Les silicifications de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Maastrichtien-Lutétien Maroc) : Sédimentologie, Minéralogie, Géochimie et Contexte Génétique

Hamid El Haddi

▶ **To cite this version:**

Hamid El Haddi. Les silicifications de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Maastrichtien-Lutétien Maroc) : Sédimentologie, Minéralogie, Géochimie et Contexte Génétique. Géologie appliquée. Université Hassan II de Casablanca; Faculté des Sciences Ben M'Sik, 2014. Français. NNT : . tel-01121950v1

HAL Id: tel-01121950

https://hal.science/tel-01121950v1

Submitted on 2 Mar 2015 (v1), last revised 9 May 2018 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

2014

Les silicifications de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Maastrichtien-Lutétien Maroc) : Sédimentologie, Minéralogie, Géochimie et Contexte Génétique

Hamid EL HADDI

N° d'ordre : CED/101/14

Université Hassan II de Casablanca
Faculté des Sciences Ben M'Sik

Thèse de Doctorat en Géologie

Présentée et soutenue publiquement

Par

Hamid EL HADDI

Discipline : Géosciences et Environnement

Spécialité : Sédimentologie

Sujet de la thèse :

Les silicifications de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Maastrichtien-Lutétien, Maroc) : Sédimentologie, Minéralogie, Géochimie et Contexte Génétique

Thèse présentée et soutenue à Casablanca le 25/12/2014 devant le jury composé de :

ESSAMOUD Rachid	**Professeur, Faculté des Sciences Ben M'Sik**	**Président**
BENBOUZIANE Abdelmajid	**Professeur, Faculté des Sciences Ben M'Sik**	**Directeur**
MOUFLIH Mustapha	**Professeur, Faculté des Sciences Ben M'Sik**	**Co-directeur**
CHELLAI El Hassan	**Professeur, Faculté des Sciences - Semlalia**	**Rapporteur**
AIT SLIMANE Abdelaziz	**Professeur, Faculté des Sciences - Semlalia**	**Rapporteur**
RAJI Mohammed	**Professeur, Faculté des Sciences Ben M'Sik**	**Rapporteur**
HSSAIDA Touria	**Professeur, Faculté des Sciences Ben M'Sik**	**Examinateur**
AMAGHZAZ M'barek	**Unité Géologie Zone Nord, DRD Khouribga, OCP.sa**	**Invité**

Etablissement : Faculté des Sciences Ben M'Sik.
CEDoc : Sciences et Applications.
Nom du laboratoire : Dynamique des Bassins Sédimentaires et Corrélations Géologiques

Dédicace V
Avant-propos VI
Résumé X
Abstract XI
ملخص XII

Introduction 1

Partie I – Synthèse bibliographique 4

Chapitre 1 – Approches, méthodologie et historique des travaux sédimentologiques et stratigraphiques des phosphates marocains 4

Généralités 5

1.1. Approches et méthodologie de travail 5

1.1.1. Étude sédimentologique 6

1.1.2. Étude minéralogique 7
1.1.2.1. Méthode de la diffraction des rayons X 7
1.1.2.2. Matériel de la diffraction des rayons X 7

1.1.3. Étude géochimique 7

1.2. Classification des faciès et microfaciès carbonatés et phosphatés 8

1.2.1. Classification des carbonates 9

1.2.2. Classification des roches phosphatées 11

1.3. Historique des recherches 13

Partie I – Synthèse bibliographique 15

Chapitre 2 – Cadre général des bassins phosphatés au Maroc 15

Introduction 16

2.1. Types de gisements phosphatés 17

2.2. Origine des phosphates et phosphatogenèse 17

2.3. Répartition stratigraphique des dépôts phosphatés 20

2.4. Paléoenvironnement de la série phosphatée des Ouled Abdoun 21

2.5. Principaux bassins phosphatés marocains 22
2.4.1. Bassin des Ouled Abdoun 23
2.4.2. Bassin des Ganntour (fig.8,2) 25
2.4.3. Bassin des Meskala (fig.8,3) 26
2.4.4. Bassin Oued Eddahab (fig.8,4) 26

2.6. Pétrographie et sédimentologie de la série phosphatée marocaine 26
2.5.1. Faciès siliceux détritiques ou non détritiques 27
2.5.1. Faciès phosphatés sableux meubles 27
2.5.2. Faciès des calcaires phosphatés 27

2.7. Évolution de la série phosphatée 29
2.6.1. Évolution synsédimentaire 29

2.6.2. Évolution post-sédimentaire 29

Partie I – Synthèse bibliographique 30

Chapitre 3 – Faciès siliceux : Nomenclature et contexte génétique 30

3.1. Généralités sur les faciès siliceux 31

3.1.1. Solubilité et cristallinité de la silice 32

3.1.2. Roches sédimentaires siliceuses d'origine biochimique 32
3.1.2.1. Radiolarites 33
3.1.2.2. Radiolarites et le niveau de compensation de la calcite 34
3.1.2.3. Diatomites 34
3.1.2.4. Spongolites 34

3.1.3. Roches sédimentaires siliceuses d'origine chimique 34
3.1.3.1. Silex 35
3.1.3.2. Chailles 35
3.1.3.3. Cherts 35
3.1.3.4. Accidents siliceux particuliers 36

3.2. Nomenclature de formes siliceuses de la série phosphatée marocaine 36

3.2.1. Silex de la série cherteuse 36

3.2.2. Silex phosphatés 36

3.2.3. Rognons de silex 36

3.2.4. Ménilites et les nodules sphériques 37

3.2.5. Épigénies siliceuses dans les calcaires et les géodes 37

3.3. Environnement des processus diagénétiques et la silicification 37

3.3.1. Environnement de la silicification 38

3.3.2. Processus diagénétiques de silicification 38

3.3.3. Condition de formation des roches siliceuses 42
3.3.3.1. Facteurs sédimentogénétiques et pétrographiques 42
3.3.3.2. Facteurs minéralogiques et géochimiques 42

Partie I – Synthèse bibliographique 45

Chapitre 4 – Cadre stratigraphique de la série phosphatée des Ouled Abdoun 45

Introduction 46

4.1. Cadre stratigraphique de la série phosphatée des Ouled Abdoun 46
4.1.1. Stratigraphie des dépôts phosphatés marocains 46
4.1.2. Stratigraphie de la série phosphatée des Ouled Abdoun 47
4.3.1. Formations du début de la phosphatogenèse 48
4.3.2. Formations phosphatées du Maastrichtien au Lutétien (Salvan 1954) 48

4.2. Découpage minier de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Cayeux 1950) 50

4.3. Découpage séquentiel de la série phosphatée des Ouled Abdoun 52

4.4. Repères de la série phosphatée des Ouled Abdoun 53

Partie II – Travaux descriptifs 54

Chapitre 5 – Contexte géographique et géologique et étude lithostratigraphique du bassin des Ouled Abdoun 54

Introduction 55

5.1. Contexte géographique et géologique du bassin des Ouled Abdoun. 55
5.1.1. Situation géographique 55
5.1.2. Cadre Géologique 55

5.2. Étude lithostratigraphique des coupes des Ouled Abdoun 60
5.2.1. Gisement de Ghar Tajer 60
5.2.1.1. Cadre géographique 60
5.2.1.2. Evolution lithostratigraphique 60
5.2.2. Gisement de Sidi El Maâti 63
5.2.2.1. Cadre géographique 63
5.2.2.2. Évolution lithostratigraphique 64
5.2.3. Gisement de Sidi Chennane 66
5.2.3.1. Cadre géographique 66
5.2.3.2. Évolution lithostratigraphique 67
5.2.4. Gisement d'El Halassa 69
5.2.4.1. Cadre géographique 69
5.2.4.2. Évolution lithostratigraphique 69
5.2.5. Corrélation lithostratigraphique et identification des faciès siliceux 73

Partie II – Travaux descriptifs 75

Chapitre 6 – Étude sédimentologique des coupes étudiées et analyse séquentielle de la coupe d'El Halassa 75

6.1. Étude pétrographique des quatre coupes 76

6.1.1. Description macroscopique 76
6.1.1.1. Silicification des termes phosphatés 76
6.1.1.2. Silicification des termes marneux 77
6.1.1.3. Silicification des termes calcaires 77

