sombre, en raison de la présence de la matière organique. Il se caractérise ici par l'abondance de foraminifères benthiques, et rarement des foraminifères planctoniques. Les grains de phosphates et de la glauconie sont aussi abondants.

les sédiments sont également riches en foraminifères benthiques unisériés (cf. Pl. 9a1 ; d1,2), bisériés tels que : *Bolivina* (cf. Pl. 9a2 ; c2 ; e1,2 ; g1 ; i1), de foraminifères benthiques enroulés (cf. Pl. 9e3), de *Lenticulina* (cf. Pl. 9b1 ; c1 ; h1) et de foraminifères planctoniques (cf. Pl. 9d3,4 ; g3 ; h2 ; i1,2).

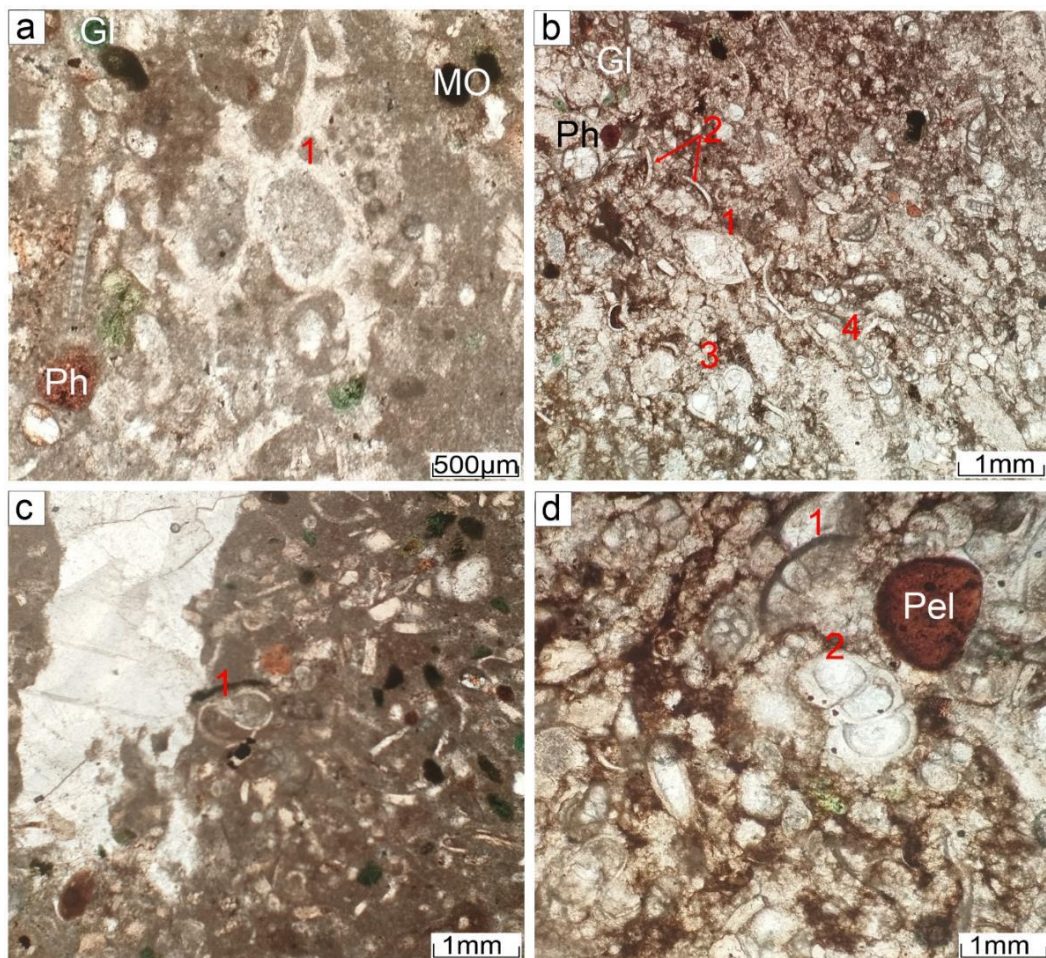
d- Calcaires nummulito-clastiques

Ces calcaires sont généralement gris sombre, et sont constitués principalement de bioclastes d'organismes marins tel que les *Nummulites*. Ce faciès est caractérisé par de calcaires nummulitiques riches en *Nummulite* (ex. *Nummulites* sp ; cf. Pl. 9a, b, c et d) et en débris organiques. Des sections distinctes de l'espèce *Nummulites planulatus* (Lamarck, 1804)

(cf. Pl. 9e, f) soutiennent l'attribution d'un âge Yprésien à cet assemblage. Cet assemblage indique un environnement de dépôt moins profond comparé à celui des faciès de Ain Ghorab et de Ain Aziz. Il contient aussi de grains de la glauconie et de phosphates (cf. Pl. 9b).

e- Calcaires à Nummulites, bivalves et gastéropodes

Ces calcaires sont généralement gris sombre avec une texture wackestone à packstone. Ils sont caractérisés par de calcaires riches en *Nummulite* (ex. *Nummulites* sp. ; Pl. 12b), en bivalves (fragments) (Pl. 12b) et en gastéropodes (Pl. 12a1, c1, d1,2). Il s'agit de la présence de beaucoup de la glauconie (Pl. 12a,b,c), de grains de phosphates tel que pellets (Pl. 12d) et de la matière organique qui manifeste par sa couleur noirâtre dans la matrice carbonatée. Dans ce microfaciès, il est indiqué de rares de foraminifères planctoniques (Pl. 12b3,4).



Pl. 12 : Photomicrographie des calcaires packstone à calcisphère à Nummulites, bivalves et gastéropode de Djebel Dekma. (**a1, c1, d1,2**) : des gastéropodes ; (**b** (1) : *Nummulite*, (2) : des morceaux de valves, (3, 4) : des foraminifères planctoniques).

Gl : Glauconites, Ph : Phosphates, Pel : Pellets, MO : Matière organique.

Synthèse :

Durant l'Eocène inférieur, la région de Souk Ahras (Nord) était occupée par une plate-forme marine externe. Dans ce domaine, les calcaires à Globigérines de Ain Ghorab et de Ain Aziz témoignent d'une sédimentation profonde. C'est la Formation Metlaoui sous son faciès «bassin» à Globigérines : Formation Bou d'âge Yprésien.

En outre, dans le domaine proximal, se développaient des calcaires à Nummulites durant l'Eocène inférieur, Djebel Dekma était occupée par une plate-forme marine interne. Dans ce domaine, les calcaires à Nummulite de Djebel Dekma témoignent d'une sédimentation peu profonde.

III.2. Modèle sédimentologique

Au Paléogène inférieur, la région de Souk Ahras a connu une sédimentation étroitement contrôlée par une transgression marine majeure, en lien direct avec les événements hyperthermiques mondiaux du Paléocène-Éocène (PETM, ETM2, ETM3). L'étude détaillée des microfaciès permet de reconstituer une organisation paléoenvironnementale marquée par une zonation latérale progressive, allant des environnements basinal profonds au nord (Ain Ghorab, Ain Aziz) vers des domaines plus proximaux au sud (Djebel Dekma).

Dans la partie nord de la région, les faciès sédimentaires sont dominés par des marnes anoxiques de couleur noire, riches en matière organique et en foraminifères planctoniques et benthiques profonds (Fig. 28), traduisant un environnement marin relativement profond, de type circalittoral à bathyal supérieur. L'association fréquente de glauconite et de phosphates dans les calcaires indique des phases de stagnation hydrodynamique et de condensation sédimentaire, caractéristiques d'un niveau marin élevé et d'une productivité accrue dans la colonne d'eau. Ces conditions sont contemporaines d'une élévation globale des températures

et d'un approfondissement du bassin, favorisant la préservation de la matière organique et la formation de minéraux authigènes.

En s'approchant du sud, la sédimentation évolue vers des domaines de plate-forme externe puis interne, caractérisés par des dépôts carbonatés riches en Nummulites, bivalves et gastéropodes, ainsi que par des faciès bioclastiques à dominante benthique. Ces environnements traduisent une diminution progressive de la profondeur d'eau, une augmentation de l'énergie hydrodynamique et une activité biologique plus intense. Les intercalations de calcaires phosphatés et de niveaux glauconieux, bien que moins épaisses qu'au nord, témoignent néanmoins d'une influence transgressive généralisée à l'ensemble de la région.

La transition verticale et latérale des faciès s'explique par un modèle de dépôt rétrogradant, où la montée progressive du niveau marin au cours de l'Yprésien a favorisé la migration des environnements profonds vers le domaine proximal. Ce contexte transgressif est également marqué par une condensation sédimentaire, une forte accumulation de matière organique et le développement de minéraux authigènes. L'ensemble de ces caractéristiques s'intègre dans le cadre d'une mer ouverte, calme, soumise à l'influence de la marge sud-téthysienne.

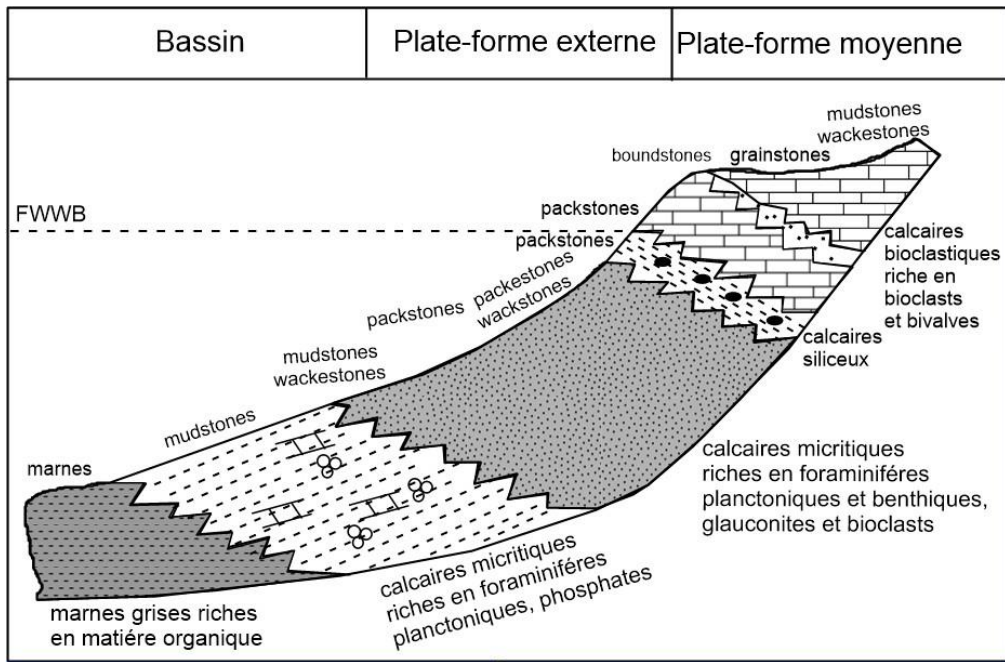


Fig. 28 : Répartition des principaux faciès rencontrés dans les différents secteurs étudiés.

Ce modèle de dépôt illustre de manière claire l'impact des variations eustatiques et climatiques globales sur la dynamique sédimentaire régionale au cours du début de l'Éocène (Fig. 29). Il met en évidence l'étroite relation entre les fluctuations du niveau marin, la productivité biologique, la préservation de la matière organique et la formation des principaux minéraux authigènes observés dans la série phosphatée de Souk Ahras.

Continent	Plate-forme interne	Plate-forme externe	Bassin profond
Calcaires à Nummulites, bivalves et gastéropodes,	Calcaires à Nummulites, bivalves, glauconie et phosphate	Calcaires à foraminifères planctoniques et benthiques, phosphate et glauconite	Marnes noirs anoxique, riche en matière organique, glauconite et phosphates

Fig. 29 : Schéma conceptuel du modèle de dépôt.

III.3. Découpage Séquentiel des Séries Carbonatées du Paléogène Inférieur dans la Région de Souk Ahras

Le découpage séquentiel s'appuie sur la reconnaissance et la corrélation des principaux faciès, des microfaciès, des assemblages fossiles, des minéraux authigènes, et des variations de la matière organique. Il permet de reconstituer la dynamique de dépôt et l'évolution

paléoenvironnementale du bassin durant le Paléogène inférieur, en lien avec les fluctuations eustatiques, les événements climatiques globaux et la physiographie locale.

III.3.1. Séquences du Nord de la Région de Souk Ahras (Ain Ghorab et Ain Aziz)

III.3.1.1. Contexte et critères de découpage

La série carbonatée nord est marquée par une superposition de plusieurs faciès profonds à semi-profonds, dominés par des marnes noires, des calcaires phosphatés et des niveaux riches en glauconite. Les variations verticales des foraminifères planctoniques et benthiques, ainsi que la composition minéralogique (phosphate, glauconite), sont les principaux guides du découpage séquentiel (Fig. 30).

III.3.1.2. Séquence 0 : Prisme de Haut Niveau (PHN) – Régression thanétienne terminale

- **Faciès basal** : Il est représenté par de séries marno-calcaires silicifiées, de couleur gris à noirs, riches en silt et en foraminifères benthiques bisériés (ex : *Bolivina*, *Textularia*), ainsi qu'en bioclastes.
- **Signification** : Ce faciès traduit une phase de régression terminale du Thanétien, marquée par un assèchement relatif du bassin et la mise en place de sédiments détritiques avec enrichissement en matière organique.
- **Environnement** : Il correspond à une plate-forme distale, soumise à des épisodes d'exondation temporaire et/ou à une réduction du taux d'accumulation sédimentaire.

III.3.1.3. Séquence S1 : Transgression Éocène basal – Profondeur maximale

- **Faciès transgressif** : Il est représenté par de marnes noires anoxiques, très riches en matière organique, en foraminifères planctoniques (*Morozovella velascoensis*, *M. subbotinae*), ainsi qu'en radiolaires, spicules d'éponges et de la pyrite.
- **Assemblage** : Il correspond à la Zone P5 (*Morozovella velascoensis*), signature du Paléocène supérieur.

- **Signification** : Ce niveau témoigne d'une inondation maximale, associée à la transgression globale du début de l'Éocène, en accord avec le PETM.
- **Environnement** : Il indique un milieu de bassin profond, marqué par des conditions anoxiques, avec des dépôts s'effectuant en domaine circalittoral inférieur à bathyal supérieur.
- **Évolution** : Il est progressivement remplacé par des calcaires à Globigérines (packstone/wackestone), riches en glauconite verdâtre et en phosphate, marquant le sommet de la séquence transgressif.

III.3.1.4. Séquence S2 : Régression yprésienne – Plate-forme externe

- **Faciès typique** : Il est représenté par de calcaires massifs, de couleur gris à noirs à texture packstone à foraminifères mixtes (planctoniques et benthiques profonds), caractérisé par une abondance de glauconite, phosphates (pellets, coprolithes) et de la matière organique.
- **Assemblages** : La disparition de *Morozovella velascoensis* est accompagnée de son remplacement par une grande diversité de foraminifères planctoniques (*Morozovella subbotinae*, *Acarinina*, *Subbotina*, *Pseudohastigerina*), ainsi que par le développement de foraminifères benthiques bisériés et enroulés.
- **Signification** : Ce faciès correspond à une phase de stabilisation suivie d'une régression relative, marquée par le dépôt de carbonates siliceux et phosphatés sur la plate-forme externe. La présence abondante de glauconite indique un ralentissement du taux de sédimentation au cours de cette régression.
- **Environnement** : Il traduit un milieu de plate-forme externe à marge de bassin, évoluant sous des conditions oxiques à dysoxiques.

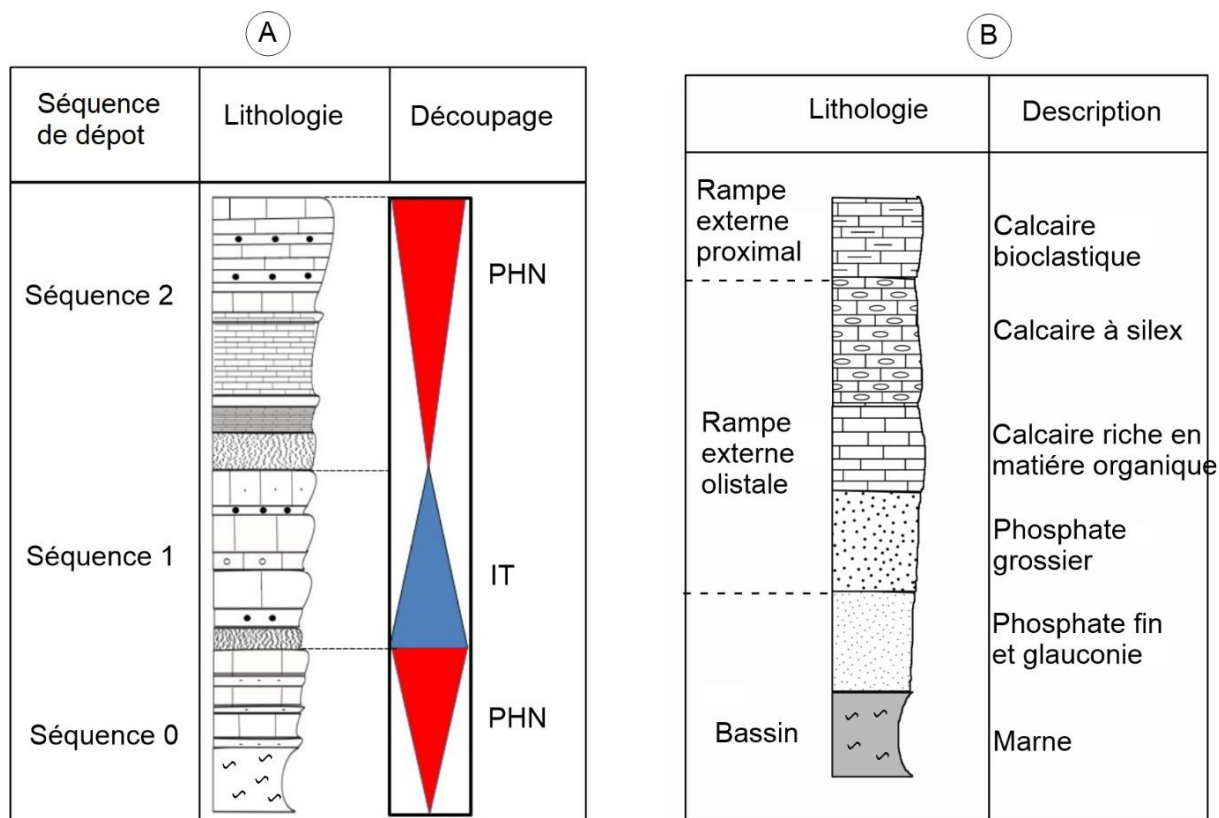


Fig. 30 : **A.** Découpage séquentielle de la série carbonatée du nord de la région de Souk Ahras ; **B.** Séquence synthétique de cette série. **PHN** : Prisme de haute niveau ; **IT** : Intervalle transgressive.

III.3.1.5. Interprétation séquentielle globale

- ✓ Le passage de la séquence 0 à S1 marque la transition d'un environnement de plate-forme distale régressive vers une transgression majeure associée au maximum thermique du Paléocène-Éocène (PETM).
- ✓ La séquence S1 correspond à l'inondation maximale, enregistrant la plus grande profondeur et l'anoxie du bassin.
- ✓ La séquence S2 reflète une progradation régressive, avec développement de dépôts carbonatés phosphatés sur la plate-forme externe, sous contrôle des variations eustatiques secondaires.

III.3.2. Séquences du Sud de la Région de Souk Ahras (Djebel Dekma)

III.3.2.1. Contexte et critères de découpage

Le secteur sud est caractérisé par une sédimentation de plate-forme interne, dominée par des calcaires à Nummulites, des niveaux phosphatés fins et une abondance notable de glauconite. Cette sédimentation s'accompagne d'une forte proportion de foraminifères benthiques (*Nummulites*, *Lenticulina*, *Bolivina*, etc.), tandis que les foraminifères planctoniques demeurent rares. Le découpage séquentiel s'appuie sur l'alternance de niveaux anoxiques, bioclastiques et nummulitoclastiques, ainsi que sur les variations de l'abondance relative des différents groupes fossiles (Fig. 31).

III.3.2.2. Séquence inférieure : Transgression initiale

- **Faciès basal** : Il est représenté par marnes noires anoxiques, riches en matière organique et en foraminifères benthiques.
- **Signification** : Il représente la première phase transgressive en domaine semi-confine, témoignant d'une ouverture progressive du bassin et d'une installation de conditions anoxiques temporaires.
- **Environnement** : Il correspond à une plate-forme interne, de type lagune à marais marin peu profond.

III.3.2.3. Séquence intermédiaire : Plate-forme optimale – Nummulites

- **Faciès transgressif-dominant** : Il est constitué de calcaires à *Nummulites*, associés à des bivalves et des gastéropodes, riches en glauconite et en phosphate (pellets), avec une épaisseur réduite des niveaux phosphatés.
- **Assemblages** : L'assemblage faunique est dominé par *Nummulites* sp. et *N. planulatus*, accompagnés de *Lenticulina*, de gastéropodes, de fragments de valves, ainsi que de foraminifères benthiques bisériés et enroulés.

- **Signification** : Ce faciès traduit une phase d'optimum marin, marquée par l'installation d'un vaste plateau carbonaté, de la plate-forme interne à externe, favorable à la prolifération des Nummulites, indicateurs de milieux bien oxygénés et riches en nutriments.
- **Environnement** : Il correspond à une plate-forme interne à externe, caractérisée par de eaux calmes, bien éclairées et faible profondeur.

III.3.2.4. Séquence supérieure : Régression et bioclastiques

- **Faciès régressif** : Il est constitué de calcaires nummulitoclastiques et bioclastiques, de couleur gris sombre, riches en débris organiques, en glauconite et phosphate, et caractérisés par une rareté de foraminifères planctoniques.
- **Assemblages** : L'assemblage est marqué par une augmentation significative des débris de Nummulites et par la domination des foraminifères benthiques.
- **Signification** : Ce faciès traduit une phase de régression et de fermeture relative du bassin, associée à une augmentation de l'énergie hydrodynamique liée au retrait du milieu marin profond, entraînant le dépôt de sédiments remaniés.
- **Environnement** : Il correspond à un milieu de haut de plate-forme, pouvant évoluer vers des conditions supra-tidales, caractérisé par une instabilité accrue et une érosion partielle des niveaux sous-jacents.

III.3.2.5. Interprétation séquentielle globale

- ✓ Le passage des marnes anoxiques aux calcaires à Nummulites traduit l'installation rapide d'une mer épicontinentale peu profonde.
- ✓ La séquence intermédiaire marque l'optimum de la plate-forme carbonatée, avec dépôts phosphatés fins et glauconitisation.

- ✓ La séquence supérieure correspond à la régression relative, marquée par un appauvrissement en foraminifères planctoniques et un enrichissement en débris bioclastiques.

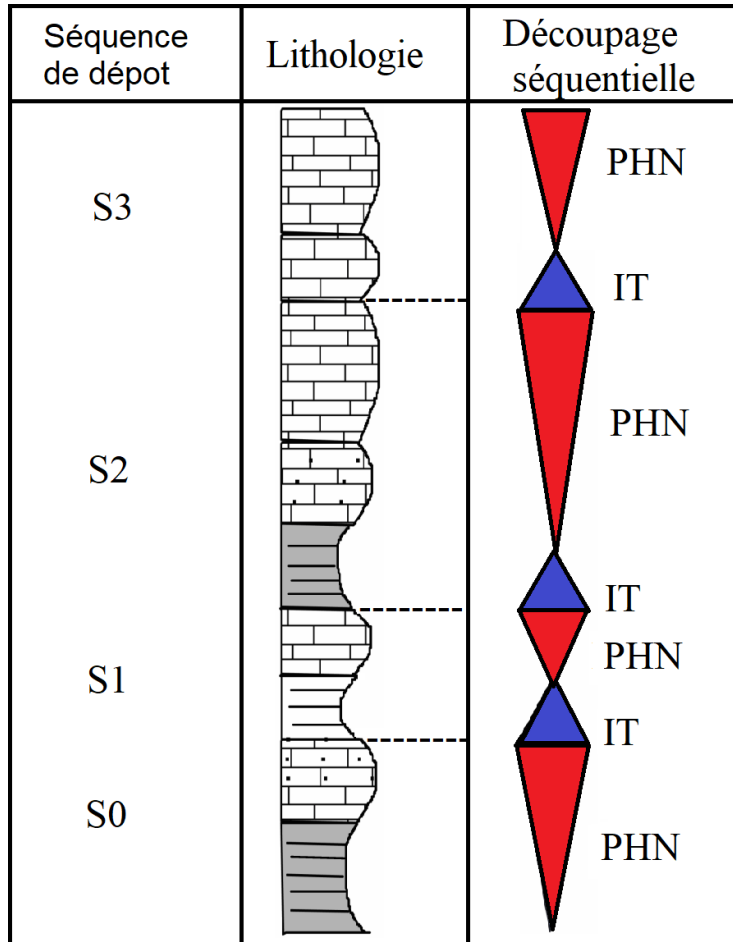


Fig. 31 : Découpage séquentielle de la série carbonaté du sud de la région de Souk Ahras.

Conclusion

Le découpage séquentiel des séries carbonatées du Paléogène inférieur dans la région de Souk Ahras met en évidence la réponse locale aux cycles eustatiques et événements climatiques globaux. Il révèle la dynamique contrastée entre le domaine profond nord (dominance planctonique, phosphates épais, signature de ETM) et le domaine de plate-forme sud (dominance benthique, Nummulites, phosphates fins). Ce modèle séquentiel constitue un outil de corrélation régionale et de reconstitution paléoenvironnementale pour l'ensemble du Maghreb téthysien.

CHAPITRE IV
PETROGRAPHIE ET
MINERALOGIE DE
PHOSPHATES DE LA ZONE DES
NAPPES

CHAPITRE IV

PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DE PHOSPHATES DE LA ZONE DES NAPPES (REGION DE SOUK AHRAS ET GUELMA)

Les roches phosphatées se distinguent par la nature du minéral phosphaté dominant, la texture de la roche, ainsi que par le type de liant, qu'il s'agisse d'un ciment ou d'une matrice. Afin de mieux les caractériser, des analyses pétrographiques et minéralogiques ont été réalisées pour identifier et quantifier avec précision les minéraux présents dans les différents faciès étudiés.

Ce chapitre débute par une analyse pétrographique approfondie, qui repose sur la préparation et l'examen de lames minces provenant d'échantillons de phosphate représentatifs de chaque localité. Cela est suivi d'une analyse minéralogique, généralement réalisée par diffractométrie des rayons X (DRX), ainsi que par des techniques de microscopie électronique à balayage (MEB) et de spectroscopie à dispersion d'énergie (EDS) appliquées à des particules de phosphates isolées (coprolithes, pellets, glauconite et dents de poisson) et sur des lames minces de ces phosphates.

IV.1. Etude pétrographique

IV.1.1. Méthodologie

L'étude pétrographique a été réalisée à l'aide de l'observation au microscope optique de lames minces préparées à partir des échantillons de phosphates. Plus de 80 lames minces ont été confectionnées au laboratoire de département de géologie, Université Badji Mokhtar – Annaba. En raison de la nature friable du phosphate, une méthode de préparation adaptée s'est avérée nécessaire. L'induration des échantillons a ainsi constitué une étape essentielle, permettant de faciliter les opérations de découpe, de polissage et de collage.

Avant leur préparation, les échantillons ont été soigneusement séchés dans un four à une température ne dépassant pas 100 °C, afin d'éliminer toute trace d'humidité susceptible d'altérer leur manipulation ou l'observation microscopique.

Par la suite, les échantillons sont soigneusement imprégnés de résine, goutte à goutte, sous vide, afin d'éliminer efficacement toute bulle d'air résiduelle. Cette étape est essentielle pour garantir une imprégnation homogène et une bonne cohésion de l'échantillon. Le durcissement de la résine est ensuite favorisé en plaçant les échantillons sur une plaque chauffante à une température d'environ 80 °C pendant approximativement 1 heure et 30 minutes.

Une fois la phase de durcissement achevée, l'échantillon est prêt à être soumis aux étapes classiques de préparation des lames minces (Fig. 32), incluant le sciage, le polissage, le collage...etc.



Fig. 32 : Exemple de lame mince.

IV.1.2. Phosphates du Nord de la région de Souk Ahras

Au nord de la région, le niveau phosphaté présente une épaisseur variant entre 3cm au 1.5m. Elle se compose principalement de particules phosphatées, comprenant des pellets, des coprolithes, des pseudo-oolithes, de la glauconite, ainsi que des foraminifères planctoniques et benthiques. Ces particules sont généralement cimentées par une matrice carbonatée ou glauconieuse.

L'engraissement de ces niveaux montre que le mur et le toit, sont constitués par un calcaire de texture wackestone à packstone à foraminifères surtout planctoniques, riche en matière organique.

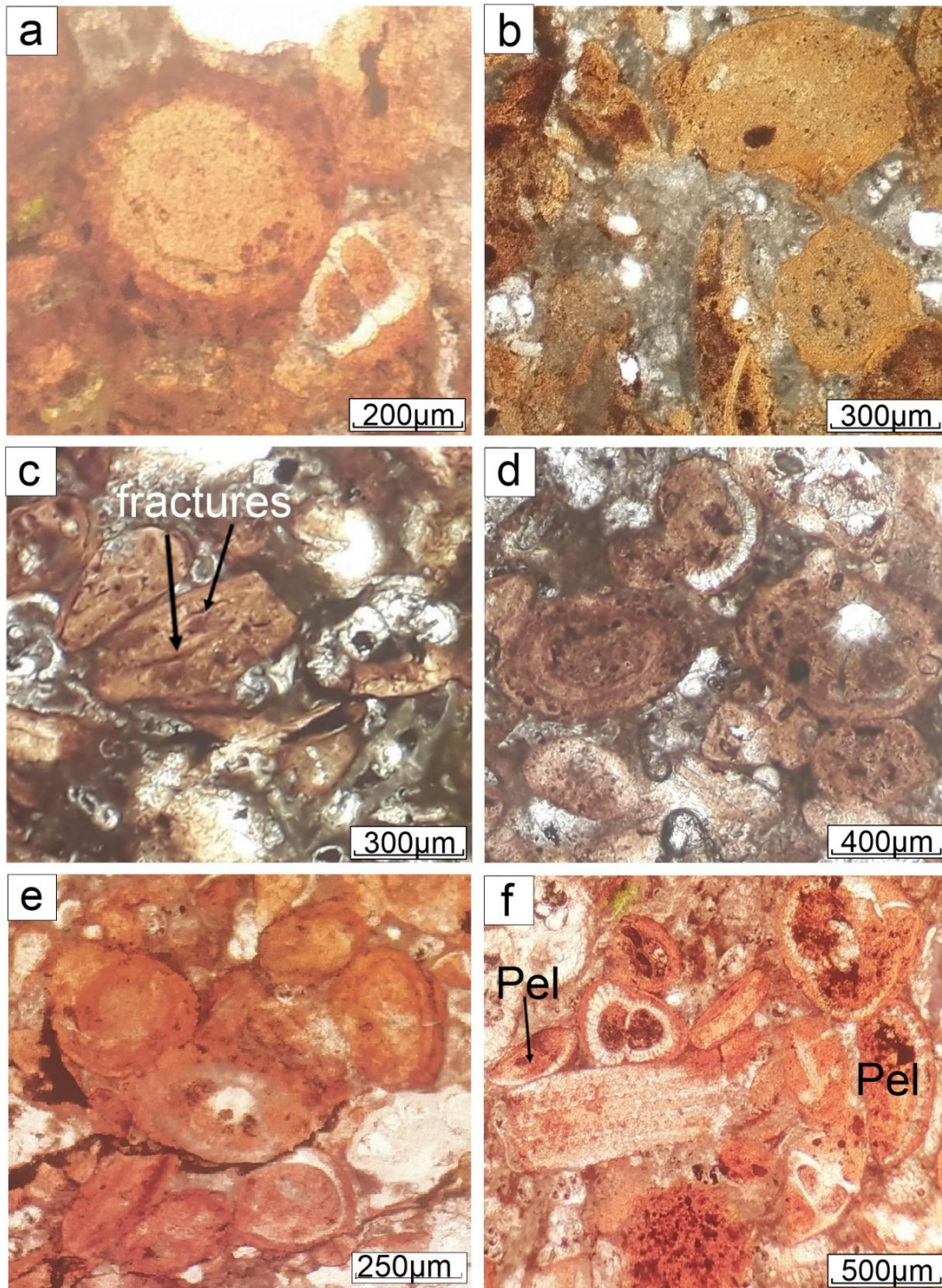
IV.1.2.1. Phosphates de Ain Ghorab et de Ain Aziz

Les pellets :

Généralement, ce sont des particules phosphatées arrondis à sub-arrondi de couleur brunâtre et dont la taille entre 125µm à 250µm (Pl. 13). Le transport de ces particules par les courants provoque leur fragmentation et leur roulement. Ils ont une origine fécale et peuvent résulter de la phosphatation de la matière organique.

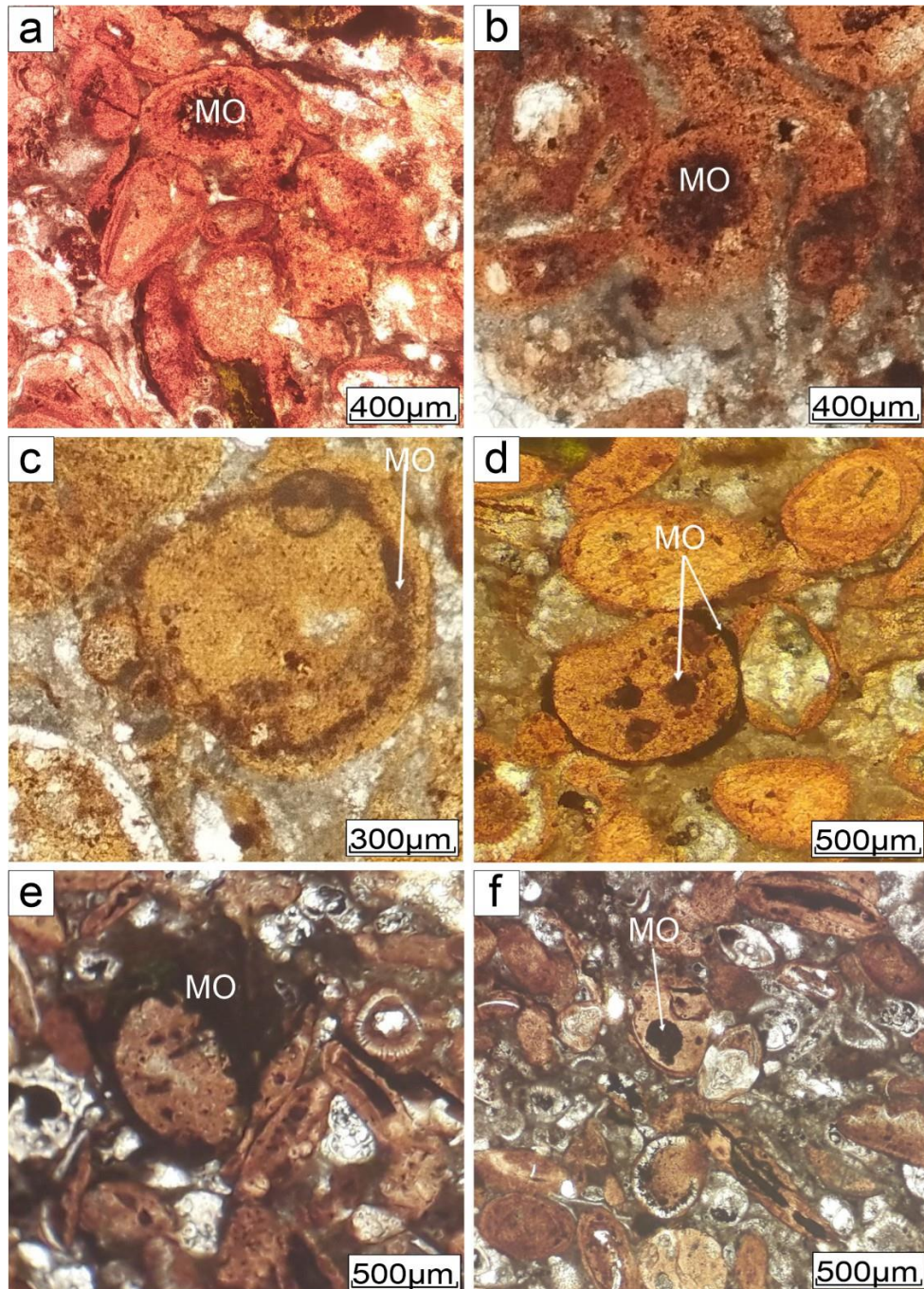
Il est constaté que certains pellets manifestent un contenu homogène (matière phosphatée) (Pl. 13a) et d'autres présentent une structure concentrique (Pl. 13d) de tailles hétérogènes (Pl. 13b,e). Ces observations ont un lien étroit avec l'origine fécale de ces pellets, les conditions de la mise en place, de sédimentation d'une part et les effets de l'altération superficielle.

Ces pellets montrent des fractures et qui peuvent être liées à la compaction à cause de la puissance des sédiments (Pl. 13c). De plus, elles contiennent souvent du matériel calcitique autour de grains (Pl. 13f).



Pl. 13 : Microphotographies de pellets (Pel) phosphatés de différentes formes de secteur de Ain Ghorab (a,c,d,e,f) et de Ain Aziz (b). **(a)** pellet arrondi montant un contenu homogène (150µm) ; **(b)** pellets sub-arrondis, de couleur brun foncé au brun moyen et de tailles de 125 à 250 µm ; **(c)** pellets montant de fractures ; **(d)** pellets sub-arrondis présentent de structure concentrique ; **(e)** pellets arrondis à sub-arrondis présentent de tailles hétérogènes de 125 à 250 µm ; **(f)** pellets montant de contenu calcitique autours de grains.

La matière organique constitue un élément fréquent des pellets, où elle peut se manifester sous diverses formes. Elle peut se trouver : au centre de pellets préservée sous forme de tâches noirâtres (Pl. 14a,b) ; au centre sous forme de tâches noirs autour de la périphérie (Pl. 14c) ; concentré au centre sous formes des grains (Pl. 14d,e) et/ou dispersée autour des pellets (Pl. 14d,f).



Pl. 14 : Microphotographies de la distribution de la matière organique (MO) dans les pellets de Ain Ghorab (a,e,f) et de Ain Aziz (b,c,d). (a,b) dispersée sous forme de tâches noirâtres au

centre ; (c) autour de la périphérie sous forme de tâches noires ; (d,e) dispersée autour de pellets ; (d, f) concentrée au centre sous formes de grains.

Certains pellets présentent une couleur verdâtre en périphérie, évoquant une composition en glauconite comme l'indique la couleur verdâtre. Cette observation est un indicateur du processus de glauconitisation, qui est connu pour se développer du bord au cœur des particules (Fig. 33a,b). On remarque aussi la présence d'une glauconitisation au centre de pellets (Fig. 33c,d), le plus souvent entourés par la matière organique (Fig. 33a,c).

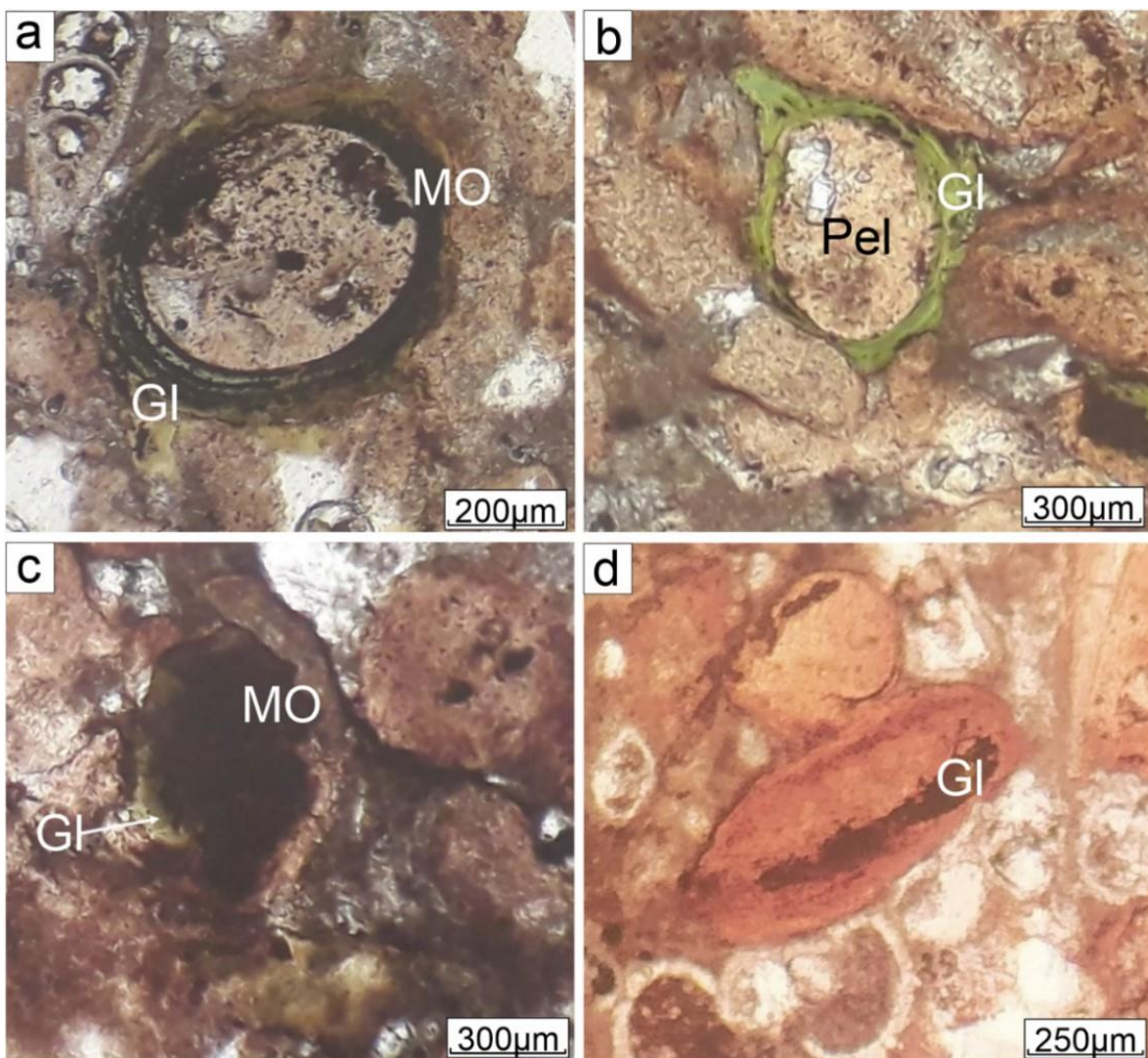


Fig. 33 : La présence de la glauconite (Gl) de couleur verdâtre autour et au centre de pellets de secteur de Ain Ghorab. (a,b) Ciment glauconieux autour de pellets (arrondis) joue le rôle d'un

processus de glauconitisation ; **(c,d)** Glauconites présentent au centre de pellets (sub-arrondis) riche en matière organique (MO).