6.1.2. Description microscopique 78
6.1.2.1. Microfaciès des termes phosphatés 78
6.1.2.2. Microfaciès de calcaire silicifiés 79
6.1.2.3. Microfaciès marneux 80

6.2. Séquences de dépôt de la série des Ouled Abdoun (El Halassa) 81
6.2.1. Séquences de dépôt d'âge Maastrichtien 81
6.2.2. Séquences de dépôt d'âge Danien et Thanétien 82
6.2.3. Séquences de dépôt d'âge Yprésien 83
6.2.4. Séquences de dépôt d'âge Lutétien 84

Conclusions 87

Partie II – Travaux analytiques 90

Chapitre 7 – Étude minéralogique des faciès siliceux et silicifiés 90

Introduction 91

7.1. Préparation de l'échantillon 91
7.2. Analyses minéralogiques au DRX 91
7.2.1. Les phases de la silice 91
7.2.2. Phases de l'apatite 93
7.2.3. Phases des carbonates 94
7.2.4. Phases des argiles marneuses 94
7.3. Discussion et conclusions 95

Partie II – Travaux analytiques 98

Chapitre 8 – Étude géochimique des faciès siliceux et silicifiés 98

Introduction 99
8.1. Résultats 99
8.1.1. Phases chimiques dominantes 99
8.1.2. Analyses par ICP AES 100
8.1.2.1. Termes phosphatés silicifiés 101
8.1.2.2. Termes non phosphatés silicifiés 102
8.1.2.3. Relation entre la silice et les éléments chimiques 103
8.1.3. Analyses statistiques 104
8.1.3.1. Analyses de Cluster 104
8.1.3.2. Coefficient de corrélation de Pearson 106
8.2. Interprétation et signification géochimique 106
8.3. Conclusions 107

Conclusions générales 110

Perspectives 113

Liste des figures 114

Liste des tableaux 115

Liste des planches 117

Références bibliographiques 121

Références bibliographiques consultées 134

Dédicace

À mes parents

À mes frères et sœurs

À tous ceux qui me sont chers

« Si votre mission est d'être balayeur de rue, vous devez balayer les rues dans le même esprit que Michel-Ange lorsqu'il peignait ses toiles, que Beethoven, lorsqu'il composait ses symphonies, que Shakespeare, lorsqu'il écrivait ses drames. Vous devez balayer la rue d'une façon tellement parfaite, que chaque passant puisse dire : ici, c'est un grand balayeur qui a travaillé ; il a bien accompli sa tâche ! ... C'est un peu cela que veut dire Douglas Mallock, lorsqu'il écrit : "Si tu ne peux pas être un arbre sur la colline, sois un buisson dans la vallée ; mais sois le meilleur buisson à des lieues à la ronde. Si tu ne peux pas être une route, sois un sentier ; si tu ne peux pas être le soleil, sois une étoile.

La valeur ne se mesure pas aux dimensions. Sois ce que tu es, mais sois-le à fond. »

Martin Luther King

Avant de présenter les résultats de mon travail, je tiens à donner un aperçu sur mon cursus académique ainsi que le déroulement de la préparation de cette thèse au sein du laboratoire Dynamique des Bassins Sédimentaires et Corrélations Géologiques.

Suite à l'obtention de mon diplôme de Licence en 2007 en Sciences de la Terre et de l'Univers à la Faculté des Sciences Ben M'Sik j'ai suivi mes études en Master de recherche pour préparer le Diplôme de Master en Géologie Appliquée à la Prospection des Ressources Naturelles, au Département de géologie, Faculté des Sciences Ben M'Sik. Le projet de fin d'études a été proposé par Madame le Professeur **Ouafa EL Hammoumi** et Monsieur le Professeur **Ahmed Fekri** en collaboration avec le Laboratoire Public d'Essais et d'Études, au sein du centre Expérimental des sols. Ce mémoire de Master intitulé : Étude géologique, géotechnique et géophysique du site d'implantation de la station de dessalement de l'eau de mer dans la région d'Agadir (Cap Ghir) est soutenu en 2009.

Après cette formation Master, je me suis inscrit au centre d'étude doctorale Sciences et Application en formation Géoressources et Environnement du Département de géologie, Faculté des Sciences Ben M'Sik. J'ai entamé un nouvel axe de recherche en géologie celui de la sédimentologie, Monsieur le Professeur **Abdelmajid Benbouziane** et Monsieur le Professeur **Mustapha Mouflih** m'ont proposé un sujet original portant sur la silicification dans la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun, vu l'importance du phosphate en terme économique et scientifique.

Le présent travail a été réalisé, dans le cadre des recherches menées par le Laboratoire Dynamique des Bassins Sédimentaires et Corrélations Géologiques (LDBSCG) de la Faculté des Sciences Ben M'Sik, Université Hassan II de Casablanca.

La première année m'a permis d'avoir une vue d'ensemble sur les caractéristiques, les origines et les classifications des phosphates, au Maroc et dans le monde. Cette approche m'a permis de me familiariser avec les méthodes et les réflexions des sédimentologues.

En Octobre 2010, j'ai participé à la mission paléontologique menée par monsieur le professeur **Emmanuel Gheerbrant** et son équipe au gisement de Sidi Chennane du bassin des Ouled Abdoun. Cette mission qui rentre dans le cadre de la collaboration franco-marocaine entre l'Office Chérifien des Phosphates (OCP), le ministère de l'Énergie des Mines de l'Eau et de l'Environnement (Rabat) et le Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN, Paris). Durant cette mission j'ai levé des coupes et fait des échantillonnages de niveaux en compagnie du professeur **Mustapha Mouflih**.

J'ai commencé ma deuxième année par un stage de terrain à l'Office Chérifien des Phosphates (OCP), au département géologique Zone Nord-Khouribga. Ça m'a permis de discuter avec les mineurs géologues sur les meilleures démarches, surtout pour la stratégie d'échantillonnage au sein des parements (affleurements) et dans les puits. Des missions d'échantillonnage de niveaux siliceux et silicifiés, des visites de plusieurs gisements, des levées de coupes lithologiques et traitement des données sur Word, Excel et Illustrateur sont réalisées durant ce stage.

La troisième année a été consacrée à la réalisation et interprétation des analyses géochimiques et minéralogiques. Une bonne partie de travail a été effectuée au sein du Laboratoire Dynamique des Bassins Sédimentaires et Corrélations Géologiques (Sédimentologie et Pétrographie). Les analyses géochimiques et minéralogiques (ICP et DRX), ont été financées par l'Université Hassan II de Casablanca et réalisées au Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique (CNRST) à Rabat et au Centre d'Analyses et de Recherche du Campus Ben M'Sik-Casablanca (CARB). 100 lames minces pour l'étude microscopique ; 53 échantillons analysés par diffraction des rayons (DRX) et 24 échantillons analysés par Spectrométrie d'Émission Atomique Source Plasma à Couplage Inductif (ICP AES)).

La présente recherche tente d'apporter des réponses aux questions de silicification, elle nous a permis sur le plan sédimentologique, d'inventorier les faciès siliceux et silicifiés et d'identifier la nature et l'origine de la silicification liée à la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun et sur le plan géochimique, de mettre en évidence les corrélations qui existent entre les éléments chimiques et la silice. Les résultats scientifiques de cette recherche ont fait l'objet des publications nationales et internationales.

Je tire profit de ces derniers moments de rédaction, que j'anticipais avec beaucoup d'impatience, pour remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à ma formation. Je commence par remercier Dieu de m'avoir entouré de toutes les personnes précieuses, qui chacune à sa façon, a contribué à la réalisation de ce travail.

Mes sincères remerciements vont à monsieur le professeur **Mohamed Said EL Kabbaj**, Doyen de la Faculté des Sciences Ben M'Sik, pour l'intérêt qu'il a toujours porté à la recherche scientifique au sein de notre établissement ; qu'il trouve ici, l'expression de mes sentiments les plus respectueux.

J'exprime ma profonde gratitude aux directeurs des laboratoires de la faculté des Sciences Ben M'Sik, monsieur le professeur **Rachid Essamoud** directeur du Laboratoire Dynamique des Bassins Sédimentaires et Corrélations Géologiques, monsieur le professeur **Hassan EL Hadi** Directeur du

Laboratoire de Géologie Appliquée, Géomatique et Environnement et monsieur le professeur **Hassan Hannache** Directeur du Laboratoire d'Ingénierie et Matériaux.

J'aimerais aussi témoigner ma reconnaissance et mon amitié à monsieur **Essaid Jourani** et monsieur **M'barek Amaghzaz** qui ont enrichi mes connaissances sur le phosphate et m'ont facilité l'obtention du stage, ainsi que tout le personnel de leur direction. Je n'oublierai pas d'associer à ces remerciements, madame **Malika Bouzaroual** et monsieur **Brahim Izem** technicien du département de Géologie, qui de par ses compétences mécaniques et technistiques, m'a apporté un soutien essentiel dans la réalisation des lames minces.

Préalablement je tiens à remercier professeur **Abdelmajid Benbouziane** et professeur **Mustapha Mouflih**, professeurs chercheurs à la Faculté des Sciences Ben M'Sik, pour m'avoir confié et donné la possibilité de défendre cette thèse :

En tout premier lieu, je les remercie très vivement de m'avoir suivi durant ces années de dur labeur. C'est en toute logique qu'ils se sont montrés très exigeant sur le contenu scientifique, dans le bassin des Ouled Abdoun où la série phosphatée est bien exploitée et les affleurements sont difficiles à atteindre puisqu'il s'agit des parements d'exploitations verticaux... leur perfectionnisme m'a forcé à une remise en question régulière, et à aiguiser mes interprétations, sans cesse remises en cause lors des discussions scientifiques ! Finalement, ces discussions, m'amenant parfois à la limite de la rupture, m'ont été très bénéfiques. Je remercie le professeur **Mustapha Mouflih** également de m'avoir emmené découvrir les environnements phosphatés et carbonatés du bassin des Ouled Abdoun, gisement de Sidi Chennane étage Maastrichtien fossilifère lors de l'étude paléontologique et sédimentologique avec l'équipe du professeur **Emmanuel Gheerbrant**, paléontologue, Centre de Recherche sur la Paléobiodiversité et les Paléoenvironnements, MNHN, Paris, pour l'étude des vertébrés des phosphates du Maroc, pour mettre un point d'honneur à ces années de recherche sur la silicification liée au phosphate.

Enfin, je le remercie encore d'avoir humanisé ma période de thèse par les nombreuses responsabilités d'encadrements et de suivis des étudiants soit de la licence ou du master ; aussi de voulez sur les manipulations et les essais au laboratoire. Je tiens également à les remercier, pour leur compétence variée qui m'ont transmis, pour leurs diverses relectures des manuscrits (résumés, articles et thèse), pour leur façon de me motiver et leur engagement pour mettre en valeur nos travaux dans des revues et journaux scientifiques indexés.

Je voudrais également remercier **Rachid Essamoud**, professeur à la Faculté des Sciences Ben M'Sik, qui m'a fait l'immense privilège de tenir le rôle de président de jury.

Je voudrais remercier particulièrement tous ceux qui m'ont fait l'honneur d'accepter d'être rapporteurs de cette thèse : **El Hassan Chellai** professeur à la Faculté des Sciences - Semlalia, **Abdelaziz Ait Slimane**, professeur à la Faculté des Sciences - Semlalia et **Mohammed Raji**, professeur à la Faculté des Sciences Ben M'Sik.

Les mots me manquent pour remercier madame **Touria Hssaida**, professeur à la Faculté des Sciences Ben M'Sik, qui a acceptée d'examiner mon travail et qui a consacrée son temps à la lecture approfondie de mon manuscrit.

Mes vifs remerciements à l'ensemble des enseignants du département de la géologie de la faculté des Sciences Ben M'Sik, pour leurs encouragements et leurs soutiens et leurs efforts déployés envers notre égard durant les années de formation, dont les directives m'ont été d'un grand secours. A cette occasion j'exprime mes remerciements spécialement aux professeurs **Saber Najib** chef de département de géologie, **Nadia Barhoun, Malika Aadjour, Naima Bachiri, Chakib Marrakchi, Zouhair Baroudi, Hassan Lemacha, Faouziya Haissen, Mohammed Nefly et Mostafa Oukassou**.

Merci à tous mes fidèles amis irremplaçables qui m'ont soutenu et encouragé. Merci pour leur présence si chère et pour leurs témoignages d'amitié à mon égard, plus particulièrement, je souhaite remercier : **Dr.Youness El Batal, Hind Yaacoubi, Fatna Zaakour, Dr.Elmehdi Fait, Zouhair ElKabir, Dr.Amal Neqqazi, Salem Elouartiti, Fadwa Rafik, Imad Oukarri, Omar Ait Malek, Dr.Hajar Bensalem, Tarik Derouiche, et les professeurs László Kocsis et Nour-Eddine Jalil**, ainsi que tous les membres du laboratoire dynamique des bassins sédimentaires et corrélations géologiques. Leur amitié est un joyau précieux dans mon cœur.

Enfin, une grande part de mes remerciements va tout particulièrement à mes parents qui n'ont cessé leur sacrifice et leur abnégation et qui m'ont donné le goût du dépassement et de la confiance en soi en me donnant un environnement idéal durant mon enfance et en m'enseignant les valeurs d'humanité et d'honnêteté avec lesquelles j'ai essayé de mener mon travail scientifique. Je suis grandement reconnaissant à mon frère **Mohammed**, mes sœurs **Fadma, Nezha, Souâd et Latifa** qui ont joué évidemment un très grand rôle dans cette thèse. Leur soutien moral et matériel m'a été indispensable tout au long de ces années. J'espère que ce travail leur témoigne toute ma reconnaissance et mon estime à leurs égards.

Les pays du Moyen-Orient et les régions d'Afrique du Nord sont connus par les phosphates de qualité commerciale exploitables d'âge Cénozoïque. Le Maroc est le principal producteur, il a plus de trois quarts des réserves mondiales de phosphate sédimentaire. Les phosphates marocains, d'âge fini Crétacé — Éocène inférieur, ont attiré l'attention de nombreux scientifiques depuis longtemps. Plusieurs enquêtes ont été portées sur les premiers phénomènes extrêmement diagénétiques et depuis lors, des études sédimentologiques offrent encore de nombreux résultats fascinants. En effet, ce sont des dépôts de référence pour les études géologiques et particulièrement les phénomènes diagénétiques post et synsédimentaires. La silicification est donc l'objet de cette étude, qui porte à inventorier tous les formes et les faciès siliceux et silicifiés, ainsi qu'à determiner l'origine et les processus diagénétiques qui contrôlent la néoformation de la silice.

Cette étude a été menée sur les gisements de Ghar Tajer, Sidi El Maâti, Sidi Chennane et EL Halassa, qui appartiennent au bassin des Ouled Abdoun, et s'étalent du Maastrichtien au Lutétien. Dans un premier temps, une approche sédimentologique et pétrographique a été appliquée sur les différents termes composant la série phosphatée, afin de caractériser la silicification et de déduire les liens probables entre ce phénomène diagénétique et les formes et faciès contenant la silice. Il en résulte que la silicification est diversifiée et abondante, elle se présente généralement par du silex, de l'opale et de la calcédoine, sous forme de couches lenticulaires, de lentilles asymétriques avec zonation, de nodules ou rognons appelés faciès nougat et des roches silicifiées. Dans un deuxième temps, une approche minéralogique et géochimique a été faite sur les mêmes faciès siliceux et silicifiés de la série de phosphate du bassin des Ouled Abdoun. Les résultats minéralogiques montrent qu'il s'agit de minéraux de forme cristalline, de quartz clastiques et de quartz microcristallin ou fibreux. Et ont enregistré des pics majeurs 3,34 Å et 4,26 Å. En revanche, la silice de type opale a été présentée par les pics intenses et larges 4,10 Å, 4,33 Å et 2,50 Å, et qui correspondent à l'opale CT (opale Cristobalite-Tridymite) et l'opale T (Tridymite). Selon les rapports des phases minéralogiques, on a pu distinguer trois principales phases : la phase silicatée, la phase carbonatée et la phase argileuse. En ce qui concerne la géochimie, des éléments majeurs et traces ont été dosés. Les associations géochimiques de la SiO_2 et tous les éléments présentent des relations notables avec l'accroissement du degré diagénétique de la silicification. Les phénomènes diagénétiques et la silicification ont été conditionnés par les facteurs pH, l'environnement de dépôt des phosphates et aussi par la remontée des courants d'upwelling.