Les coprolithes :

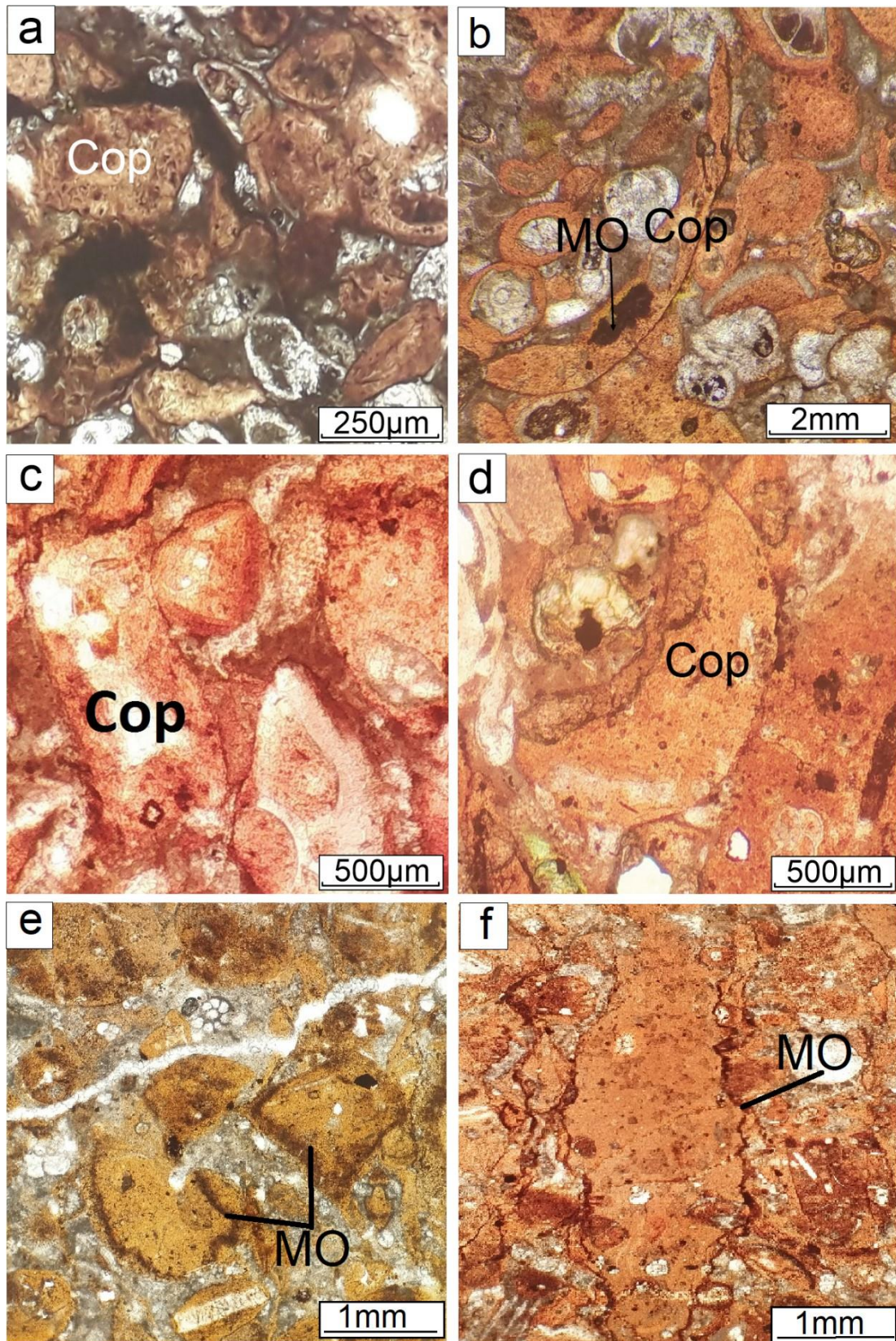
On peut considérer les coprolithes comme des particules phosphatées, dont la taille est plus importante que celle des pellets, ils peuvent se fracturer facilement lors du transport. Ils sont présents dans toutes les fractions granulométriques.

La couleur de ces coprolithes est généralement marron à brunâtre, avec une taille allant de 250 µm (Pl. 15a) à quelques millimètres (Pl. 15b,f). A Ain Aziz, les particules coprolithiques représentent 60% de totalité des grains.

Leur forme est souvent : cylindriques à sub-cylindriques (Pl. 15a,c,e), cylindriques à allongés (Pl. 15b,c,d). Ils présentent des contours irréguliers avec des taches sombres de matière organique visibles (Pl. 16e,f).

Les coprolithes peuvent renfermer des inclusions telles que : (1) la matière organique ; préservée sous forme de tâches noirâtres (Fig. 34a), concentré au centre sous formes des grains (Fig. 34b), concentré dans la particule sous formes amorphe, en plage brunâtre (Fig. 34d) et/où dispersée autours de coprolithes (Fig. 34c ; Pl. 15e,f). (2) de grains de la pyrite framboïdale ; soit localisé au bord de la particule (Fig. 34a) soit au centre (Fig. 34b).

De plus, ces coprolithes renferment aussi de foraminifères benthiques (Pl. 16b,d) et de débris d'organismes (Pl. 16c). Leurs surfaces ne sont pas homogènes car elles peuvent renfermer d'autres cristaux, ainsi que des remplissages tardifs s'il y'a eu des fractures (Pl. 16e).



Pl. 15 : Microphotographies de coprolithes (Cop) représentant différentes tailles et formes de phosphates de Ain Ghorab (a,b,c,d) et de Ain Aziz (e,f). (a,e) Coprolithe de forme sub-cylindrique et de taille de 250µm ; (b,f) Coprolithes allongées de tailles de 1 au 2mm,

renfermant la matière organique au niveau et/ou entourée de cette particule ; (c,d) Coprolithes cylindriques à allongées de tailles 500µm.

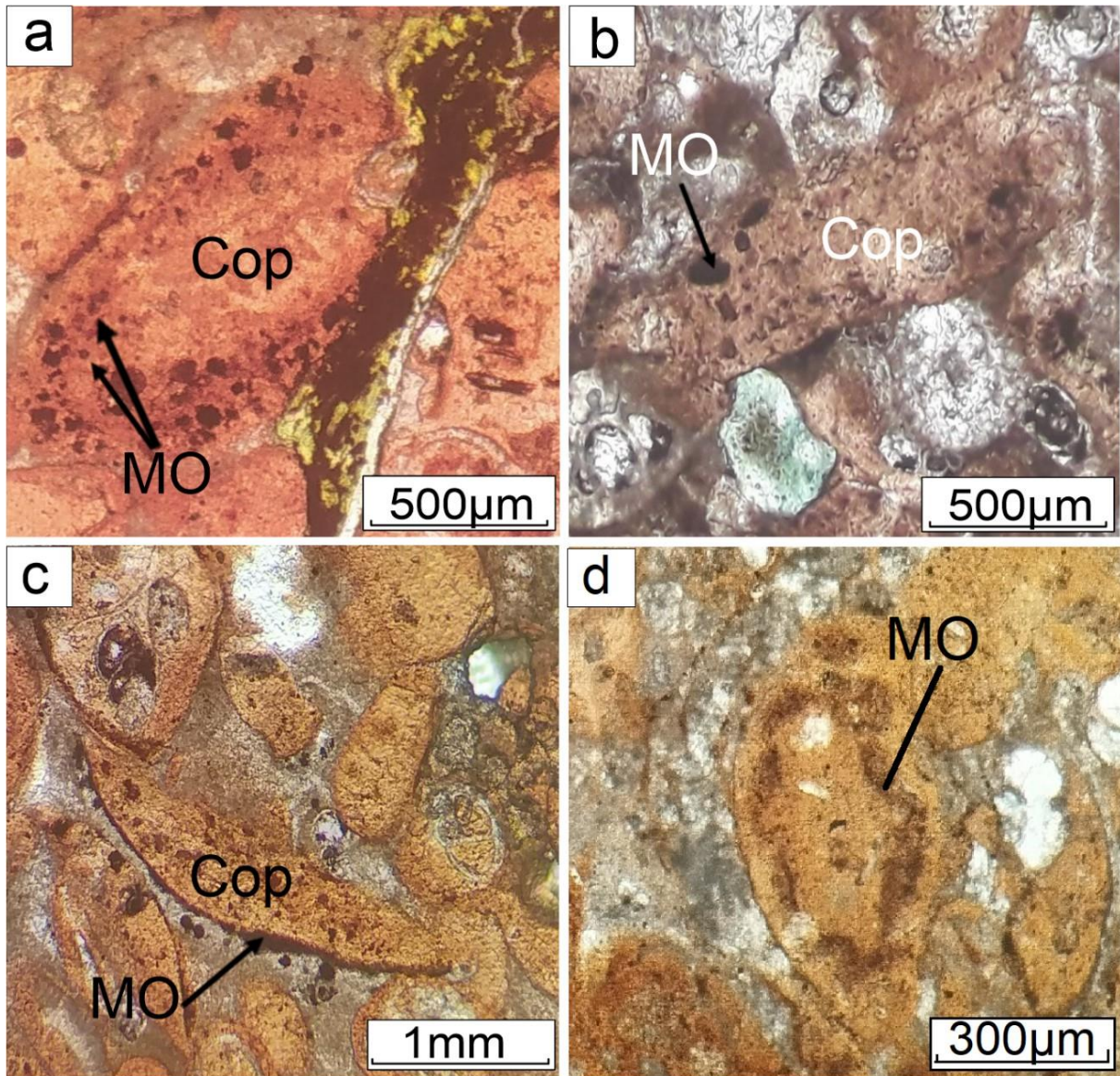
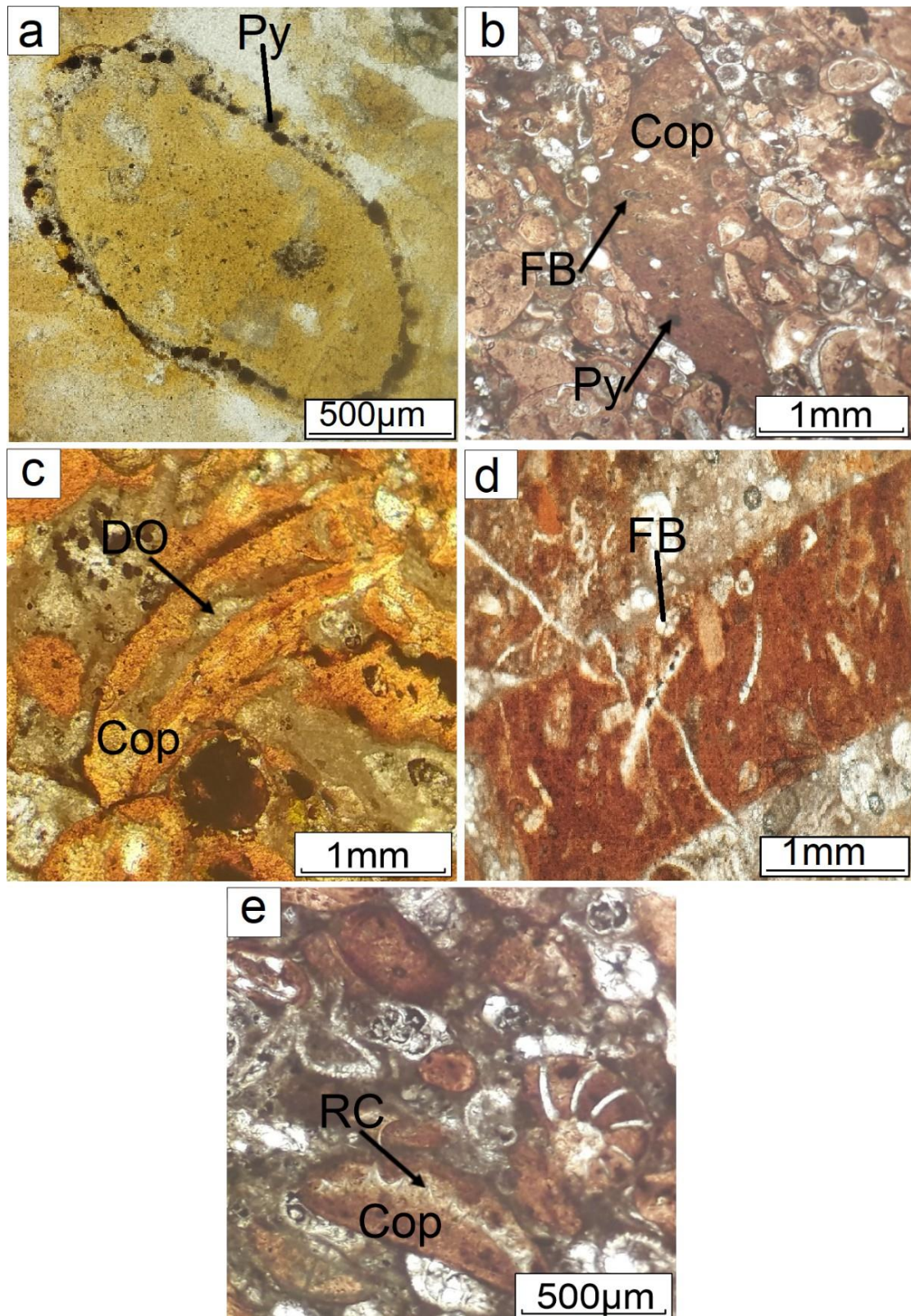


Fig. 34 : Microphotographies de coprolithes présentant la matière organique (MO). (a) coprolithe de forme cylindrique à allongée, de taille de 400µm, renfermant de la matière organique (MO) sous forme de tâches noirâtres ; (b) Coprolithe cylindrique de 500 µm, contenant la MO au centre sous formes des grains ; (c) coprolithe allongé d'environ 1mm, contenant la MO localisé en bordure ; (d) coprolithe allongé de Ain Aziz, contenant la MO dans la particule sous formes amorphe, en plage brunâtre.



Pl. 16 : Microphotographies de coprolithes (Cop) présentant de différentes inclusions de secteur de Ain Ghorab (b,c,e) et de Ain Aziz (a,d). (a) Coprolithe allongé, de tailles de 500µm, renfermant la pyrite fromboïdale autours de cette particule. (b-d) Coprolithes de tailles dépassent le 1mm, renfermant de la pyrite (Py) et de foraminifères benthiques (FB) ; (c)

Coprolithe cylindrique à allongée, de tailles de 700 μ m, renfermant de débris d'organisme (DO) au centre de particule ; (e) : Coprolithe allongé, de tailles de 400 μ m, renfermant un remplissage calcitique (RC) au centre de particule.

Les coprolithes peuvent être affectés souvent par des processus de glauconitisation comme celui observé dans les pellets, remarquable par sa couleur verdâtre (Fig. 35a). La présence de la glauconite est observable surtout au centre de coprolithes (Fig. 35b,c) avec un enrichissement en matière organique et en bordures des coprolithes (Fig. 35a,d) avec la présence de la pyrite au centre de cette particule (Fig. 35d).

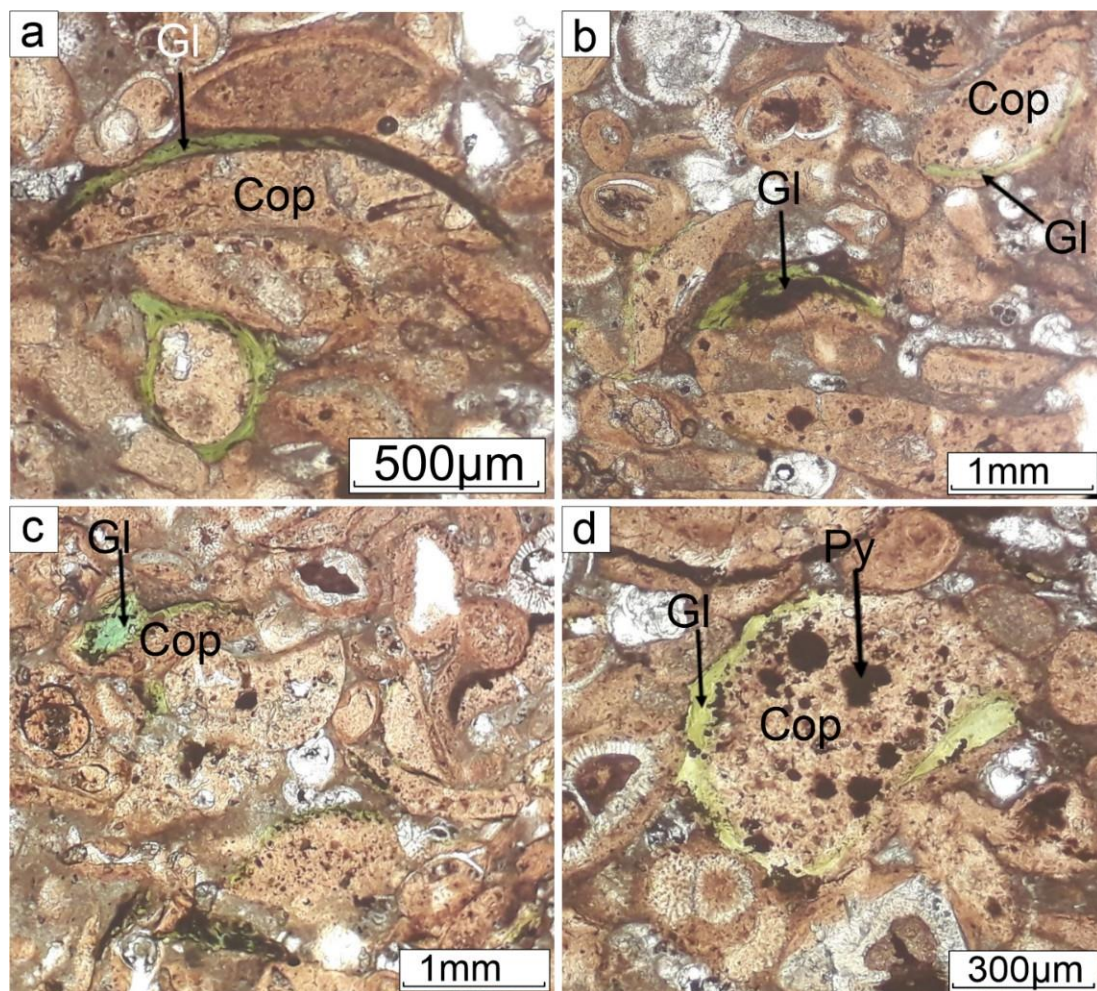


Fig. 35 : Microphotographies de coprolithes de Ain Ghorab, montrant le développement du processus de glauconitisation du bord et au cœur de la particule. (a,d) Coprolithes de formes sub-cylindriques à allongées, de taille comprise entre 250 μ m à 500 μ m, renfermant de la glauconite (Gl) au bord de la particule, accompagnée de matière organique et de pyrite (Py) ;

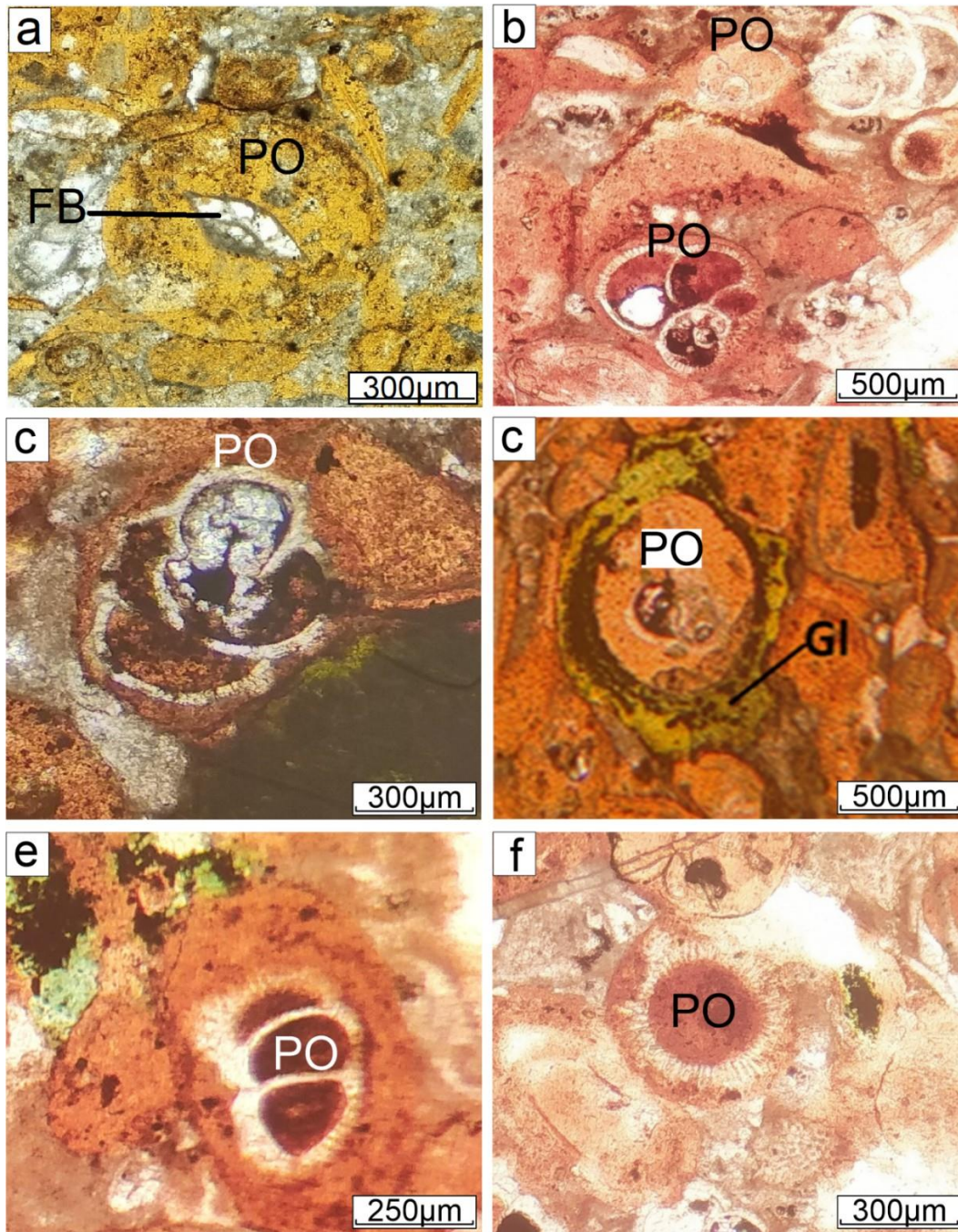
(b,c) Coprolithes allongées de taille entre 300µm à 500 µm, contenant la glauconite au centre de particule avec l'enrichissement de la matière organique.

Les Pseudo-oolithes :

Les pseudo-oolithes se forment surtout dans des milieux marins peu profonds et agités. Elles restent constamment en suspension, pendant que les couches formant le cortex se mettent en place ; lorsqu'elles deviennent trop lourdes, elles se déposent sur le fond marin et sédimentent.

Ces pseudo-oolithes sont composés des noyaux (nucléus) de couleur brunâtre et de formes arrondies à sub-arrondies. Elles ne représentent que 10% de totalité des grains à Ain Ghorab et 5% à Ain Aziz. Elles présentent souvent des tests bien conservés de foraminifères planctoniques (Pl. 17b,d), et qui sont entourées par la glauconite (Pl. 17d), de foraminifères benthiques (Pl. 17a,c).

Certains grains sont constitués d'un nucleus de gastéropodes (fragment) (Pl. 17e) et de radiolaire (Pl. 17f) autour duquel précipite de la calcite ou de l'aragonite, formant un cortex.



Pl. 17 : Microphotographies de pseudo-oolithes (PO) associées aux les phosphates de Ain Ghorab et Ain Aziz (a). **(a,c)** Pseudo-oolithes allongées, de tailles de 250 µm, contenant de foraminifères benthiques dans son nucleus ; **(b)** Pseudo-oolithe sub-arrondi, de taille comprise entre 150µm à 250 µm, contenant de foraminifères planctoniques dans son nucleus ; **(d)** Pseudo-oolithe arrondi, de taille de 300 µm, contenant de foraminifères planctoniques dans son nucleus et entourée par la glauconite (Gl) ; **(e)** Pseudo-oolithes allongées, de taille comprise entre de 250 µm, contenant de gastéropodes dans son nucleus ; **(f)** Pseudo-oolithe arrondi, de taille 200 µm, présentant de radiolaire dans son nucleus.

Glaucrites :

La présence de glauconite indique généralement un environnement semi-réducteur à réducteur, traduisant un certain degré de confinement du milieu sédimentaire. En effet, dans de telles conditions, le fer devient plus soluble et peut être incorporé dans différentes phases minérales, notamment la glauconie (Curtis et Spears, 1968 ; Froelich et al., 1979 ; Burdige, 1993).

La glauconite se caractérise par sa couleur verdâtre, constitue près de 20 % des particules phosphatées observées dans les échantillons de Ain Ghorab, alors qu'à Ain Aziz elle n'en représente qu'environ 5 %. Les grains présentent une variabilité dimensionnelle marquée, oscillant entre quelques centaines de micromètres (Fig. 36a, c, d) et plus de 500 μm (Fig. 36b). Elle se rencontre généralement entre les grains, occupant une position intergranulaire (Fig. 36b).

A Ain Ghorab, la glauconite présente deux aspects : soit sous forme de grains de formes irrégulières (Pl. 18a,f), dont la taille varie de 300 μm (Pl. 18b) à plus de 1mm (Pl. 18c), soit sous forme de matrice riche en matière organique (ciment) (Pl. 18b,c,d).

Par endroits, la glauconite se développe sur les bords des particules phosphatées (glauconitisation ; cf. Fig. 34, 36). Dans de nombreux cas, la glauconite contient souvent des vestiges de la matière organique (Pl. 18) avec des inclusions d'oxydes de fer (Pl. 18e,f).

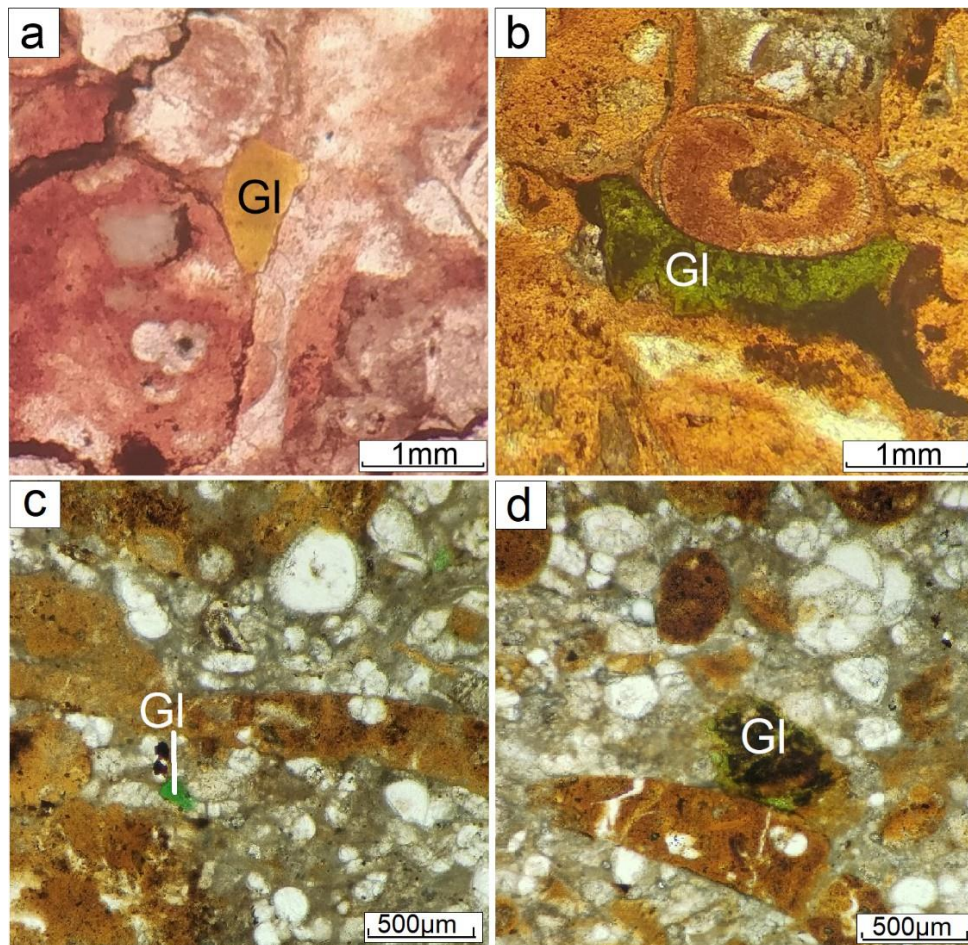
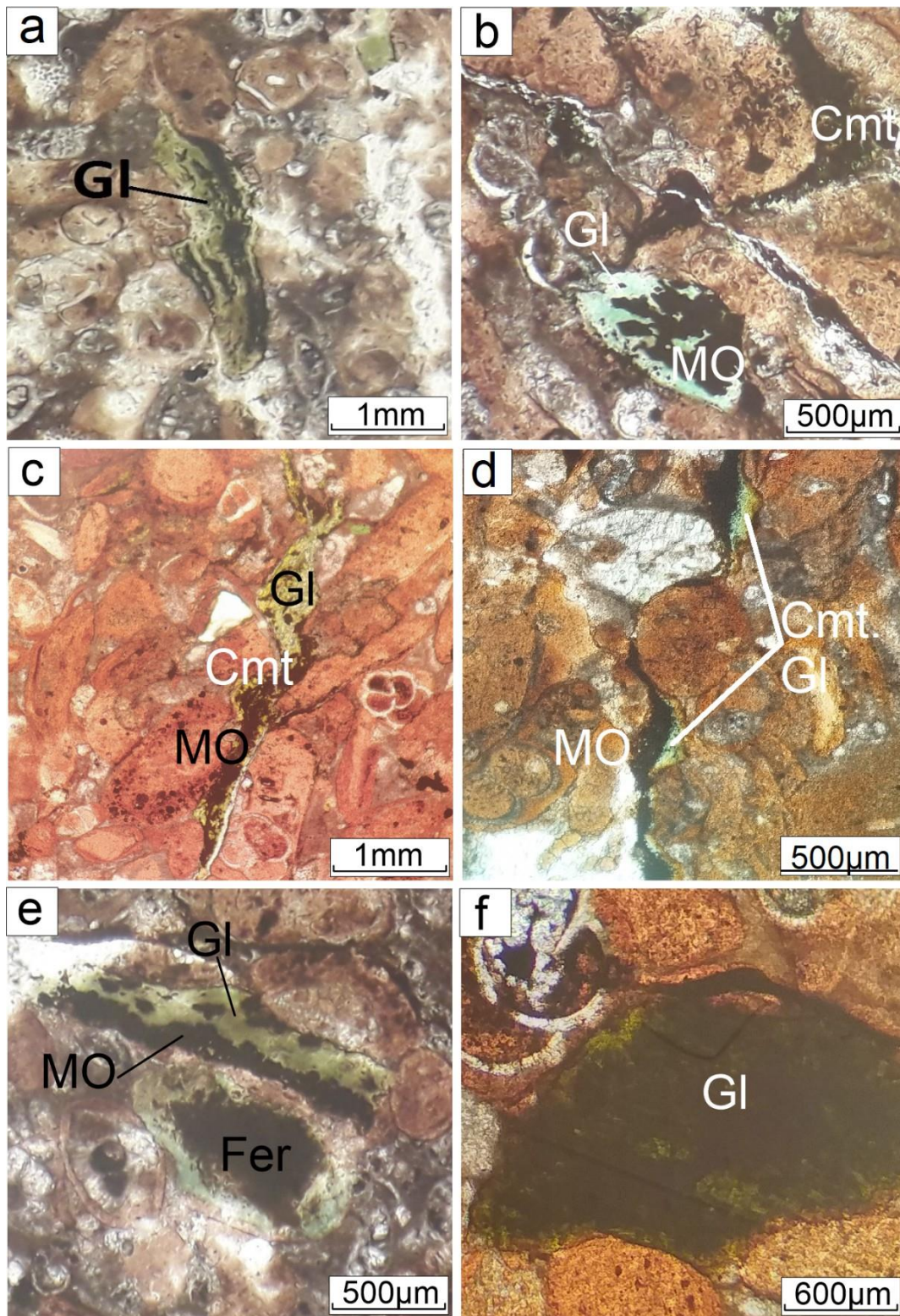


Fig. 36 : Microphotographies de la glauconite (Gl) rencontré dans les phosphates de Ain Ghorab (a,b) et Ain Aziz (c,d). (a,c,d) Glauconites de couleur verte et de taille de 125µm ; (b) Glauconite est rencontrée entre les grains de phosphates dont la taille qui dépasse les 500µm.

La présence de glauconite indique généralement un environnement semi-réducteur à réducteur, témoignant ainsi d'un certain confinement du milieu. En effet, les conditions réductrices favorisent la solubilisation du fer, lequel peut être incorporé dans diverses espèces minérales, dont la glauconite (Curtis et Spears, 1968 ; Froelich et al., 1979 ; Burdige, 1993).



Pl. 18 : Microphotographies montrant la glauconite (Gl) de couleur verdâtre, se présentant sous forme de grains irréguliers ou intégrée à la matrice, dans les secteurs de Aïn Ghorab et de Aïn Aziz (d). (a) Glauconite irrégulières de taille de 500µm, riche en matière organique ; (b,c,d) Glauconites formant la matrice de ces phosphates, dont la taille varie entre 300µm à plus de

1mm, riche en matière organique ; (e,f) Glauconites dont la taille de 500µm, préservées par la matière organique et riche en inclusions de fer.

Les bioclastes :

Les bioclastes (ou grains squelettiques) sont des débris d'organismes marins (Fig. 37a), des plaque d'échinoderme (Fig. 37c), des dents de squales. Ils sont des débris coquillés cassés, remaniés et accumulés pour faire une roche. Dans ces faciès on peut rencontrer rarement des radiolaires (Fig. 37d) qui sont des organismes microscopiques mesurant en général de 50 et 300µm ainsi que les morceaux de valves (Fig. 37b).

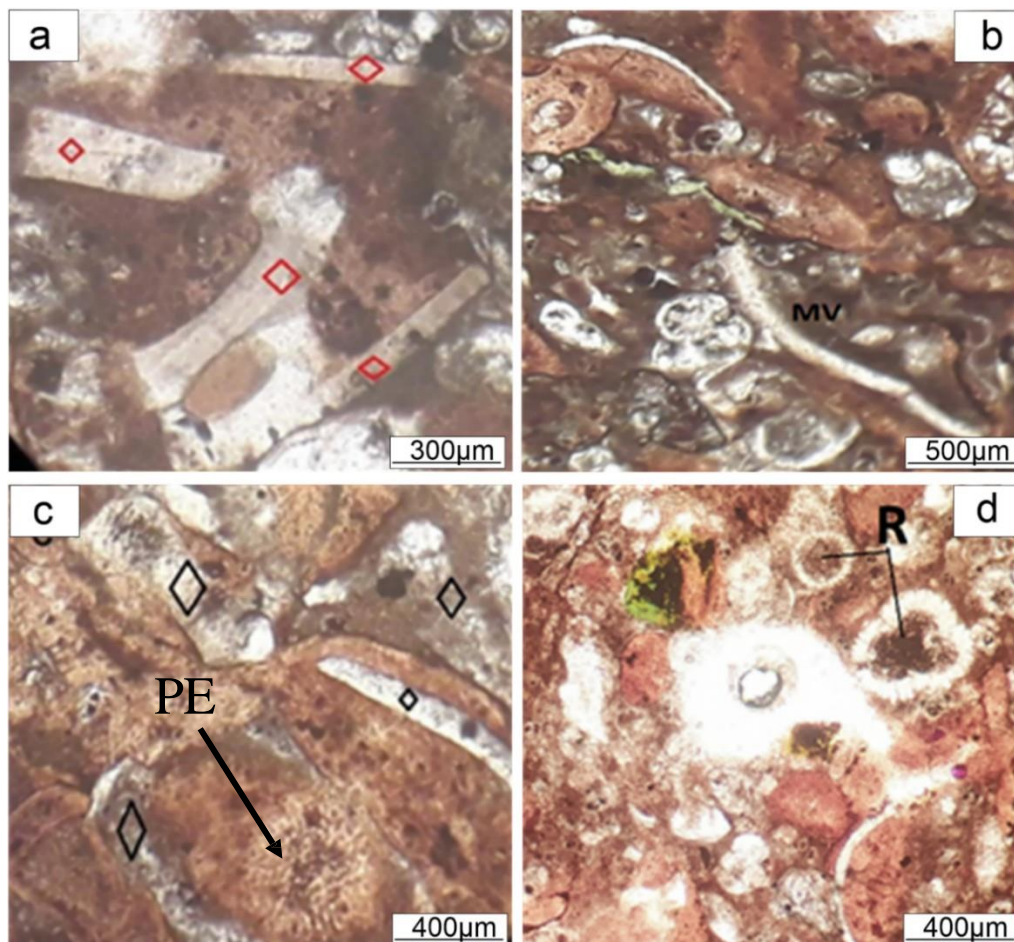


Fig. 37 : Microphotographies montrant les principaux types de bioclastes dans les phosphates étudiées à Ain Ghorab. (a) Débris osseux rencontrés dans les phosphates ; (b) De morceaux de valve (M.V) ; (c) Débris osseux se trouvant dans les coprolithes, avec la présence de plaques d'échinoderme (PE) ; (d) : Radiolaires rencontrés dans la couche phosphatée.

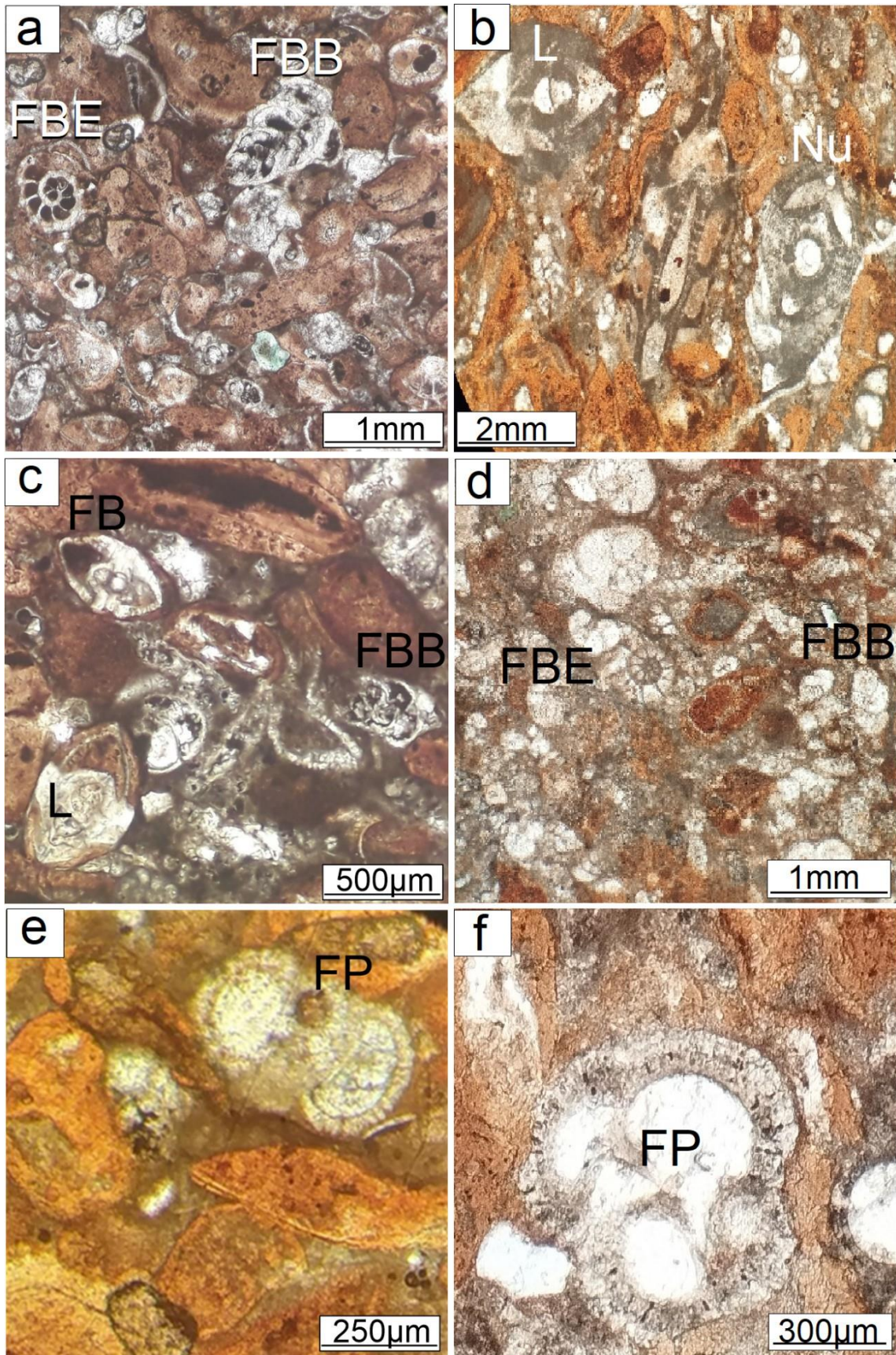
Les foraminifères planctoniques et benthiques :

Les foraminifères, qui sont des protozoaires unicellulaires, sont apparus au cambrien inférieur (540 Ma) et ont surtout connu un développement à partir du trias. Ils sont des êtres véritablement ubiquitaires en milieu marin et parfois en eau douce, que l'on rencontre dans toutes les mers du monde, à toutes les profondeurs et à toutes les distances.

Ils adoptent un mode de vie qui peut être : - Soit benthique (Pl. 19a,b,c,d) : c'est-à-dire vivant sur ou dans le sédiment, au fond des lagunes et des mers (environnement peu profond) ; - Soit planctonique (Pl. 19e,f) : en suspension dans la colonne d'eau, notamment dans la zone photique mais parfois jusqu'aux abysses (environnement profond).

Les foraminifères benthiques représentés par les unisériés, les bisériés tel que : *Bolivina* sp (Pl. 19a,c,d) et les enroulés (Pl. 19a,d), ainsi que *Lenticulina* sp. (Pl. 19b,c), *Nummulites* (Pl. 19b).

Les foraminifères planctoniques (Pl. 19e,f) de la région nord de Souk Ahras sont d'âge Yprésien, localisés dans les faciès micritiques profonds. Ils forment généralement le nucléus de pseudo-oolithes phosphatés (cf. Pl. 17b).



Pl. 19 : Microphotographies montrant les principaux foraminifères associés dans le secteur de Ain Ghorab (a,c,e) et Ain Aziz (b,d,f). (**a,c,d**) Foraminifères benthiques bisériés : *Bolivina* sp.

(FBB) ; (b,c) Foraminifères benthiques présentant *Lenticulina* sp. (L); (a,d) Foraminifères benthiques enroulés (FBE) ; (b) Nummulites associés dans ce phosphate ; (e,f) Foraminifères planctoniques (FP).

Ciment/Matrice :

Le ciment représente l'ensemble des liants cristallins formant l'exogangue, dont la taille varie généralement entre 5 et 50 μm . La matrice, quant à elle, correspond le plus souvent à de la boue micritique présente au moment du dépôt, avec une granulométrie inférieure à 4 μm .

Les particules de ces phosphates sont généralement cimentées par une matrice généralement carbonatée (Calcite) riche en foraminifères (Fig. 38a) et/ou glauconieuse riche en matière organique (Fig. 38b).

En outre, la présence de la pyrite framboïdale associée dans la matrice carbonatée dont la taille de 125 μm (Fig. 38c,d), dans le test de foraminifères benthiques et/ou planctoniques (Fig. 39a), dans le centre des coprolithes (cf. Fig. 35d) et sur les bords de cette particule (cf. Pl. 16a) indique généralement un environnement réducteur pour le dépôt de ces phosphates.

En générale, la matière organique n'apparaît pas uniquement au sein des particules phosphatées (pellets, coprolithes et glauconites), mais se présente également sous forme de plages brunâtres dans la matrice carbonatée et/ou glauconieuse (Fig. 39a), ainsi que sous forme de grains amorphes (Fig. 39b). Cette occurrence suggère un environnement réducteur ayant favorisé le dépôt de ces phosphates.

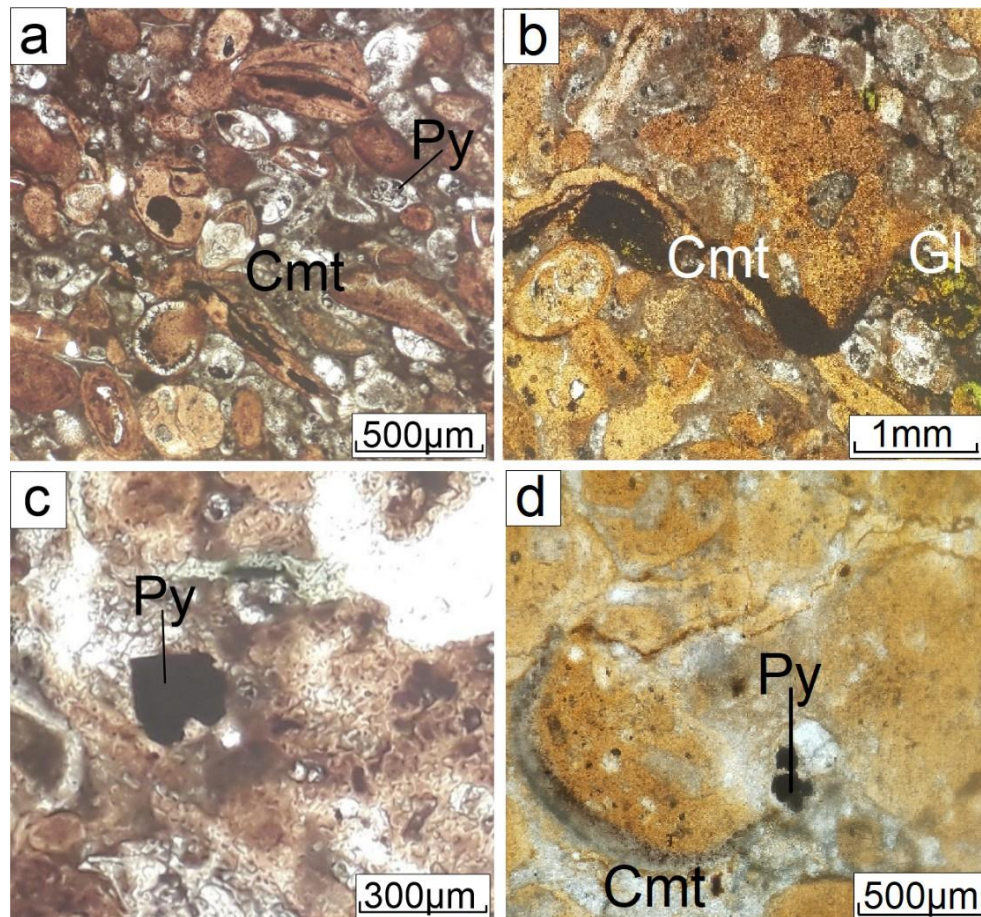


Fig. 38 : Microphotographie montrant le ciment (Cmt) carbonaté et glauconieux de phosphates de Ain Ghorab et Ain Aziz. **(a)** Ciment carbonaté avec la présence de la pyrite (Py) dans le test de foraminifères benthiques ; **(b)** Ciment glauconieux riche en matière organique (MO) ; **(c)** La présence de la pyrite dans la matrice carbonatée ; **(d)** Pyrite associée dans la matrice carbonatée de Ain Aziz.

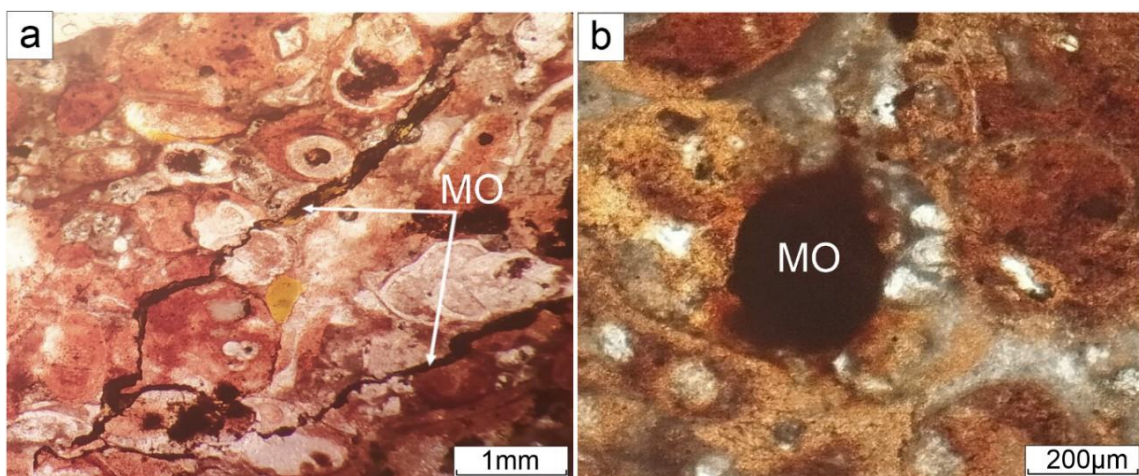


Fig. 39 : Présence de la matière organique. **(a)** sous forme de plages brunâtres à Ain Ghorab ; **(b)** sous forme de grains amorphe à Ain Aziz.

IV.1.3. Phosphates du sud de la région de Souk Ahras

Au sud de la région, Djebel Dekma présente des particules phosphatées moins riches que celles observées au nord (faciès profonds). Le niveau de phosphate, d'une épaisseur variant entre 10 et 15 cm, renferme essentiellement des particules phosphatées sous forme de pellets, des coprolithes, de la glauconie, ainsi que des foraminifères benthiques et, plus rarement, planctoniques. L'encaissant (Mur et toit) de ce niveau phosphaté est toujours carbonaté (Calcaires riches en foraminifères benthiques et rarement planctoniques).

IV.1.3.1. Phosphates de Djebel Dekma

Pellets :

Ces particules sont composées de pellets moins arrondis (de 50% des particules phosphatées), de couleur brunâtre et dont la taille ne dépasse pas 125 μm . Ces pellets montrent des fractures et qui peuvent liées à la compaction à cause de la puissance des sédiments (Fig. 40a,b). La matière organique constitue un élément fréquent dans les pellets, où elle peut se rencontrer au centre de grains (Fig. 40c,d).

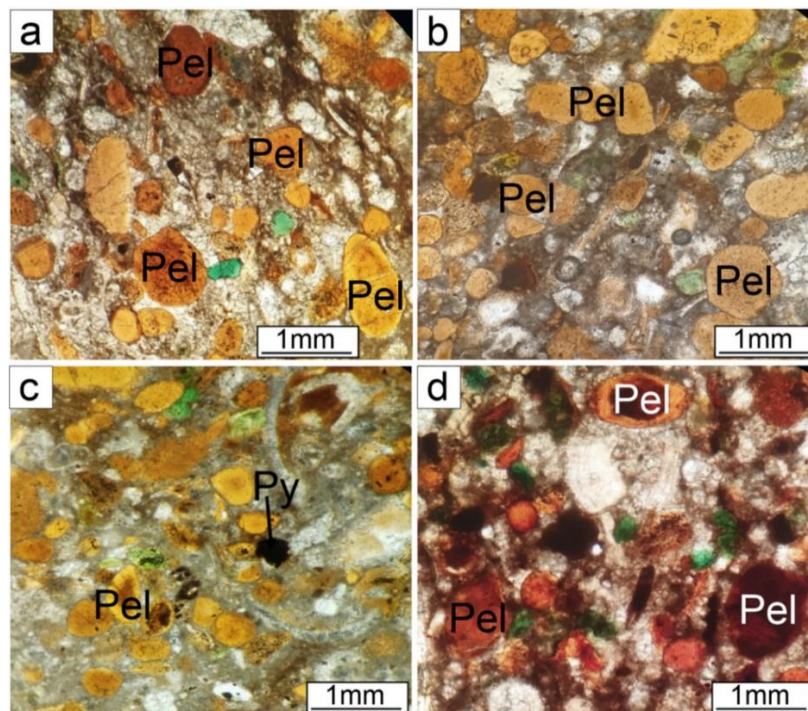


Fig. 40: Microphotographies de pellets (Pel) phosphatés provenant du secteur de Djebel Dekma. (a,b) Pellets moins arrondis présentent des fractures, d'une épaisseur de 125 μm ; (c)

Pellets sub-arrondis, de couleur jaunâtre, d'une épaisseur de 100 μ m, riches en matière organique et renfermant de la pyrite (Py) framboïdale dans la matrice ; (d) Pellets moins arrondis, présentant une structure concentrique de la matière organique.

Coprolithes :

Les coprolithes, généralement de couleur brunâtre, souvent riches en matière organique, représentent jusqu'à 10 % des particules phosphatées et montrent des formes souvent cylindriques à sub-cylindriques (Fig. 41a,b,c) à sub-arrondies présentant des contours irréguliers, riche en matière organique (Fig. 41d). Ces coprolithes sont facilement cassés lors de transport (Fig. 41b,c) et renfermant de fractures (Fig. 41a). La taille de ces particules est de 500 μ m (Fig. 41a,b,c) et peut dépasser le 2mm (Fig. 41d).

Ces coprolithes peuvent contenir des inclusions comme : la matière organique qui dispersée autour de grains (Fig. 41d). De plus, on y trouve des grains de pyrite, de glauconites et de calcite au centre de la particule (Fig. 41d).

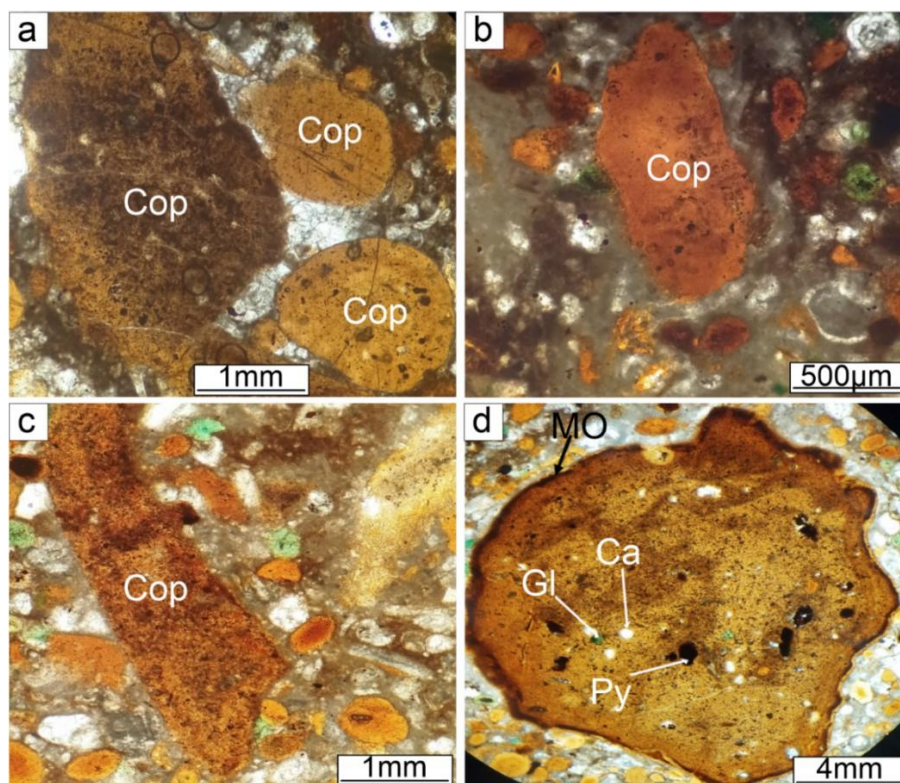


Fig. 41: Microphotographie de coprolithes (Cop) phosphatés de Djebel Dekma. (a,b) Coprolithes de formes cylindriques à sub-cylindriques, de taille de 500 μ m ; (c) Coprolithe

cylindriques de taille de 1mm, présentant de cassures à la périphérie ; **(d)** : Coprolithe sub-arrondies à de contours irréguliers, renfermant de la matière organique autour de ce grains, avec la présence de la pyrite (Py), de la glauconite (Gl) et de la calcite au centre de grains.

Glaucanites :

La glauconite est abondante, constituant les 15% des particules et présente des particules vertes d'une taille inférieure à 100 μm (Fig. 42a). Ces particules verdâtres sont préservées par la matière organique au centre (Fig. 42b).

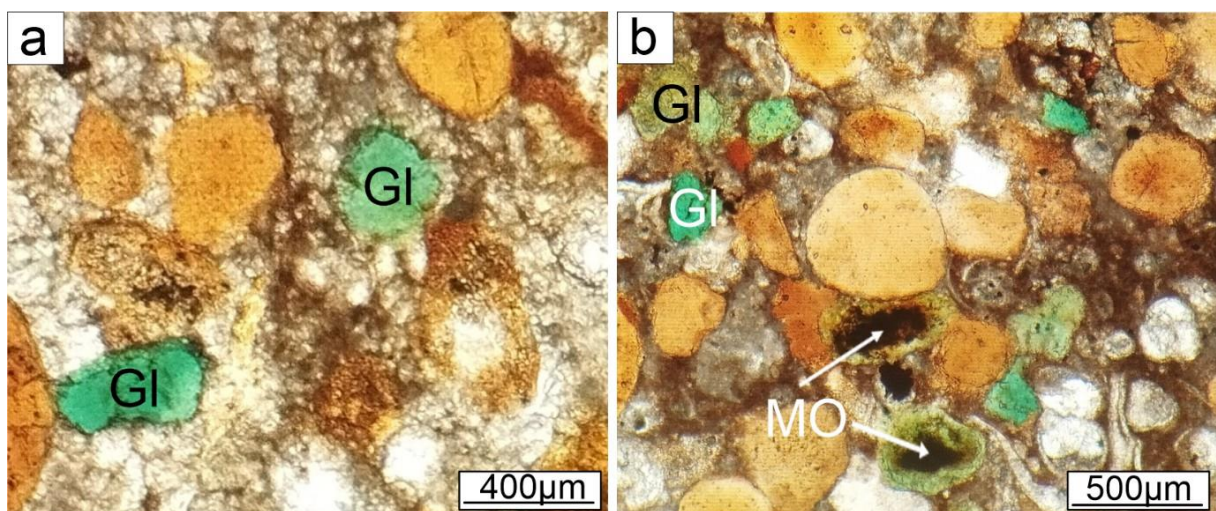


Fig. 42 : Glaucanites (Gl) provenant de phosphates de Djebel Dekma. **(a)** Glaucanites de couleur verte, de formes irrégulières dont l'épaisseur variant entre 60 à 70 μm ; **(b)** Glaucanites de couleur verdâtre de formes sub-arrondies à irréguliers, préservée par la matière organique au centre de grains.

Foraminifères planctoniques et benthiques :

En général, les particules phosphatées du Djebel Dekma sont accompagnées de foraminifères planctoniques (Fig. 43a,b,d) , benthiques non phosphatés et de gastéropodes (Fig. 43b), tous cimentés par une matrice carbonatée.

L'abondance des foraminifères benthiques dans ce secteur indique un milieu peu profond et qui sont caractérisés essentiellement par *Bolivina* sp., *Lenticulina* sp., *Miliolina* (Fig. 43c,d) et *Textularia*.

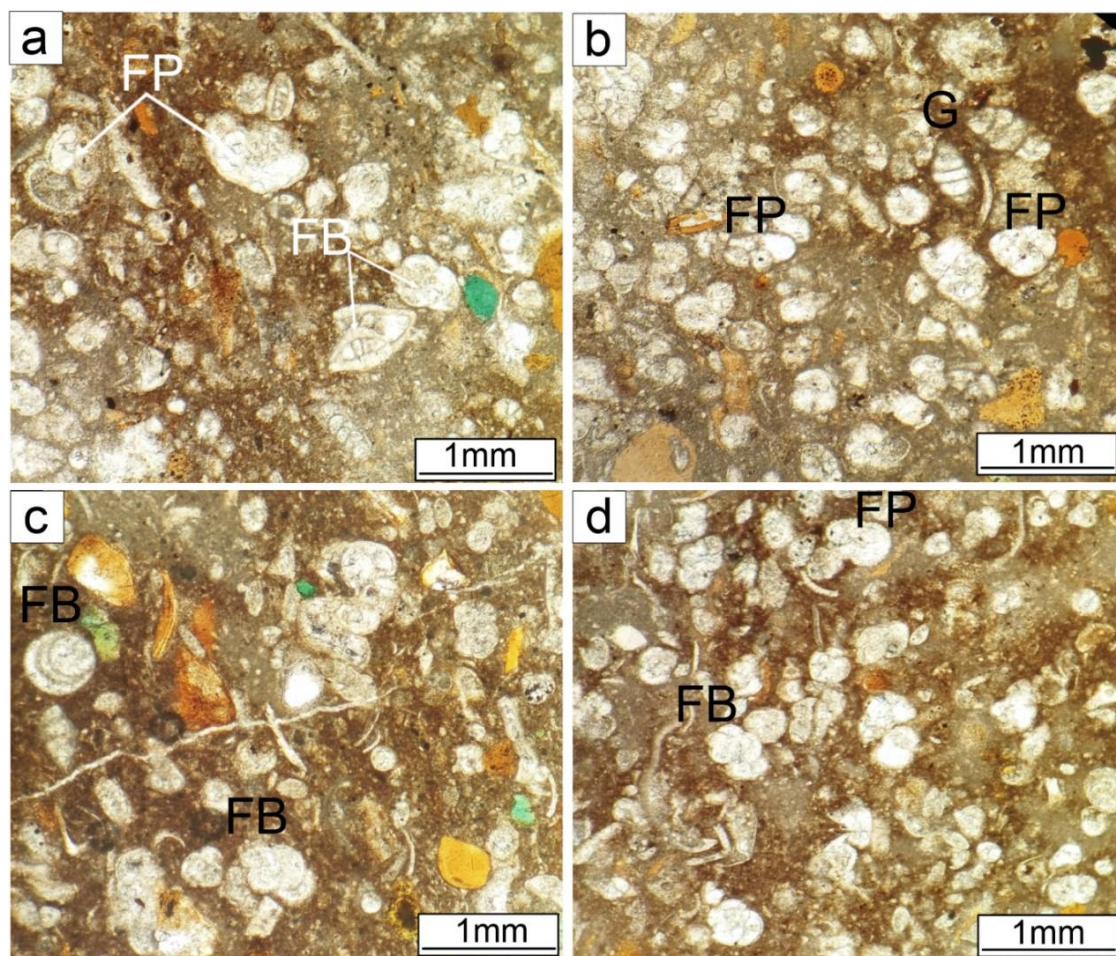


Fig. 43 : Microphotographies montrant les principaux foraminifères planctoniques/ benthiques associés dans ce secteur. (a) Foraminifères planctoniques (FP) et Benthiques (FB) tel que *Bolivina* et *Lenticulina* ; (b) Foraminifères planctoniques (FP) et de gastéropodes (G) ; (c) Foraminifères Benthiques (FB) tel que *Miliolina* et *Bolivina. sp* ; (d) Foraminifères planctoniques (FP) et Benthiques (FB) : *Bolivina. sp*.

IV.1.4. Phosphates de Oued Halia (Nord de la région de Guelma)

L'examen microscopique des lames minces réalisées sur les phosphates et leur encaissant, montre que le mur et le toit du niveau phosphaté, est caractérisé par un calcaire packstone à calcisphère à foraminifères planctonique (FP) riche en matière organique et de la pyrite fromboidale. Ces bancs carbonatés sont surmontés par un niveau phosphaté d'épaisseur 1.5m qui révèlent généralement, une texture grainstone où la taille des grains varie de 125 μm à 500 μm .

Pellets :

Généralement, il s'agit de particules phosphatées arrondies à sub-arrondies, de couleur brunâtre, résultant d'un enrichissement en matière organique, et dont la taille varie entre 125 μm et 500 μm (Fig. 44a-d). Entre ces particules, on observe la présence de pyrite framboïdale au sein de la matrice carbonatée, ce qui témoigne un milieu profond réducteur (Fig. 44b). De plus, ces pellets sont cimentés par une matrice glauconieuse (Fig. 44b).

Il est constaté que certains pellets présentent une structure concentrique de tailles hétérogènes (Fig. 44b,c). Ces observations ont un lien étroit avec l'origine fécale de ces pellets, et constitués de la matière organique au centre de grains.

La matière organique constitue un élément fréquent des pellets, où elle peut se trouver : au centre de pellets préservée sous forme de tâches noirâtres (Fig. 44c) et dispersée autour de pellets (Fig. 44d).

Certains pellets présentent une couleur verdâtre en périphérie, évoquant une transformation en glauconite comme l'indique la couleur verdâtre. Cette observation est un indicateur du processus de glauconitisation, qui est connu pour se développer du bord au cœur des particules (Fig. 44d).

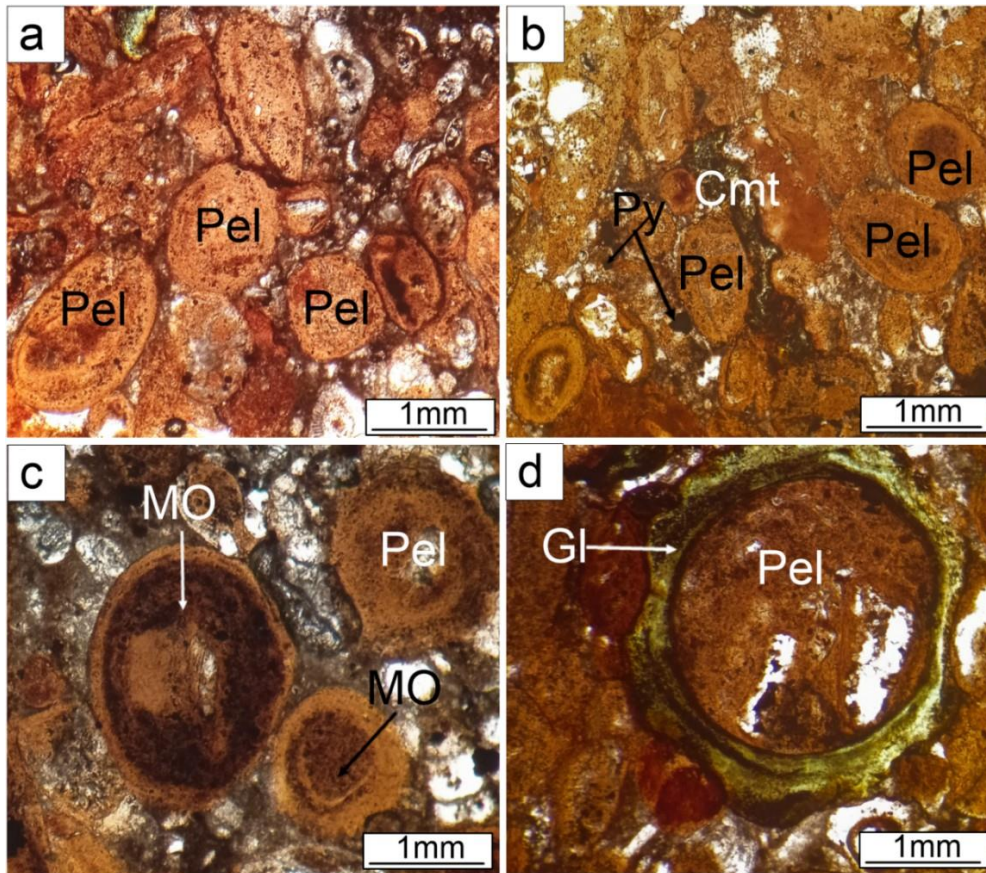


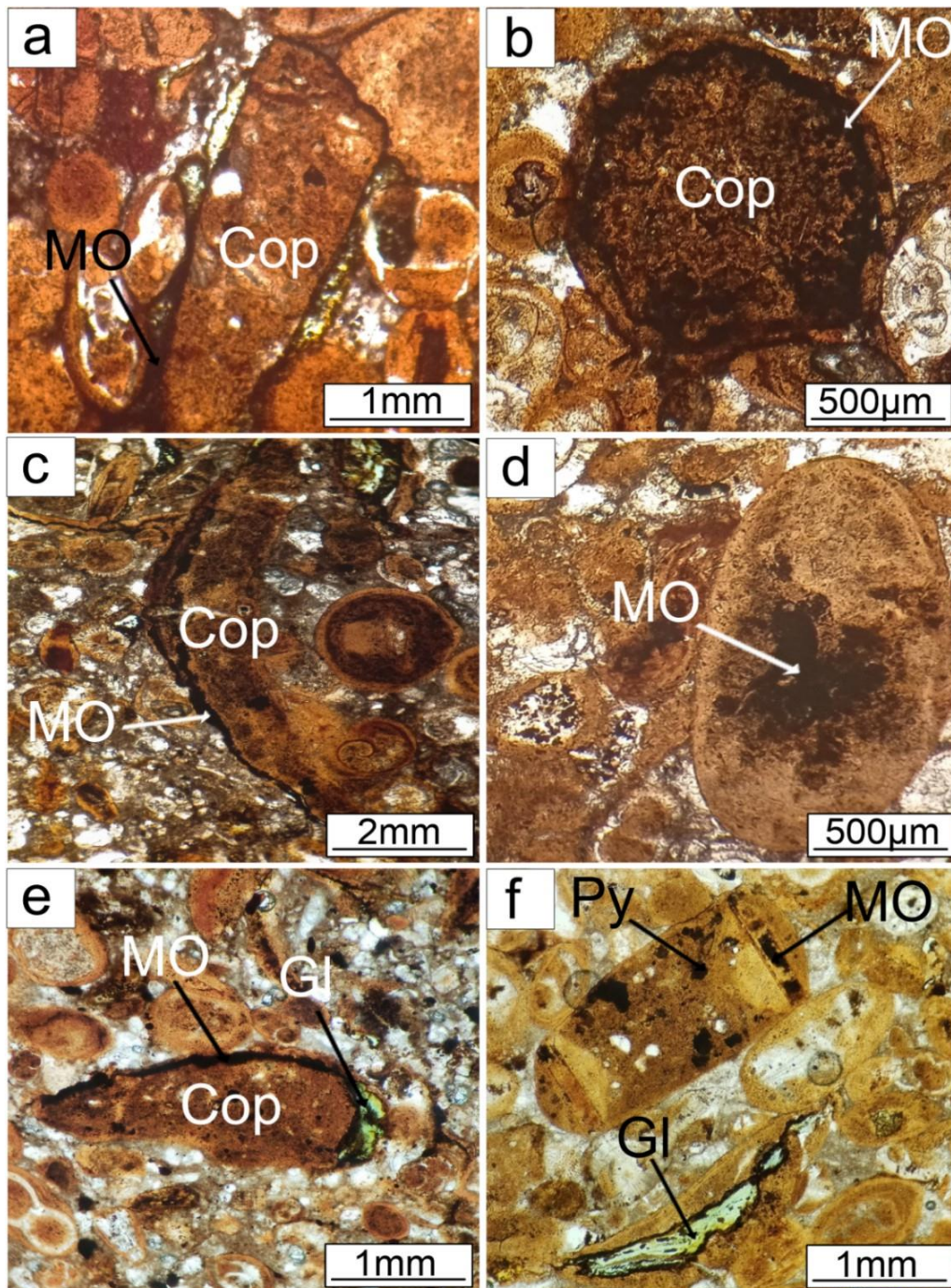
Fig. 44 : Microphotographies de pellets (Pel) associés aux phosphates de Oued Halia (Guelma). (a) Pellets de forme arrondies à sub-arrondies, dont la taille entre 125 μ m à 250 μ m ; (b,c) Pellets de forme arrondies à sub-arrondies, de taille variant entre 250 μ m à 500 μ m, présentant des structures concentriques riches en matière organique sous forme de taches noirâtres ; (d) Pellets arrondis de taille de 500 μ m, entourés de glauconite et de la matière organique.

Coprolithes :

Les coprolithes, généralement de couleur brunâtre, souvent riches en matière organique, représentent jusqu'à 30% des particules phosphatées et montrent des formes souvent cylindriques à sub-cylindriques (Pl. 20a,c,e) à sub-arrondies (Pl. 20b) à allongées (Pl. 20d,f) présentant des contours irréguliers, riche en matière organique (Pl. 20a,c,e).

Ces coprolithes peuvent renfermer des inclusions telles que de la matière organique, dispersée autour de grains (Pl. 20a,c,e) et au centre de la particule (Pl. 20b,d). Ainsi que de grains de la pyrite et de glauconite au centre et dans la périphérie, qui est un indicateur du

processus de glauconitisation, qui est connu pour se développer du bord au cœur des particules (Pl. 20f).



Pl. 20 : Microphotographies de coprolithes (Cop) associées aux phosphates de Oued Halia. (a,c,e) Coprolithes de forme cylindriques à sub-cylindriques, de tailles variant entre 700µm au plus de 1mm, présentant des contours irréguliers, enrichis en matière organique (MO) et en glauconite (Gl), cette dernière étant localisée en bordure de particule dans la figure (e) ; (b) Coprolithe moins arrondi, d'environ 500 µm, contenant la MO sous formes des grains au centre ; (d) Coprolithe de forme allongé, de 500µm, avec la MO localisé au centre sous forme de tache

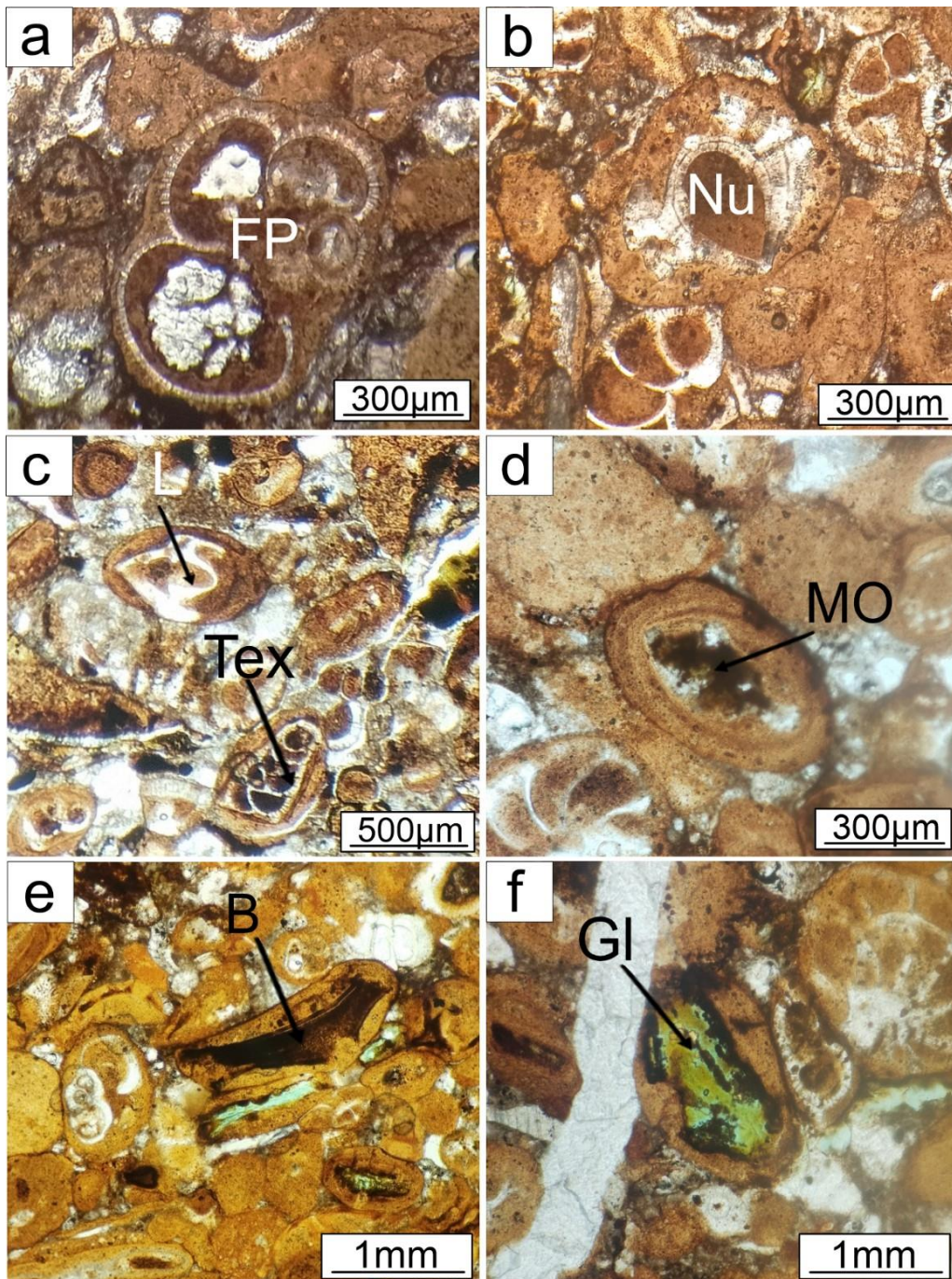
noirâtre ; (f) Coprolithe allongé, de taille comprise entre 500µm au 1mm, renfermant de la pyrite (Py) et de la glauconite au centre de particule avec l'enrichissement de la matière organique.

Pseudo-oolithes :

Les pseudo-oolithes sont composés des noyaux (nucléus), de couleur brunâtre et de formes sub-arrondies (Pl. 21). Elles représentent 20% de totalité des grains.

Elles présentent souvent des tests bien conservés de foraminifères planctoniques (Pl. 21a), et de foraminifères benthiques tel que : de *Nummulite* (Pl. 21b), *Textularia*, *Lenticulina* sp (Pl. 21c) et certains grains sont constitués d'un nucleus de gastéropodes (Pl. 21b).

Dans plusieurs cases, on peut trouver la matière organique dispersés dans le noyau de pseudo-oolithes sous forme de taches noirâtres (Pl. 21d). Les bioclastes constituent le plus souvent un nucleus pour les pseudo-oolithes (Pl. 21e). La présence de la glauconite peut constituer un indicateur du processus de glauconitisation (Pl. 21ef).



Pl. 21 : Microphotographie de Pseudo-oolithes présentant différents types de nucleus. (a) Pseudo-oolithe allongée, de taille de 300 µm, contenant de foraminifères planctoniques dans son nucleus ; (b) Pseudo-oolithe sub-arrondie, de taille de 250 µm, renfermant de Nummulite ; (c) Pseudo-oolithes sub-arrondies à allongées, d'environ 300 µm, contenant de foraminifères benthiques : Lenticulina (L) et Textularia (Tex) ; (d) Pseudo-oolithe sub-arrondie, de taille de 250 µm, contenant de la matière organique ; (e) Pseudo-oolithe allongée, de taille de 500 µm, contenant de bioclastes (B) ; (f) Pseudo-oolithe renferme de la glauconite (Gl).

Glaucanites :

La glauconite présente deux aspects : soit sous forme de grains de formes irrégulières (Fig. 45a,b,c), contient souvent des vestiges de la matière organique, dont la taille variant entre de 300 μ m à 500 μ m, soit sous forme d'une matrice riche en matière organique (ciment) (Fig. 45d). Par endroits, la glauconite se développe sur les bords des particules phosphatées ou bien au centre (glauconitisation ; cf. Fig. 44d, Pl. 20f, et Pl. 21f).

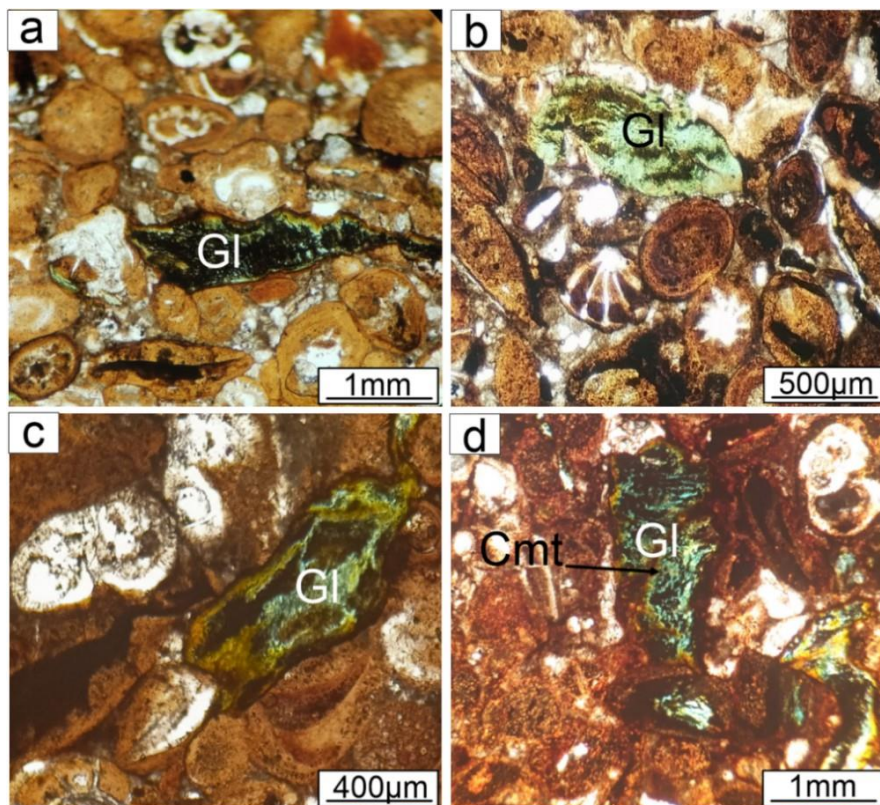


Fig. 45 : Microphotographie de Glaucanites (Gl) associées aux phosphates de Oued Halia. (a,b,c) Glaucanites de couleur verdâtre, de formes irrégulières dont l'épaisseur variant entre 300 à 500 μ m, riches en matière organique ; (c) Glaucanites de couleur verdâtre formant la matrice.