Mots-clés : Phosphates, Sédimentologie, Minéralogie, Géochimie, Silicification, Maastrichtien–Lutétien, Diagenése, Ouled Abdoun, Maroc.

The Middle East and North Africa regions are known by phosphates of the Cenozoic age with a workable commercial quality. And Morocco is by far the main producer with more than three quarters of the world's sedimentary phosphate reserve. Moroccan phosphates from upper Cretaceous - lower Eocene, attracted the interest of many scientists for years. Several investigations have been focused on the first extremely diagenetic phenomena and since then, the sedimentological studies still offer lots of fascinating results. Indeed, they are the referential deposits for the geological studies and particularly the diagenetic Post and Syn sedimentary phenomena.

The Silicification is then the object of this study that aim to inventory all the forms and the facies siliceous and silicified, in addition to determine the origin and the diagenetic processes that control the neoformation of silica. And that has been performed on the deposits of Ghar Tajer, Sidi El Maâti, Sidi Chennane and EL Halassa, all a part of the Ouled Abdoun Basin; and go from the Maastrichtian to the Lutetian. At first, a sedimentological and petrographic approach was applied on the different terms of the phosphate series, in order to characterize the silicification and deduce the probable links between this diagenetic phenomenon and the facies and forms containing the silica. As a result, the silicification turns to be diversified and abundant, usually in the form of flint, opal and chalcedony, as lenticular layers of asymmetric lenses with zonation, nodules or rognons called nougat facies and silicified rocks.The second step consisted on a mineralogical and geochemical approach on the same silica and silicified facies of phosphate series of Ouled Abdoun basin. The mineralogical results showed their quality of crystalline minerals, clastic quartz and microcrystalline or fibrous quartz, and marked major peaks 3.34 Å and 4.26 Å. On an other hand, the opal types of silica was presented by the intense and large peaks 4.10 Å, 4.33 Å and 2.50 Å, that correspond to opal CT (Cristobalite-Tridymite opal) and opal T (Tridymite). According to the mineralogical phases' reports, three main phases: the silicate phase, the carbonate phase and the clay phase. Regarding geochemistry, major and trace elements were measured, then geochemical associations of SiO_2 and all elements seemed having significant relationships with the increased degree of diagenetic silicification. The Diagenetic phenomena and silicification have been conditioned by the factors pH, the depositional environment of phosphates and also the rise of upwelling currents.

Keywords: Phosphates, Sedimentology, Mineralogy, Geochemistry, Silicification, Diagenesis, Maastrichtian - Lutetian, Ouled Abdoun, Morocco.

من المعروف أن دول الشرق الأوسط وشمال أفريقيا تحتوي على فوسفات مستغلة دات جودة تجارية وهو من العصر الطباشيري. المغرب وهو منتج رئيسي، ولديه أكثر من ثلاثة أرباع الفوسفات الرسوبية في العالم. الفوسفات المغربي من عمر الطباشيري العلوي -الايوسين السفلي، جذبت انتباه العديد من العلماء لسنوات. وقد ركزت العديد من الأبحاث في الظواهر ذات النشأة المتأخرة (الدياجينيزية)، ومنذ ذلك الحين لا تزال الدراسات الرسوبية توفر العديد من النتائج الرائعة. في الواقع تعتبر هذه الودائع مرجعية للدراسات الجيولوجية؛ ويتميز الفوسفات بظواهر النشأة المتأخرة (الدياجينيزية) قبل وأثناء الترسب. التحجر أو تشكل السيليس هي من هذه الظواهر، وهي هدف هذه الدراسة والتي نستهدف من خلالها حصر للأشكال الصوان والسحنات السليسية، بالإضافة لتحديد المنشأ وعمليات النشأة المتأخرة (الدياجينيزية) التي تتحكم في تشكيل السيليكا الجديدة.

وقد أجريت هذه الدراسة على ودائع غار التاجر، سيدي المعطي، سيدي شنان والحلاسة، التي تنتمي إلى حوض أولاد عبدون، والتي تمتد من العمر المستريخي الى الوتيسي. في البداية، تم تطبيق المقاربة الرسوبية والصخرية على مختلفة السحنات المؤلفة للتشكلات الفوسفات لتوصيف التحجر أو تشكل السيليس واستنتاج الروابط المحتملة بين ظاهرة النشأة المتأخرة (الدياجينيزية) والأشكال وسحنات السليسية المتأثرة. وترتب على ذلك أن ظاهرة التحجر او تشكل السيليس متنوعة ووفيرة، وتظهر عادة على شكل الصوان والأوبال والعقيق الأبيض وطبقات عدسية الشكل وعدسات متماثلة مع توزيع مناطقي وصخور متحجرة وأيضا على شكل العقيدات تسمى سحنة نوجا. في الخطوة الثانية، اعتمدنا المقاربة المعدنية والجيوكيميائية على نفس العينات من السيليكا والسحنة المتحجرة. تظهر النتائج المعدنية سواء كانت المعادن البلورية، والكوارتز الفتاتية والكوارتز المجهري البلوري أو ليفية والتي تتميز بقمم الكبرى 3.34 Å و4.26 Å. في المقابل، أنواع العقيق السيليكا التي تظهر قمم مكثفة واسعة 4.10 Å، 4.33 Å و 2.50 Å هذه القمم تتوافق مع أوبال CT (cristobalite tridymite) و أوبال T (tridymite). التجمعات الجيوكيميائية من SiO_2 وجميع العناصر لديها علاقات مع تزايد درجة النشأة المتأخرة (الدياجينيزية) من تشكل السيليس. التي كانت تخضع لعوامل pH، والبيئة الترسيبية للفوسفات وكذلك إلى صعود التيارات الموجات المتقلبة.

الكلمات الرئيسية: الفوسفات، الرسوبية، المعدنية، الجيوكيميائية، تشكل السيليس، المستريخي – الوتيسي، النشأة المتأخرة (الدياجنيز)، أولاد عبدون، المغرب.

Introduction

Les bassins sédimentaires marocains sont riches en phénomènes diagénétiques, parmi lesquels nous avons la silicification, qui se produit depuis les grandes profondeurs marines jusqu'à la surface. Elle est le résultat un remplacement isovolumique et/ou d'épigénie (Crouzel 1983). Cette silicification est très abondante dans les bassins phosphatés marocains d'âge Maastrichtien-Lutétien. Ces bassins phosphatés ont fait l'objet de travaux de recherche et d'études depuis 1921. Très vite cette richesse phosphatée a été évoluée et devient un élément essentiel de l'économie marocaine. L'importance de ces phosphates n'a fait que croitre régulièrement au cours des années, pour donner au Maroc une place prépondérante parmi les pays producteurs de phosphate. Cette ressource du sous-sol marocain est estimée aux trois quarts des réserves mondiales. Afin de contribuer à la recherche et les études diagénétiques qui affectent la série phosphatée marocaine, nous avons choisi d'affronter le phénomène de la silicification peu étudié dans les phosphates. Nous avons retenu comme objet de cette étude les dépôts phosphatés situés dans les gisements Ghar Tajer, Sidi El Maâti, Sidi Chennane et El Halassa, qui appartiennent au bassin des Ouled Abdoun appelé communément plateau de phosphate.

Nous nous sommes intéressés dans ce travail aux différentes formes siliceuses et de silicifications de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun de l'intervalle fini Crétacé—Éocène inférieur. Cette silicification présente une problématique double :

- ✓ La première est d'ordre génétique, il s'agit de la méconnaissance de l'origine, de la répartition et des processus diagénétiques qui contrôlent la néoformation de cette silice ;
- ✓ La seconde est d'ordre pratique, il s'agit des corps siliceux qui se trouvent dans les niveaux phosphatés qui entravent et dérangent l'exploitant et le circuit de traitement des phosphates.

Pour cerner cette problématique, nous avons choisi de travailler sur des termes lithologiques riches en phénomènes de silicification dont le but est de :

- ✓ Définir la typologie (inventaire et descriptif) des formes siliceuses et des facies silicifiés du bassin des Ouled Abdoun ;
- ✓ Établir et de retracer l'évolution temporelle de cette silicification ;
- ✓ Déterminer les processus et les paragenèses diagénétiques de cette silicification.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons adopté des approches sédimentologiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques.

Les travaux de recherche de cette thèse ont été structurés en trois parties :

Dans la première partie, nous présentons une synthèse des études ayant été réalisées sur les phosphates marocains et particulièrement sur la série phosphatée des Ouled Abdoun et aussi sur la silicification et les faciès siliceux. Lors de cette synthèse, nous avons mis en avant dans cette partie les informations ayant un rapport avec la sédimentologie, la stratigraphie, les classifications des carbonates et des phosphates et les approches, les techniques et les méthodes expérimentales, qui ont été utilisées. L'arrangement de cette partie est fait comme suite :

Le premier chapitre est consacré aux approches, techniques et méthodes expérimentales, qui ont été utilisées, ainsi qu'à un rappel historique sur les travaux de recherches sur les phosphates et spécialement sur la sédimentologie et la stratigraphie.

Nous développerons dans le deuxième chapitre une synthèse sur les phosphates, leurs types, l'origine et la phosphatogenèse ainsi que la répartition des dépôts phosphatés au Maroc et ailleurs.

Le troisième chapitre est consacré à une revue de la littérature sur les faciès siliceux et les processus diagénétiques de la silicification. Nous ferons aussi dans ce chapitre un rappel sur les formes siliceuses et les faciès silicifiés.

Le quatrième chapitre est l'objet d'un rappel de la stratigraphie et le paléoenvironnement de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun.

Ensuite, une approche lithostratigraphique, sédimentologique et pétrographique a été rassemblée puis décrite dans la deuxième partie qui se compose de deux chapitres :

Nous exposons dans le cinquième chapitre le contexte géographique et géologique du bassin des Ouled Abdoun. Par la suite, nous décrivons les travaux de l'étude lithostratigraphique des quatre coupes étudiées du bassin es Ouled Abdoun.

Le dernier chapitre de cette partie décrit les observations macroscopiques et microscopiques des termes rencontrés dans les coupes étudiées. Nous introduisons aussi le découpage des séquences de dépôt de la série des Ouled Abdoun (gisement d'El Halassa).

La troisième partie qui concerne le chapitre sept et huit nous présentons les études minéralogiques et géochimiques des faciès siliceux et silicifiés, qui ont permis la détermination des paragenèses minérales et les compositions géochimiques des faciès étudiés.

Partie I – Synthèse bibliographique

Chapitre 1 – Approches, méthodologie et historique des travaux sédimentologiques et stratigraphiques des phosphates marocains

Généralités

Les phosphates marocains découverts une vingtaine d'années après les gisements tunisiens et algériens n'ont fait l'objet de travaux de recherche et d'études qu'en 1921. Très vite, ils ont montré l'énormité de leurs réserves, dépassant les autres gisements du Nord-Africain et des autres gisements connus, qui ouvraient un avenir quasi illimité à l'exploitation et à la recherche scientifique. Ils représentent un élément essentiel de l'économie marocaine. Cette importance n'a fait que croitre régulièrement au cours des dernières années, pour donner au Maroc la place prépondérante parmi les pays producteurs de phosphate. L'exploitation de cette richesse minière a fait du Maroc, et ceci depuis longtemps, l'un des principaux producteurs et exportateurs mondiaux des phosphates, l'Office Chérifien des Phosphates l'OCP est le premier exportateur mondial de phosphate brut avec 33 % de parts de marché (OCP 2012). Les produits dérivés de ces phosphates sont orientés essentiellement vers le domaine de la fertilisation des sols. Le prix croissant de vente de ce phosphate naturel a poussé l'Office Chérifien des Phosphates (OCP) à augmenter sa production de phosphate brut, en 2011 et de développer de plus en plus sa valorisation. Ceci a permis l'installation de nouvelles mines telles que la mine verte à Khouribga, la mine d'ElHalassa ; aussi des usines de fabrication d'acide phosphorique et à encourager une stratégie de recherche et développement de la recherche scientifique en créant un laboratoire à Safi et des centres de recherche et développement à Khouribga, Benguerir et Youssoufia (OCP 2011).

1.1. Approches et méthodologie de travail

Pour comprendre la problématique de cette étude, nous avons emprunté un certain nombre de démarches descriptives et analytiques. Nous avons réalisé plusieurs missions de terrain qui consistent :

- ✓ La reconnaissance et l'identification des corps siliceux ;
- ✓ Les levés de coupes des gisements de Ghar Tajer, Sidi El Maâti, Sidi Chennane et El Halassa ;
- ✓ L'Échantillonnage sur les affleurements des tranchées d'exploitation et les puits de reconnaissances ;

Nous avons fait des analyses aux laboratoires du Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique (CNRST), du département de géologie et le Centre d'Analyses et de Recherche du Campus Ben M'Sik-Casablanca (CARB) :

- ✓ Cent lames minces pour l'étude des microfaciès ;
- ✓ Cinquante-trois échantillons analysés par diffraction des rayons (DRX) ;
- ✓ Vingt-quatre échantillons analysés par Spectrométrie d'Émission Atomique Source Plasma à Couplage Inductif (ICP AES).

Dans cette étude, nous avons adopté des approches sédimentologiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Dans un premier temps, une étude descriptive basée sur la sédimentologie et la pétrographie, qui permet un inventaire lithostratigraphique propre pour chaque type de forme siliceuse et de faciès siliceux. Cette étude nous a permis :

- ✓ L'identification de la nature pétrographique du faciès siliceux et de son encaissant ;
- ✓ L'identification de la couleur, la forme et la structure de cette silicification (aspect de surface) ;
- ✓ L'identification des structures et des figures sédimentaires associées à ces faciès siliceux et même à l'intérieur de cette silicification ;
- ✓ Détermination de la texture et les paragenèses des constituants pétrographiques des faciès siliceux et silicifiés.

Les corrélations entre les quatre localités étudiées permettront de comprendre les relations entre les compartiments du bassin et de faire ressortir les épisodes sédimentaires. Elles permettront aussi de matérialiser les étapes de l'évolution de la silicification du Maastrichtien au Lutétien de la série phosphatée des Ouled Abdoun. L'analyse séquentielle est également une méthode que nous avons utilisée pour dégager les caractéristiques et la spécificité de la silicification dans chacun des niveaux étudiés.

Dans un deuxième temps, une étude analytique basée sur la minéralogie et la géochimie pour distinguer les paragenèses minérales et la composition chimique des formes et faciès siliceux, ainsi que de savoir l'apport de la dynamique sédimentaire sur la silicification et d'appréhender les grands traits de la silicification de la série phosphatée et leur relation avec la phosphatogenèse du bassin.

1.1.1. Étude sédimentologique

L'étude sédimentologique est effectuée en se basant principalement sur les observations et les descriptions des faciès affectés par la silicification, la détermination des paragenèses et le levé des structures sédimentaires affectant cette silicification. Les observations des bioturbations, des discontinuités sédimentaires, les figures et les structures sédimentaires (litage, les granoclassements… etc.), permettent de retrouver la logique de l'enchainement d'évènements ; d'identifier les facteurs qui ont contrôlé cette silicification et de caractériser l'origine diagénétique.

L'élaboration des coupes lithostratigraphiques a été réalisée à partir de la description lithologique des affleurements et des puits de reconnaissances de la série. La stratigraphie adoptée est celle d'Arambourg (1952) et Salvan (1954), reprise et affinée par Noubhani et Cappetta (1995). Cette stratigraphie est basée principalement sur les sélaciens et les mollusques. Cette stratigraphie a été

complétée récemment par les résultats de la chimiostratigraphie réalisés par Yans *et al.,* (2014) et Kocsis *et al.,* (2014)

Pour dégager l'importance, les caractéristiques et l'évolution temporelle des faciès siliceux de la série phosphatée des Ouled Abdoun, une approche séquentielle a été développée. Celle-ci permet la description de toutes les formes siliceuses en fonction de leurs positions lithostratigraphiques et apporter plus de précisions sur leurs contextes génétique.