Foraminifères benthiques et planctoniques :

Oued Halia renferme de foraminifères benthiques et planctoniques associés dans ces phosphates, indiquant généralement un milieu profond à peu profond. Ces foraminifères sont présentés par de de foraminifères benthiques notamment : *Nummulite* (Fig. 46a), de *Textularia*

et *Bolivina* (Fig. 46c,d) avec d'autres planctoniques (Fig. 46b). Des plaques d'Échinides sont rencontrées aussi, en plus des radiolaires et des bioclastes.

La présence de la pyrite fromboïdale dans la matrice carbonatée (Fig. 46a) et dans le test de foraminifères benthiques indique généralement un milieu réducteur (Fig. 46d).

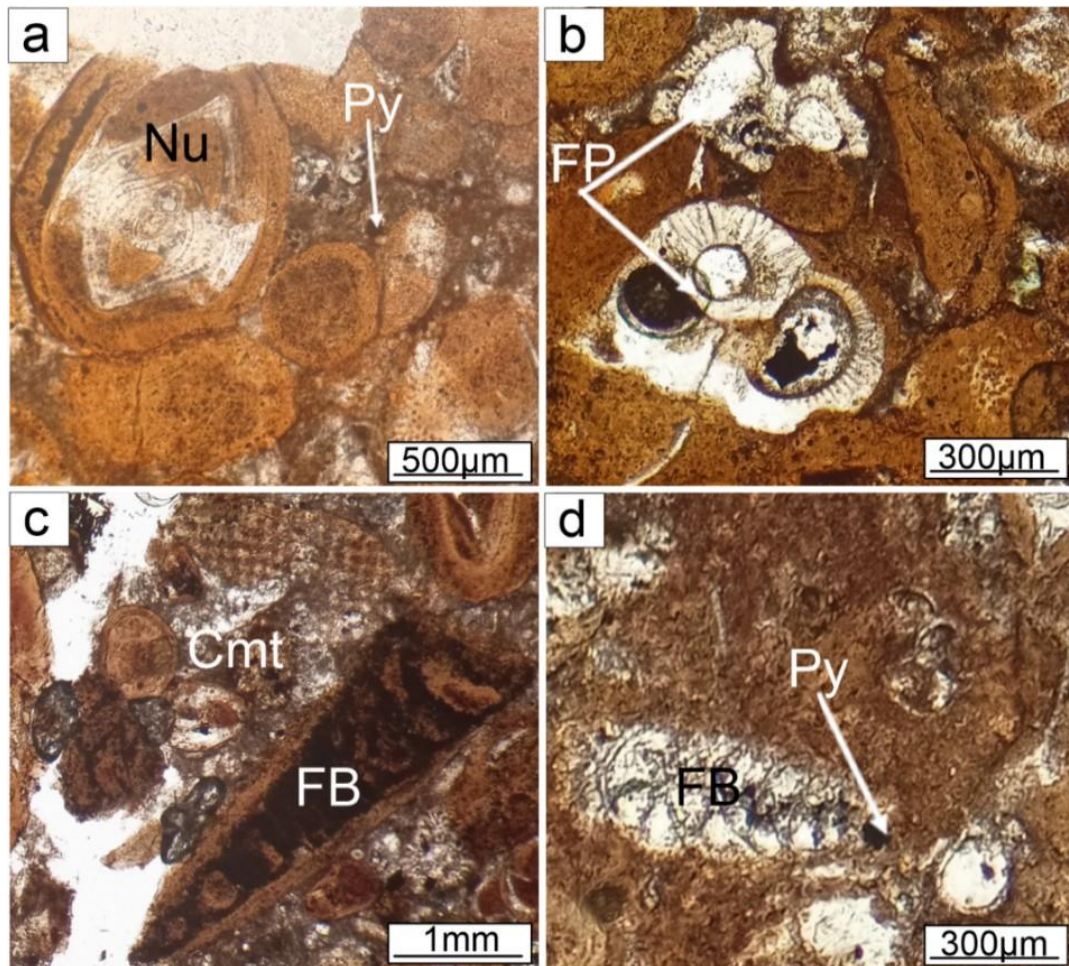


Fig. 46 : Microphotographies montrant les principaux foraminifères planctoniques/ benthiques associés dans ce secteur. (a) *Nummulite* ; (b) Foraminifères planctoniques (FP); (c,d) Foraminifères Benthiques (FB) tel que *Bolivina* sp.

Synthèse :

L'observation microscopique des indices de phosphate et des calcaires phosphatés de la zone de nappe, qui n'a pas fait l'objet de travaux scientifiques approfondis auparavant, a révélé la présence de particules phosphatées composées principalement de pellets, de coprolithes, de pseudo-oolites, de glauconites et de bioclastes, mais la matrice est ici principalement calcaire

et/ou glauconitique. Cependant, ces dépôts se caractérisent par une teneur plus élevée en matière organique, en glauconite et en pseudo-oolites.

À Ain Ghorab et Oued Halia, les pseudo-oolites présentent souvent des tests bien conservés de foraminifères planctoniques et parfois des fragments de bioclastes sous forme de noyaux entourés de matière phosphatée. En outre, la pyrite framboïdale, associée dans les tests de foraminifères, des pseudo-oolites, ainsi que les petits cristaux de pyrite présents dans la matrice et sur les bordures des particules de coprolithes, représentent les traits distinctifs majeurs de ces phosphates, par rapport à celles de la région de Tébessa (bassin atlasique).

Ces observations au microscope des faciès micritiques sombres qui abritent les couches de phosphates sont également des sédiments riches en matière organique, ce qui indique également un environnement réducteur pour le dépôt des roches hôtes. En effet, on considère depuis longtemps qu'au cours des premières étapes de la diagenèse, la pyrite framboïdale et les cristaux de pyrite subédriques, ainsi que la présence de matière organique, indiquent tous un environnement anoxique (Schieber et Baird, 2001 ; Abou El-Anwar et El-Sayed, 2008 ; Buckman et al., 2020 ; Liu et al., 2022 ; Abdelmoumene et al., 2025), profond, favorisant pour le dépôt de ces phosphates.

Dans les phosphates de la zone de la nappe, l'abondance de la glauconite, sous forme de grains individuels ou de ciment, est l'une des preuves de l'ETM, car sa formation caractérise une combinaison de facteurs, tels que le niveau élevé de la mer, l'altération continentale accrue dans des conditions climatiques chaudes et humides et l'épuisement de l'oxygène dans les mers épicontinentales, comme l'ont indiqué Bansal et al. (2019).

En outre, dans leurs études sur les occurrences de glauconite au cours du Paléogène, Banerjee et al. (2020) ont souligné que le Paléocène, l'Éocène et l'Oligocène enregistrent respectivement 35 %, 49 % et 16 % des occurrences totales de glauconite. Ces intervalles de temps comprennent trois bandes d'événements climatiques chauds (hyperthermiques) :

(a) le maximum thermique paléocène-éocène (PETM), le maximum thermique éocène 2 (ETM2), le maximum thermique éocène 3 (ETM3) et l'optimum climatique éocène précoce (EECO) pendant la période Thanétien-Yprésien ; (b) l'optimum climatique éocène moyen (MECO) principalement pendant la période Bartonienne ; et (c) un intervalle de réchauffement de courte durée dans l'épisode de réchauffement oligocène tardif (LOWE)).

Les intervalles plus froids alternant avec ces événements présentent des occurrences négligeables de glauconite.

IV.2. Etude minéralogique

IV.2.1. Méthodologie

L'étude minéralogique de phosphates de la zone des nappes a été faite à l'aide de la diffraction des rayons X (DRX). D'après les observations pétrographiques, un certain nombre d'échantillons représentatifs en poudre provenant de chaque localité, ont été sélectionnés afin de déterminer la composition minéralogique de ces phosphates.

Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un diffractomètre à deux cercles de marque Bruker, modèle D8 Advance, au sein du Laboratoire de Cristallographie et de Thermodynamique Appliquée de la Faculté des Sciences de Tunis El Manar (Tunisie). Les conditions de diffraction des rayons X (XRD) comprenaient une source de rayonnement $\text{CuK}\alpha_1/\alpha_2$, avec des longueurs d'onde respectives de 1,54060 Å et 1,54439 Å ($I\alpha_1/I\alpha_2 = 2$), et une tension d'accélération de 35 kV. L'interprétation des données a été réalisée à l'aide du logiciel X'Pert HighScore Plus (PANalytical, 2004) associé à la base de données PDF-2 (2019).

IV.2.2. Résultats et interprétations

Les résultats de la diffraction des rayons X appliquée à chaque localité de la zone des nappes (Souk Ahras et Guelma) sont les suivants :

IV.2.2.1. Phosphates de la partie nord de la région de Souk Ahras et Guelma

Les analyses XRD réalisées sur les indices de phosphate de Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia montrent que (Fig. 47) :

- ✓ Le principal minéral phosphaté est de : Carbonate fluor-apatite (CFA), reconnu par le pic d'intensité maximale à 2,79 Å d'espacement.
- ✓ Les minéraux accessoires sont : La calcite (CaCO_3), rares de grains du quartz (SiO_2) et de trace de gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$) (Fig. 47c).

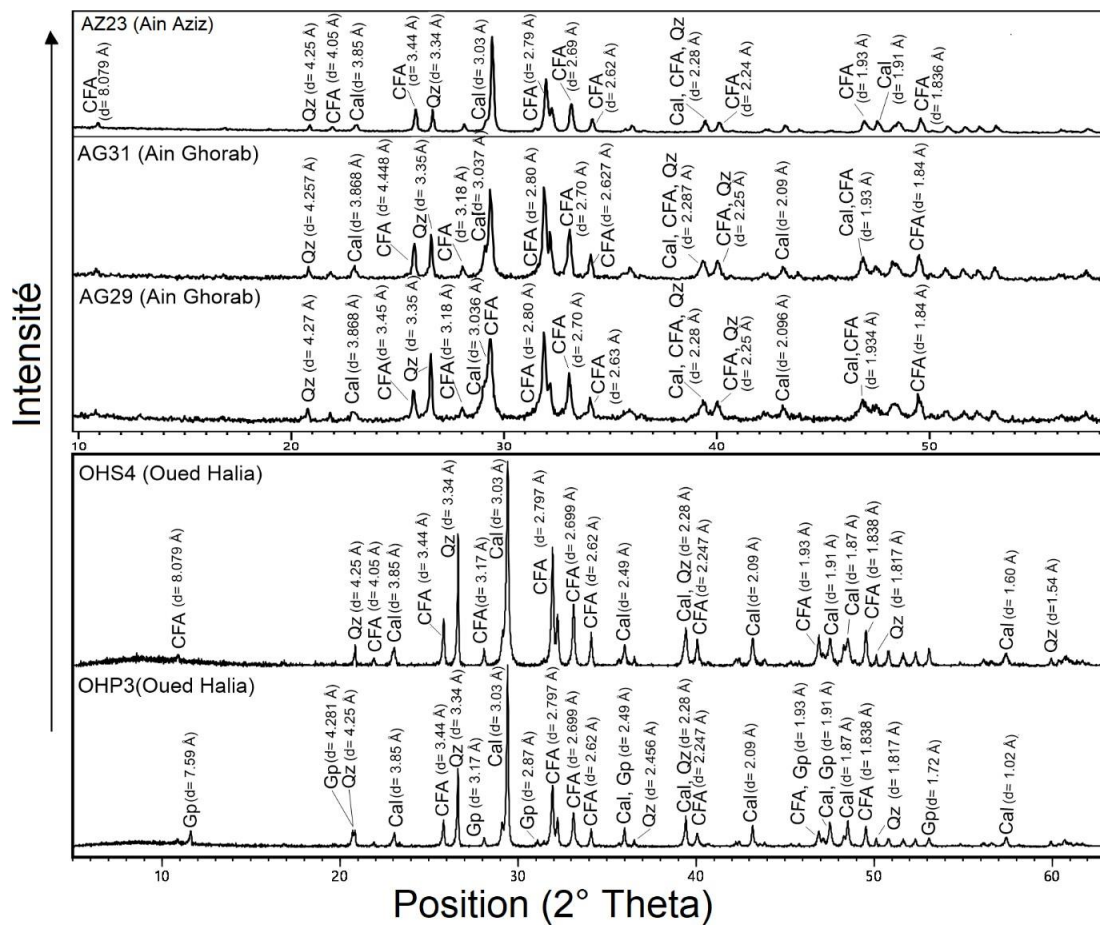


Fig. 47 : Spectres de diffraction des rayons X réalisés sur les phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et de Oued Halia. FA : fluor-apatite ; Cal : calcite ; Qz : quartz ; Gy : gypse.

IV.2.2.2. Phosphates de la partie sud de la région de Souk Ahras (Djebel Dekma)

À Djebel Dekma, les résultats de la diffraction des rayons X montrent (Fig. 48) :

- ✓ Le principal minéral est de : la calcite (CaCO_3) et la carbonate fluor-apatite comme constituant moins abondant.
- ✓ Le minéral accessoire est du : quartz (SiO_2).

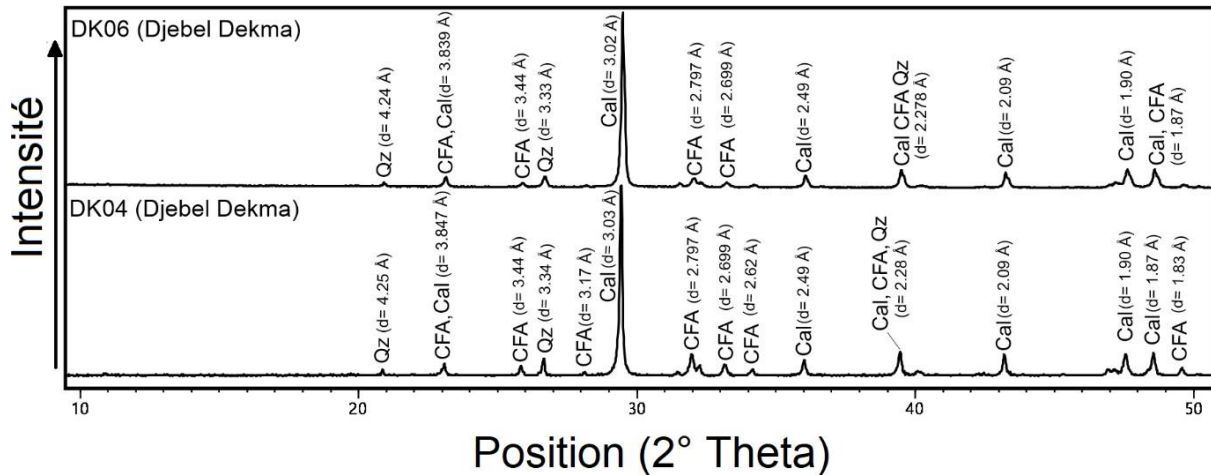


Fig. 48 : Spectres de diffraction des rayons X réalisés sur les phosphates de Djebel Dekma. CFA : Carbone fluor-apatite ; Cal : calcite ; Qz : quartz.

Interprétation :

La composition minéralogique est relativement similaire à celle rapportée dans les précédentes études minéralogiques sur les phosphates provenant des gisements algériens et tunisiens, qui sont composées de carbonate fluor-apatite (par exemple, Garnit et al., 2017 ; Kechiched et al., 2020). Cependant, dans la zone de nappe, les indices de phosphates présentent une plus grande abondance de minéraux formant la matrice (c'est-à-dire la calcite, le quartz et le gypse) par rapport à la CFA. Cela s'explique par des caractéristiques phosphogènes similaires dans les gisements algéro-tunisiens, mais avec des courants ascendants plus faibles vers la zone des nappes.

Bien que la glauconite ait été observée dans tous les échantillons de phosphate, sous forme de grains isolés ou de matrice glauconitique, elle n'a pas été détectée par analyse par diffraction des rayons X. Il est probable que ce minéral soit le produit du processus de

glaucanisation, qui forme fréquemment de la glauconite et du ciment glauconitisé, qui sont structurellement immatures (voir Laouar et al., 2024).

Il convient de noter que les phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et de Oued Halia présentent une concentration plus élevée en minéraux d'apatite (carbonate fluor-apatite) que les phosphates de Djebel Dekma, qui se caractérisent principalement par la prédominance de la calcite.

IV.3. MEB-EDS

IV.3.1. Méthodologie

Les techniques MEB et EDS ont été utilisées sur des particules de phosphates séparées (coprolithes, pellets, glauconite et dents de poisson) et sur les lames minces d'échantillons de phosphates à l'aide d'un microscope électronique à balayage et d'une spectroscopie à dispersion d'énergie (MEB-EDS).

Les particules de phosphates séparées ont été dissociées de leur matrice par broyage, tamisage et lavage à l'eau distillée. Elles ont ensuite été séparées par tri manuel à l'aide d'un microscope binoculaire et de techniques de sélection manuelle.

Ces analyses ont été réalisées à l'Institut des sciences appliquées et de la technologie de l'Université Larbi Ben M'hidi Oum El Bouaghi, en Algérie, à l'aide d'un microscope électronique à balayage VEGA3 TESCAN avec une tension d'accélération de 20 kV et un détecteur X-flash 6/10 pour la spectroscopie à dispersion d'énergie (EDS). Des analyses supplémentaires ont été effectuées sur des échantillons de phosphates (lames minces) au laboratoire SEM-237 EDS de l'École des mines de l'Université Badji Mokhtar Annaba.

IV.3.2. Résultats et interprétations

IV.3.2.1. Les particules séparées

Les techniques MEB et EDS ont été utilisées sur des particules séparées (pellets, coprolithes, glauconite et dents de poisson) dans la région de Ain Ghorab et Oued Halia, afin de mieux mettre en évidence la texture des particules et leur composition chimique semi-quantitative. Les grains analysés présentent souvent des surfaces poreuses et affichent généralement des craquelures entre les grains (Fig. 49).

Les pellets présentent des formes arrondies à sub-arrondies, caractérisées par des bords phosphatés clairs et des noyaux sombres très probablement liés à la présence de matière organique (MO) (Fig. 49a). Par rapport aux coprolithes, les pellets présentent une porosité plus élevée qui augmente vers les bords des particules (Fig. 49b). Les inclusions sombres dans les grains sont dues à la présence de matière organique (Fig. 49a, b, c et d).

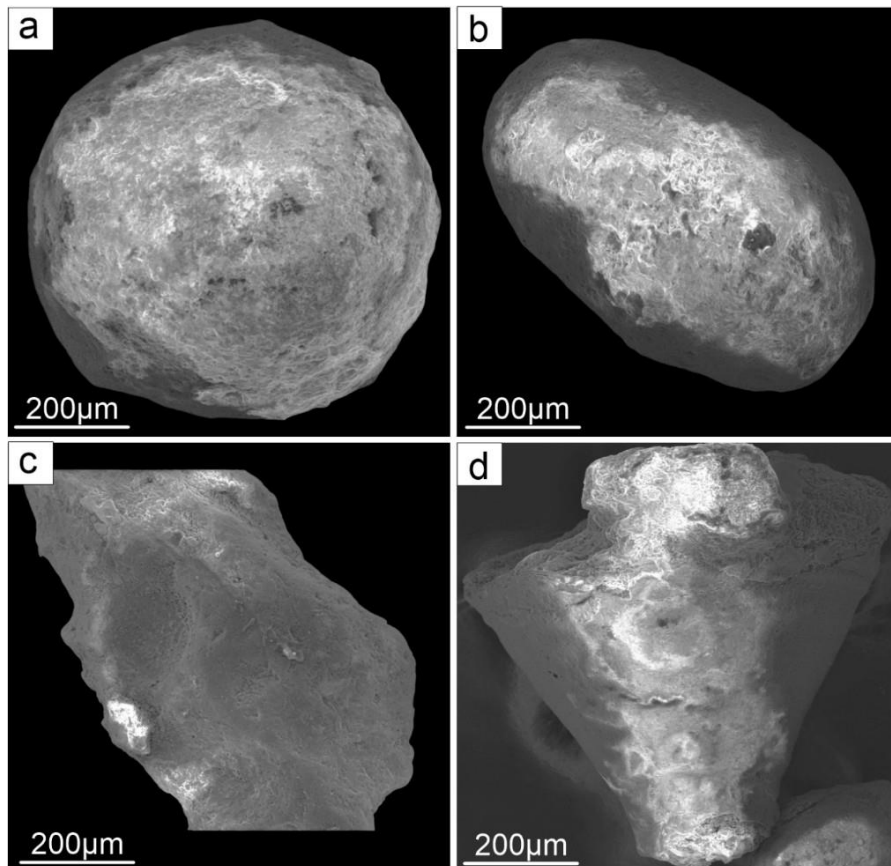


Fig. 49 : Images MEB des particules de phosphate provenant de la zone de nappe (Ain Ghorab et Oued Halia). (a, b, d) Particules de phosphate ; (a) Pellet arrondi gris foncé à brunâtre de

Oued Halia ; **(b)** Coprolithe allongée de couleur gris foncé provenant à Oued Halia ; **(c)** Glauconite de forme irrégulier de Ain Ghorab ; **(d)** Fragment de dent de poisson poreux présentant des microfissures dans les phosphates de Ain Ghorab.

Les résultats EDS montrent souvent des teneurs élevées en Ca, P et F, qui sont présents dans la formule fluor-apatite des particules phosphatées (pellets, coprolithes et dents de poisson) (Fig. 50a).

La glauconite, en tant que phyllosilicate, présente des concentrations élevées en Fe, Al, K et Si et elle est plus pauvre en Ca, P et F que les particules de phosphate. Le ciment des particules de phosphates est composé principalement de minéraux carbonatés et/ou d'une petite quantité de silice (opale-CT) (Fig. 50b).

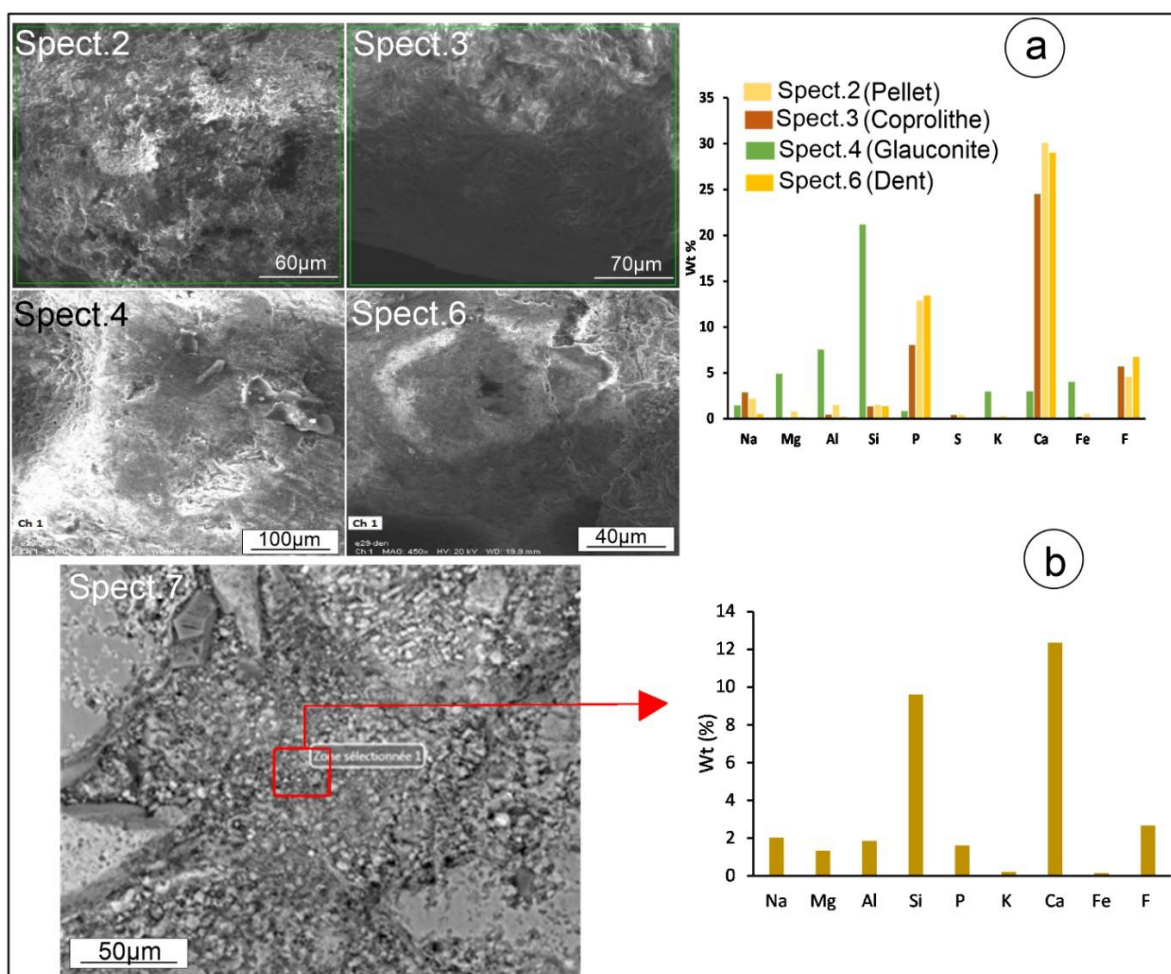


Fig. 50 : Image des résultats analytiques EDS de particules phosphatées provenant de la zone de nappe (Ain Ghorab et Oued Halia). **(a)** Agrandissement des particules de phosphate avec

les résultats analytiques EDS montrant l'abondance de Ca, P et F dans les particules de phosphate, et l'enrichissement en Fe, Al, K et Si dans les glauconites ; (b) La matrice calcaire et siliceuse des phosphates riche en Ca et Si.

Les particules phosphatées (Pellets et coprolithes) de la zone des nappes présentent une structure très poreuse, des fissures et des surfaces fracturées qui sont observées au microscope électronique à balayage (MEB). Ces caractéristiques sont probablement le résultat du transport, de l'accumulation par enfouissement et du compactage. Elles facilitent l'absorption des éléments traces et d'éléments de terres rares par adsorption à partir de l'eau de mer et/ou de l'eau interstitielle durant la diagenèse précoce (par exemple, Reynard et al., 1999 ; Lécuyer et al., 2004 ; Laouar et al., 2024). L'absence de structures de croissance concentriques dans les particules de phosphate confirme l'hypothèse d'une origine remaniée des grains phosphatés (Al-Hobaib et al., 2013 ; Diab et al., 2024).

IV.3.2.2. Lames minces

Les analyses ont été réalisées sur des lames minces des échantillons phosphatés qui englobent les deux compartiments majeurs de la roche ; les éléments phosphatés (pellets, coprolithes,...) et les inclusions (matière organique, pyrite et quartz) associées au phosphate de la zone des nappes (Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma et Oued Halia).

Coprolithes :

Les coprolithes présentent une morphologie irrégulière, globalement moins cylindrique, avec une surface poreuse et fracturée. Les analyses EDS (Fig. 51.Spect.2) révèlent une forte teneur en Ca, P et F. Toutefois, leur partie centrale renferme des inclusions constituées de pellets, de fragments ainsi que de minéraux siliceux, caractérisés par une richesse en Si (21.11%) par rapport aux autres éléments.

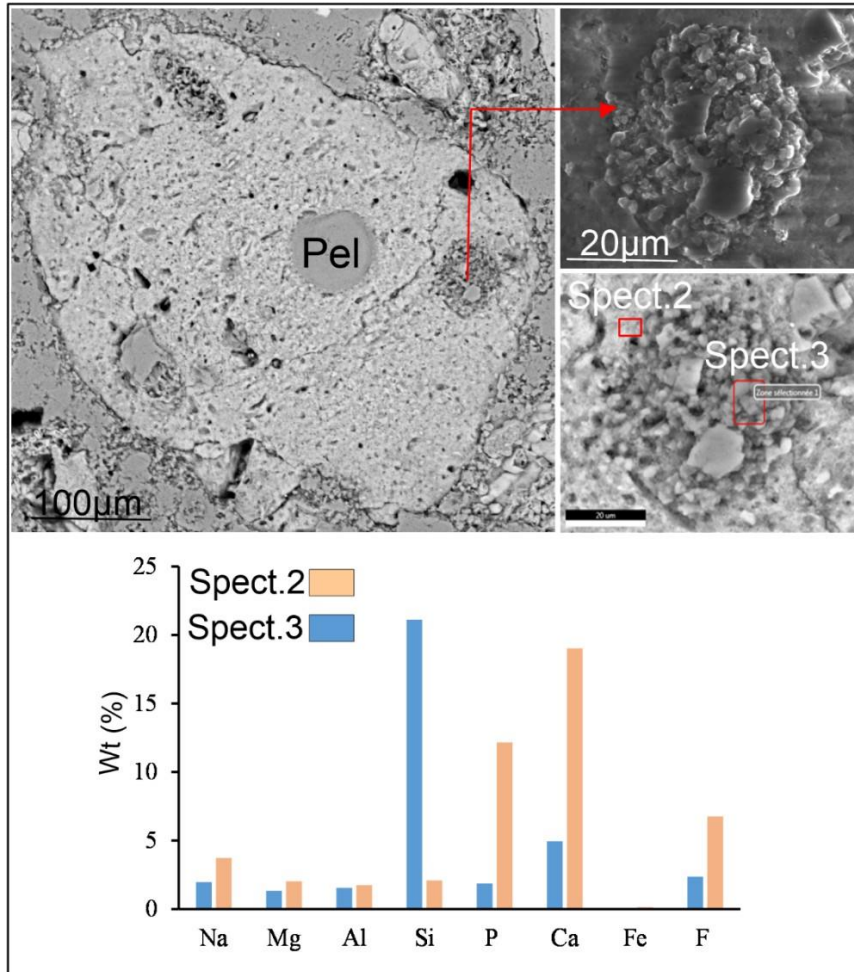


Fig. 51 : Image des résultats analytiques MEB/EDS de coprolithe provenant du secteur de Djebel Dekma.

Inclusions :

-Pyrite/quartz

De très fines inclusions de pyrite ont été observées sur les bordures de certains grains de coprolithes de Ain Ghorab (Fig. 52a). L'analyse EDS révèle des teneurs relativement élevées en soufre S (10.82%) et en Fe (10.66%), associées à des concentrations correspondant au ciment phosphaté Ca (11.12%) et du F (6.56%). Par ailleurs, la présence de quartz a été identifiée dans le ciment carbonaté de ces phosphates, caractérisé par une forte teneur en silicium (Si = 31.21 %), trouvés au niveau de Djebel Dekma (Fig. 52b).

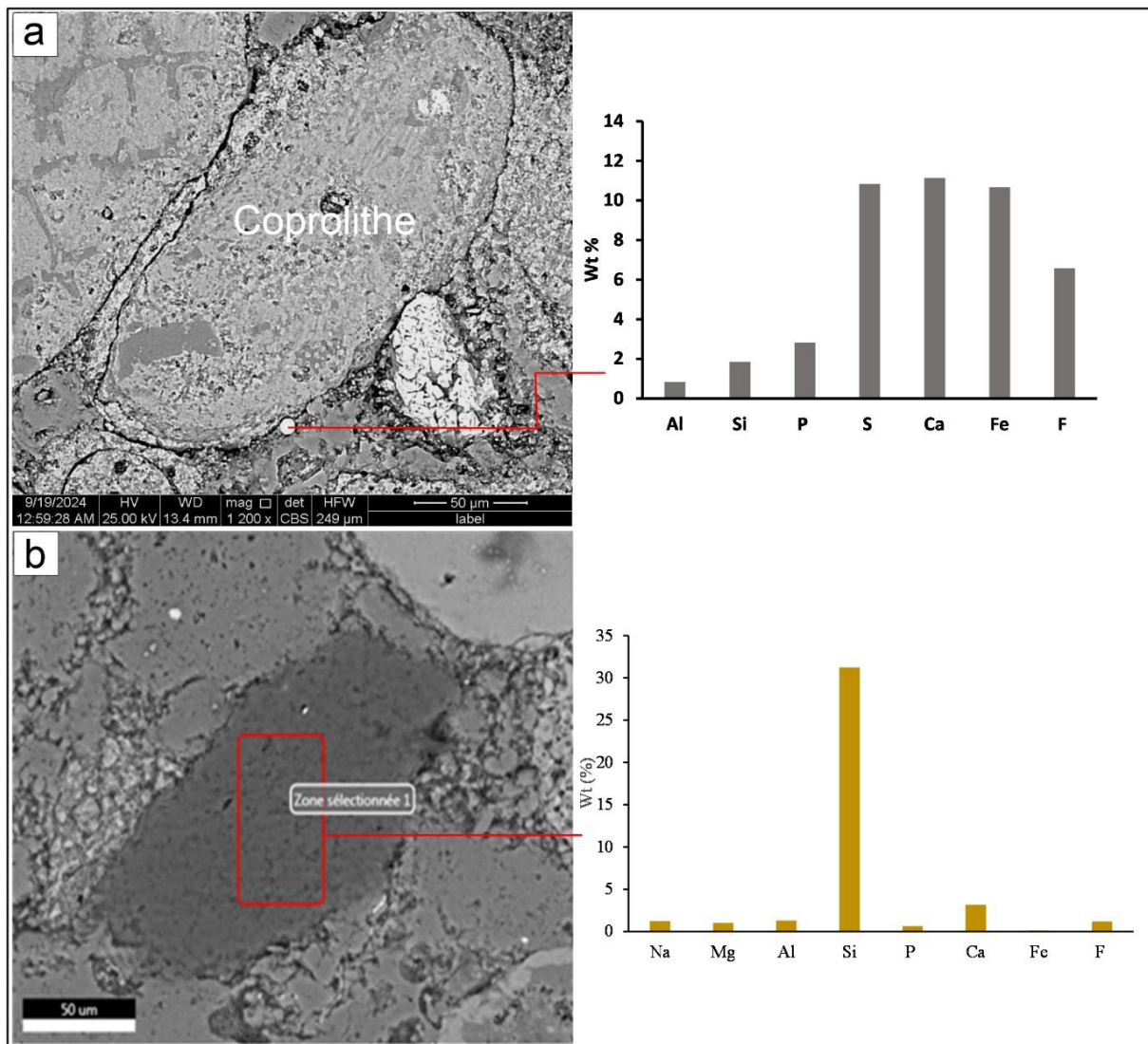


Fig. 52 : (a) Image MEB/EDS d'inclusion de la pyrite sur les bords d'un coprolithe de Ain Ghorab ; (b) Image MEB/EDS d'un quartz associé dans le ciment phosphaté de Djebel Dekma.

-Matière organique (MO)

L'existence de la matière organique (MO) dans les sédiments phosphatés a été mentionnée par divers auteurs (Benalioulhaj et Trichet, 1990 ; Belayouni et al., 1990; Purnachandra et al., 2002; Piper et al., 2007; Ben Hassen, 2008). L'étude de leur taux d'oxydation permet de mieux comprendre les conditions de diagenèse.

Selon l'étude pétrographique, la MO est localisée soit dans la matrice carbonatée (cf. Fig. 39) (exogangue), soit au sein des particules phosphatées (Pellets, coprolithes, glauconites), où elle apparaît sous forme de taches noirâtres de morphologies variées (cf. Pl. 16, Fig. 34).

L'observation au MEB des échantillons phosphatés met en évidence la présence de la matière organique (MO) sous forme de plages dans l'exogangue (Fig. 53a). L'analyse EDS correspondante (Fig. 53b) révèle des teneurs élevées en C (35.21 %) et en O (45.28 %), accompagnées de concentrations notables en Ca (8.25 %), correspondant au ciment carbonaté. Par ailleurs, au sein de la glauconite (Fig. 53c), l'analyse EDS met également en évidence des teneurs significatives en carbone (C = 34.39 %) et en oxygène (O = 38.60 %) (Fig. 53d), avec la teneur en Si est de 10.07%.

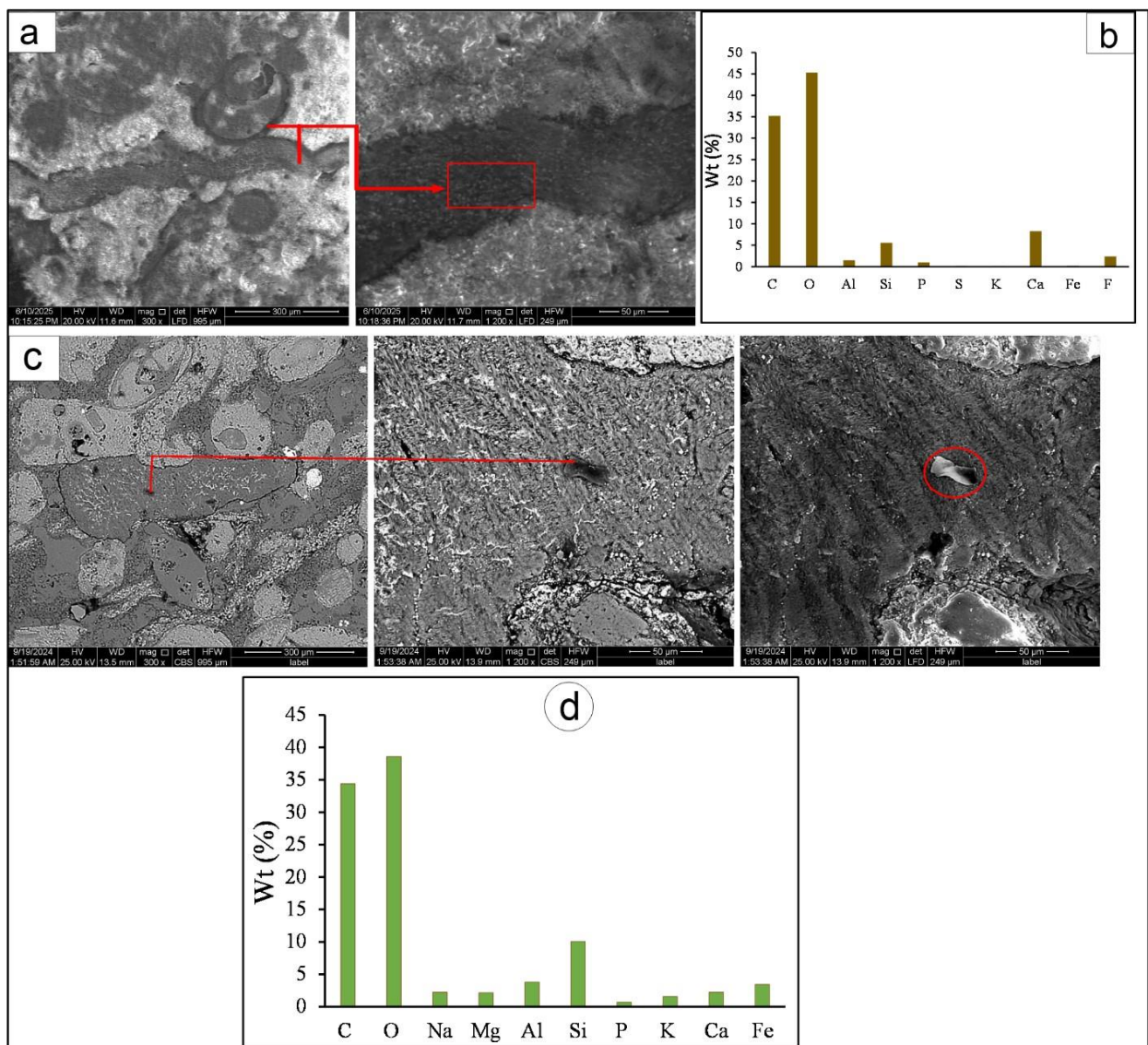


Fig. 53 : (a) Observation au MEB de la MO dans l'exogangue du phosphate de Ain Ghorab ; (b) Image EDS de la MO ; (c) Observation au MEB de la MO dans la glauconite de Ain Ghorab ; (d) Image EDS de la MO.

Dans les grains phosphatés, notamment les coprolithes, la matière organique (MO) se manifeste sous forme de taches noirâtres. Elle apparaît soit au centre des grains (Fig. 54a), présentant des teneurs élevées en carbone (C = 37.35 %) et en oxygène (O = 33.65 %) (Fig. 54b), soit en périphérie, sous forme de taches noirâtres entourant les grains (Fig. 54c), avec des valeurs significatives en carbone (C = 34.19 %) et en oxygène (O = 36.12 %) (Fig. 54d).