1.1.2. Étude minéralogique

L'étude minéralogique réalisée par diffraction aux rayons X, a pour but de :

- ✓ Compléter les observations macro et microscopiques ;
- ✓ Déterminer les composants minéralogiques des faciès siliceux ;
- ✓ Comparer la minéralogie des faciès siliceux avec celle de leurs encaissants ;
- ✓ Saisir l'importance et l'évolution temporelle de cette minéralogie dans l'ensemble de la série.

1.1.2.1. Méthode de la diffraction des rayons X

La diffraction des rayons X est une technique d'analyse non destructive utilisée pour la détermination de la structure en monocristaux et l'étude et l'analyse qualitative et quantitative des phases minérales.

1.1.2.2. Matériel de la diffraction des rayons X

Pour les analyses de DRX, nous avons utilisé un diffractomètre X' Pert Pro MPD de Panalytical destiné à l'identification et l'étude des échantillons polycristallins (pulvérulents ou massifs). Avec les caractéristiques suivantes : une source à rayons X de tube à anode en cuivre avec λ=1.54 A ° ; un goniomètre vertical de configuration O-O ; une porte-échantillon tournante dit spinner ; un détecteur solide linéaire rapide X' Celerator ; un passeur d'échantillon automatique à 45 positions.

1.1.3. Étude géochimique

L'étude géochimique a été réalisée par Spectrométrie d'Émission Atomique Source Plasma à Couplage Inductif (ICP AES), dans l'objectif est de déterminer :

- ✓ La composition chimique des faciès siliceux afin de les comparés avec les faciès sains phosphatés, carbonatés et argileux ;

- ✓ D'établir les relations qui existent entre la silice et les éléments chimiques majeurs et les éléments de traces.

Nous avons adopté sur le terrain un échantillonnage systématique effectué particulièrement sur les faciès siliceux et silicifiés et sélectif à chaque changement de faciès.

Les échantillons sont réduits en taille dans un concasseur en acier puis broyé dans un mortier en agate pour obtenir des poudres très fines. Enfin, les échantillons sont numérotés, emballés et conservés correctement dans des sacs de polyéthylène pour l'analyse géochimique.

1.2. Classification des faciès et microfaciès carbonatés et phosphatés

L'étude pétrographique de la série phosphatée est basée sur les observations macroscopiques faites sur le terrain des différents faciès et au laboratoire à partir des observations microscopiques.

La nomenclature adoptée pour l'étude pétrographique est basée sur la classification des carbonates de Dunham (1962) et de Folk (1959, 1962). La classification utilisée pour les phosphates est celle Slansky (1980), Jourani (1988) et Mouflih (1991).

Le sédiment phosphaté à l'examen binoculaire et microscopique dégage un certain nombre de caractères essentiels et de formes liés aux modes de sa genèse. L'étude pétrographique de ses composants peut renseigner sur leurs origines variées (à l'échelle du grain, couche, gisement et bassin) et orienter les processus métallurgiques visant les enrichissements des phosphates. En se basant sur la nomenclature et la classification des composants pétrographiques des phosphates marocains de Mouflih (1991 et 2002) et nos observations macro et microscopiques des phosphates du bassin des Ouled Abdoun, on constate que la phase apatitique (qui concentre le P_2O_5) est répartie en quatre principales classes : les particules squelettiques, les grains phosphatés, les coprolithes et les grains composites (Tableau 1).

- ✓ Particules squelettiques (PS) ou bioclastes : sont les fossiles et les débris biogènes d'organismes vertébrés ou invertébrés (dents, vertèbres, os… etc.).
- ✓ Grains phosphatés (GP) : sont des grains sphériques à ovoïdales de taille entre 100 µm à 400 µm. Ils constituent la fourchette granulométrique la plus dominante dans les phosphates étudiés.
- ✓ Coprolithes (Copro) : les différentes espèces animales produisent dans leurs milieux de vie des excréments constitués de sédiments divers, souvent agglomérés par mucus et à la forme

caractéristiques suivant les espèces. Dans nos phosphates, ces rejets sont de forme cylindrique et présentent des tailles supérieures à 0,4 µm

- ✓ Grains composites (G.C) : ces particules comme leur nom l'indique se composent de plusieurs éléments phosphatés. Ils sont issus soit d'un remaniement de débris de roches phosphatés ou soit d'une agglomération de particules phosphatées. Leurs tailles est souvent voisines à supérieure à celle des coprolithes.

Tableau 1 : Nomenclature, caractères d'identification et origine des constituants pétrographiques des phosphates marocains (Mouflih, 1991 et 2002)

<table>
<tr><th colspan="4">Particules phosphatées</th><th>Formes</th><th>Caractères propres et structures internes</th><th>Origine probable de la minéralisation</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Particules Squelettiques (PS)</td><td colspan="3">Bioclastcs phosphates : (dents, vertèbres, débris d'os plaques dermiques)</td><td rowspan="2">Variable selon les organismes</td><td>* Fortement anisotrope
* Structure interne en plaquettes allongées, concentriques ou lamellaires</td><td>Phosphatées à l'origine</td></tr>
<tr><td colspan="3">Bioclastes phosphatisé : (test et d'organismes et moules internes et de micro-organisme variable selon les organismes</td><td>* Isotropes
* Relique des structures organique</td><td>* Phosphomicritisation
* Épigénie</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Grains Phosphatés (GP)</td><td rowspan="3">Sans nucleus</td><td rowspan="3">pellets</td><td>Sans pigmentation</td><td rowspan="2">Ovoïde à sphérique</td><td rowspan="2">* Homogène
* Pigmentation variée</td><td rowspan="2">* Phosphomicritisation
* Épigénie
* Colmatage de la porosité par précipitation</td></tr>
<tr><td>Pigmentation zonée</td></tr>
<tr><td>Pigmentation disséminée</td><td rowspan="2">Ovoïde</td><td rowspan="2">* Cortex encroûtés à plusieurs couches dissymétriques
* Chapeau de gendarme</td><td rowspan="2">* Remplacement et précipitation dans les cavités de dissolutions</td></tr>
<tr><td colspan="3">Nubéculaires</td></tr>
<tr><td>Avec nue1eus</td><td colspan="3">Grains enrobés</td><td>Sphériques et selon le nucleus</td><td>* Cortex structure ou non (couches très régulières et fines)
* Nucleus variés</td><td>Support et précipitation microbienne</td></tr>
<tr><td>Déjection de vertébrés (Copro)</td><td colspan="4">Coprolithes</td><td>Cylindrique à ovoïde</td><td>* Hétérogène
* Craquelures
* Micro-inclusions</td><td>Épigénie</td></tr>
<tr><td>Grains Composites (GC)</td><td colspan="4">Intraclastes et Agrégats</td><td>Variables</td><td>Composants très variés indices de remaniement</td><td>Épigénie</td></tr>
</table>

1.2.1. Classification des carbonates

La première classification largement utilisée pour les calcaires est celle de Dunham (1962) et Folk (1959, 1962). Celle de Dunham se base sur la description, où les roches sont identifiées en fonction de leur texture de dépôt. Cela est principalement lié à l'énergie de l'environnement ou milieu de dépôt.