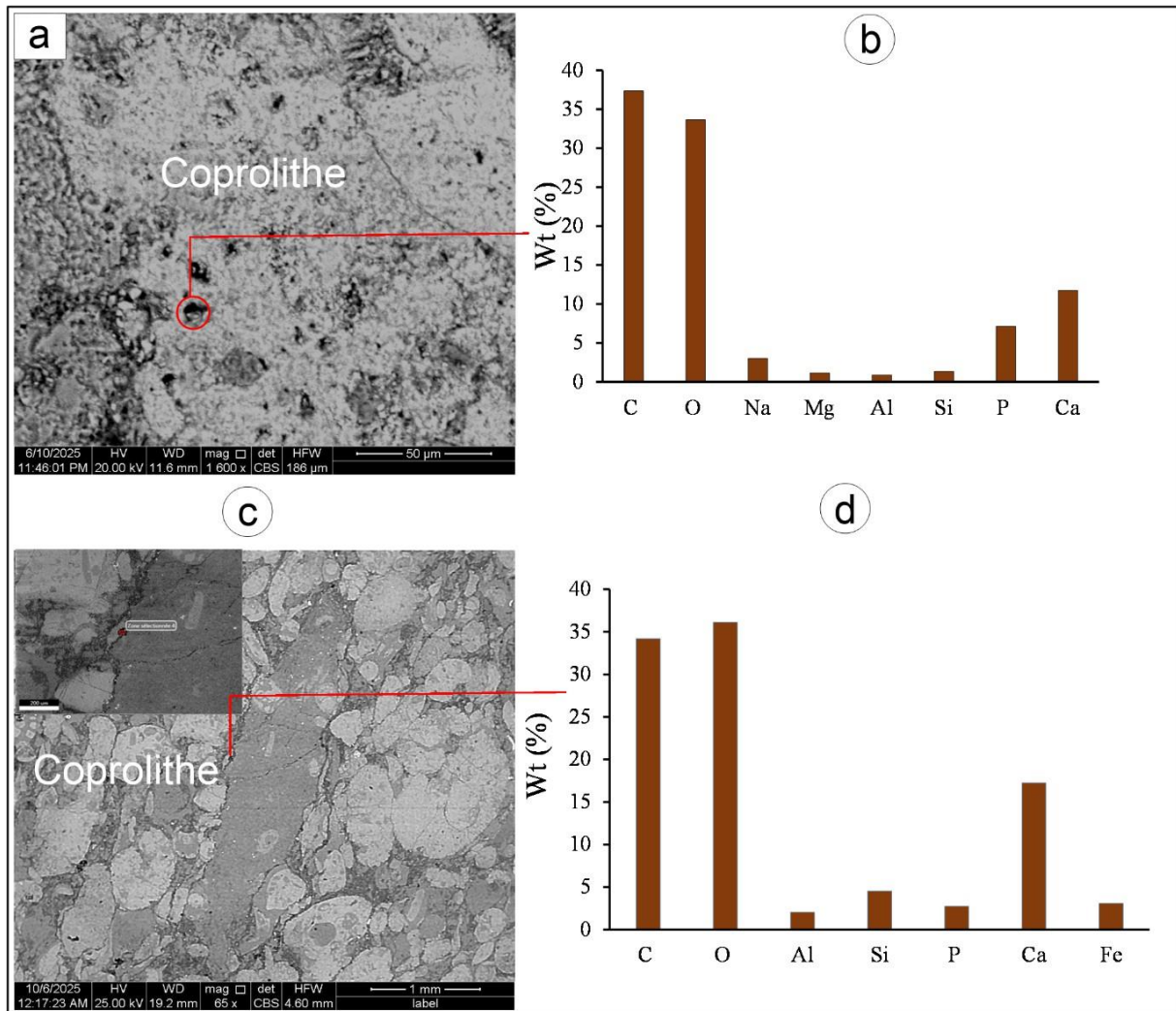


Fig. 54 : (a) Observation au MEB de la MO située au centre de coprolithe associé au phosphate de Ain Aziz ; (b) Image EDS de la MO ; (c) Observation au MEB de la MO associée autour d'un coprolithe de Ain Aziz ; (d) Image EDS de la MO.

CHAPITRE V

GEOCHIMIE

CHAPITRE V

GEOCHIMIE

L'étude géochimique des phosphates algériens (éléments majeurs, éléments en traces et éléments de terres rares) a fait l'objet de nombreux travaux. La teneur en éléments de terres rares (ETR) des roches phosphatées a été mesurée par Kechiched et al. (2016), dans la région de Tébessa. L'analyse géochimique de ces éléments constitue en effet un outil fondamental pour reconstituer les conditions des environnements sédimentaires et mieux comprendre la genèse des roches phosphatées, sujet largement étudié par de nombreux chercheurs (Diab et al., 2024 ; Ferhaoui et al., 2022 ; Kechechid et al., 2016, 2020, 2024 ; Laouar et al., 2024).

Dans ce chapitre, nous souhaitons présenter davantage de résultats concernant l'analyse géochimique (éléments majeurs, éléments en traces et éléments de terres rares) des indices de phosphates de la zone des nappes (Ain Ghorab, Ain Aziz au nord de Souk Ahras, Djebel Dekma au sud et Oued Halia au nord de la région de Guelma). Ces analyses servent à reconstituer de manière détaillée les conditions paléoenvironnementales de sédimentation, notamment en ce qui concerne les événements ETM2-ETM3.

V.1. Méthodologie

a- Analyse à la Fluorescence X (XRF) (éléments majeurs et traces)

Pour les analyses chimiques, des échantillons représentatifs de phosphate ont été sélectionnés parmi les différents indices identifiés lors d'observation pétrographique. Au total, 15 échantillons ont été sélectionnés : 3 échantillons provenant des phosphates de Ain Ghorab, 6 échantillons, dont des calcaires phosphatés, provenant de Ain Aziz, 3 échantillons de calcaires phosphatés provenant de Djebel Dekma et 3 échantillons provenant de l'indice de phosphate de Oued Halia.

Les échantillons ont été broyés en poudre de roche totale puis analysés par fluorescence X (XRF) au laboratoire de minéralogie de la Faculté des sciences de l'Université de Sfax, en Tunisie. Pour cette analyse, un appareil ThermoScientific Niton FXL 245, un analyseur FM-XRF équipé d'un tube à rayons X fonctionnant à 50 kV et 200 μ A, ainsi que la technologie de détection CCD à dérive GOLDD ont été utilisés. Ceci permet d'obtenir des résultats élémentaires rapides et fiables (1 à 3 minutes par échantillon) à l'aide du programme 247-mining, qui permet d'analyser 38 éléments majeurs et traces (Sb, Sn, Cd, Ag, Mo, Nb, Th, Zr, Y, Sr, U, Rb, Bi, As, Au, Se, Hg, Ga, Pb, W, Zn, Cu, Ni, Co, Fe, Mn, Cr, V, Ti, Ca, K, Ba, Al, P, Si, Cl, S, Mg). Les échantillons ont été finement broyés, puis cuits à la vapeur à 50 °C pendant une nuit. La poudre a été récupérée dans un godet en plastique à double extrémité pour XRF (diamètre 32 mm), dont une extrémité avait été préalablement recouverte d'un mince film de polypropylène interchangeable TF-240-255. Des étalons de phosphate marocain et tunisien ont été utilisés pour l'étalonnage des éléments principaux, en particulier le phosphore et le calcium.

b- Analyse par spectrométrie de masse à couplage inductif à plasma (ICP-MS)

Pour la méthode d'analyse ICP-MS, cinq échantillons ont été analysés à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma inductif (Agilent 7700x ICP-MS) au laboratoire ICP-MS, plateforme AETE-ISO, OSU OREME, Université de Montpellier, France. Les échantillons de roche entière ont été réduits en poudre à l'aide d'un mortier en agate, et environ 50 mg de chaque échantillon ont été dissous deux fois dans un mélange d'acide fluorhydrique (0,5 m HF) et d'acide nitrique (1 ml HNO₃) sur une plaque chauffante à 110 °C pendant 48 heures. Après dissolution, la solution a été évaporée jusqu'à siccité et diluée peu avant l'analyse dans du HNO₃ à 2 %. La reproductibilité analytique globale des étalons internes du laboratoire 260 (BEN, UBN et ACI), basée sur des analyses répétées, est supérieure à ± 5 %.

Dix autres échantillons de phosphorite ont été analysés chez ALS Geochemistry Group, SL, Espagne, à l'aide de la méthode ME-MS61r Ultra-Trace Four-Acid Digestion avec spectrométrie de masse à plasma inductif (ICP MS) et spectroscopie d'émission atomique à plasma inductif (ICP-AES). Les échantillons préparés (0,25 g) ont été digérés avec de l'acide perchlorique, de l'acide nitrique, de l'acide fluorhydrique et de l'acide chlorhydrique HF-HNO₃-HClO₄, puis lixiviés avec du HCl (GEO-4A01).

V.2. Résultats et interprétations

Les résultats de la composition géochimique des éléments majeures, traces et terres rares pour les roches phosphatées étudiées dans la zone des nappes (Souk Ahras et Guelma) sont regroupés dans les tableaux ci-dessus.

V.2.1. Eléments majeurs

Selon Bentor (1980), les roches généralement qualifiées comme phosphates renferment une teneur en P₂O₅ comprise entre 15 % et 37 % en poids. Ainsi, les indices de phosphates de Souk Ahras et de Guelma peuvent être regroupés en deux catégories :

- ✓ Les phosphates au sens strict, caractérisées par une teneur en P₂O₅ supérieure à 15 % en poids,
- ✓ Les calcaires phosphatés, correspondant aux échantillons dont la teneur en P₂O₅ est inférieure à 15 %.

Les tableaux 1 et 2 montrent que les roches de Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia sont principalement constituées de phosphates (P₂O₅ compris entre 15.09 et 24.29 % en poids), avec seulement deux calcaires phosphatés provenant de Ain Aziz (AZ18 et AZ21, avec respectivement 11.14 et 13.88 % en poids de P₂O₅), tandis que les trois échantillons provenant de Djebel Dekma sont tous des calcaires phosphatés, avec des teneurs en P₂O₅ de 3.45, 4.97 et 11.94 % en poids.

➤ **Dans le site nord de la région de Souk Ahras et Guelma**

Le CaO de ces phosphates affiche des concentrations élevées, supérieures à 45% en poids dans la plupart des échantillons, avec des valeurs comprises entre 44.30 et 50.51% en poids. Cet élément est crucial dans la composition du ciment calcaire ainsi que des minéraux de fluor-apatite présents dans ces roches phosphatées.

Le P₂O₅ est le deuxième oxyde le plus abondant, car il est le principal constituant des minéraux fluor-apatites qui composent les pellets et les coprolithes. La teneur en cet oxyde varie de 17.35 à 23.35 % en poids (moyenne de 20.54 % en poids) à Ain Ghorab, de 11.14 à 24.19 % en poids (moyenne de 18.38 % en poids) à Ain Aziz et de 15.09 % à 17.9 % en poids (moyenne de 16.18 % en poids) dans les indices de Oued Halia (Tableau. 1). Les lithologies riches en P₂O₅ de la zone de nappe (phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et de Oued Halia) présentent une similarité avec celles du bassin sud de la région de Tébessa (notamment Kef Essenoun, Kechiched et al., 2018 ; Bled El Hadba, Laouar et al., 2024, dans le complexe phosphoritique de Djebel Onk) en ce qui concerne leur enrichissement en glauconite. Toutefois, cet enrichissement en P₂O₅ ne semble pas directement associé aux phosphates riches en glauconite, contrairement à la plupart des gisements situés sur la marge nord du continent africain (par ex. Ahmed et al., 2022 ; Al-Hobaib et al., 2013 ; Amireh et al., 2019 ; Kocsis et al., 2016 ; Lucas et Prévôt-Lucas, 1995 ; Soudry et al., 2006).

Les concentrations en SiO₂ varient entre 5.73 et 11.4 % en poids, les valeurs les plus élevées étant enregistrées dans les échantillons présentant une matrice partiellement opale-CT. Les éléments Al₂O₃, Fe₂O_{3t} et SO₃ sont moins abondants (respectivement 0.58 à 2.83, 0.36 à 1.80 et 0.12 à 2.33 % en poids), tandis que les concentrations de TiO₂, MgO, MnO, Na₂O et K₂O sont généralement très faibles (<1 % dans tous les échantillons).

Tableau 1. Teneurs en éléments majeurs des phosphates de la roche totale provenant de la zone de nappe.

Echantillons	Ain Ghorab			Ain Aziz				Oued Halia		
	21AGAW2 9	21AGA W30	21AGA W31	24AZA W12	24AZA W16	24AZA W17	24AZA W23	22OHAW B2	22OHAW P3	22OHA WS4
SiO ₂	7	10.56	6.8	8.33	9.27	8.19	5.73	11	11.4	10.7
TiO ₂	0.03	0.52	0.06	0.08	0.09	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	0.68	0.58	1.01	2.83	1.62	1.26	0.98	0.74	0.82	0.9
Fe ₂ O _{3t}	1.13	0.96	1.21	1.26	0.73	0.54	0.54	1.3	1.5	1.8
MgO	0.4	0.28	0.3	0.4	0.33	0.33	0.25	0.4	0.5	0.5
CaO	47.19	50.23	47.09	44.49	46.73	46.78	49.39	44.3	44.6	45.4
MnO	0.002	0.001	0.002	0.005	0.003	0.002	0.002	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	0.3	0.08	0.2	0.08	0.07	0.05	0.07	0.3	0.3	0.3
K ₂ O	0.15	0.14	0.19	0.34	0.21	0.18	0.12	0.16	0.18	0.19
P ₂ O ₅	17.35	20.92	23.35	24.17	20.58	16.24	24.29	15.09	15.56	17.9
SO ₃	2.33	0.32	0.49	0.22	0.17	0.15	0.2	n.a.	n.a.	n.a.
LOI	20.9	18	14.8	14	19	31	16.5	20	19	18.2

n.a : non analysé

➤ **Dans le site sud de la région de Souk Ahras**

Les teneurs les plus faibles de cet élément sont enregistrées dans les calcaires phosphatés du Djebel Dekma, où les trois échantillons analysés présentent des teneurs en P₂O₅ de 3.45, 4.97 et 11.94 % en poids (Tableau. 2).

Le CaO présent des valeurs les plus élevées en oxydes majeurs allant des valeurs entre 46.73% à 47.71% avec une moyenne de 47.15%.

La concentration en SiO₂ varie entre 7.31 à 7.97% (moyenne de 7.74%), Al₂O₃ présente des valeurs entre 0.75% à 1.04% (moyenne de 0.83%). Les autres concentrations d'oxydes restants sont très inférieures à 1% en poids tel que : Fe₂O_{3t}, MgO, TiO₂, MnO, Na₂O₃, K₂O₃ et SO₃.

Tableau 2. Teneurs en éléments majeurs des calcaires phosphatés de la roche totale provenant de la zone de nappe.

Echantillons	Ain Aziz		Djebel Dekma		
	24AZAW18	24AZAW21	23DKAW03	23DKAW04	23DKAW06
SiO ₂	6.67	10.31	7.95	7.31	7.97
TiO ₂	0.05	0.05	0.04	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	1.02	1.13	0.75	0.83	1.04
Fe ₂ O _{3t}	0.36	0.51	0.47	0.85	0.51
MgO	0.36	0.35	0.51	0.41	0.48
CaO	50.51	49.53	47.01	46.73	47.71
MnO	0.002	0.002	0.006	0.006	0.008
Na ₂ O	0.07	0.05	0.09	0,19	0.09
K ₂ O	0.14	0.16	0.12	0,17	0.14
P ₂ O ₅	11.14	13.88	4.97	11.94	3.45
SO ₃	0.12	0.15	0.25	0.45	0.2
LOI	30	25.5	36	30	32

L'événement thermique maximum de l'Éocène 2 (ETM2) a eu une influence marquée sur la composition minéralogique des phosphates étudiées, impactant ainsi leurs caractéristiques chimiques. Il est largement reconnu que les événements hyperthermiques du Paléocène-Éocène, tels que le PETM et l'ETM2, ont entraîné un apport massif d'éléments

majeurs comme le Fe, Si, K, Mg et Al. Ces cations sont essentiels à la formation de la glauconite, comme l'ont souligné Banerjee et al. (2020).

La faible corrélation positive entre Al_2O_3 et le Fe_2O_3 total dans toutes les roches étudiées (Fig. 55a) indique la répartition du Fe entre les minéraux de glauconite et la pyrite, en particulier dans les lithologies riches en pyrite (phosphates de Ain Ghorab et de Oued Halia), où le Fe_2O_3 total et le SO_3 présentent une corrélation positive ($r = 0.52$, $p = 0.05$) (Fig. 55f).

L'influence des processus de glauconitisation se manifeste clairement à travers les fortes corrélations positives observées entre Al_2O_3 et K_2O ($r = 0.90$; Fig. 55b). En revanche, les corrélations négatives, bien que faibles, entre Al_2O_3 et SiO_2 , ainsi qu'entre Al_2O_3 et MgO ($r = -0.08$ et $r = -0.09$ respectivement, Fig. 55c, d) s'expliquent probablement par la répartition de SiO_2 et MgO entre les minéraux de glauconite et le ciment calcaire ou siliceux.

Les teneurs totales en Fe_2O_3 , comprises entre 0.36 et 1.8 % en poids (moyenne de 0.91 % en poids), sont supérieures à celles enregistrées dans les phosphates de Ain Dibba et de Ain Kissa du bassin nord de Tébessa (teneurs totales en Fe_2O_3 variant entre 0.03 et 0.40 % en poids, moyenne de 0.16 % en poids, $n = 16$; Diab et al., 2024). Ces dernières sont considérées comme ayant été déposées par un courant ascendant, dans un environnement ouvert, peu profond, oxygéné et agité, pendant la phosphogénèse du Paléocène-Éocène.

De même, les teneurs en K_2O et en Al_2O_3 suivent les mêmes tendances que celles observées pour le Fe_2O_3 total. Les valeurs de K_2O varient entre 0.12 et 0.34 % en poids (moyenne de 0.17 %, $n = 11$), tandis que celles de Al_2O_3 varient entre 0.58 à 2.83 % en poids (moyenne de 1.04 %, $n = 11$). En comparaison, les phosphates de Ain Dibba et de Ain Kissa présentent des teneurs plus faibles, avec des concentrations en K_2O comprises entre 0.01 et 0.16 % en poids (moyenne de 0.06 %, $n = 16$) et en Al_2O_3 entre 0.08 et 1.11 % en poids (moyenne de 0.31 %, $n = 16$).

Les teneurs en Fe_2O_3 , K_2O et Al_2O_3 des phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia sont nettement supérieures à celles des phosphates du Paléocène-Éocène sans glauconite ou pauvres en glauconite d'Afrique du Nord et du Moyen-Orient (par exemple, les phosphates de Hazm Al-Jalamid et Sirhan-Turayf, au nord et au nord-ouest de l'Arabie saoudite (Al-Hobaib et al., 2013 ; Ahmed et al., 2022) ; les phosphates d'Al-Hisa, dans le désert sud-est de la Jordanie (Amireh et al., 2019) ; les phosphates de Oum El Khacheb (bassin de Gafsa-Metlaoui, sud de la Tunisie (Galai et Sliman, 2019)). La faible corrélation positive observée entre le P_2O_5 et Al_2O_3 ($r = 0.37$) pourrait plutôt résulter de l'adsorption du PO_4 sur les minéraux de glauconite (Laouar et al., 2024).

Les concentrations élevées en CaO, comprises entre 44.3 et 50.23% en poids dans tous les phosphates analysés de la zone des nappes, se répartissent principalement entre la fluorapatite et le ciment calcaire des particules phosphatées, avec une présence probablement très faible dans la composition chimique de la glauconite. C'est pourquoi il n'y a pas de corrélation entre les concentrations en P_2O_5 et en CaO (Fig. 55e, $r = -0.08$). La corrélation négative entre le CaO et le MgO dans les phosphates de la zone de nappe ($r = -0.49$) peut indiquer en partie le remplacement de la calcite par la dolomite dans la matrice phosphatée.

V.2.2. Eléments en traces (ET)

➤ Dans le site Nord de la région de Souk Ahras et Guelma

Parmi les éléments traces, les plus fortes concentrations dans le site Nord sont représentées par le Sr, avec des valeurs comprises entre 2075 et 2890 ppm dans les phosphates de Ain Ghorab et Ain Aziz, et entre 1490 et 1678 ppm dans ceux de Oued Halia.

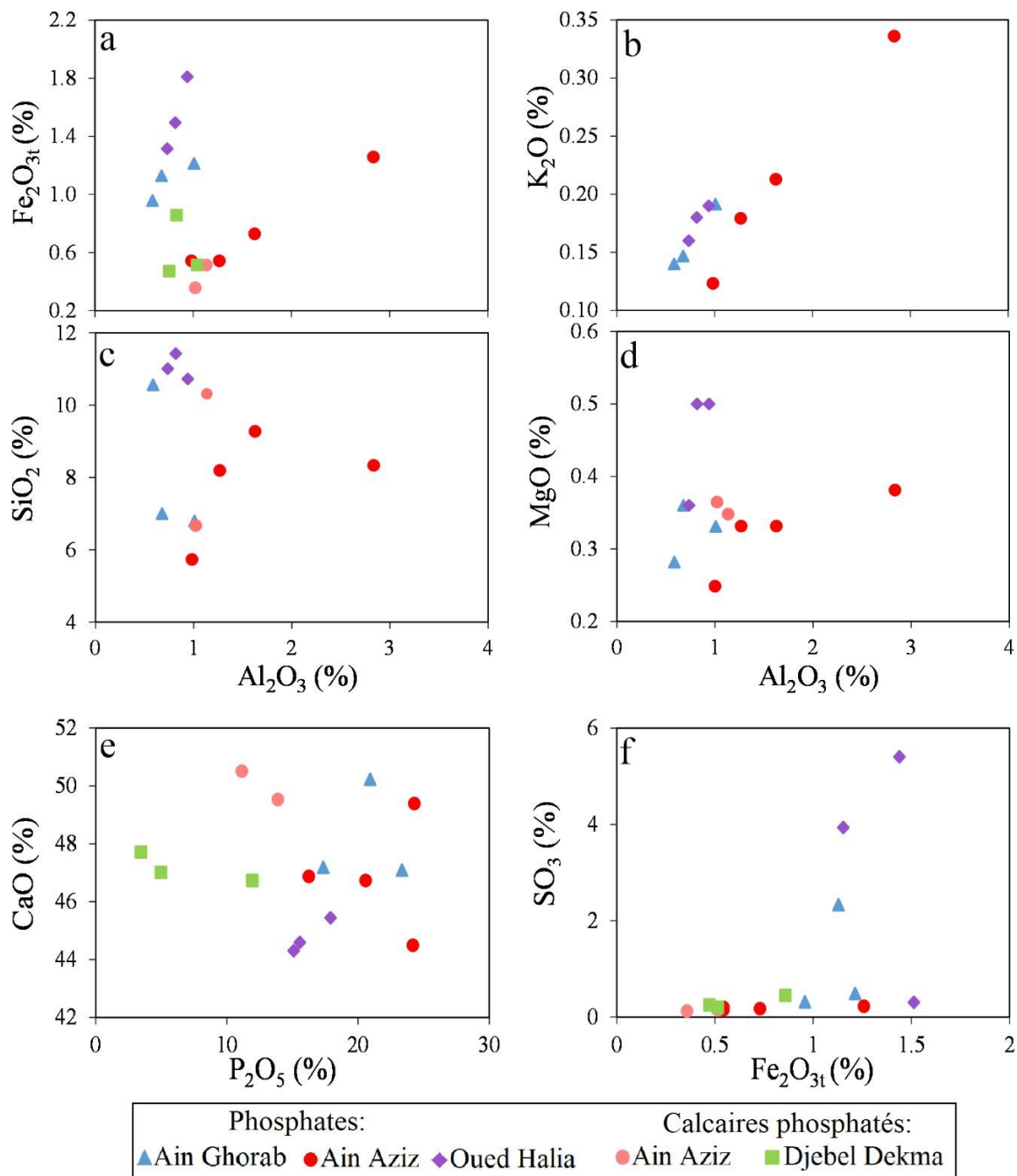


Fig. 55 : Diagrammes binaires de variation des éléments principaux des phosphates provenant des indices de Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma et Oued Halia.

Le chrome et l'yttrium constituent les deuxièmes éléments traces les plus abondants, avec des teneurs variant respectivement de 140 à 356 ppm pour le chrome et de 101 à 325 ppm pour l'yttrium. Le zinc affiche des concentrations comprises entre 74 et 427 ppm, tandis que les teneurs les plus élevées en vanadium (atteignant 178 ppm) sont relevées dans les phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia.

Le baryum (Ba) présente des valeurs situées entre 60 et 200 ppm, alors que le Ni atteint des teneurs relativement importantes, jusqu'à 147 ppm à Oued Halia. En revanche, les autres éléments traces se maintiennent à des niveaux inférieurs à 50 ppm chacun (Tableau. 3).

➤ **Dans le site sud de la région de Souk Ahras**

Dans le site Sud, les phosphates du Djebel Dekma présentent les concentrations en Sr les plus faibles, atteignant au maximum 996 ppm, avec une moyenne de 836.67 ppm. De même, les teneurs les plus basses en Cr et en Y sont relevées dans les calcaires phosphatés du Djebel Dekma, avec respectivement 94.94 et 101 ppm pour le Cr, et 72.98 et 217 ppm pour l'yttrium dans les trois échantillons analysés (Tableau. 4).

Les concentrations en V ne dépassent pas 85 ppm, celles en Zn varient entre 56 et 81 ppm, tandis que le Ba atteint environ 30 ppm et le Ni reste très faible, avec un maximum de 19 ppm. Les autres éléments traces présentent des teneurs comparables à celles observées dans le Nord de Souk Ahras, inférieures à 10 ppm chacune.

Tableau 3. Teneurs en éléments traces des phosphates de roche entière provenant de la zone de nappe.

Ain Ghorab				Ain Aziz				Oued Halia		
Echantillons	21AG AW29	21AG AW30	21AG AW31	24AZ AW12	24AZ AW16	24AZ AW17	24AZ AW23	24OH AWB2	24OH AWP3	24OH AWS4
Zr	17.97	0.9	25.93	0.5	3.3	17.9	2.7	18.62	19.56	15.65
Y	238.32	241	325.8	197	156.5	127.5	180	218.09	231.79	254.4
Sr	2074.6	2580	2276	2810	2560	2450	2890	1520.53	1490.02	1678.02
U	43.47	48.1	46.3	66.3	49	48.6	55	28.63	28.67	29.39
Zn	150.68	137	167	427	301	198	217	73.61	85.94	162.26
Cr	287.3	182	356.5	325	202	199	140	222.40	254.63	268.46
V	96.72	63	94.16	177	132	131	84	58.26	65.78	77.11
Rb	7.85	8	9.61	18.8	10.8	9	6.5	7.84	8.70	10.3
Nb	0.55	0.7	1.31	2.7	2.3	1.8	2.5	0.75	0.77	0.87
Hf	0.38	n.d	0.57	n.d	0.1	0.3	0.1	0.39	0.43	0.36
Ta	n.d	n.d	0.11	n.d	n.d	0.11	0	n.d	n.d	n.d
Th	1.21	1.22	1.9	2.89	1.84	1.52	1.38	1.28	1.36	1.48
Sc	9.03	1.26	9.82	4.6	2.31	1.86	1.28	6.09	5.98	6.16
Ba	67.55	120	72.21	100	70	60	200	107.21	105.94	151.21
Co	0.64	1.1	1.23	3.4	2.7	2	1.7	1.24	1.48	1.50
Ni	73.49	71.2	97.05	73.5	44	45.7	46.8	130.73	147.11	97.41
Cu	24.98	35.3	39	51.5	35	32.8	36.8	27.59	30.86	33.2
Mo	3.15	6.07	n.a.	7.42	1.54	4.97	5.72	3.88	4.27	5.96
As	22.16	12.64	26.93	39.1	26.4	14.5	19	16.15	20.54	20.75
Cd	n.a.	1.38	n.a.	10.35	9.14	7.6	6.59	n.a.	n.a.	n.a.

n.a : non analysé

n.d : non déterminé

Tableau 4. Teneurs en éléments traces des calcaires phosphatés de roche entière provenant de la zone de nappe.

Echantillons	Ain Aziz		Djebel Dekma		
	24AZAW 18	24AZAW2 1	23DKAW03	23DKAW0 4	23DKAW0 6
Zr	12.7	1	2.1	3.8	7.5
Y	101	122	98.2	217	72.1
Sr	2460	2530	818	996	696
U	53.9	44.4	22.1	37.7	20.2
Zn	152	145	67	81	56
Cr	158	176	94	137	94
V	178	114	63	74	85
Rb	7.3	8.1	5.6	7.7	6.2
Nb	1.3	1.4	1.5	1.6	2.1
Hf	0.2	n.d	n.d	0.1	0.2
Ta	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Th	1.26	1.36	1.85	3.35	1.72
Sc	1.45	1.7	0.42	0.5	0.43
Ba	60	70	30	30	30
Co	1.8	1.8	1.5	1.5	1.7
Ni	30.8	18.8	19.5	25.9	23.3
Cu	26	32.2	10.8	13.2	13
Mo	3.97	0.94	3.86	8.91	5.43
As	12	10.6	5.7	8.5	7
Cd	7.85	7.81	1.53	2.1	1.92

Selon ces données, il est possible de remarquer que les niveaux d'éléments en traces provenant de Ain Ghorab, de Ain Aziz et Oued Halia sont légèrement plus élevés que ceux des indices de phosphates de Djebel Dekma (Tableaux. 3,4).

Comme tous les phosphates marins, le Sr présente l'élément trace le plus abondant dans les phosphates de la zone de nappe, avec des concentrations atteignant 2 890 ppm. Ces teneurs présentent une corrélation bonne avec celles en CaO et en P₂O₅ ($r = 0.34$ et $r = 0.79$, $p = 0.05$, respectivement), ce qui suggère une substitution du Sr au Ca dans l'apatite, en raison de la proximité de leurs rayons ioniques ($\text{Ca}^{2+} = 0.99 \text{ \AA}$; $\text{Sr}^{2+} = 1.12 \text{ \AA}$) (voir P₂O₅ vs Sr ; Fig. 56a), et probablement aussi dans la matrice calcaire de ces phosphates.

Des travaux récents de Kechiched et al. (2018) et Laouar et al. (2024) ont mis en évidence que les concentrations les plus élevées en Sr se retrouvent dans les particules phosphatées (Pellets et coprolithes), essentiellement constituées de CFA, contrairement aux minéraux de glauconite. L'yttrium (avec un rayon ionique de Y^{3+} de 0.93 Å), dont le comportement est comparable à celui des terres rares, affiche des concentrations élevées pouvant atteindre 326 ppm. La corrélation positive avec le P_2O_5 et la corrélation négative avec le Ca ($r = 0.66$ et $r = -0.34$, respectivement) (Fig. 56b et 56c) indiquent qu'il est très vraisemblablement incorporé dans la structure de la fluor-apatite, où il substitue également le calcium.

Comparativement aux autres phosphates du Paléocène-Éocène qui n'ont pas été affectés par un événement de ETM (Kocsis et al., 2016 ; Garnit et al., 2017 ; Galai et Sliman, 2019 ; Kechiched et al., 2020 ; Laouar et al., 2024), les phosphates de la zone de nappe affichent des teneurs nettement plus élevées en V, Cr, Cu, Ni, Zn, ainsi que des concentrations légèrement inférieures en U. Ces éléments sont enrichis dans les phosphates de la zone de nappe, avec des facteurs d'enrichissement (EF) (valeur moyenne) respectifs compris entre 12.17 ± 3.54 , 36.88 ± 18.02 , 11.25 ± 4.78 , 24.08 ± 19.53 , 33.09 ± 11.90 et 256.90 ± 100.20 . En effet, ces éléments et leurs facteurs d'enrichissement sont largement reconnus comme des indicateurs redox fiables (Algeo et Liu, 2020). L'ensemble de ces valeurs suggère un environnement sédimentaire marqué par une tendance vers des conditions réductrices (anoxiques), favorisant à la fois la formation de pyrite et l'accumulation importante de matière organique (Scopelliti et al., 2010 ; Khan et al., 2012) ; les conditions générées par l'événement ETM2.

L'uranium présente des teneurs comprises entre 28 et 60 ppm, comparables à celles observées dans les gisements phosphatés téthysiens du Paléocène-Éocène (Garnit et al., 2017 ; Bouabdallah et al., 2019 ; Kechiched et al., 2020 ; Ahmed et al., 2022 ; Amireh et al., 2019) ainsi que dans les phosphates du Crétacé-Paléogène à l'échelle mondiale (Baturin et Kochenov, 2001). La corrélation positive entre U et P_2O_5 ($r = 0.72$; Fig. 56d) indique probablement une substitution de l'U au Ca au sein de la structure cristalline de la fluorapatite.

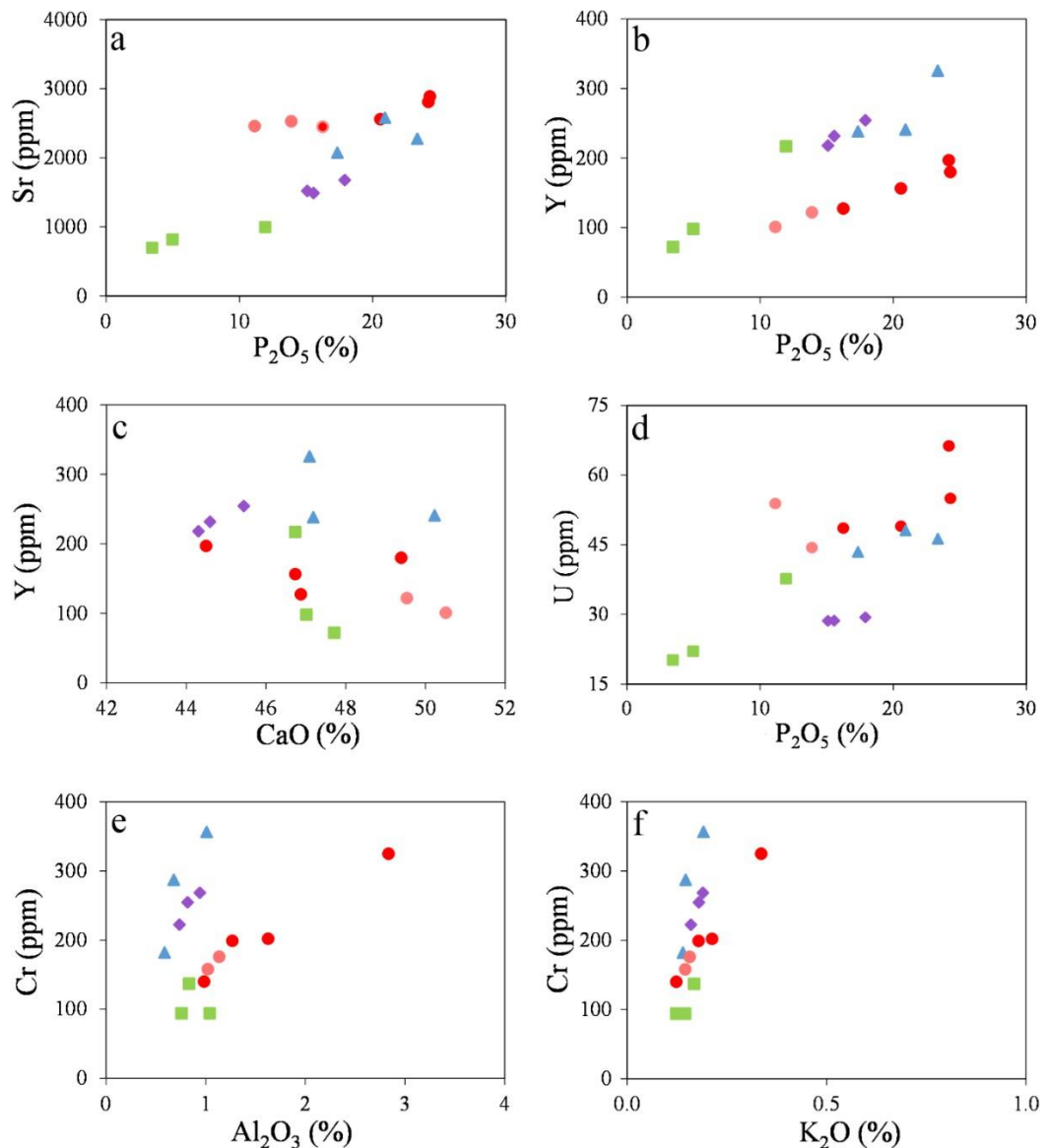


Fig. 56 : Diagrammes binaires de variation des éléments traces des phosphates provenant des indices de Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma et Oued Halia.

Le vanadium (V^{3+} et V^{4+}) est insoluble en conditions réductrices, ce qui favorise sa précipitation dans les sédiments par différents mécanismes, notamment l'adsorption et la formation de complexes organométalliques (Algeo et Maynard, 2004 ; Tribovillard et al., 2006 ; Pi et al., 2014). Ce processus entraîne parallèlement un appauvrissement en V dans l'eau de mer. Les échantillons de Ain Ghorab et Ain Aziz, caractérisés par une proportion plus élevée de glauconite et présentent des processus de glauconitisation plus marqués que ceux de Oued Halia, présentent des concentrations en V plus importantes, atteignant jusqu'à 178 ppm. En

revanche, dans les phosphates de Oued Halia, les teneurs en V ne dépassent pas 77 ppm. Nous nous attendons donc à ce que cet élément, reconnu comme un traceur redox bien connu par divers auteurs (par exemple, Bian et al., 2022), soit incorporé dans la glauconite au cours de la diagenèse précoce et dans des conditions relativement suboxiques à réductrices (par exemple, Diab et al., 2024, Laouar et al., 2024 ; Tribovillard et al., 2022).

À Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia, les teneurs en Cr varient respectivement entre 182 et 356.52 ppm, 140 et 325 ppm, et 220.4 à 268.46 ppm. Ces valeurs sont nettement supérieures à celles mesurées dans les phosphates de Ain Dibba et Ain Kissa (101 à 214 ppm ; Diab et al., 2024), interprétés comme ayant été déposés dans un environnement plus oxygéné. Elles dépassent également celles observées au Djebel Dekma, où les concentrations oscillent entre 94 et 137 ppm. Selon Laouar et al. (2024), les teneurs les plus élevées en Cr sont associées aux minéraux de glauconite, dans lesquels le chrome peut se substituer à l'Al dans la structure cristalline.

D'après Piper (1994), le rapport Cr/V dans l'eau de mer est de 0.12. Ce rapport peut augmenter sensiblement dans les sédiments formés en conditions légèrement réductrices, alors qu'il tend à se rapprocher de la valeur marine dans les environnements soumis à des conditions fortement dénitrifiantes à réductrices de sulfate. Comparativement à l'eau de mer, les échantillons des phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma et Oued Halia présentent des rapports Cr/V nettement plus élevés, respectivement compris entre 2.89 et 3.79, 0.89 et 1.83, 1.10 et 1.85, ainsi que 3.48 et 3.87 (tableaux 3 et 4), ce qui indique des conditions très réductrices.

Les phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia se distinguent par un processus de glauconitisation plus développé que celui observé dans les autres phosphates téthysiens. Ils présentent une corrélation légèrement positive entre les teneurs en Al_2O_3 et en Cr, ainsi qu'entre celles en K_2O et en Cr ($r = 0.35$ et $r = 0.62$, respectivement ; Fig. 56e, f). À l'inverse, les

phosphates du Djebel Dekma, caractérisés par des teneurs beaucoup plus faibles en glauconite, sont logiquement appauvris en Cr.

Le manganèse a été utilisé par Bellanca et al. (1996) pour déchiffrer les conditions paléo-dépositionnelles (paléo-redox) des alternances cycliques de couches riches en carbonates et pauvres en carbonates de la partie supérieure de l'Albien-Cénomanién de la section de Cismon (région vénitienne, nord de l'Italie). Ces auteurs ont souligné que les valeurs négatives de Mn^* ($\log (Mn_{\text{sample}}/Mn_{\text{shales}} : Fe_{\text{sample}}/Fe_{\text{shales}})$) sont interprétées comme indiquant des conditions modérément à fortement réductrices. Par rapport à leurs données, les valeurs de Mn^* des phosphates de la zone de nappe présentent des valeurs négatives, à l'exception de deux échantillons provenant de Djebel Dekma (DK03 et DK06). À Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia, les valeurs Mn^* varient respectivement de -0.85 à -0.90, -0.23 à -0.58 et -0.89 à -1.03. Cela suggère des conditions réductrices dominantes lors du dépôt de ces phosphates.

Les concentrations moyennes de Zn dans les phosphates de Ain Ghorab, de Ain Aziz et de Oued Halia sont respectivement de 156.240 et 121.45 ppm. Tout comme pour le Cr, la forte corrélation positive entre le Zn et Al_2O_3 ($r = 0.88$) et le F_2O_{3t} ($r = 0.97$) suggère que le Zn^{2+} ($r = 0.68 \text{ \AA}$) entre dans la formule structurale de la glauconite $(K, Na) (Fe^{3+}, Al, Mg, Fe^{2+})_2[(Si, Al, Fe^{3+})_4O_{10}](OH)_2$ (par exemple, McRae, 1972 ; Laouar et al., 2024), en remplacement du Mg et du Fe. D'autre part, les calcaires phosphatés de Djebel Dekma, plus pauvres en glauconite et en matière organique, présentent les teneurs en Zn les plus faibles (moyenne de 68 ppm).

V.2.3. Eléments des terres rares (ETRs)

La distribution d'éléments de terre rares dans des échantillons représentatifs de phosphates de la zone des nappes (Souk Ahras et Guelma) est présentée dans les tableaux 5 et 6.

➤ **Dans le site Nord de la région de Souk Ahras et Guelma**

Les concentrations totales en ETRs dans les échantillons de phosphate varient de 273 à 384 ppm à Ain Ghorab (moyenne de 320 ppm), de 130 à 260 ppm à Ain Aziz (moyenne de 215 ppm) et de 251 à 294 ppm à Oued Halia (moyenne de 270 ppm) (Tableau. 5). À Ain Aziz, seuls deux échantillons de calcaires phosphatés (AZ18 et AZ21) se distinguent par des teneurs plus faibles en Σ ETRs, atteignant respectivement 129,65 ppm et 151,65 ppm (Tableau. 6). De manière générale, les phosphates à forte teneur en P_2O_5 présentent également les concentrations en ETRs les plus élevées.

➤ **Dans le site Sud de la région de Souk Ahras**

En revanche, les trois échantillons du Djebel Dekma (contenant moins de 12 % en poids de P_2O_5) affichent des concentrations globalement faibles en Σ ETRs, soit 130.166 et 377 ppm (Tableau. 6) ; là encore, l'échantillon ayant la teneur en P_2O_5 la plus élevée correspond à celui qui présente la concentration la plus forte en Σ ETRs.

Ces concentrations en ETR de phosphates de la zone des nappes sont inférieures à celles de la valeur universelle moyenne (457 ppm) dans les d'apatite des phosphates (Altschuler, 1980).