Tableau 2: Classification des carbonates (Dunham 1962)

Les composants d'origine biologique non liés entre eux pendant la phase de dépôt				Les composants liés organiquement pendant la phase de dépôt
Contient boue carbonatée			Uniquement des grains	
Matrice de boue		Matrice de boue < 10 %	Pas de matrice (boue)	
< 10 % allochems	>10% allochems			
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE

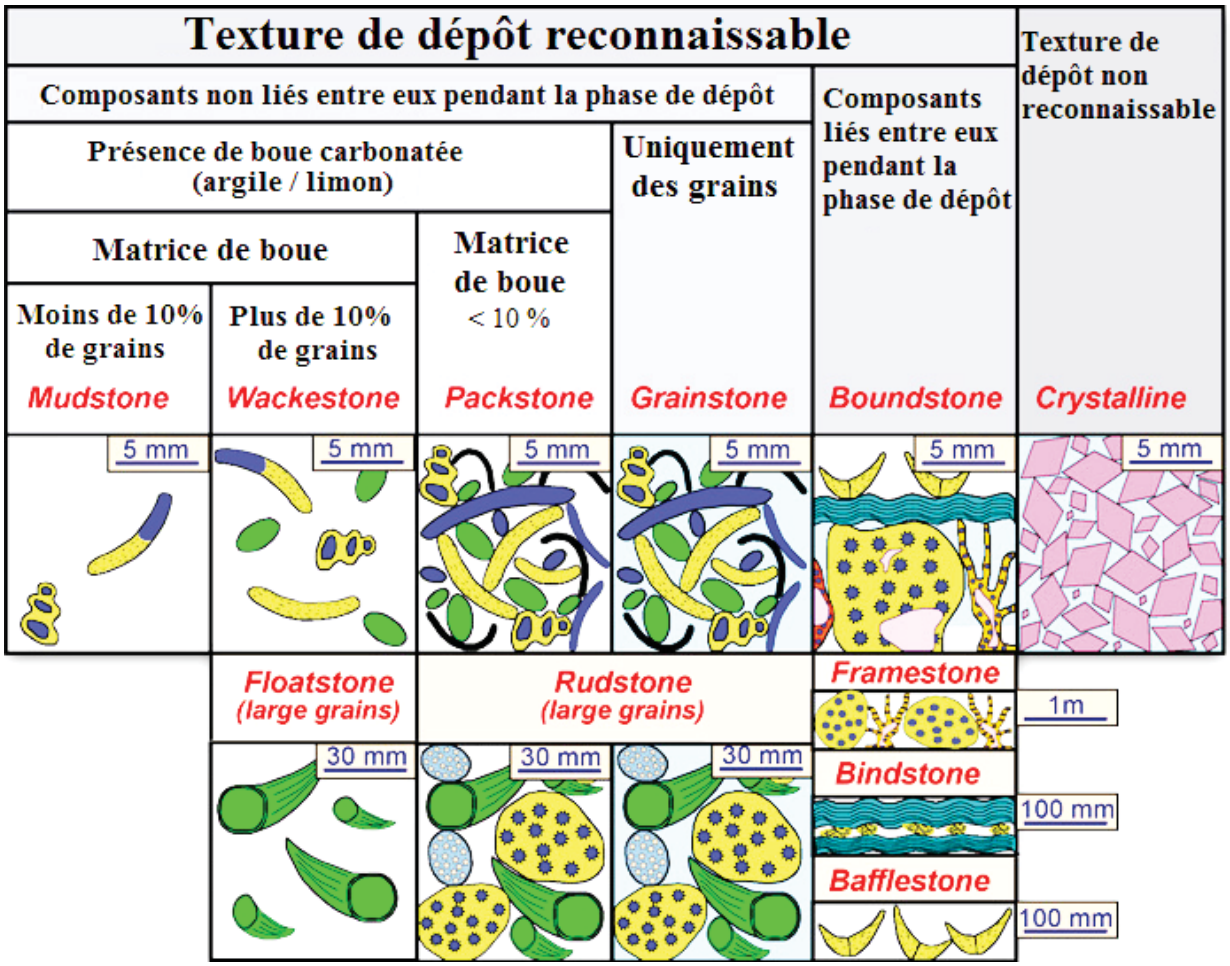


Figure 1: Classification de texture de roches carbonatées (Dunham 1962), modifiée par Embry et Klovan (1971).

La classification de Folk également descriptive, elle se base sur la présence des grains (allochèmes) situés dans un ciment sparite, des grains dans une matrice de micrite, des calcaires micritique qui manquent de grains et des calcaires organiques tels que les stromatolites et les roches récifales équivalentes à la boundstone de Dunham.

Tableau 3: Classification des carbonates (Folk 1959 et 1962)

<table>
<tr><td colspan="3" rowspan="2"></td><td colspan="2">>10% d'Allochems</td><td colspan="3">< 10 % d'Allochems</td><td rowspan="2">Roche de récifs en place</td></tr>
<tr><td>Sparite >Micrite</td><td>Micrite >Sparite</td><td colspan="2">1 à 10 % d'Allochems</td><td>< 1 % d'Allochems</td></tr>
<tr><td colspan="3">>25% d'intraclastes</td><td>Intrasparite</td><td>Intramicrite</td><td></td><td>Micrite à Intraclastes</td><td rowspan="5">Micrite ou dismicrite (si présence de zones à sparites)</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="4">< 25 % Intraclastes</td><td colspan="2">>25% Ooïdes</td><td>Oosparite</td><td>Oomicrite</td><td rowspan="4">Allochems Très Abondants</td><td>Micrite à Ooïdes</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Rapport Bioclastes/Pellets</td><td>3/1 à 1/3</td><td>Biosparite</td><td>Biomicrite</td><td>Micrite Bioclastique</td><td rowspan="3">Biolithite</td></tr>
<tr><td>> 3/1</td><td>Biopelsparite</td><td>Biopelmicrite</td><td rowspan="2">Micrite à Pellets</td></tr>
<tr><td>< 1/3</td><td>Pelsparite</td><td>Pelmicrite</td></tr>
</table>

Sur la base de cette classification, les calcaires sont subdivisés en trois familles selon les proportions en allochems, micrite, sparite. On distinguera : les roches allochimiques sparitiques, les allochimiques micritiques et les roches micritiques (allochems < 10 %). Chaque famille sera subdivisée à son tour selon la nature et l'importance quantitative des allochems.

Le nom de la roche est donné par la juxtaposition d'un préfixe lié à la nature de l'allochem dominant (intra, oo, pel, bio) et d'un suffixe caractérisant la phase de liaison (micrite, sparite). Pour les roches du type micritique, on utilise le terme de micrite seul, et lorsque cette micrite n'est pas homogène et contenant des plages de sparite, on utilise le terme de dis micrite. Enfin, les roches constituées uniquement de calcaire construit, en place, portent le nom de biolithites.

Lorsque l'élément dominant a une taille supérieure à 1 mm, on ajoute, parfois, la racine rudite (exemple : intrasparrudite).

1.2.2. Classification des roches phosphatées

La classification de Slansky (1980) a été conçue dans une optique d'utilisation internationale, parce qu'elle inclut les définitions du Glossary of Geology (1974) publiées par l'American Geological Institute. Les termes phosphorite et phosphatite sont introduits avec les significations suivantes :

- ✓ Phosphorite : roche sédimentaire composée en majorité de minéraux phosphatés pouvant être indifféremment des phosphates de Ca, d'Al, de Fe ;
- ✓ Phosphatite : roche sédimentaire composée en majorité de minéraux de la série de l'apatite.