Les concentrations totales en ETRs dans les phosphates de Ain Ghorab (272.73 à 383.77 ppm), de Ain Aziz (160.09 à 260.35 ppm), de Oued Halia (250.82 à 293.85 ppm) et de Djebel Dekma (376.58 ppm) se rapprochent de celles rapportées dans les phosphates du bassin nord de la région de Tébessa, notamment à Djebel El Kouif, Djebel Dyr et Djebel Tazbant (68 à 472 ppm ; Kechiched et al., 2020), ainsi qu'à Ain Dibba et Ain Kissa (171 à 344 ppm ; Diab et al., 2024). Celles-ci ont été considérées comme déposées dans un environnement ouvert, oxygéné et agité.

Tableau 5 : Abondance des éléments de terres rares dans les indices de phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et de Oued Halia.

Echantillons	Ain Ghorab			Ain Aziz				Oued Halia		
	21AGAW 29	21AGAW 30	21AGAW 31	24AZAW 12	24AZAW 16	24AZAW 21	24AZAW 23	23OHAW B2	23OHAW P3	23OHAW S4
La	95.83	109.50	132.04	88.50	66.50	52.60	78.7	85.3	90.37	100.53
Ce	24.83	29.50	36.45	39.20	29.20	21.10	29.6	24.43	26.32	28.39
Pr	12.09	13.25	17.48	12.45	9.02	6.82	10.05	11.31	11.94	13.25
Nd	54.39	64.10	78.72	51.60	39.10	29.5	44	51.03	53.73	59.43
Sm	10.57	11	15.4	9.92	7.40	5.76	8.50	10.06	10.59	11.7
Eu	2.84	2.96	4.08	2.49	2.01	1.47	2.24	2.65	2.8	3.13
Gd	16.74	17.50	23.59	13.40	11.10	8.12	12.45	15.62	16.47	18.31
Tb	2.39	2.49	3.35	1.88	1.56	1.15	1.76	2.24	2.35	2.61
Dy	17.31	18.70	24.32	14.25	11.50	8.52	13	16.13	17.10	18.98
Ho	4.43	4.70	6.13	3.49	2.84	2.1	3.21	4.09	4.34	4.79
Er	14.03	13.7	19.3	10.75	8.84	6.66	10.25	12.78	13.59	14.92
Tm	1.97	1.83	2.67	1.50	1.21	0.94	1.4	1.79	1.88	2.08
Yb	13.11	11.65	17.36	9.31	7.45	5.91	8.62	11.48	12.18	13.5
Lu	2.20	2.02	2.87	1.61	1.26	1	1.44	1.92	1.98	2.21
Σ REE	272.73	302.90	383.77	260.35	198.99	151.65	225.22	250.82	265.64	293.85
LREE	200.55	230.31	284.17	204.16	153.23	117.25	173.09	184.77	195.75	216.44
HREE	72.18	72.59	99.6	56.19	45.76	34.4	52.13	66.05	69.70	77.41
LREE/HREE	2.78	3.17	4.05	3.63	3.35	3.41	3.32	2.80	2.81	2.80

Tableau 6 : Abondance des éléments de terres rares dans les calcaires phosphatés de deux échantillons de Ain Aziz et de Djebel Dekma.

Echantillons	Ain Aziz		Djebel Dekma		
	24AZAW17	24AZAW18	23DKAW03	23DKAW04	23DKAW06
La	54.90	43.80	47.90	109	37.6
Ce	22.2	18.95	27.80	58.10	23.7
Pr	7.18	5.83	8.52	19.85	6.52
Nd	31.5	25.6	37	88.20	28.10
Sm	6.10	4.99	7.45	17.100	5.60
Eu	1.58	1.28	1.94	4.41	1.53
Gd	8.68	7.06	9.53	22	7.09
Tb	1.26	1	1.35	3.07	1
Dy	9.07	7.17	9.11	21.2	6.82
Ho	2.28	1.8	2.04	4.71	1.55
Er	7.11	5.67	6.01	13.80	4.56
Tm	0.98	0.78	0.83	1.85	0.65
Yb	6.21	4.89	5.28	11.45	4.12
Lu	1.04	0.83	0.88	1.84	0.68
ΣREE	160.09	129.65	165.64	376.58	129.52
LREE	123.46	100.45	130.61	296.66	103.05
HREE	36.63	29.2	35.03	79.92	26.47
LREE/HREE	3.37	3.44	3.73	3.71	3.89

Cependant, les phosphates de la zone de nappe étudiée sont plus riches en glauconites, en matière organique et en sulfures, voire beaucoup plus riches que celles observées dans les gisements du bassin sud de Kef Essenoun (Kechiched et al., 2018) et de Bled El Hadba (Laouar et al., 2014). En revanche, celles-ci, fortement enrichies en ETRs (jusqu'à 900 ppm), sont interprétées comme ayant été déposées dans des environnements plus confinés et à caractère semi-réducteur.

Parmi les contenus en terres rares, les éléments des terres rares légères (LREE) (La-Eu) dans les quatre localités phosphatées étudiées, présentent des concentrations nettement plus élevées (100 à 296 ppm) que celles observées pour les terres rares lourdes (HREE) (Gd-Lu), dont les valeurs varient entre 26 et 100 ppm. Les rapports LREE/HREE sont compris entre 2.78 et 4.05, indiquant un enrichissement en LREE par rapport aux HREE.

De nombreux auteurs considèrent l'yttrium comme un élément des terres rares (par ex, Bau et Dulski, 1996 ; Gong et al., 2021 ; Laouar et al., 2024). Il montre des concentrations élevées dans l'ensemble des phosphates analysées : de 238 à 325 ppm à Ain Ghorab, de 101 à 197 ppm à Ain Aziz, de 72 à 217 ppm à Djebel Dekma et de 218 à 254 ppm à Oued Halia. Les deux échantillons de Djebel Dekma présentant les teneurs les plus faibles en P₂O₅ enregistrent également les concentrations en Y les plus réduites (voir tableau 4). Il est à souligner que les échantillons riches en P₂O₅ se caractérisent par des teneurs plus élevées en Y.

La corrélation positive modérée entre P₂O₅ et ETRs ($r = 0.51$) et la forte corrélation positive entre P₂O₅ et Y ($r = 0.92$) dans les phosphates de la zone de nappe confirment l'incorporation de ETRs+Y dans FA par substitution du Ca²⁺ en raison de leurs rayons ioniques et de leur charge électrique similaires (par exemple, Altschuler et al., 1967 ; Elderfield et al., 1981 ; Emsbo et al., 2015 ; Fleet et Pan, 1995 ; Ilyin et Ratnikova, 1976). Par ailleurs, les lithologies les plus riches en glauconite, identifiées à Ain Ghorab (échantillons AGAW30 et AGAW31), Ain Aziz (échantillons 24AZ1W23 et 24AZ1W12), Djebel Dekma (échantillon 23DKAW04) et Oued Halia (les trois échantillons analysés), se distinguent comme les plus enrichies en terres rares, avec des teneurs en \sum ETRs comprises respectivement entre 302.90 et

383.77 ppm, 225.25 et 260.35 ppm, 376.58 ppm, ainsi que 265.64, 250.82 et 293.85 ppm (tableaux. 5,6). Cet enrichissement est attribué à l'adsorption des ETRs sur les particules de glauconite, favorisée par la porosité intrinsèque de ce minéral, dans un contexte de genèse précoce associé à un rythme de sédimentation lent (Laouar et al., 2024).

Les échantillons de calcaires phosphatés provenant des indices de Ain Aziz (deux échantillons) et de Djebel Dekma (deux échantillons) présentent les teneurs en Σ ETRs les plus faibles (respectivement 129.65 et 151.65 ppm, et 129.52 et 165.64 ppm ; tableau. 6). Ce sont ceux qui sont les moins enrichis en particules phosphatées et en glauconites. Dans de nombreux gisements de phosphates, le contrôle cristallographique de la CFA sur la répartition des ETRs a été largement documentée (Jarvis et al., 1994 ; Lumiste et al., 2019, 2021). Par ailleurs, des travaux antérieurs portant sur la chimie des particules phosphatées issues des gisements du bassin sud (Kef Essenoun, Kechiched et al., 2018 ; Bed El Hadba, Laouar et al., 2024) ont mis en évidence que les pellets, les coprolithes et la glauconite constituent les principaux hôtes des terres rares, la glauconite se distinguant comme la phase la plus enrichie, avec des concentrations atteignant jusqu'à 2050 ppm. De plus, Kechiched et al. (2020) ont souligné que les phosphates riches en glauconite abritent les lithologies les plus enrichies en terres rares. Ces auteurs considèrent que ces phosphates se sont déposés dans des conditions profondes et semi-réduites, caractérisées par un taux de sédimentation lent. En revanche, les phosphates de la zone de nappe, qui présentent une teneur élevée en glauconite, des conditions plus réduites (présence de sulfures (pyrite) et grande quantité de matière organique) sont nettement plus faibles en Σ ETRs. Ces conditions paléoenvironnementales sont très probablement influencées par l'événement ETM2, plutôt que par les environnements paléogéographiques profonds, d'autant plus que la texture des phosphates étudiés indique un environnement plutôt peu profond. Nous pensons donc que l'absorption des ETRs a eu lieu au cours des premiers processus diagénétiques par les particules phosphatées, y compris la glauconite, mais que le

taux de sédimentation rapide conditionné par l'environnement peu profond et agité et probablement l'effet des événements ETM ont inhibé un fort enrichissement en ETR dans ces phosphates.

V.1.1. Analyse de cluster hiérarchique et interprétation

La méthode d'analyse de cluster hiérarchique (HCA) appliquée aux données transformées par le rapport logarithmique centré (clr) est représentée sous forme de dendrogrammes (Fig. 57) pour les variables et les échantillons examinés. La transformation clr a été effectuée à l'aide du logiciel CoDaPack (Comas-Cufí et Thió-Henestrosa, 2011), tandis que l'analyse hiérarchique par regroupement (HCA) a été réalisée à l'aide du logiciel XLSTAT (Addinsoft, 2021). La similarité entre les variables a été évaluée à l'aide du coefficient de corrélation de Pearson, et l'agglomération a été effectuée selon la méthode des moyennes non pondérées des paires de groupes (UPGMA). Les dendrogrammes illustrent trois clusters distincts, chacun pouvant potentiellement représenter un comportement géochimique spécifique, malgré la diversité de l'ensemble de données (c'est-à-dire, des échantillons provenant de différentes localités et de plusieurs faciès).

- Le premier groupe (A) se compose de l'association de ETRs, Y, Ni, Zr, Hf, ainsi que Fe₂O₃, MnO, Na₂O. Ce modèle reflète le rôle des oxyhydroxydes de Fe-Mn dans l'absorption des REE à partir des eaux interstitielles (Jarvis et al., 1994; Tahar-Belkacem et al., 2024). Bien que les oxyhydroxydes de Fe-Mn ne soient pas généralement considérés comme les phases hôtes principales pour les REE, et étant donné que les minéraux d'apatite sont largement reconnus pour leur contrôle important sur les ETRs (Jarvis et al., 1994 ; Ahmed et al., 2022), cette tendance est probablement due à la faible concentration en P des échantillons étudiés par rapport aux phosphates sensu stricto ($\approx 15\%$ en poids de P₂O₅ ; Bentor, 1980).

Par ailleurs, la signature géochimique appuie la présence de conditions réductrices, ce qui peut accroître la mobilité et la concentration des métaux traces sensibles au redox tels que le Ni. Ce

groupe comprend des échantillons des occurrences de Oued Halia (OHB2, OHP3 et OHS4) et de Ain Ghorab (AG30 et AG31) (Fig. 57), qui sont caractérisés par des teneurs élevées en Σ ETRs (variant de 252 à 384 ppm ; moyenne de 293 ppm), ainsi que par des teneurs relativement élevées en Fe₂O₃t et MnO (moyenne de 1.39 % en poids et 0.013 % en poids, respectivement).

-Le deuxième groupe représente des échantillons enrichis en silicates et en calcaire/dolomite, qui se distinguent par des concentrations élevées de Al₂O₃ et de K₂O d'une part, et de CaO et de MgO d'autre part, ainsi que quelques éléments traces, tels que Th, Rb, V, Nb, Co et Ta. Cette association est liée à des échantillons appauvris en P issus de l'occurrence de Djebel Dekma (DK03, DK04 et Dk06), avec des contenus en P₂O₅ allant de 3.45 % en poids à 11.94 % en poids. La présence de ces éléments traces pourrait être due à des processus d'adsorption sur des minéraux argileux et glauconitiques (Laouar et al., 2024).

-Le troisième groupe se compose d'échantillons riches en P₂O₅, principalement provenant des phosphates de Ain Aziz, avec des concentrations allant de 11.14 % en poids à 24.29 % en poids (moyenne de 18.75 % en poids). Cette association inclut également du TiO₂ ainsi qu'un ensemble d'éléments traces (U, Sc, As, Cr, Zn, Sr, Cu et Ba), dont la présence peut être interprétée par des mécanismes de substitution (Jarvis et al., 1994 ; Laouar et al., 2024). L'enrichissement en TiO₂ dans ce groupe pourrait indiquer une augmentation des apports de weathering dans les eaux interstitielles pendant l'événement ETM2, ce qui a facilité la mobilisation et le dépôt de phases détritiques (Hessler et al., 2017).

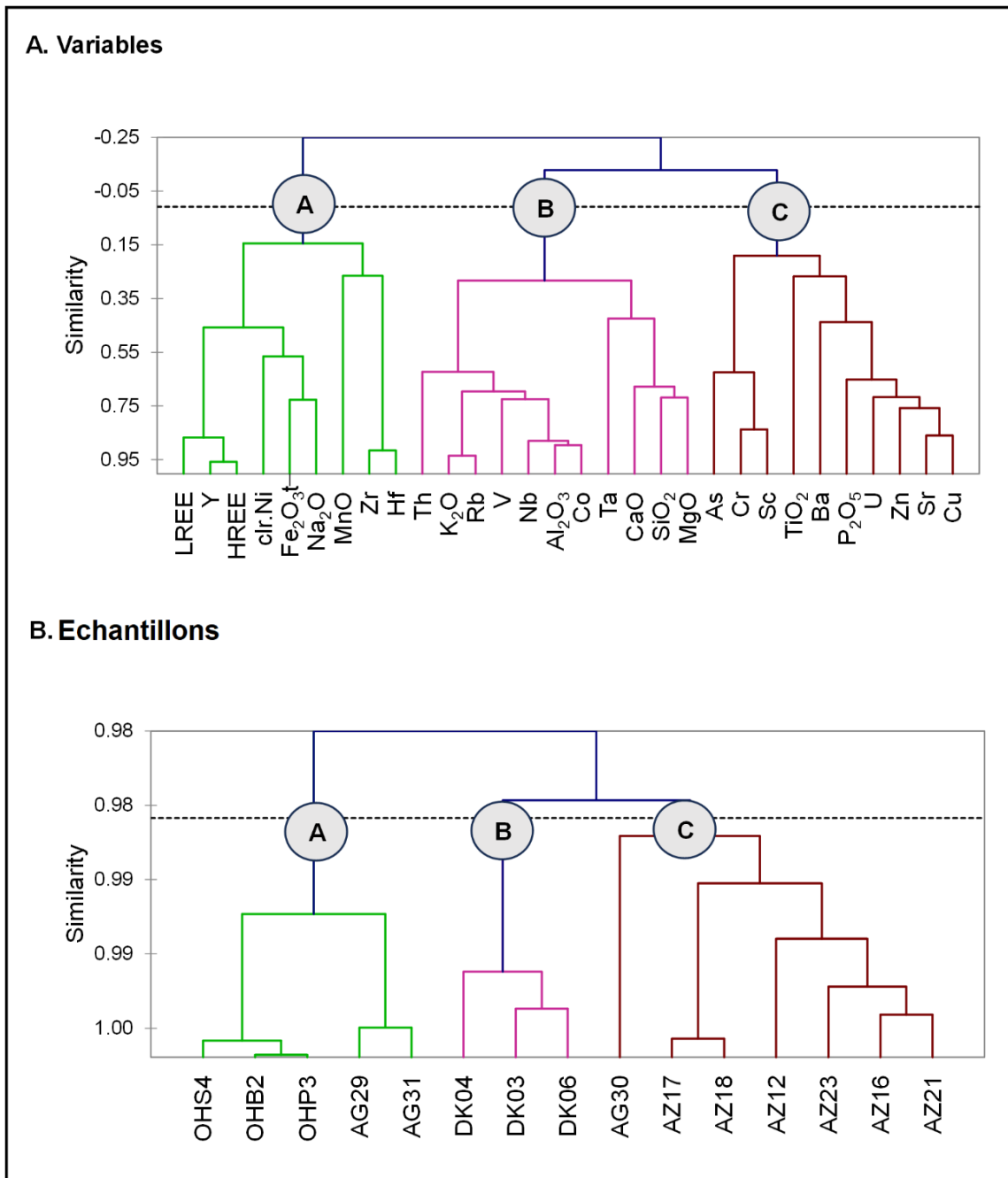


Fig. 57: Analyse de cluster hiérarchique des dendrogrammes des (A) variables clr et (B) échantillons de regroupement.

L'analyse de cluster hiérarchique a mis en évidence la diversité des faciès géochimiques, reflétant la conjugaison de processus diagenétiques, d'apports détritiques et de variations du taux de sédimentation sur la distribution des éléments métalliques et des terres rares. Cette diversité conforte l'idée d'une formation des phosphates dans un contexte

dynamique, où les conditions environnementales ont favorisé à la fois l'enrichissement en phosphates, la concentration de certains métaux et l'adsorption des terres rares, tout en limitant leur accumulation extrême.

Conclusion:

L'analyse géochimique suggère un dépôt par un courant ascendant dans un environnement profond à moins profond, plus riche en oxygène et plus turbulent que les bassins sud et est de l'île de Kasserine. Des conditions légèrement réductrices au début de la diagenèse ont facilité l'absorption intensive des terres rares et de certains éléments traces (par exemple Cr, V, Ni, U) à partir des eaux interstitielles. Cet environnement relativement appauvri a entraîné une glauconisation et la formation de glauconite, qui ont concentré davantage de P_2O_5 et de terres rares dans les niveaux intermédiaire et supérieur de phosphate de Ain Ghorab, les couches inférieure et supérieure de Ain Aziz et la couche intermédiaire de Djebel Dekma, par le biais de mécanismes de substitution et d'adsorption.

Cependant, ces indices de phosphate sont moins riches que ceux du sud du bassin de Tébessa (Kef Essenoun et Bled El Hadba) et similaires à ceux du nord du bassin (Ain Dibba et Ain Kissa). Ils peuvent toutefois servir de source secondaire pour ces éléments.

CHAPITRE VI
CONDITIONS
PALEOENVIRONNEMENTALES
DE LA SEDIMENTATION DES
PHOSPHATES

CHAITRE VI

CONDITIONS PALEOENVIRONNEMENTALES DE SEDIMENTATION DES PHOSPHATES

Les études sur la géochimie des terres rares constituent souvent un outil efficace pour élucider l'histoire de la formation des phosphates, les conditions paléoenvironnementales de dépôt (par exemple, Jarvis, 1992 ; Ilyin, 1998) et évaluer les conditions redox, à travers l'analyse des fractionnements, des profils normalisés et des anomalies associées. De nombreux travaux ont approfondi leur comportement dans divers contextes sédimentaires et diagenétiques (ex., Alibo et Nozaki, 1999; Reynard et al., 1999; Bau and Dulski, 1996; Ounis et al., 2011; Garnit et al., 2012; Kechiched et al., 2016; Kocsis et al., 2016; Kechiched et al., 2020; Ferhaoui et al., 2022 ; Laouar et al., 2024 ; Diab et al., 2024).

VI.1. Normalisation des éléments de terres rares

L'étude du comportement chimique des terres rares (enrichissement ou appauvrissement) nécessite une normalisation par rapport à un standard de référence. Dans cette étude, la normalisation a été réalisée en utilisant le PAAS (Post-Archean Australian Shale ; McClellan, 1989), couramment appliqué aux roches sédimentaires et, plus particulièrement, aux roches phosphatées (McArthur et Walsh, 1984 ; McClellan, 1989 ; Sholkovitz, 1995 ; Bau et Dulski, 1996 ; Hannigan et Sholkovitz, 2001 ; Haley et al., 2004 ; Picard et al., 2002 ; Lécuyer et al., 2004 ; Ounis et al., 2008 ; Garnit et al., 2012 ; Kocsis et al., 2016). La normalisation implique de diviser la concentration de chaque élément d'échantillon sur la concentration du PAAS (Tableau. 7).

Tableau. 7 : Concentrations des ETRs au PAAS «Post-Archean Australian Shale» (McClellan, 1989).

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	DY	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.08	4.66	0.77	4.68	0.99	2.85	0.4	2.82	0.43

Dans les phosphates de la zone des nappes, les teneurs en ETRs normalisées selon Post-Archean Australian Shale (PAAS) (McLennan, 1989) présentent des teneurs en ETRs lourds relativement élevées par rapport aux profils des ETRs légers (Fig. 58). Ces teneurs révèlent également une anomalie négative en cérium à des degrés divers. Les anomalies de Cerium (Ce_{an}) ont été mesurées, en se basant sur la méthode de Wright et al., 1987.

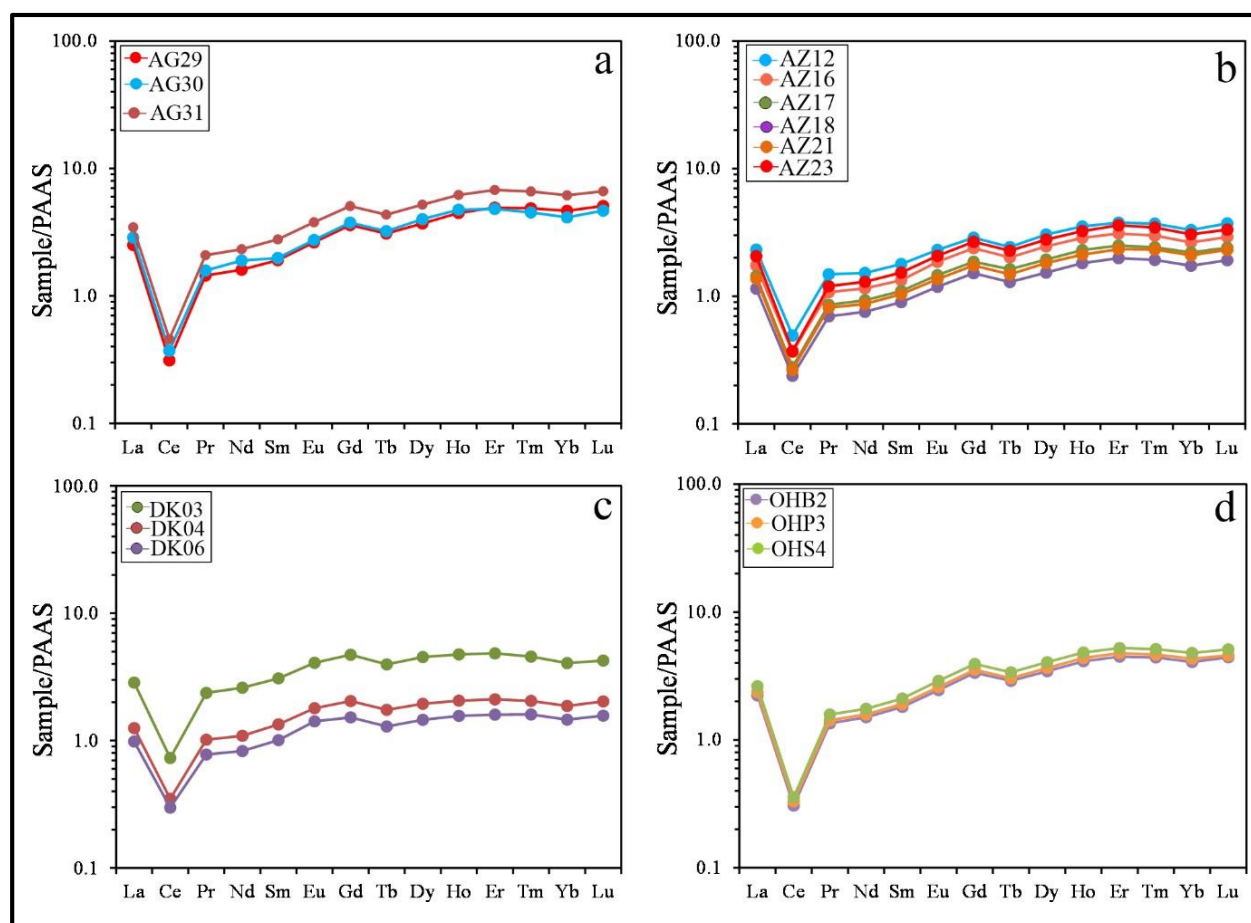


Fig. 58 : Modèles ETRs normalisés PAAS (McLennan, 1989) des échantillons étudiés provenant de (a) : Ain Ghorab. (b) : Ain Aziz. (c) : Djebel Dekma et (d) : Oued Halia.

VI.2. Comportement des éléments de terre rares à l'eau de mer

Les ETRs dans l'eau de mer présentent un fractionnement lié à leur interaction avec les carbonates : les ETR légères sont principalement adsorbées sur les particules sédimentaires, tandis que les ETR lourdes restent en solution, entraînant un enrichissement relatif de l'eau de mer en HREE (Sholkovitz et al., 1994). Ce spectre caractéristique s'accompagne d'une anomalie négative en Cérium, due à l'oxydation du Ce³⁺ en Ce⁴⁺ et à sa précipitation.

L'amplitude de l'anomalie en cérium constitue un indicateur pertinent pour l'étude des conditions redox (Reynard et al., 1999). Il convient également de souligner que les concentrations en ETRs peuvent varier en fonction des fluctuations du potentiel redox et/ou des conditions de pH (Elderfield et Pagett, 1986 ; Otsuka et Terakado, 2003 ; Haley et al., 2004). Par ailleurs, l'enrichissement en terres rares intermédiaires (MREE) est généralement attribué à une recristallisation diagénétique tardive, au cours de laquelle les phénomènes de substitution, régis par les propriétés chimiques des ETRs, jouent un rôle déterminant (Picard et al., 2002 ; Lécuyer et al., 2004 ; Reynard et al., 1999).

Lors de la diagenèse précoce, l'incorporation quantitative des ETRs, sans fractionnement notable, joue un rôle essentiel dans leur fixation (Reynard et al., 1999). Les spectres ainsi enregistrés traduisent généralement les conditions primaires de l'environnement de dépôt. La distribution et les concentrations des ETRs dans les apatites dépendent principalement de la composition chimique des fluides présents dans l'environnement sédimentaire et/ou des processus diagénétiques (Lécuyer et al., 2004).

VI.2.1. Résultats obtenus

Dans la zone des nappes, le fractionnement entre les terres rares légères (LREE) et les terres rares lourdes (HREE) peut être évalué à l'aide des rapports $(La/Yb)_N$. Les phosphates de Ain Ghorab, Ain Aziz et de Djebel Dekma affichent des valeurs relativement élevées, avec des moyennes de $(La/Yb)_N$ égales respectivement à 0.60 ; 0.67 et 0.68. Ces valeurs sont légèrement supérieures à celles enregistrées dans l'eau de mer moderne, où Reynard et al. (1999) indiquent des rapports $(La/Yb)_N$ compris entre 0.2 et 0.5. Toutefois, les valeurs les plus faibles de $(La/Yb)_N$ sont observées dans les phosphates de Oued Halia, avec une moyenne de 0.55, traduisant un enrichissement en HREE (Tableau. 8,9).

Par ailleurs, le fractionnement entre les MREE et les HREE peut être évalué à l'aide des rapports $(Gd/Yb)_N$. Les phosphates de Ain Ghorab, de Ain Aziz et de Oued Halia présentent les valeurs les plus faibles de $(Gd/Yb)_N$, comprises entre 0.77 et 0.91, avec une moyenne de 0.84. En revanche, les calcaires phosphatés de Djebel Dekma se distinguent par des valeurs plus élevées, variant entre 1.04 et 1.16, pour une moyenne de 1.10. Cette différence traduit un léger enrichissement en MREE dans les calcaires phosphatés de Djebel Dekma par rapport aux phosphates des autres localités.

Le diagramme $(Sm/Pr)_N$ par rapport à $(Sm/Yb)_N$ (Fig. 59) met également en évidence l'enrichissement en HREE dans les phosphates analysées, qui est principalement dû à l'influence importante de l'eau de mer lors des processus de phosphatation, de glauconitisation et de diagenèse. Cet enrichissement est comparable à celui observé dans les phosphates du bassin nord de la région de Tébessa. En revanche, les gisements situés dans le bassin sud présentent des phosphates qui sont davantage enrichies en MREE. Cela met en lumière les influences paléoenvironnementales, paléogéographiques et diagénétiques sur la répartition des ETR dans ces gisements.

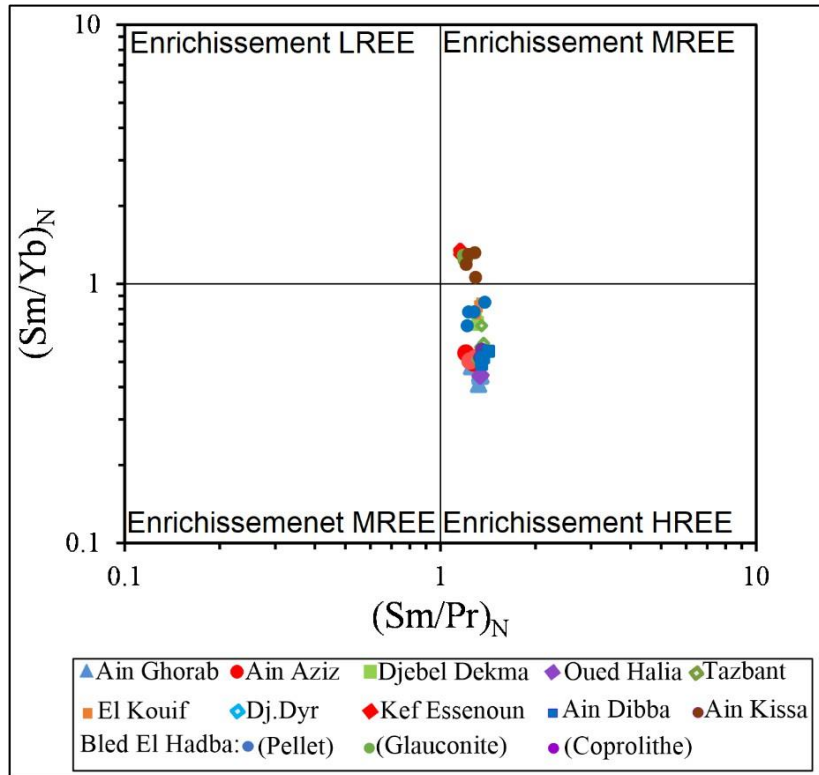


Fig. 59 : Diagrammes binaires $(Sm/Pr)_N$ vs $(Sm/Yb)_N$ (d'après Garnit et al., 2012 ; Kechiched et al., 2016) montrant l'enrichissement en HREE des phosphates et des calcaires phosphatés étudiés.

En outre, tous les phosphates étudiés de la région de la zone des nappes présentent des rapports $(La/Sm)_N$ allant de 0.93 à 1.45 (Tableau. 8), ce qui correspond aux valeurs de l'eau de mer moderne (0.6 à 1.6) citées par Reynard et al. (1999) (Fig. 60) ; cela ne peut se produire qu'au début de la diagenèse en raison de l'adsorption. De plus, les rapports $(La/Yb)_N$ varient de 0.55 à 0.70. Ces valeurs sont légèrement supérieures à celles de l'eau de mer contemporaine (0.2 à 0.5 ; Reynard et al., 1999) (Fig. 60), ce qui indique une diagenèse précoce et un enrichissement en terres rares par des mécanismes de substitution et d'adsorption sur l'apatite à l'interface entre l'eau de mer et les sédiments. Ce phénomène est évident à plus grande échelle et comparable à la plupart des phosphates d'Afrique du Nord (Garnit et al., 2017 ; Kechiched et al., 2016, 2020 ; Laouar et al., 2024 ; Diab et al., 2024).

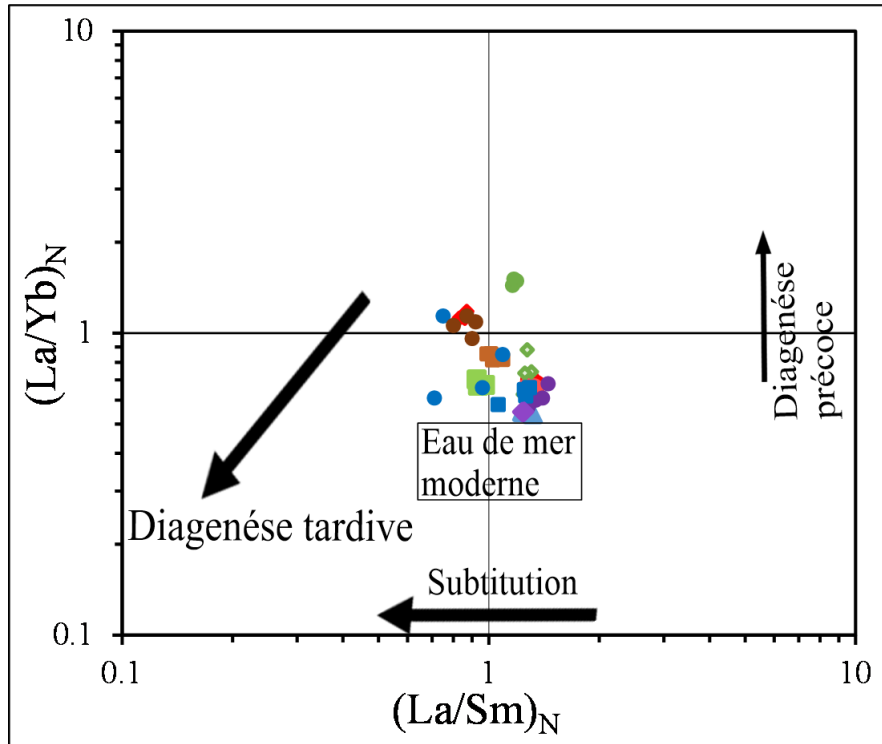


Fig. 60 : Diagrammes binaires $(La/Yb)_N$ vs $(La/Sm)_N$ (Reynard et al., 1999) montrant des rapports $(La/Yb)_N$ relativement élevés par rapport à ceux de l'eau de mer et une tendance à une diagenèse précoce.

VI.3. Environnement paléo-sédimentaire et enrichissement en éléments de terres rares

D'après plusieurs recherches, il est possible d'évaluer les conditions redox de l'environnement de dépôt en analysant les différentes anomalies, comme Ce, Eu et Y, qui se trouvent dans les motifs ETRs + Y normalisés par PAAS. En outre, de nombreux éléments traces montrent une sensibilité extrême aux conditions redox, tels que : U, V, Cr et Fe (voir, Jones et Manning, 1994 ; Tribovillard et al., 2006 ; Zhou et Jiang, 2009 ; Baioumy et Lehmann, 2017). La compréhension des conditions redox durant le dépôt de phosphate dépend principalement du comportement de ces éléments face à diverses conditions de réduction/oxydation.

Les valeurs de Ce/Ce^* et l'anomalie de cérium $Cean$ peuvent être dérivées des équations suivantes : $Ce/Ce^* = 3Ce_N / (2La_N + Nd_N)$ et $Cean = \log Ce/Ce^*$ (Wright et al., 1987). De façon similaire, le calcul pour Eu/Eu^* est obtenu à l'aide de l'équation $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)0.5$

(Taylor et McLennan, 1985). L'équation pour Pr/Pr^* est calculée comme $2Pr_N/(Ce_N + Nd_N)$ (Bau et Dulski, 1996). Enfin, le calcul de Y/Y^* est obtenu en utilisant l'équation $2Y_N/(Dy_N + Ho_N)$ (Fazio et al., 2007).

VI.3.1. Anomalie du cérium

La quantité de Ce dans l'eau de mer est considérablement réduite en raison de l'adsorption du Ce^{3+} à la surface des oxyhydroxydes de Mn et de Fe et de son oxydation en Ce^{4+} . L'anomalie négative du cérium dans l'eau salée est causée par ce processus d'oxydation (par exemple, German et Elderfield, 1990 ; Tostevin et al., 2016 ; Bau et Dulski, 1996). Dans les environnements marins oxygénés, on observe souvent une anomalie de cérium, qui est généralement interprétée comme un indicateur des conditions redox. Les anomalies négatives relativement prononcées observées pour le cérium sont typiques des eaux océaniques modernes et caractérisent les échantillons de phosphates de la zone de nappe étudiée (-0.50 au -0.85) ainsi que toutes les phosphates citées ci-dessus (Tableau. 8,9). En revanche, les phosphates du bassin sud de la région de Tébessa, en Algérie, et de Gafsa-Metlaoui, en Tunisie, se caractérisent par une anomalie moins prononcée pour le cérium en raison de leur environnement plus profond et plus confiné (Kechiched et al., 2020 ; Laouar et al., 2024 ; Garnit et al., 2017). Cependant, la présence de glauconite dans certaines couches moyennes et supérieures du phosphate indique un environnement localement semi-réduit.

Les anomalies de Ce sont souvent analysées à l'aide du diagramme Pr/Pr^* contre Ce/Ce^* proposé par Bau et Dulski (1996). Tous les échantillons examinés se situent dans le champ d'anomalies Ce négatives réelles (champ IIIb), comme le montre la figure 61. Cela suggère que Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma et Oued Halia se trouvaient dans un environnement oxygéné et profond lorsque les phosphates se sont déposés. Même si les anomalies mesurées sont plus élevées, elles sont similaires à celles observées dans d'autres phosphates du nord du bassin de Tébessa, telles que Djebel El Kouif, Djebel Dyr et Tazbant,

qui ont une valeur moyenne de -0.51 (Kechiched et al., 2020), ainsi qu'Ain Dibba et Ain Kissa, avec une valeur moyenne de -0.67 et -0.63 (Diab et al., 2024), par rapport à celles trouvées dans le bassin sud algérien. En outre, il est important de noter que l'amplitude de l'anomalie Ce dans les phosphates de Ain Ghorab, de Ain Aziz, de Djebel Dekma et de Oued Halia augmente (devient plus fortement négative). Cela peut indiquer des environnements plus profonds (riches en foraminifères planctoniques), car cela implique que la partie nord-ouest de l'île de Kesserine avait un environnement sédimentaire moins profond et plus oxydant que les parties sud et est.

L'anomalie Ce dans les phosphates de Ain Ghorab présente des valeurs croissantes vers la partie supérieure (avec une augmentation des niveaux de glauconite et de terres rares) après avoir légèrement diminué de la partie intermédiaire vers la partie inférieure, qui est moins riche en particules de glauconite et donc en terres rares. Dans les indices de Ain Aziz, les valeurs augmentent depuis la couche inférieure, vers la partie supérieure, puis diminuent dans la couche intermédiaire (avec une diminution des teneurs en glauconite et en terres rares).

L'environnement sédimentaire était caractérisé par des conditions de sous-réduction, en particulier dans les phosphates trouvés dans la partie supérieure des indices de Ain Ghorab et dans la partie inférieure et supérieure à Ain Aziz. Dans les phosphates sud de Souk Ahras (Djebel Dekma), l'anomalie Ce présente des valeurs décroissantes (amplitude croissante Ce/Ce*) vers les parties inférieure et supérieure, ce qui s'accompagne d'une diminution de la teneur en particules de glauconite et en terres rares par rapport aux parties centrales. L'environnement sédimentaire de la partie inférieure des indices de Ain Ghorab, des couches moyennes des phosphates de Ain Aziz et des parties inférieure et supérieure des phosphates de Djebel Dekma était caractérisé par des niveaux d'oxygène élevés, ce qui a limité les processus de glauconitisation et entraîné l'absence de grains de glauconite.

Tableau 8 : Résultats du calcul de l'anomalie en cérium (Cean) et Eu/Eu* de phosphates de la zones des nappes.

Echantillons	Ain Ghorab			Ain Aziz				Oued Halia		
	21AGAW 29	21AGAW 30	21AGAW 31	24AZAW 12	24AZAW 16	24AZAW 21	24AZAW 23	22OHAW B2	22OHAW P3	22OHAWS4
(La/Sm) _N	1.32	1.45	1.24	1.30	1.30	1.33	1.34	1.23	1.24	1.25
(La/Yb) _N	0.54	0.69	0.56	0.70	0.66	0.66	0.67	0.55	0.55	0.55
(La/Nd) _N	1.56	1.52	1.49	1.52	1.51	1.58	1.59	1.48	1.49	1.50
(Sm/Yb) _N	0.41	0.48	0.45	0.54	0.50	0.49	0.50	0.44	0.44	0.44
(Sm/Pr) _N	1.32	1.25	1.33	1.20	1.24	1.27	1.28	1.34	1.34	1.33
Pr/Pr*	1.50	1.40	1.50	1.47	1.41	1.43	1.441	1.49	1.49	1.50
Ce/Ce*	0.14	0.15	0.15	0.24	0.24	0.22	0.20	0.15	0.16	0.15
Eu/Eu*	1.12	1.14	1.35	1.07	0.96	0.82	1.01	1.08	1.11	1.18
Ce Anom	-0.85	-0.84	-0.83	-0.62	-0.62	-0.66	-0.69	-0.81	-0.80	-0.82
Y/Y*	2.16	2.04	2.12	2.22	2.18	2.29	2.22	2.13	2.14	2.12
Y/Ho	53.76	51.28	53.1	56.45	55.1	58.09	56.07	53.32	53.44	53.13

Tableau 9 : Résultats du calcul de l'anomalie en cérium (Cean) et Eu/Eu* de calcaires phosphatés de la zones des nappes.

Sample	Ain Aziz				Djebel Dekma		
	24AZAW12	24AZAW16	24AZAW21	24AZAW23	23DKAW03	23DKAW04	23DKAW06
(La/Sm) _N	1.30	1.30	1.33	1.34	0.93	0.93	0.97
(La/Yb) _N	0.70	0.66	0.66	0.67	0.67	0.70	0.67
(La/Nd) _N	1.52	1.51	1.58	1.59	1.15	1.10	1.19
(Sm/Yb) _N	0.54	0.50	0.49	0.50	0.72	0.76	0.69
(Sm/Pr) _N	1.20	1.24	1.27	1.28	1.32	1.30	1.30
Pr/Pr*	1.47	1.41	1.43	1.441	1.41	1.42	1.38
Ce/Ce*	0.24	0.24	0.22	0.20	0.29	0.26	0.32
Eu/Eu*	1.07	0.96	0.82	1.01	0.97	1.46	0.89
Ce Anom	-0.62	-0.62	-0.66	-0.69	-0.54	-0.58	-0.50
Y/Y*	2.22	2.18	2.29	2.22	1.82	1.73	1.77
Y/Ho	56.45	55.1	58.09	56.07	48.14	46.07	46.10

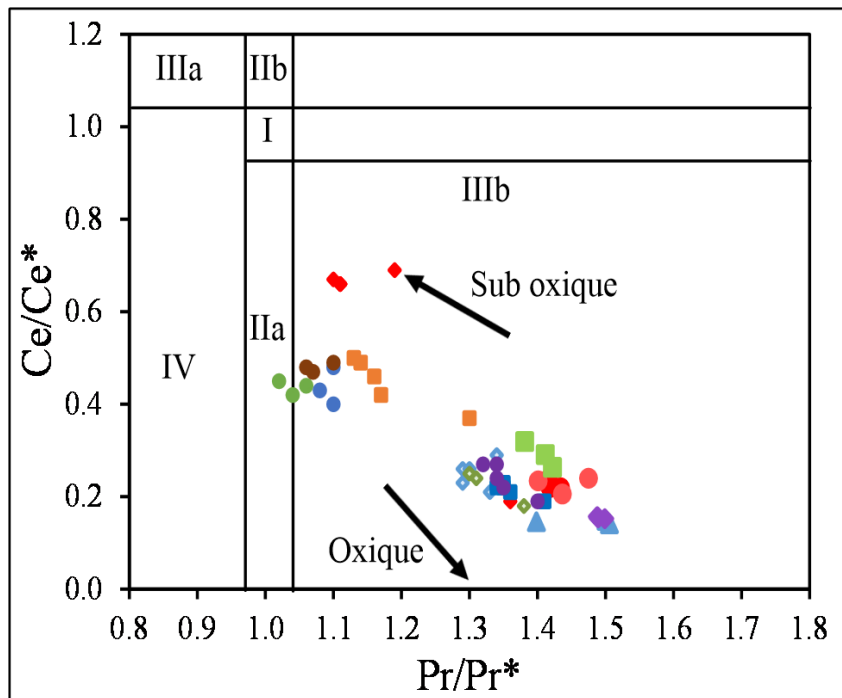


Fig. 61 : Diagramme Pr/Pr* vs. Ce/Ce* (d'après Bau et Dulski, 1996) montrant des conditions oxydantes de plus en plus importantes pour le dépôt de phosphates de Aïn Ghorab, de Aïn Aziz, de Djebel Dekma et de Oued Halia ; tous les échantillons étudiés se situent dans le champ IIIb, ce qui indique de réelles anomalies négatives de Ce : (Champ I : aucune anomalie ; champ IIa : anomalie positive de La provoquant une anomalie négative apparente de Ce ; champ IIb : anomalie négative de La provoquant une anomalie positive apparente de Ce ; champ IIIa : anomalie positive réelle de Ce ; champ IV : anomalie positive de La masquant une anomalie positive de Ce).

Le graphique représentant l'anomalie Ce par rapport au Nd (Fig. 62) proposé par Wright et al. (1987), montre des conditions plus oxydantes pour le dépôt des phosphates de la zone des nappes, avec une tendance à une sédimentation rapide. Ceci est lié à des mécanismes de glauconitisation, ainsi qu'à un enrichissement en Nd et en ETR.

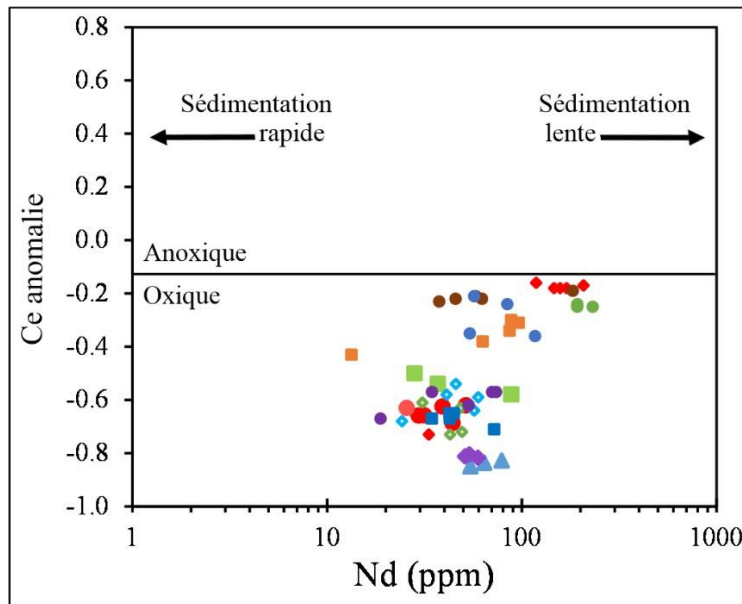


Fig. 62 : Diagramme Ce anomalie vs Nd (Wright et al., 1987) montrant des conditions plus oxydantes pour l'environnement sédimentaire des phosphates étudiées, ainsi que pour celles de Dj. Dyr, Tazbant et El Kouif, de même que ceux de Ain Dibba et de Ain Kissa (Kechiched et al., 2020 ; Diab et al., 2024) appartenant au bassin nord. Ces conditions contrastent avec celles observées dans les phosphates du bassin sud d'Algérie, notamment à Kef Essenoun (Kechiched et al., 2020) et à Bled El Hadba (Laouar et al., 2024).

VI.3.2. Anomalie de l'euporium

L'euporium, comme d'autres éléments des terres rares, existe généralement à l'état trivalent. Cependant, dans des environnements réduits, Eu^{3+} peut être réduit à Eu^{2+} (par exemple, Brookins, 1989 ; Shield et Stille, 2001). Il peut donc être utilisé comme moyen de surveillance des conditions de sédimentation. En général, une anomalie positive de l'Eu est interprétée comme un indicateur de conditions réductrices à anoxiques, de températures élevées et d'un apport hydrothermal en terres rares (Michard et al., 1983 ; Stalder et Rozendaal, 2004 ; Schmidt et al., 2007 ; Bau et al., 2010). Le potentiel d'oxydation de Eu^{3+} à Eu^{2+} est de -0,43 V, car la limite inférieure de stabilité dans l'eau est fonction à la fois de l'Eh et du pH. Ce faible potentiel d'oxydation nécessiterait un pH d'au moins 3.7 (Garrles et Christ, 1965). Cependant, les gisements de phosphate contenant de la calcite et de la dolomite suggèrent que le pH était

probablement supérieur à 8, ce qui laisse penser qu'il était peut-être suffisamment élevé pour permettre la réduction de Eu^{+3} en Eu^{+2} (Bass Becking et al., 1960 ; Garrels et Christ, 1965 ; Ismael, 2002). En outre, l'anomalie Eu (Eu/Eu^*), souvent considérée comme un indicateur des conditions redox du dépôt de phosphorite (par exemple, Kechiched et al., 2020 ; Laouar et al., 2024).

Les rapports Eu/Eu^* dans les phosphates étudiées, dans leur ensemble, présentent des anomalies positives, allant de 1.12 à 1.35 pour les phosphates de Ain Ghorab, de 0.76 à 1.07 pour celles de Ain Aziz, de 0.89 à 1.46 pour celles de Djebel Dekma et 1.08 à 1.18 pour Oued Halia. Les valeurs maximales sont observées dans les phosphates riches en glauconite de Ain Ghorab. En général, ces valeurs ressemblent à celles notées dans les phosphates du bassin nord de la paléo-île de Kasserine, comme les gisements de Ain Dibba et Ain Kissa, de Djebel El Kouif et de Djebel Dyr (Kechiched et al., 2020 ; Diab et al., 2024) en Algérie et les phosphates de Sra Ouertane en Tunisie (Garnit et al., 2017). En outre, une corrélation positive significative a été observée entre Eu/Eu^* et ΣETRs ($r = 0.97$) (Fig. 63). Cela indique une relation marquée entre les valeurs d'anomalie positive d'Eu et l'enrichissement en ETR. Ces valeurs ont été perçues comme reflétant des conditions plus oxydantes pour le dépôt de phosphate. Néanmoins, des valeurs considérablement plus élevées sont notées dans le bassin sud des phosphates de la paléo-île de Kasserine : Kef Essenoun (1.96-2.14 ; Kechiched et al., 2020) et Bled El Hadba (1.03-3.38 ; Laouar et al., 2024) et Gafsa Metlaoui (Garnit et al., 2017). Ces valeurs sont interprétées comme indiquant des conditions plus réduites que celles du bassin nord.

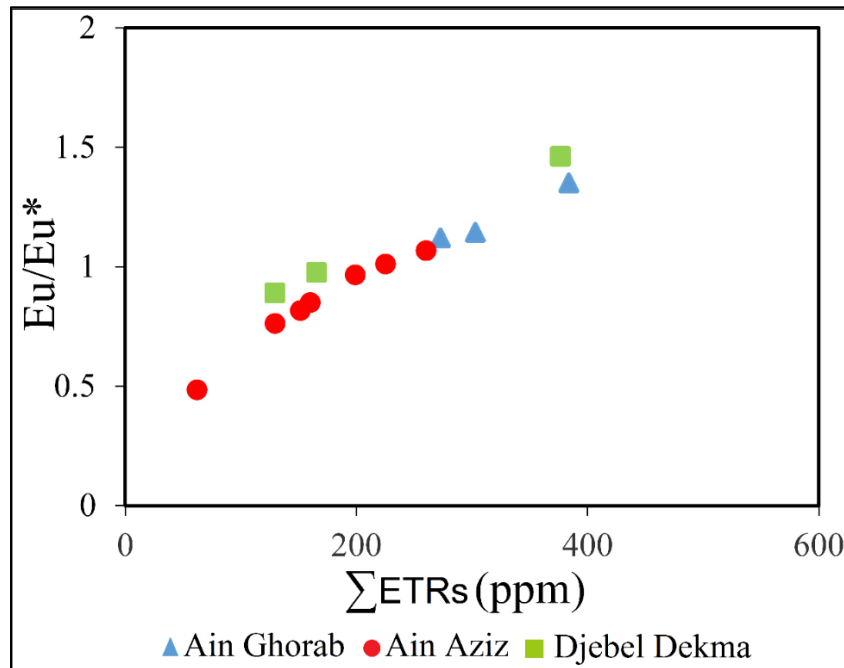


Fig. 63 : Les variations de ETRs par rapport à Eu/Eu^* dans les phosphates de la zone des nappes.

VI.3.3. Anomalie de l'yttrium

Selon Shields et Stille (2001), les rapports Y/Y^* et La/Nd dans l'eau de mer moderne oscillent respectivement entre 1.5 et 2.3 et entre 0.8 et 1.3. Les valeurs de l'anomalie d'yttrium (Y/Y^*) relevées dans les phosphates de la zone de nappe (Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia), qui sont presque toutes supérieures à 2 (variant entre 2.04 et 2.29) avec une moyenne de 2.11, 2.23 et 2.13 respectivement, renforcent l'hypothèse d'une source d'altération plutôt que celle de processus diagénétiques tardifs (Kechiched et al., 2024 ; Tanaka et al., 2022). Tandis que les valeurs La/Nd varient entre 1.49 au 1.52 à Ain Ghorab, 1.51 au 1.59 à Ain Aziz, 1.10 au 1.19 à Djebel Dekma et 1.49 au 1.50 à Oued Halia. Ces résultats indiquent une source d'eau de mer moderne (Shields et Stille, 2001).

La corrélation positive observée entre l'anomalie Y et les rapports $(\text{La/Nd})_N$ ($r= 0.96$) (Fig. 64a) démontre une forte relation entre le comportement de Y et La dans l'eau de mer et/ou l'eau interstitielle des sédiments (Fazio et al., 2007). De plus, les corrélations négatives modérées observées entre les anomalies Ce et Y, ainsi qu'entre l'anomalie Ce et les rapports

(La/Nd_N), indiquent probablement une diagenèse précoce ($r = -0.52$ et $r = -0.67$, respectivement) (Fig. 64b,c). Ces observations sont également cohérentes avec celles rapportées dans d'autres phosphates d'Afrique du Nord (par exemple, Garnit et al., 2017 ; Kechiched et al., 2020 ; Ferhaoui et al., 2022 ; Laouar et al., 2024 ; Diab et al., 2024).

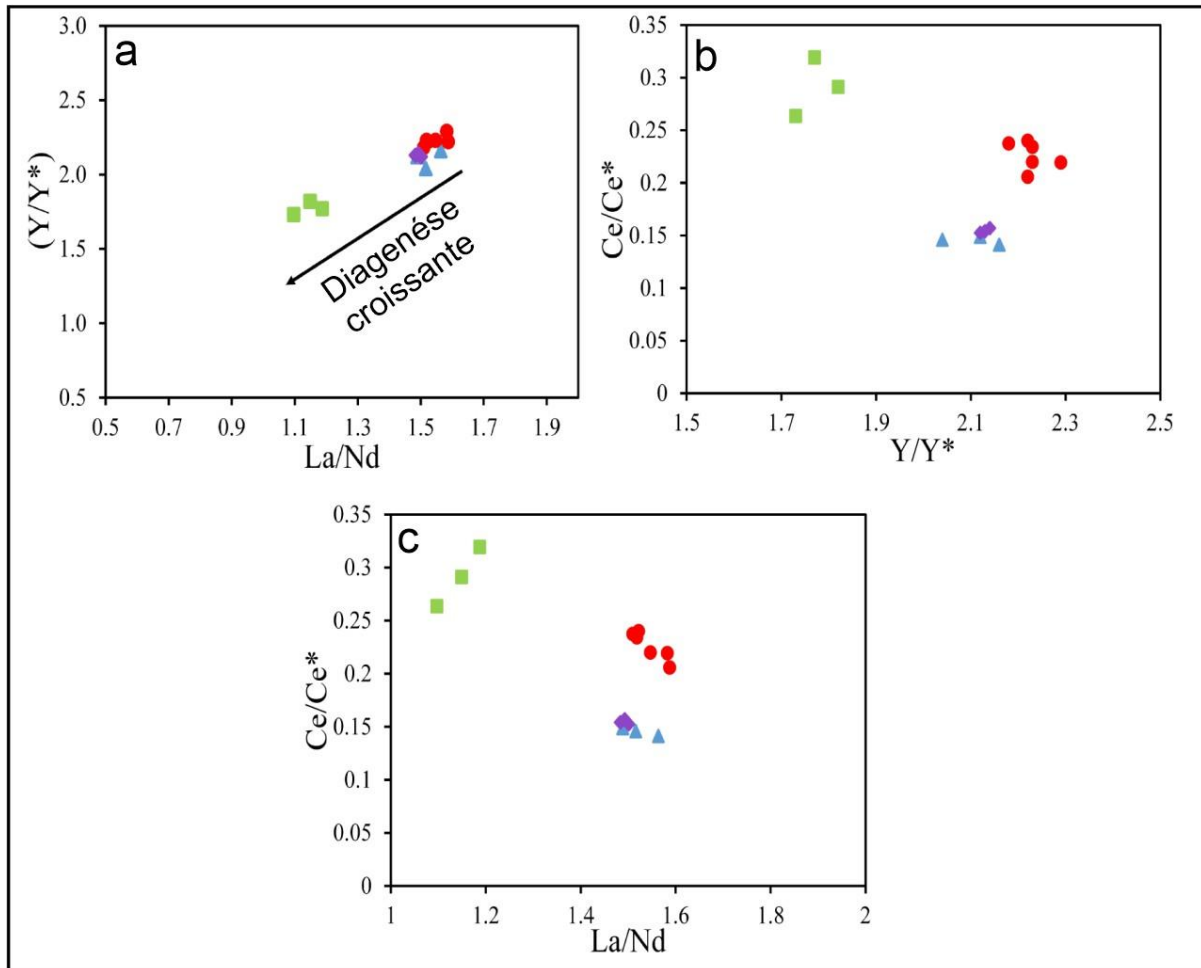


Fig. 64 : Diagrammes binaires de (a) La/Nd vs. Y/Y^* , (b) Y/Y^* vs. Ce/Ce^* , et (c) La/Nd vs. Ce/Ce^* (Fazio et al., 2007).

Le rapport Y/Ho est un paramètre utile qui peut fournir des informations sur l'influence de l'apport détritique siliciclastique. Le fractionnement de Y-Ho est principalement attribué à la disparité dans la réactivité des particules marines, où Ho est plus capté que Y par les particules d'oxyhydroxyde de ferromanganèse hydrogéné dans les conditions marines (Bau, 1996, 1999 ; Koschinsky et al., 1997). Les échantillons de phosphate de la zone des nappes

examinés présentent des rapports Y/Ho compris entre 46,07 et 58,09. Ces valeurs sont tout à fait cohérentes avec la fourchette observée dans l'eau de mer par Bau et Dulski (1994), ce qui exclut la possibilité d'un impact significatif des apports terrigènes, mais sont nettement éloignés de la valeur terrigène de 28 (Bau, 1996 ; Bau et Dulski, 1996 ; Nozaki et al., 1997 ; Webb et Kamber, 2000 ; Zhao et Jones, 2013).

VI.4. Effet de l'événement du maximum thermique de l'Éocène (ETM 2 et ETM 3)

Il est largement reconnu que la transition entre le Paléocène et l'Éocène a été caractérisée par plusieurs millions d'années de réchauffement climatique, ainsi que par des événements de réchauffement soudains et transitoires, désignés sous le terme d'hyperthermaux. Ces phénomènes ont débuté il y a environ 58 millions d'années, précédés par les deux hyperthermaux les plus significatifs du Paléogène : le maximum thermique du Paléocène-Éocène (PETM) à environ 56 Ma et le maximum thermique de l'Éocène 2 (ETM2) à environ 54 Ma (par exemple, Harper et al., 2024 ; Lourens et al., 2005 et références citées) (Fig. 65). Les deux événements se caractérisent par une période courte (moins de 200 000 ans ; Kennett et Stott, 1991 ; Harper et al., 2024 ; Slotnick et al., 2012). Les événements PETM et ETM 2 ont largement contribué à l'absorption de CO₂ très appauvri en ¹³C dans les eaux marines à l'échelle mondiale, entraînant une diminution du pH océanique et de la saturation en CaCO₃, un phénomène connu sous le nom d'acidification des océans (Zachos et al., 2005 ; Babila et al., 2018 ; Harper et al., 2020). Cela a été marqué par un réchauffement rapide (la température a augmenté jusqu'à 10°C dans les hautes altitudes et les eaux de surface, et jusqu'à 5°C dans les profondeurs marines (cf. Frieling et al., 2018 ; Harper et al., 2018 ; Thomas, 2007 ; Agterhuis et al., 2022)) et par une désoxygénation.

L'augmentation à long terme de la température et les événements "hyperthermaux" à court terme associés à d'importantes injections de carbone appauvri en ¹³C dans le système océan-atmosphère étaient probablement les conséquences d'une augmentation de l'exhalaison

du manteau et de la libération de quantités considérables de carbone méthane provenant de réservoirs de gaz-hydrate en décomposition (par exemple, Bains et al., 2000 ; Kender et al., 2021). Les enregistrements sédimentaires du Paléocène au début de l'Éocène affichent un certain nombre de critères lithologiques, minéralogiques, géochimiques et biologiques indiquant les perturbations environnementales et les réajustements des écosystèmes associés à ce réchauffement climatique dramatique (Gawenda et al., 1999).

Les observations de terrain, ainsi que les études pétrographiques et minéralogiques, indiquent clairement que les phosphates de la zone de nappe et leurs calcaires et marnes hôtes d'âge éocène inférieur à moyen ont été fortement affectées par l'événement thermique maximum 2 (ETM2) éocène. L'aspect sombre des différentes faciès, l'abondance de pyrite, de glauconite, que ce soit sous forme de grains distincts ou comme ciment des particules phosphatiques, ainsi que les grandes quantités de matière organique dans la matrice et les particules phosphatiques des phosphates étudiées, pointent tous vers un environnement réduit (désoxygéné) durant les premiers processus diagenétiques (Abdelmoumene et al., 2025).

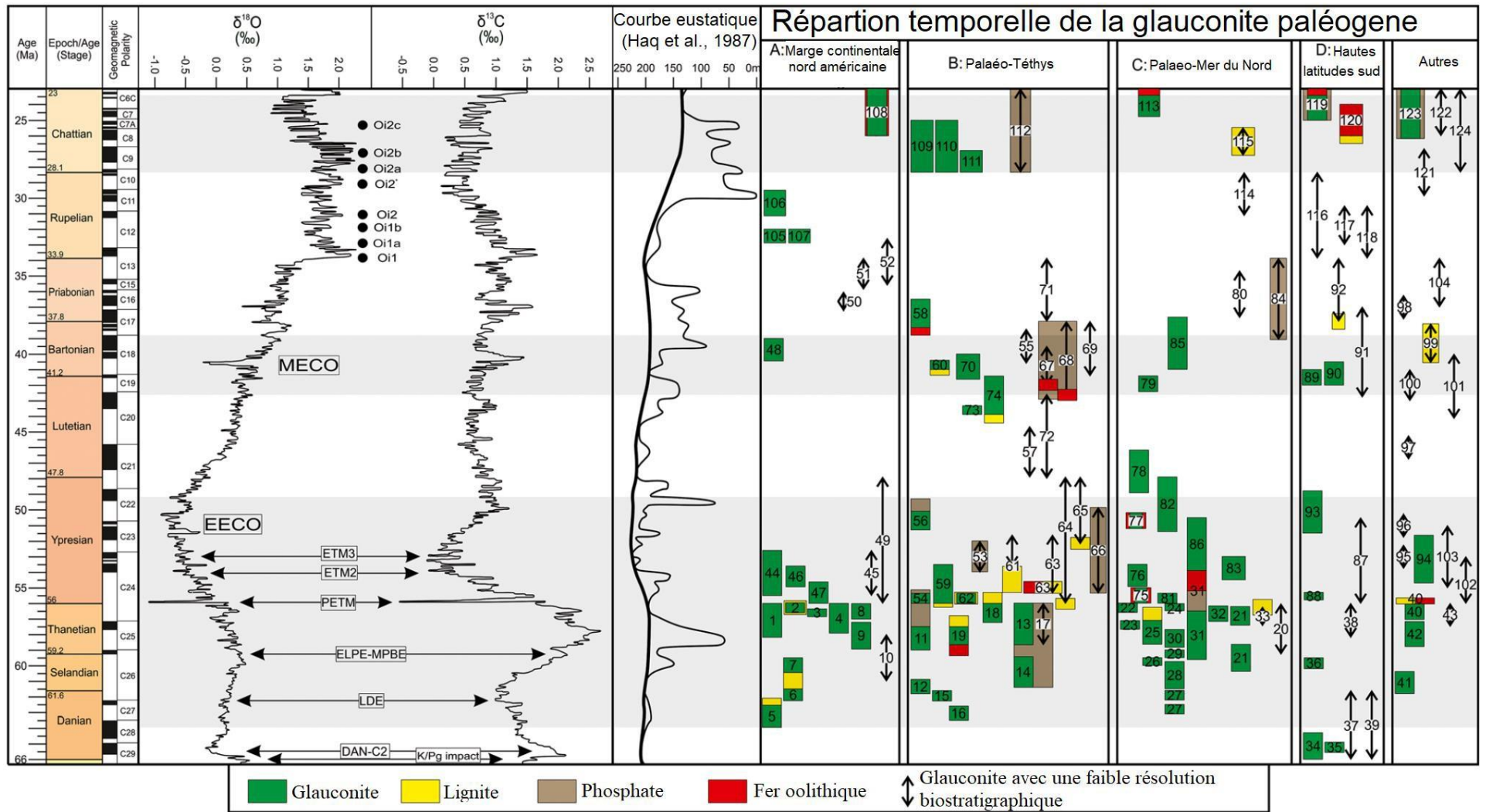


Fig. 65 : Répartition temporelle de la glauconite, du lignite, du phosphate et du fer oolithique du Paléogène dans différentes zones géographiques

(Banerjee et al., 2020).

MECO : optimum climatique du milieu de l'Éocène ;
EECO : optimum climatique du début de l'Éocène ;
ETM2 : maximum thermique de l'Éocène ;
ETM3 : maximum thermique de l'Éocène ;
PETM : maximum thermique du Paléocène-Éocène ;
ELPE : événement du début de la fin du Paléocène ;
MPBE : événement biotique du milieu du Paléocène ;
LDE : événement du Danien supérieur ;
MPBE : événement biotique du Paléocène moyen ;
DAN-C2 représente deux excursions isotopiques de courte durée du carbone et de l'oxygène au début du Danien (Gradstein et al., 2012) ;
Les cercles noirs pleins avec « Oi » représentent les événements d'excursion isotopique de l'Oligocène (Miller et al., 2009).

En outre, l'apparition de tests de foraminifères comme noyaux de plusieurs pseudo-oolites phosphatiques uniquement dans ces phosphates algériennes pourrait indiquer une remobilisation des tests d'espèces benthiques, qui ont par la suite été recouverts par de la matière phosphatique durant les processus de phosphatation. L'enrichissement en Fe, Si, K, Mg et Al des phosphates de la zone de nappe représente un autre élément en faveur de l'effet ETM 2. En effet, ces éléments qui étaient issus de l'altération durant cette période ont été transportés par les eaux de surface et concentrés dans les eaux océaniques (par exemple, Slotnick et al., 2012 ; Tanaka et al., 2022) ; contribuant ainsi aux processus de glauconitisation que ces phosphates ont subis durant la diagenèse précoce.

L'extinction d'une grande quantité d'espèces de foraminifères benthiques a eu lieu principalement pendant le PETM (à la frontière Paléocène-Éocène, environ 55 Ma ; par exemple, Tjalsma et Lohmann, 1983 ; Thomas, 1989 ; Kennett et Stott, 1991 ; Alegret et Ortiz, 2006 ; Alegret et al., 2009 ; Ghandour, 2020), mais a entraîné le développement d'assemblages de l'Éocène précoce qui étaient capables de tolérer des environnements stressés ou perturbés,

soit par un comportement opportuniste et/ou par leur capacité à se calcifier dans des eaux corrosives en carbonate lors de l'événement ETM 2 (Arreguín-Rodríguez et al., 2018 ; Nwojiji et al., 2023 ; D'Onofrio et al., 2024).

Les valeurs de l'anomalie de l'yttrium (Y/Y^*) enregistrées dans les phosphates de la zone de nappe (Ain Ghorab, Ain Aziz et Oued Halia), qui sont presque toutes supérieures à 2 (variant entre 2.04 et 2.29), soutiennent une source d'altération plutôt que des processus diagenétiques tardifs (Kechiched et al., 2024 ; Tanaka et al., 2022). Inversement, les textures de phosphate et les données géochimiques sur les ETR révèlent que ces phosphates préservent des conditions de dépôt paléoenvironnementales opposées, telles qu'un environnement peu profond, ouvert et agité (oxygéné), similaire à celui des phosphates du bassin nord de la région de Tébessa et de plusieurs phosphates téthysiennes du Paléocène-Éocène.

En effet, la géochimie des éléments des terres rares suggère que ces phosphates ont été formées dans un milieu plus oxygène, avec un taux de sédimentation élevé, et que les échantillons représentatifs analysés montrent un schéma semblable à celui de l'eau de mer. En outre, sur le diagramme $(La/Yb)_N$ contre $(La/Sm)_N$, les échantillons se positionnent à proximité du domaine de l'eau de mer actuelle, ce qui élimine toute influence terrigène. Cette affirmation est appuyée par les ratios Y/Ho élevés qui fluctuent entre 46.10 et 58.09, étant donné que les valeurs qui signalent l'influence de l'apport de siliciclaste détritique sont souvent proches de 28 (Bau, 1996 ; Bau et Dulski, 1996 ; Nozaki et al., 1997 ; Webb et Kamber, 2000 ; Zhao et Jones, 2013). D'autres facteurs, tels que les ratios $(La/Nd)_N$, témoignent de l'absorption des ETRs durant la diagenèse précoce, semblable à la plupart des phosphates téthysiennes du Paléocène à l'Éocène (par exemple, Kocsis et al., 2016 ; Garnit et al., 2017 ; Kechiched et al., 2020 ; Ferhaoui et al., 2022 ; Laouar et al., 2024 ; Diab et al., 2024).

À la différence des données minéralogiques et des éléments majeurs et traces en géochimie qui révèlent clairement l'effet de l'événement ETM2 sur les conditions

paléoenvironnementales pour le dépôt des phosphates de la zone de nappe dans le nord-est algérien, les niveaux de ETRs semblent préserver les conditions d'origine pour le dépôt de presque l'intégralité des phosphates de la marge sud de la Téthys. Ces derniers révèlent des effets divers du maximum thermique du Paléocène à l'Éocène, qui s'expriment principalement à travers leurs données minéralogiques, géochimiques (éléments majeurs et traces) (par exemple, Kechiched et al., 2020 ; Garnit et al., 2017) et isotopiques stables ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) (Khozyem et al., 2013 ; Kocsis et al., 2014 ; Kocsis et al., 2016). À titre d'illustration, en examinant les phosphates du bassin sud de Tébessa, Kechiched et al. (2018) et Laouar et al. (2024) ont mis en avant que la glauconite est le minéral le plus abondant en éléments des terres rares (ETRs), et que les phosphates avec des teneurs élevées en glauconite affichent des concentrations élevées en ETRs.

Dans la zone de nappe, il est à noter que la forte présence de glauconite dans les phosphates analysées n'influence pas l'enrichissement en ETRs, et les niveaux demeurent comparables à ceux constatés dans les phosphates du bassin nord de Tébessa (voir Diab et al., 2024). Cela semble davantage lié aux changements environnementaux extrêmes survenus durant l'événement ETM 2, notamment l'élévation de la température dans les eaux peu profondes, la désoxygénation et l'acidification des océans.

L'anomalie Ce prononcée observée dans la zone de nappe, qui est légèrement plus élevée que celle des phosphates du bassin nord (cf. Fig. 62), montre des valeurs Ce/Ce* (entre 0.14 et 0.20) assez analogues à celles rapportées par Kocsis et al. (2016) dans les phosphates marocains de l'Yprésien. Ces auteurs associent le déplacement vers des valeurs plus faibles à l'impact des modifications de redox et de pH dans la source d'eau de remontée des bassins de phosphate.

Conclusion :

Le dépôt des sédiments de l'Éocène inférieur se produit dans un environnement marin ouvert, peu profond, et plus oxygéné. Cela pourrait démontrer l'influence des modifications redox et du pH dans la source d'eau ascendante des bassins phosphatés. Ce dernier aspect pourrait aussi expliquer les niveaux similaires en ΣETRs de ces phosphates, malgré leur enrichissement en glauconite, par rapport à ceux des phosphates du bassin nord de la région de Tébessa.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Les indices de phosphates sont situés dans la région de Souk Ahras-Guelma (nord-est de l'Algérie) qui appartient structurellement à la zone de nappes de l'Atlas tellien. Cette partie de l'Algérie présente un intérêt particulier car elle a subi de graves plissements et de failles lors de l'orogénèse alpine, ce qui a donné lieu à des structures géologiques complexes. Ces événements tectoniques sont principalement liés à la convergence entre les plaques africaine et eurasiennne, qui a débuté au début du Cénozoïque et se poursuit encore aujourd'hui. Les principales formations sédimentaires reconnues dans la région de la zone des nappes, où se trouvent les indices phosphatés, datent de l'ère Mésozoïque à Cénozoïque. Ces indices appartiennent au bassin nord du Paléocène-Éocène de l'île de Kasserine et se sont déposés précisément au cours de l'Yprésien.

Le présent travail a permis d'approfondir de manière significative la compréhension des dépôts phosphatés du Paléocène supérieur-Éocène inférieur dans la région de Souk Ahras, à la limite nord-orientale de l'Algérie. En combinant des approches géologiques, stratigraphiques, sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques, cette étude a permis d'appréhender la diversité des environnements de dépôt, les modalités de formation des phosphates et les facteurs ayant influencé leur évolution au sein d'un contexte paléogéographique et paléoenvironnemental complexe. Les principales conclusions sont les suivantes :

- ✓ L'étude détaillée de la lithostratigraphie des affleurements (Ain Ghorab, Ain Aziz, Djebel Dekma, Oued Halia) a révélé une alternance marquée de marnes noires riches en matière organique, de niveaux carbonatés à foraminifères et de niveaux phosphatés d'épaisseurs variables. Cette structuration spatiale et verticale des faciès traduit l'impact des contextes structuraux et de la dynamique paléogéographique sur la mise en place et la distribution des phosphates.

- ✓ Par ailleurs, l'analyse micropaléontologique a permis d'identifier des assemblages variés et bien conservés de foraminifères planctoniques (*Morozovella*, *Acarinina*, *Subbotina*) et benthiques (*Nummulites*, *Bolivina*, *Lenticulina*), témoignant d'une transition marquée du Paléocène supérieur (Thanétien) à l'Éocène inférieur (Yprésien).

Le croisement des données biostratigraphiques, fondé sur les zones internationales (P5 à E4), la succession des espèces et la disparition/prolifération de certains taxons, a confirmé l'attribution des niveaux phosphatés et carbonatés à l'Yprésien et permis d'affiner les corrélations chronostratigraphiques régionales. La différenciation des assemblages entre les coupes du nord et celles du sud a également contribué à une meilleure compréhension des variations paléoenvironnementales à l'échelle locale.

- ✓ L'étude sédimentologique et séquentielle a mis en lumière l'existence d'une organisation rétrogradante des séries phosphatées, marquée par une importante transgression au passage Paléocène–Éocène, en phase avec les événements hyperthermiques mondiaux tels que le ETM2 et l'ETM3. Les faciès du nord, dominés par des marnes anoxiques et des calcaires phosphatés riches en foraminifères planctoniques et en matière organique, traduisent des environnements basinal profonds, propices à la préservation de la matière organique et à la formation de minéraux authigènes. À l'inverse, les faciès du sud (Djebel Dekma) témoignent d'environnements plus proximaux, caractérisés par l'abondance de Nummulites, bivalves et gastéropodes, reflétant une diminution progressive de la profondeur. Le découpage séquentiel met en évidence l'alternance de phases transgressives et régressives, soulignant l'influence majeure des cycles eustatiques et des variations climatiques sur la dynamique sédimentaire.
- ✓ L'analyse pétrographique des échantillons de phosphates révèle l'existence de : pellets subarrondies, de coprolithes cylindriques à allongés, de pseudo-oolites, de bioclastes et

de glauconites verdâtres. Ils sont plus riches en matière organique, en sulfures (pyrite) et de foraminifères planctoniques/benthiques. Ils présentent une composition en apatite principalement constituée du carbonate fluor-apatite. Toutes ces particules sont cimentées par une matrice calcaire et/ou glauconieuse.

- ✓ Les résultats des analyses géochimiques, notamment sur les éléments majeurs, traces et les terres rares, apportent un éclairage nouveau sur les conditions de formation et d'évolution des phosphates : la teneur en P_2O_5 dans la zone des nappes est moins riche que certains gisements du sud de Tébessa, présentent des caractéristiques géochimiques distinctes, les positionnant non seulement comme des archives précieuses pour la reconstitution des conditions paléoenvironnementales régionales, mais aussi comme une ressource potentielle en éléments stratégiques (terres rares, Y, Sr, etc.).
- ✓ L'enrichissement en terres rares lourdes (HREE), les rapports La/Yb et Gd/Yb, ainsi que les anomalies de Ce, traduisent une influence prédominante de l'eau de mer sur la phosphatogenèse et la diagenèse précoce, dans des conditions oxiques à suboxiques.

Les anomalies positives d'europium et l'enrichissement en yttrium confirment cette origine marine, tout en excluant une influence majeure des apports détritiques terrigènes ou de processus diagénétiques tardifs. De plus, les rapports Y/Ho élevés, comparables à ceux de l'eau de mer, attestent l'absence d'apports siliciclastiques significatifs. L'ensemble de ces paramètres indique que le dépôt des phosphates s'est effectué dans un environnement marin ouvert, bien oxygéné, sous l'influence directe des hyperthermaux du début de l'Éocène, avec une forte productivité organique et une préservation remarquable des conditions de dépôt initiales.

En définitive, La comparaison régionale avec d'autres bassins phosphatés d'Afrique du Nord (Tébessa, Gafsa-Métlaoui en Tunisie) replace la région de Souk Ahras dans une dynamique paléogéographique plus large, caractérisée par l'existence de provinces

phosphogéniques synchrones, soumises à des influences eustatiques, climatiques et tectoniques communes.

Perspectives et apports du travail

Au-delà des avancées scientifiques apportées, cette étude ouvre la voie à de nouvelles perspectives de recherche. L'utilisation des terres rares comme traceurs paléoenvironnementaux s'avère particulièrement prometteuse pour affiner l'interprétation des conditions redox, des processus diagénétiques et de l'histoire de la phosphatogenèse à l'échelle du Maghreb. Sur le plan appliqué, la compréhension fine des mécanismes de formation, d'enrichissement et de préservation des phosphates, ainsi que l'identification des signatures géochimiques distinctives, constituent des atouts pour l'exploration et la valorisation de ces ressources minérales stratégiques.

Il serait pertinent de poursuivre ces travaux par des études ciblées sur les processus diagénétiques fins, la modélisation paléogéographique régionale, ainsi que sur l'influence des variations climatiques et eustatiques sur l'évolution des systèmes phosphatés. L'intégration d'approches isotopiques et de modélisations numériques pourrait également permettre de mieux cerner les mécanismes contrôlant la formation et la préservation des phosphates dans les bassins marginaux téthysiens.

Conclusion et ouverture

En somme, la région de Souk Ahras constitue un exemple emblématique d'enregistrement sédimentaire et géochimique des grands événements globaux du début de l'Éocène, tout en illustrant la diversité et la complexité des environnements de dépôt le long de la marge méridionale téthysienne. Les résultats obtenus dans ce travail jettent les bases pour des recherches futures, tant sur l'évolution des provinces phosphatées d'Afrique du Nord que sur leur rôle dans la compréhension des fluctuations paléoclimatiques et paléogéographiques majeures du Cénozoïque.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdelmoumene, O., Tlili, M., Bosch, D., Tlili, A., Garnit, H., Bruguier, O., Zaabat, M., Salmi-Laouar, S., Kechiched, R., Laouar, R., 2025. The petrology, mineralogy and geochemistry of the Ypresian phosphorite occurrences from Souk Ahras-Guelma region (nappes' zone), NE Algeria. *Reg. Stud. Mar. Sci.* 93 (2026), 104700. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2025.104700>
- Abou El-Anwar, E.A., El-Sayed, M.S., 2008. Composition of black shale from Quseir, Red Sea, Egypt with emphasis on the sequential extraction of some metals. *Bull. Nat. Res. Centre, Egypt* 32 (109): 131.
- Addinsoft, 2021. XLSTAT statistical and data analysis solution. New York, USA. <https://www.xlstat.com>.
- Agterhuis, T., Ziegler, M., de Winter, N.J., Lourens L.J., 2022. Warm deep-sea temperatures across Eocene Thermal Maximum 2 from clumped isotope thermometry. *Commun. Earth Environ.* 3, 39. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00350-8>.
- Ahmed, H.A., Aseri, A.A., Ali, K.A., 2022. Geological and geochemical evaluation of phosphorite deposits in northwestern Saudi Arabia as a possible source of trace and rare-earth elements. *Ore Geol. Rev.* 144, 104854. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104854>.
- Alegret, L., Ortiz, S., 2006. Global extinction event in benthic foraminifera across the Paleocene/Eocene boundary at the Dababiya Stratotype section: *Micropaleontology* 52, 433-447. <https://doi.org/10.2113/gsmicropal.52.5.433>
- Alegret, L., Ortiz, S., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Baceta, J. I., Monechi, S., 2009. The Paleocene–Eocene thermal maximum: new data on microfossil turnover at the Zumaia section, Spain. *Palaios* 24, 318-328. <https://doi.org/10.2110/palo.2008.p08-057r>.
- Algeo, T.J., Liu, J., 2020. A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis. *Chemical Geology*, 540, p.119549.
- Algeo, T.J., Maynard, J. B., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.* 206, 289-318. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.009>
- Al-Hobaib, A.S., Baioumy, H.M., Al-Ateeq, M.A., 2013. Geochemistry and origin of the Paleocene phosphorites from the Hazm Al-Jalamid area, northern Saudi Arabia. *J. Geochem. Explor.* 132, 15-25. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.04.001>

- Alibo, D.S., Nozaki, Y. Rare., 1999. Earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization and Ce oxidation, *Geochim. Cosmochim. Acta* 63 363–372.
- Altschuler, Z.S., 1980. The geochemistry of trace elements in marine phosphorites, part I. Characteristics abundances and enrichment. *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 29, 19–30. <https://doi.org/10.2110/pec.80.29.0019>.
- Altschuler, Z.S., Berman, S., Cuttita, F., 1967. Rare Earths in Phosphorites Geochemistry and Potential Recovery, 575-B. U.S.G.S. Prot. Pap. U.S, p. B1. <https://doi.org/10.3133/ofr663>.
- Amireh, B. S., Amaireh, M. N., Abu Taha, S., Abed, A. M., 2019. Petrogenesis, provenance, and rare earth element geochemistry, southeast desert phosphorite, Jordan. *J. Afr. Earth Sci.* 150, 701–721. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.09.023>.
- Arreguín-Rodríguez, G.J., Thomas, E., D'haenens, S., Speijer, R.P., Alegret, L., 2018. Early Eocene deep-sea benthic foraminiferal faunas: Recovery from the Paleocene Eocene Thermal Maximum extinction in a greenhouse world. *PLoS ONE* 13(2): e0193167. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0193167>
- Babila, T.L., Penman, D.E., Hönisch, B., Kelly, D.C., Bralower, T.J., Rosenthal, Y., Zachos, J.C., 2018. Capturing the global signature of surface ocean acidification during the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum. *Phil. Trans. R. Soc. A* 376: 20170072. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0072>
- Bains, S., Norris, R. D., Corfield, R. M., & Faul, K. L., 2000. Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback. *Nature*, 407, 171–174.
- Bian, L., Chappaz, A., Schovsbo, N.H., Sanei, H., 2022. A new vanadium species in black shales : updated burial pathways and implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 338, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.09.035>
- Baioumy, H., Lehmann, B., 2017. Anomalous enrichment of redox-sensitive trace elements in the marine black shales from the Duwi Formation, Egypt: evidence for the late Cretaceous Tethys anoxia. *J. Afr. Earth Sci.* 133, 7–14. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.05.006>
- Banerjee, S., Choudhury, T.R., Saraswati, P.K., Khanolkar, S., 2020. The formation of authigenic deposits during Paleogene warm climatic intervals: a review. *J. Palaeogeography* 9: 27. <https://doi.org/10.1186/s42501-020-00076-8>.
- Bansal, U., Pande, K., Banerjee, S., Nagendra, R., Jagadeesan, K.C., 2019. The timing of oceanic anoxic events in the Cretaceous succession of Cauvery Basin: Constraints from

- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of glauconite in the Karai Shale Formation. *Geol. J.* 54: 308-315.
<https://doi.org/10.1002/gj.3177>
- Barut, G., Bonnefous, J. 1967. Présences du Danien au Djebel Sidi Kralif (Tunisie centrale).
Bull. Cent. Rech. Pau., S.N.P.A., 1, 1, p, 55-63.
- Bass Becking, L.G.M., Kaplan, I.R., Moore, D., 1960. Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation reduction potential. *The Journal of Geology* 68, 243-284. DOI: <https://doi.org/10.1086/626659>
- Baturin, G., Kochenov, A., 2001. Uranium in phosphorites. *Lithol. Miner. Resour.* 36, 303-321. <https://doi.org/10.1023/A:1010406103447>
- Bau, M., 1996. Controls on fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 323-333. DOI : <https://doi.org/10.1007/s004100050159>.
- Bau, M., 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y–Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 67–77. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00014-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00014-9)
- Bau, M., Dulski, P., 1994. Evolution of the Yttrium-Holmium Systematics of Seawater Through Time. *Mineralogical Magazine* 58A(1), 61–62. DOI: [10.1180/minmag.1994.58A.1.35](https://doi.org/10.1180/minmag.1994.58A.1.35).
- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Res.* 79, 37-55. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Bau, M., Balan, S., Schmidt, K., Koschinsky, A., 2010. Rare earth elements in mussel shells of the Mytilidae family as tracers for hidden and fossil high-temperature hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 299 (3), 310–316. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.011>.
- Bellanca, A., Claps, M., Erba, E., Masetti, D., Neri, R., Premoli Silva, I., Venezia, F., 1996. Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 126, 227-260. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00041-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00041-7)
- Belayouni, H., Slansky, M., Trichet, J., 1990. A study of the organic matter in Tunisian

phosphates series: Relevance to phosphorite genesis in the Gafsa Basin (Tunisia). *Organic Geochemistry* 15, 47-72.

Ben Abdesslem, S., 1978. Etude paléontologique et micropaléontologique de la série phosphatée du bassin de Gafsa –Metlaoui (Tunisie). Thèse 3^{ème} cycle .Univ.Paris VI ,123 p.

Benaliouhaj, S., Trichet, J., 1990. Comparative study by infrared spectroscopy of the organic matter of the phosphate-rich (Oulad Abdoun basin) and black shale (Timahdit basin) series (Marocco). *Organic Geochemistry* 16, pp. 649-660.

Benaouali-Mebarek, N., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria : early foreland folding and subduction-related deformation. *Compt Rendus Geosci*, 338: 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.005>.

Ben Hassen, A., 2008. Données nouvelles sur la matière organique associée aux séries du bassin phosphaté du sud-tunisien (Gisement de Ras-Draâ) et sur la phosphatogenèse. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, France, 421p.

Bentor, Y. K., 1980. Phosphorites-Tge unsolved problems. *Marine Phosphorites—Geochemistry, Occurrence, Genesis. SEPM Soc. Sed. Geol.* 29. <https://doi.org/10.2110/pec.80.29.0003>.

Bian, L., Chappaz, A., Schovsbo, N.H., Sanei, H., 2022. A new vanadium species in black shales : updated burial pathways and implications. *Geochem. Cosmochim. Acta* 338, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.09.035>

Blayac, J., 1902. Sur la présence de l'Eocène moyen dans la région de Souk Ahras (Province de Constantine). *Bulletin du service géologique de France*, (4), t. II, pp. 42 – 43.

Blayac, J., 1912. Esquisse géologique du bassin de le Seybouse et de quelques régions voisines. Thèse sc. Paris, B.S.C.G. Algérie .n° 6, 490p.

Bleicher, M., 1890. Sur la nature des Phosphates du massif du Dekma. (Département du Constantine). *C. R. Ac. Sc.*, t. 110, pp. 1226 – 1228.

Bolli, H. M., 1957. The Genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B.W.I. *Bull. U.S. Nat. Mus.* 215 : 61-81. <https://biostor.org/reference/105999>.

Bouabdallah, M., Elgharabi, S., Horchani-Naifer, K., Barca, D., Fattah, N., Ferid, M., 2019. Chemical, mineralogical and rare earth elements distribution study of phosphorites from Sra Ouertane deposit (Tunisia). *J. Afr. Earth Sci.* 157: 103505. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.05.013>

- Bouillin, J.P., 1986. Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), t, II, n° 4, pp. 547-558, Paris.
- Boulemlia, S., Hadji, R., Hamimed, M., 2021. Depositional environment of phosphorites in a semiarid climate region, case of El Kouif area (Algerian–Tunisian border). *Carbonates Evaporites* 36 (3), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s13146-021-00719-4>.
- Bracène, R., Frizon De Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion. *Tectonophysics* 1–4:207–226.
- Brookins, D.G., 1989. Aqueous geochemistry of rare earth elements. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, 21. Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral., pp. 201–225
- Buckman, J., Mahoney, C., März, C., Wagner, T., 2020. The Secret ‘After Life’ of Foraminifera: Big Things Out of Small. *Minerals* 10 (6), 550. <https://doi.org/10.3390/min10060550>.
- Burdige, D.J., 1993. The Biogeochemistry of manganese and iron reduction in marine sediments. *Earth Sci. Rev.*35,249–284.
- Burollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Thèse Sc. Alger. *Ann. Min. et Géol. Tunis*, n°18, 350 p.
- Burollet, P.F., Oudin, J.L., 1980. Paléocène et Eocène en Tunisie - pétrole et phosphate. *Géologie comparée des gisements de phosphate et de pétrole. Mém. BRGM* 24, 205-216.
- Chaabani, F., 1995. Dynamique de la partie orientale du bassin de Gafsa au Crétacé et au Paléogène : Etude minéralogique et géochimique de la série phosphatée Eocène, Tunisie méridionale. Thèse Doctorat d'Etat. Université Tunis. II, Tunisie.
- Chabbi, A., 2017. Les nappes telliennes de la région Nord de Souk Ahras (NE algérien) : Etude géologique et structurale. Thèse de Doctorat. Université Badji Mokhtar-Annaba, Algérie. 124 p.
- Chabbi, A., Chouabbi, A., Chermiti, A., Benyoucef, M., Kouadria, T., Ghanmi, M., 2016. La mise en évidence d'une nappe de charriage en structure imbriquée : cas de la nappe tellienne d'Ouled Driss, Souk-Ahras, Algérie. *Courrier du Savoir, Algérie*. N°21, pp.149-156.
- Chabbi, A., Chermiti, A., Brusset, S., 2021. Stratigraphy and structural style of Souk Ahras foreland fold-thrust belt in northeastern Algeria. *Arab. J. Geosci.* 14: 1789. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08170-4>.

- Chadi, M., 1991. Géologie structurale des monts d'Aïn M'Lila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy, France. I.191 pp., 1 carte géol. h. t.
- Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R.C., Deverchere, J., Bellon, H., Ouabadi, A., Bosch, D., 2017. An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria) : evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *J. Afr. Earth Sci.* 125 (2017), pp. 27-41. 10.1016/j.jafreaesci.2016.10.005
- Chouabbi, A., 1987. Etude géologique de la région de hammam N'Bails SE de Guelma, Constantinois, Algérie. Thèse de doctorat troisième cycle, université Paul Sabatier de Toulouse, France.123 p.
- Cielensky, Benchernine., 1987. Travaux de prospection et d'évaluation des phosphates dans la région de Bir El Ater. Rapport interne, EREM, 80p.
- Comas-Cufí, M., Thió-Henestrosa, S., 2011. CoDaPack 2.0: a stand-alone, multi-platform compositional software. In Egozcue, J.J., Tolosana-Delgado, R. and Ortego, M.I. (eds.), *CoDaWork'11: 4th international workshop on Compositional Data Analysis*. Sant Feliu de Guíxols, Barcelona: CIMNE, ISBN 978-84-87867-76-7.
- Cushman, J.A., 1925. Some new foraminifera from the Velasco shale of Mexico. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research.* (1) : 18-23.
- Cushman, J.A., Renz, H. H., 1942. Eocene, Midway, foraminifera from Soldado Rock, Trinidad. *Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research.* 18 (1) : 1-14.
- Cuvllier, J., Dalbiez, F., Glintzboeckel, C., Lys M., Magne, J., Perebaskne, V., Rey, M., 1995. Etudes micropaléontologiques de la limite crétaé-tertiaire dans les mers mésogéennes. *Cong.Mond.Petrol. Rom, sect.I/D, 6.* p. 517-544.
- Curtis, C.D., Spears, D.A., 1968. The formation of sedimentary iron minerals. *Econ. Geol.* 63,257–270.
- D'Onofrio, R., Barrett, R., Schmidt, D. N., Fornaciari, E., Giusberti, L., Frijia, G., Adatteet T., Sabatino N., Monsuru A., Brombin V., Luciani V., 2024. Extreme planktic foraminiferal dwarfism across the ETM2 in the Tethys realm in response to warming. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 39, e2023PA004762. <https://doi.org/10.1029/2023PA004762>
- Daresté de la Chavanne, J., 1910. La région de Guelma étude spatiale des terrains Tertiaires. *Bull. du service de la carte géologique de l'Algérie, 2eme série.* p.253.
- Dassamiour, M., Mezghache, H., Elouadi, B., 2013. The use of three physico-chemical methods in the study of the organic matter associated with the sedimentary phosphorites in Djebel Onk Basin, Algeria. *Arab. J. Geosci.* 6 (2), 309–319. <https://>

doi.org/10.1007/s12517-011-0381-9.

- David, L., 1956. Etude géologique de la haute Medjerda. Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, n° 11, Algérie. 304P.
- Deleau, P., 1938. Etude géologique des régions de Jemmapes, Hammam Meskoutine et du col des oliviers. Ibid (2).N°.14.T.1.55P.Alger.
- Diab, I., Laouar, R., Bosch, D., Tlili, A., Degaichia, A., Brughier, O., Zaabat, M., Bouhlel, S., Kechiched, R., 2024. The Ain Dibba and Ain Kissa phosphorites, Tebessa (NE Algeria) : REE depletion versus shallow, open depositional environment during the Paleocene-Eocene Phosphogenesis in North Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 220, 105433. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2024.105433>
- Durand-Delga, M., 1955. Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Thèse Sc. Paris, B. S. C. G. A. (2) Stratigra., Descrip., région, Bull. n 24, 533p, 143 fig.16 pl. photo. 10 pl. h. t., Alger.
- Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure de l'Algérie septentrionale. Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 39, pp.89-131.
- Durand-Delga, M., 1980. La Méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mémoires du Service Géologique de France n°10, pp. 203 – 224, Paris.
- Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, XXVIe Congrès Géologique International, Colloque C5. Mémoires du BRGM, 115, 65–85.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C.J., Greaves, M.J., Calvert, S.E., 1981. Rare earth elements geochemistry of oceanic ferromanganese nodules. *Geochem. Cosmochim. Acta* 45, 513–528. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90184-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90184-8)
- Elderfield, H., Pagett, R., 1986. Rare Earth Elements in ichthyoliths: Variations with redox conditions and depositional environment. *The Science of the Total Env.* 49, 175–197.
- El-Naggar, Z. R., 1966. Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu region, Nile Valley, Egypt, U. A. R. Bulletin of the British Museum (Natural History). supplement 2: 1-291.
- Emsbo, P., Patrick, I., McLaughlin, P.I., Breit, G.N., Du Bray, E.A., Koenig, A.E., 2015. Rare earth elements in sedimentary phosphate deposits: solution to the global REE crisis? *Gondwana. Res.* 27, 776-785. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.10.008>
- Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central. Tervurent africain collection, vol. 108, 610pp. Belgique.

- Fazio, A.M., Scasso, R.A., Castro, L.N., Carey, S., 2007. Geochemistry of rare earth elements in early-diagenetic miocene phosphatic concretions of Patagonia, Argentina: phosphogenetic implications. *Deep Sea Res. II* 54, 1414-1432. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.013>
- Ferhaoui, S., Kechiched, R., Bruguier, O., Sinisi, R., Kocsis, L., Mongelli, G., Bosch, D., Ameer-Zaimeche, O., Laouar, R., 2022. Rare earth elements plus yttrium (REY) in phosphorites from the Tébessa region (Eastern Algeria): Abundance, geochemical distribution through grain size fractions, and economic significance. *J. Geochem. Explor.* 241, 107058. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107058>
- Flandrin, J., 1932. Nouvelles observations sur le Trias de Souk Ahras (Algérie). *Bulletin du Service Géologique de France*, 5, t. II, pp. 497 – 504.
- Flandrin, J., 1948. Contribution à l'étude stratigraphique du nummulitique algérien. *B. S. C. G. A.*, (2), n°19, 340 p.
- Fleet, M.E., Pan, Y., 1995. Site preference of rare earth elements in fluorapatite. *Am. Mineral.* 80, 329-335. <https://doi.org/10.2138/am-1995-3-414>.
- Frieling, J., Reichart, G.J., Middelburg, J.J., Röhl, U., Westerhold, T., Bohaty, S. M., Sluijs, A., 2018. Tropical Atlantic climate and ecosystem regime shifts during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Clim. Past* 14, 39-55. <https://doi.org/10.5194/cp-14-39-2018>
- Frizon De Lamotte, D., Saint-Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19, (4), 740-761.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonics* 445:9–28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.024>.
- Froelich, P. N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43,1075–1090.
- Fourine, D., 1980. Phosphates et pétrole en Tunisie. *Mém. BRGM N.04*, pp. 30-34.
- Galai, H., Sliman, F., 2019. Mineral characterization of the Oum El Khacheb phosphorites (Gafsa-Metlaoui basin; S Tunisia). *Arab. J. Chem.* 12, 1607-1614. <https://doi.org/10.1016/j.arabjc.2014.10.007>
- Garnit, H., Bouhlel, S., Barca, D., Chtara, C., 2012. Application of LA-ICP-MS to sedimentary phosphatic particles from Tunisian phosphorite deposits: insights from trace elements and

- REE into paleo-depositional environments. *Chem. Erde* 72, 127-139.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.02.001>
- Garnit, H., Bouhlel, S., Jarvis, I., 2017. Geochemistry and depositional environments of Paleocene-Eocene phosphorites: Metlaoui group, Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 134, 704-736.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.07.021>
- Garrles, R.M., Christ, C.I., 1965. *Solution, minerals and equilibria*: New York, Har and Row, n.4, p.450.
- Gawenda, P., Winkler, W., Schmitz, B., 1999. Climate and bioproductivity control on carbonate turbidite sedimentation (Paleocene to earliest Eocene, Gulf of Biscay, Zumaia, Spain). *J. Sedim. Res.* 69(6), 1253-1261. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.1253>
- German, C.R., Elderfield, H., 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography* 5, 823–833.
<https://doi.org/10.1029/PA005i005p00823>.
- Ghandour, I.M., 2020. Paleoenvironmental changes across the Paleocene–Eocene boundary in West Central Sinai, Egypt: geochemical proxies. *Swiss J. Geosci.* 113: 3.
<https://doi.org/10.1186/s00015-020-00357-3>
- Glenn, R.C., Follmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Olivier, C., Garrison, R.E., Ilyin, A., Jehl, C., Roharlich, V., Sadaqah, R.M., Schidlowski, M., Sheldon, R.E., Siegmund, H., 1994. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geol. Helv.* 87, 747–788.
- Gong, X.X., Wu, S.W., Xia, Y., Zhang, Z.W., He, S., Xie, Z.J., Xiao, J., Yang, H., Tan, Q., Huang, Y., Yang, Y., 2021. Enrichment characteristics and sources of the critical metal yttrium in Zhijin rare earth-containing phosphorites, Guizhou Province, China. *Acta Geochim.* 40, 441-465. <https://doi.org/10.1007/s11631-021-00460-8>.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.B., Ogg, G.M., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam.
- Haley, A.B., Klinkhammer P.G., McManus, J., 2004. Rare earth elements in pore waters of marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1265–1279.
- Hannigan, E.R., Sholkovitz, R.E., 2001. The development of middle rare earth element enrichments in freshwaters: weathering of phosphate minerals. *Chem. Geol.* 175, 495–508.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156–1167.
- Harper, D.T., Hönisch, B., Bowen, G.J., Zeebe, R.E., Haynes, L.L., Penman, D.E., Zachos, J.C., 2024. Long- and short-term coupling of sea surface temperature and atmospheric CO₂

- during the late Paleocene and early Eocene. *PNAS, Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences* 121 (36), e2318779121. <https://doi.org/10.1073/pnas.2318779121>.
- Harper, D.T., Hönisch, B., Zeebe, R.E., Shaffer, G., Haynes, L.L., Thomas, E., Zachos, J.C., 2020. The magnitude of surface ocean acidification and carbon release during Eocene thermal Maximum 2 (ETM-2) and the Paleocene–Eocene thermal Maximum (PETM). *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 35, e2019PA003699. <https://doi.org/10.1029/2019PA003699>.
- Harper, D.T., Zeebe, R., Hönisch, B., Schrader, C.D., Lourens, L.J., Zachos, J.C., 2018. Subtropical sea-surface warming and increased salinity during Eocene Thermal Maximum 2. *Geology* 46 (2), 187-190. <https://doi:10.1130/g39658.1>.
- Hessler, A.M., Zhang, J., Covault, J., Ambrose, W., 2017. Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. *Geology* 45, 911-914. <https://doi.org/10.1130/G39245.1>
- Ilyin, A.V., 1998. Rare-earth geochemistry of old phosphorites and probability of syngenetic precipitation and accumulation of phosphate. *Chem. Geol.* 144, 243-256. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00134-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00134-4)
- Ilyin, A.V., Ratnikova, G.I., 1976. Rare earths distribution in the Hobso Gol phosphorites (Mongolia). *Geochem. Int.* 13, 53-56.
- Ismael, I.S., 2002. Rare Earth Elements in Egyptian Phosphorites. *Chinese Journal of Geochemistry* 21, 19-28. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF02838049>
- Jarvis, I., 1992. Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalk: The Upper Cretaceous of NW Europe. *Sedimentology* 39, 55-97. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb01023.x>
- Jarvis, I., Burnett, W.C., Nathan, Y., Almbaydin, F.S.M., Attia, A.K.M., Castro, L.N., Flicoteaux, R., Hilmy, M.E., Husain, V., Qutawnah, A.A., Serjani, A., Zanin, Y.N., 1994. Phosphorite geochemistry: state-of-the-art and environmental concerns. *Eclogae Geol. Helv.* 87, 643-700.
- Joleaud, L., 1912. Etude géologique de la chaîne numidique et des monts de Constantine. Thèse Sc. Montpellier, Montan Sicardiet et Valendin ed. 438 p.
- Jones, B., Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111, 111-129. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-X)
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Kocsis, L., Salmi-Laouar, S., Bosch, D., Ameer Zaimeche, O., Foufou, A., Larit, H., 2020. Comprehensive REE+Y and sensitive redox

- trace elements of Algerian phosphorites (Tebessa, eastern Algeria): A geochemical study and depositional environments tracking. *J. Geochem. Explor.* 208, 106396. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106396>
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Salmi-Laouar, S., Ameer-Zaimeche, O., Fougou, A., 2016. Preliminary data of REE in Algerian phosphorites : A comparative study and paleo-redox insights. *Procedia Eng.* 138, 19-29. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2016.02.048>.
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Salmi-Laouar, S., Kocsis, L., Bosch, D., Fougou, A., Ameer-Zaimeche, O., Larit, H., 2018. Glauconite-bearing sedimentary phosphorites from the Tebessa region (eastern Algeria): Evidence of REE enrichment and geochemical constraints on their origin. *J. Afr. Earth Sci.* 145, 190-200. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.05.018>
- Kechiched, R., Sinisi, R., Kocsis, L., Bruguier, O., Mongelli, G., Ferhaoui, S., Bosch, D., Ameer-Zaimeche, O., Buccione, R., Laouar, R., 2024. Phosphate deposits in North Africa: an overview of Algerian-Tunisian deposits, geochemistry and paleoenvironments. In: Hamimi, Z., et al. (Eds.), *The Geology of North Africa. Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-031-48299-1_15
- Kender, S., Bogus, K., Pedersen, G.K., Dybkjær, K., Mather, T.A., Mariani, E., Ridgwell, A., Riding, J.B., Wagner, T., Hesselbo, S.P., Leng, M.J., 2021. Paleocene/Eocene carbon feedbacks triggered by volcanic activity. *Nat. Commun.* 12, 5186. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25536-0>.
- Kennett, J.P., Stott, L.D., 1991. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature* 353, 225-229. <https://doi.org/10.1038/353225a0>.
- Khan, K.F., Dar, S.A., Khan, S.A., 2012. Rare earth element (REE) geochemistry of phosphorites of the Sonrai area of Paleoproterozoic Bijawar basin, Uttar Pradesh, India. *J. Rare Earths* 30, 507-514. [https://doi.org/10.1016/S1002-0721\(12\)60081](https://doi.org/10.1016/S1002-0721(12)60081)
- Khomsy, S., Lamotte, D.F., Bédir, M., Echihi, O., 2016. The Late Eocene and Late Miocene fronts of the Atlas Belt in eastern Maghreb : integration in the geodynamic evolution of the Mediterranean Domain. *Arab. J. Geosci* 9(15) :650. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2609-1>.
- Khozyem, H., Adatte, T., Spangenberg, J. E., 2013. Palaeoenvironmental and climatic changes during the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) at the Wadi Nukhul Section, Sinai, Egypt. *J. Geol. Soc.* 170, 341–352. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-046>
- Koschinsky, A., Stascheit, A., Bau, M., Halbach, P., 1997. Effects of phosphatization on the

- geochemical and mineralogical composition of marine ferromanganese crusts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4079–4094. DOI : [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00231-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00231-7)
- Kriviakine, B., Kovalenko, E., Vnouchkov, V., 1989. Cartes Géologiques de Souk Ahras N° 77 et de Oued Mougras N° 78 au 1/ 50 000. Office National de la Géologie, Algérie.
- Kuscser, D., Dozet, S., 1972. Notices explicatives de la carte géologiques de Souk Ahras et d'Oued Mougras au 1/50 000. Serv de la carte géologique, Algérie. 23p.
- Kocsis, L., Ounis, A., Baumgartner, C., Pirkenseer, C., Harding, I.C., Adatte, T., Chaabani, F., Neili, S.M., 2014. Paleocene–Eocene palaeoenvironmental conditions of the main phosphorite deposits (Chouabine Formation) in the Gafsa Basin, Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.* 100, 586-597. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.07.024>.
- Kocsis, L., Gheerbrant, E., Mouflih, M., Cappetta, H., Ulianov, A., Chiaradia, M., Bardet, N., 2016. Gradual changes in upwelled seawater conditions (redox, pH) from the late Cretaceous through early Paleogene at the northwest coast of Africa: negative Ce anomaly trend recorded in fossil bio-apatite. *Chem. Geol.* 421, 44-54. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.001>
- Laffite, R., 1939. Etude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Carte geol. Algérie (2), Bull, N° 15, 484p.
- Lahondère, J.C., 1987. Les séries ultra-telliennes d'Algérie Nord oriental et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse sc. 242 p, Université Paul Sabatier Toulouse.
- Lamarck, J. B., 1804. Suite des memoires sur les fossiles des environs de Paris. *Ann. Mus. natl Hist.*, Paris 13(5): 28-36.
- Laouar, K., Laouar, R., Bruguier, O., Bosch, D., Kechiched, R., Bouhlel, S., Tlili, A., 2024. Geochemistry of bled El Hadba phosphorites (NE Algeria): Glauconitization process versus REE-enrichment. *J. Geochem. Explor.* 258, 107398. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2024.107398>.
- Lécuyer, C., Reynard, B., Grandjean, P., 2004. Rare earth element evolution of Phanerozoic seawater recorded in biogenic apatites. *Chem. Geol.* 204, 63-102. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.11.003>
- Leprêtre, R., Frizon de Lamotte, D., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., Eschard, R., 2018. The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bull. Serv. Geol. France* 189, 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>.

- Liu, K., Huang, F., Gao, S., Zhang, Z., Ren, Y., An, B., 2022. Morphology of framboidal pyrite and its textural evolution: Evidence from the Logatchev area, Mid-Atlantic Ridge. *Ore Geol. Rev.* 141: 104630. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104630>.
- Lourens, L. J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J. C., Thomas, E., Rohl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature* 435(7045), 1083–1087. <https://doi.org/10.1038/nature03814>.
- Lucas, J., Prévôt-Lucas, L., 1995. Tethyan phosphates and bioproductites. In: Nairn, A.E. M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The Tethys Ocean*. Springer, Boston, MA, pp. 367–391. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-1558-0_12.
- Lumiste, K., Lang, L., Paiste, P., Lepland, A., Kirsimae, K., 2021. Heterogeneous REE+Y distribution in Early Paleozoic shelly phosphorites: Implications for enrichment mechanisms. *Chem. Geol.* 586, 120590. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120590>
- Lumiste, K., Mõrdre, K., Bailey, J., Paiste, P., Lang, L., Lepland, A., Kirsimae, K., 2019. REE+Y uptake and diagenesis in Recent sedimentary apatites. *Chem. Geol.* 525, 268–281. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.034>
- McArthur, J.M., Walsh, J.N., 1984. Rare-earth geochemistry of phosphorites. *Chemical Geology*, 47 pp. 191–220.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. *Rev. Mineral.* 21, 169–200. <https://doi.org/10.1515/9781501509032-010>
- McRae, S.G., 1972. Glauconite. *Earth Sci. Rev.* 8, 397–440. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(72\)90063-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(72)90063-3)
- Merabet, O., 1985. Carte Géologique de l'Algérie au 1/200 000, sheet No. RS 3-4 (type 1960), Souk Ahras, Sous-direction de la Géologie, Algérie.
- Michard, A., Albarede, F., Michard, G., Minster, J.F., Charlou, J.L., 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific rise hydrothermal vent field (13 degree N). *Nature* 303, 795–797.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Katz, M.E., Wade, B.S., Browning, J.V., Cramer, B.S., Rosenthal, Y., 2009. Climate threshold at the Eocene–Oligocene transition : Antarctic ice sheet influence on ocean circulation. In *The Late Eocene Earth : Hothouse, Icehouse, and Impacts*, ed. C. Koeberl, and A. Montanari, 452: 169–178. Geological Society of America Special Paper, USA.
- Morozova, V. G., 1939. On the Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary

- Deposits in the FMBA Oil Bearing District of the Fauna of Foraminifera. *Byulleten Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody Otdel Geologicheskii*. 47: 59-86.
- Notholt, A.J.G., 1980. Economic phosphatic sediments: mode of occurrence and stratigraphical distribution. *J. Geol. Soc. Lond.* 137, 793–805. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.6.0793>.
- Notholt, A.J.G., Sheldon, R.P., Davidson, D.F., 1989. *Phosphate Deposits of the World*, Vol. 2. Cambridge University Press, Cambridge, p.566.
- Nozaki, Y., Zhang, J., Amakawa, H., 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet Sci. Lett.* 148, 329-340. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00034-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00034-4)
- Nwojiji, C., Marret, F., Caswell, B., Okoro A., Igwe E.O., 2023. Benthic foraminiferal turnover and trait changes across the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) at ODP site 1265A, Walvis Ridge, SE Atlantic Ocean. *Arab. J. Geosci.* 16, 324. <https://doi.org/10.1007/s12517-023-11417-x>
- Ounis, A., Chaabani, F., 2008. Effect of CO₃²⁻ substitution on Unit-Cell parameter in fluorapatite at Gafsa basin, Tunisia. *Tunisian Crystallographic Meeting*, 15 à 17 Mars 2008; Hammamet, Tunisie.
- Ounis, A., 2011. Apport de la géochimie des Terres Rares et des isotopes pour la compréhension des mécanismes de la phosphatogenèse : exemple de la partie occidentale du bassin de Gafsa-Métlaoui, These doctorat, Université de Tunis el Manar, 198 pages.
- Otsuka, M., Terakado, Y., 2003. Rare earth element abundances in high phosphorus and low iron groundwaters from the Nishinomiya district, Japan : Variations in Ce anomaly, redox state and heavy rare earth enrichment. *Geochem. J.* 37, 1–19.
- Oussedik, M., Ousmer, N., Belkhedim, M., 1979. Les minéralisations phosphatées éocènes en Algérie, et le gisement de phosphate de Djebel El Onk. *BRGM N° 24*, 141-154.
- Peybernes, B., Chouabbi, A., Vila, J.M., 2002. Reconstitution du substratum Jurassique-Crétacé basal du domaine des Sellaoua (Marge téthysienne sud, Algérie nord oriental) à partir des galets du bassin Mio-Pliocène de Hammam N'Bails. *C.R. Palevol* 1, 681 – 688 pp.
- Pi, D.H., Jiang, S.Y., Luo, L., Yang, J.H., Hong-Fei Ling, H.F., 2014. Depositional environments for stratiform witherite deposits in the lower Cambrian black shale sequence of the Yangtze platform, southern Qinling region, SW China: Evidence from redox-sensitive trace element geochemistry. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 398, 125-131. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.09.029>
- Picard, P., Lécuyer, C., Barrat, J-A., Garcia, J-P., Dromart, G., Sheppard, S.M.F., 2002. Rare

- earth element contents of Jurassic fish and reptile teeth and their potential relation to seawater composition (Anglo-Paris Basin, France and England). *Chem. Geol.* 186, 1–16.
- Piper, D.Z., 1994. Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites and other sedimentary rocks. *Chem. Geol.* 114, 95-114. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90044-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90044-2)
- Piper, D.Z., Perkins R.B., Rowe, H.D., 2007. Rare-earth elements in the Permian Phosphoria Formation : paleo proxies of ocean geochemistry. *Deep-Sea Res II* 54, pp. 1396–1413.
- Pomel, A., 1888. Le Suessonien à Nummulites et à Phosphorites des environs de Souk Ahras. A.F.A.S., 17eme session, Oran, 2eme partie, p.243 – 248. (in David 1956).
- Purnachandra, R.V., Michard, A., Naqvi, S.W.A., Bottcher, M.E., Krishnaswamy, R., Thamban, M., Natarajan, R. et Borole, D.V., 2002. Quaternary phosphorites of the southeast coast of India. *Chemical Geology* 182, pp. 483–502.
- Ranchin, G., 1963a. Les phosphates de chaux sédimentaires de la région de djebel Onk (Algérie).S.E.R.E.M. Paris, 85p.
- Ranchin, G., 1963b. Les phosphates de chaux sédimentaires de la région de Djebel Onk. Étude géologique et minière de Djemi – Djema (Algérie). S.E.R.M. Paris, 2 vol.
- Reynard, B., Lécuyer, C., Grandjean, P., 1999. Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chem. Geol.* 155, 233-241. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00169-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00169-7)
- Roubeault, T.M., 1934. La Kabylie de Collo. Etude géologique. Thèse Sc Paris. PSCG Algérie, (2), Bull. N°10, 272 p, Alger.
- Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics* 31, TC3006. <https://doi.org/10.1029/2011TC002989>.
- Said, R., 1978. Etude stratigraphique et micropaléontologique du passage crétacé –tertiaire du synclinal d’Elles (region Siliana-Sers) Tunisie central. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 210p.
- Salaj, J., 1980. Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (hypo-stratotypes tunisiens). *Inst. Géol. Bratislava*, 283 p.
- Sassi, S., 1974. La sédimentation phosphatée au Paléocène dans le Sud et le Centre-Ouest de la Tunisie. Université Paris Sud Orsay, France, Thèse Doctorat, p. 292.
- Sassi, S., 1980. Contexte paléogéographique des dépôts phosphatés en Tunisie – in *Géologie comparée des gisements de phosphate et de pétrole. Mém. BRGM*, n°116.

- Savornin, J., 1913. Etude géologique du gîte de fer de Chabet Ballout. Inédit, 10 p. (in David 1956).
- Schieber, J., Baird, G., 2001. On the origin and significance of pyrite spheres in Devonian black shale of North America. *J. Sediment. Res.* 71(1), 155-166. <https://doi.org/10.1306/051600710155>
- Schmidt, K., Koschinsky, A., Garbeschönberg, D., Decarvalho, L., Seifert, R., 2007. Geochemistry of hydrothermal fluids from the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field, 158N on the Mid-Atlantic Ridge: temporal and spatial investigation. *Chem. Geol.* 242 (1–2), 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.023>.
- Scopelliti, G., Bellanca, A., Neri, R., Sabatino, N., 2010. Phosphogenesis in the Bonarelli Level from northwestern Sicily, Italy: petrographic evidence of microbial mediation and related REE behavior. *Cretac. Res.* 31, 237-248. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2009.11.004>
- Sheldon, R.P., 1987. Association of phosphatic and siliceous marine sedimentary deposits. In: Hein, J.R. (Ed.), *Siliceous Sedimentary Rock-hosted Ores and Petroleum*. Van Nostrand Reinhold Co, New York, pp. 58–80.
- Shields, G., Stille, P., 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.* 175, 29–48. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00362-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00362-4).
- Sholkovitz, E.R. 1994. Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1567–1579.
- Sholkovitz, E., 1995. The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries. *Aquatic Geochemistry* 1, 1–34.
- Slotnick, B.S., G.R., Dickens, M.J., Nicolo, C.J., Hollis, J.S., Crampton, J.C., Zachos, 2012. Large-amplitude variations in carbon cycling and terrestrial weathering during the latest Paleocene and earliest Eocene: The record at Mead Stream, New Zealand, *J. Geol.* 120(5), 487–505. <https://doi.org/10.1086/666743>.
- Soudry, D., Glenn, C.R., Nathan, Y., Segal, I., Vonderhaar, D., 2006. Evolution of Tethyan phosphogenesis along the northern edges of the Arabian-African shield during the Cretaceous-Eocene as deduced from temporal variations of Ca and Nd isotopes and rates of P accumulation. *Earth-Sci. Rev.* 78, 27-57. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.03.005>
- Stalder, M., Rozendaal, A., 2004. Apatite nodules as an indicator of depositional environment and ore genesis for the Mesoproterozoic Broken Hill-type Gamsberg Zn–Pb deposit,

- Namaqua Province, South Africa. *Mineral. Deposita* 39 (2), 189–203. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0394-8>.
- Subbotina, N.N., 1947. Danian and Paleogene foraminifera of the northern Caucasus. *Trudy VNIGRI Mikrofauna, USSR*, 39-160.
- Subbotina, N.N., 1953. Foraminifères fossiles d'URSS Globigerinidae, Globorotaliidae, Hantkeninidae. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. 2239: 1-144.
- Tahar-Belkacem, N., Ameer-Zaimeche, O., Kechiched, R., Ouladmansour, A., Heddami, S., Wood, D. A., Buccione, R., Mongelli, G., 2024. Machine learning models to predict rare earth elements distribution in Tethyan phosphate ore deposits: Geochemical and depositional environment implications. *Geochemistry*, 84(4), 126128. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2024.126128>.
- Tanaka, K., Zhao, L., Tazoe, H., Iizuka, T., Murakami-Sugihara, N., Toyama, K., Yamamoto, T., Yorisue, T., Shirai, K., 2022. Using neodymium isotope ratio in *Ruditapes philippinarum* shells for tracking the geographical origin. *Food Chem.* 382, 131914. <https://doi.org/10.1016/j.foodchem.2021.131914>.
- Termier, P., 1920. Observation de la tectonique algéro-tunisienne. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* pp. 46-48, Paris.
- Tissot, J., 1881. Carte géologique provisoire de la province de Constantine et du cercle de Boussaâda. 1/800 000. Jourdan éd. Alger, et texte explicatif, 136 p. (in David 1956).
- Tjalsma, R.C., Lohmann, G.P., 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology, Spec. Publ.* 4, 1-90.
- Thomas, E., 1989, Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antarctic waters: *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 47, 283-296. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.047.01.21>.
- Thomas, P., 1873. Note sur la découverte des phosphates sédimentaires en Algérie. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, Paris.
- Thomas, E., 2007. Cenozoic mass extinctions in the deep sea: What disturbs the largest habitat on Earth? In Monechi, S., Coccioni, R., and Rampino, M., (Eds.), *Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 424, 1-23. [https://doi.org/10.1130/2007.2424\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2424(01)).
- Tostevin, R., Shields, G.A., Tarbuck, G.M., He, T., Clarkson, M.O., Wood, R.A., 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chem. Geol.* 438, 146–162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and

- paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.* 232, 12-32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>
- Tribovillard, N., Bout-Roumazeilles, V., Abrahamia, R., Ventalona, S., Delattrea, M., Baudin, F., 2022. The contrasting origins of glauconite in the shallow marine environment highlight this mineral as a marker of paleoenvironmental conditions. *C. R. Geosci.* 355, 213-228. <https://doi.org/10.5802/crgeos.170>
- USGS - U.S. Geological Survey, 2020. Mineral Commodity Summaries 2020. U.S. Geol. Surv., p 200. <https://doi.org/10.3133/mcs2020>.
- Van De Fliert, J.R., 1957. Etude géologique de la région d'Oued Athmania (Algérie). Pub. Serv. Carte geol. Algérie N.S, Bull N°8, 245p. Alger. 129.
- Vila, J.M., 1977. Carte géologique de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4), avec notice explicative détaillée (1ere édition). Alger, Serv. Carte géol. Algérie, SONATRCH (Div. Hydroc., Dir. Explor).
- Vila, J.M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie nord oriental et des confins Algéro-tunisiens. Thèse de doct., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Vila, J.M., Feinberg, H., Lahondère, J.C., Gourinard, Y., Chouabbi, A., Magné, J. Durand-Delga, M., 1995. Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Afif dans leur cadre structurale nord est- algérien, origine saharienne du Numidien et calendrier des charriages miocènes. *C.R. Acad. Sci . Paris. t. 320 série II a*, pp1001- 1009.
- Visse, L., 1951. Le gisement de phosphate de chaux de Djebel Onk. Rapport interne Soc. Dj. Onk, 152 p, 32 pl., 10 pl. h.t.
- Visse, L., 1952. Genesis of the southeasterly Algerian-Tunisian phosphatic deposits. In: XIX International Geological Congress, Set 1 (27). Algeria, Algiers, 60 p.
- Voûte, C., 1967. Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakrone, Ain Babouche et des régions limitrophes. *P. S. C. G. Algérie N. S. Bull n°36,3vol.* Alger.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews.* 104: 111-142.
- Webb, G.E., Kamber, B.S., 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochem. Cosmochim. Acta* 64, 1557–1565. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00400-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00400-7).
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. *Revue Géologie Dynamique, Géographie Physique*, 24: 201-297.

- Winnock, E., 1980. Les dépôts de l'Eocène au Nord de l'Afrique : aperçu paléogéographique de l'ensemble. In : Géologie comparée des gisements de phosphates et de pétrole, Colloque International, Orléans, 6–7 Novembre 1979. Doc. BRGM 24, 219–243.
- Wright, J., Schrader, H., Holser, W.T., 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochem. Cosmochim. Acta* 51, 631-644. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90075-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90075-5)
- Zaïer, A., Béji-Sassi, A., Sassi, S., Moody, R.T.J., 1998. Basin evolution and deposition during the early Paleocene in Tunisia. In : Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark- Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, 132. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, pp. 375–393. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.132.01.21>
- Zachos, J.C., Rohl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H., Kroon, D., 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene–Eocene thermal Maximum. *Science* 308, 1611-1615. <https://doi.org/10.1126/science.1109004>
- Zhou, C., Jiang, S.Y., 2009. Palaeoceanographic redox environments for the lower Cambrian Hetang Formation in South China: Evidence from pyrite framboids, redox sensitive trace elements, and sponge biota occurrence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 271, 279–286. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.024>
- Zhao, H., Jones, B., 2013. Distribution and interpretation of rare earth elements and yttrium in Cenozoic dolostones and limestones on Cayman Brac, British West Indies. *Sediment. Geol.* 284–285, 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.>