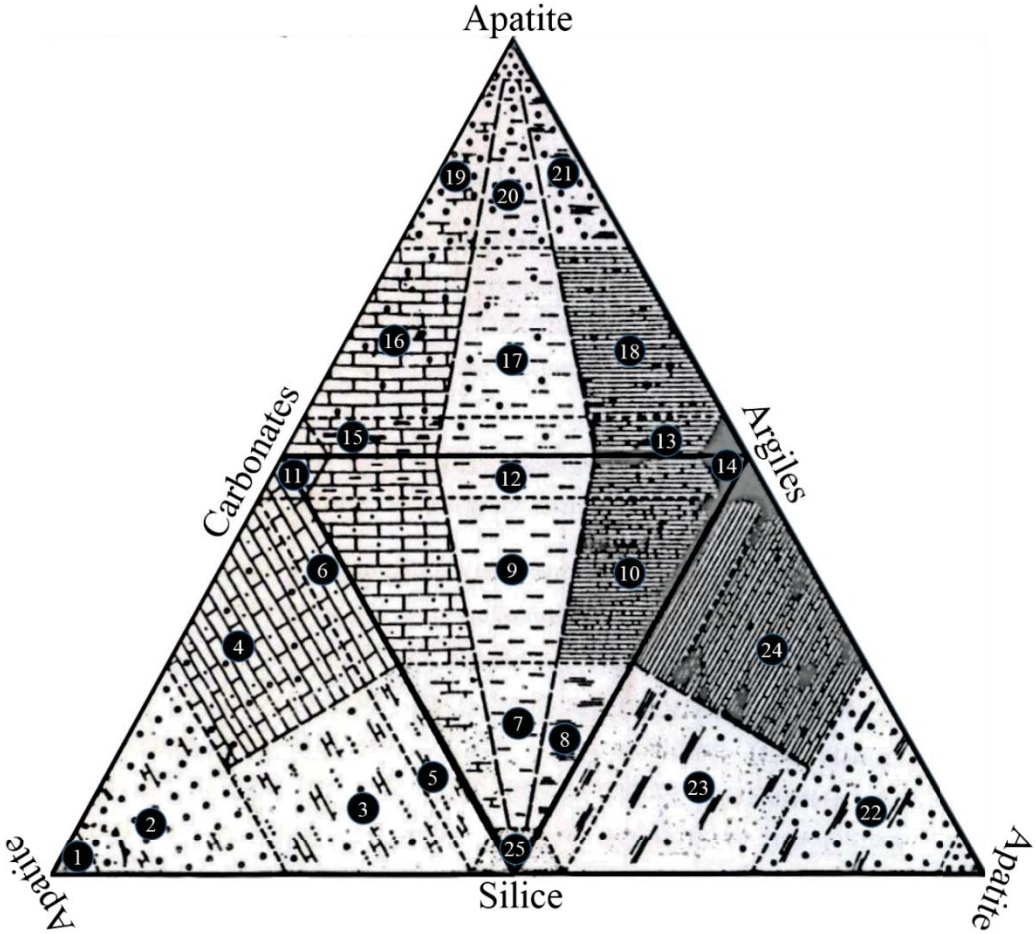


Figure 2: Diagramme triangulaire de la classification des phosphates Apatite-Quartz-Carbonate-Argile (Jourani 1988)

1) Phosphate, 2) ___/___ Calcaire gréseux, 3) Grés phosphatés, 4) Calcaire gréseux phosphaté, 5) ___/___ gréseux, 6) Grés à ciment de calcaire, 7) Sable marneux, 8) Sable argileux, 9) Marne sableuse, 10) Argile sableuse, 11) Calcaire, 12) Marne, 13) Argilite calcareuse, 14) Argile, 15) Calcaire argileux, 16) ___/___ Phosphaté, 17) Marne phosphatée, 18) Argile phosphatée, 19) Phosphate calcareux, 20) ___/___ marneux, 21) ___/___ argileux, 22) Phosphate sablo-argileux, 23) Sable Argilo-phosphaté, 24) Argile sablo-phosphatée et 25) Sable.

Les termes phosphorites ou phosphatite utilisés pour les roches à teneur P_2O_5 supérieure ou égale à 18 %. Si la teneur est inférieure à 18 % P_2O_5, la nomenclature pétrographique à utiliser en premier lieu est celle qui concerne la fraction non phosphatée, par exemple : grès phosphaté, argile phosphatée, calcaire phosphaté...etc. Pour apporter plus de précisions à cette nomenclature, les travaux de Jourani (1988) sur les phosphates marocains proposent une classification qui combine entre la phase minérale principale apatitique et les autres phases minérales associées : quartz, argile et carbonates (Fig.2).

En s'inspirant de la classification de Scolari et Lille (1973), les travaux de Mouflih (1991) proposent une classification a deux objectifs. Le premier consiste à préciser les constituants des faciès phosphatés, ainsi que la phase de liaison ou l'exogangue. Le deuxième traduit la texture et les proportions des éléments figurés phosphatés.

Tableau 4: Classification des phosphates (Mouflih 1991)

<table>
<tr><th></th><th>1er Préfixe</th><th>2ème Préfixe</th><th>Substantif</th><th>Précisions éventuelles</th><th>Ciments</th><th>Exogangues</th></tr>
<tr><td rowspan="3">> 10 % éléments figurés</td><td>Bio</td><td rowspan="3">Phospha</td><td>Rudite (0 > 2 µm)</td><td>Bioclastique</td><td rowspan="3">✓ Micritique
✓ Microsparitique
✓ Sparltique
✓ Dolomicritique
✓ Dlomicrosparitique
✓ Dolosparitique
✓ Siliceux
✓ Argileux, etc.</td><td rowspan="3">✓ Argileuse
✓ Marneuse
✓ Calciteuse
✓ Dolomitique
✓ Silicifié, etc.</td></tr>
<tr><td>Intra</td><td>Arénite (2>0>63 µm)</td><td>Oolithique Coprolithique , etc.</td></tr>
<tr><td>Pel</td><td>Lutite (0 < 63 µm)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">< 10 %</td><td rowspan="2">Pel ; Bio</td><td colspan="2" rowspan="2">Microphosphatite (0 < 10 µm) ;</td><td>à : Bioclastes</td><td colspan="2" rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>à : Coprolithes
à : Intraclastes</td></tr>
</table>

1.3. Historique des recherches

Pour l'historique on va citer seulement quelques travaux qui ont bien marqué l'histoire des études des phosphates marocains. En ce qui concerne la stratigraphie, Brives (1905 et 1908) attribue les niveaux phosphatés supérieurs des Ouled Abdoun, du Tadla et des Ganntour à 1'Éocène. Alors que Gentil (1922) considère que la série s'étale du Maastrichtien au Danien. Pour Joleaud (1923) il parle d'un âge Montien pour toute la série phosphatée des Ouled Abdoun, alors que Savornin (1921) avait placé la série dans l'Éocène. Tandis que Moret (1928) attribue l'extrême base de l'Éocène aux niveaux phosphates de la région d'Amizmiz et au sud du Haut-Atlas. Même opinion a été partagée par Roch (1930) pour des niveaux de la région d'IminTanout. Marie (1935) place la totalité des horizons phosphatés des Ganntour au Crétacé en se basant sur 1'étude de la microfaune. Alors que Arambourg (1952) précise que 1'âge des séries phosphatées des divers bassins marocains s'étend du Maestrichtien jusqu'au Lutétien. Également Salvan (1954) confirme les caractéristiques stratigraphiques d'Arambourg en se basant sur l'étude des invertébrés fossiles. Boujo et Rahhali (1971) confirment les conclusions d'Arambourg et Salvan en étudiant la microfaune du bassin du Ganntour. Pour Jourani (1988), il signale l'existence du Danien dans la zone de Khemis de Meskala. L'étude de Noubhani (1993) attribue à la série des bassins à phosphate du Maroc l'âge Maastrichtien - Lutétien par l'étude de la systématique, la biostratigraphie, l'évolution et la dynamique des faunes des sélaciens. Noubhani et Cappetta (1994 et 1997) ont réalisé des révisions pour plus d'affinité sur l'âge des différents niveaux pour le Maastrichtien - Lutétien basal.

En ce qui concerne la sédimentologie, la minéralogie et la géochimie de la série phosphatée marocaine, elles étaient étudiées par El Mountassir (1977) qui a étudié l'altération météorique du phosphate pour expliquer la zone rubéfiée du gisement de Sidi Daoui du bassin des Ouled Abdoun. Cependant Moumni (1979) a étudié la géologie, la géochimie et la pétrographie des phosphates du gisement de l'Youssoufia. Tandis que Belfkira (1980) a étudié l'évolution sédimentologique et géochimique de la série phosphatée du Maastrichtien des Ouled Abdoun. Les études menées par Boujo (1986) ont donné de la précision sur les deux plans pétrographique et sédimentologique de la série phosphatée marocaine. Prévôt (1988) a étudiée la géochimie et la pétrographie de la formation phosphatée du bassin des Ganntour pour donner une explication de la genèse des phosphates du Crétacé-Eocène. Moutaouakil (1990) a concentré ses études sur la sédimentologie et la minéralisation des Phosphates Ceno-Mésozoïque du Sud du bassin des Ouled Abdoun. Pour Benalioulhaj (1991), il a focalisé son travail sur l'étude de la pétrographie, la minéralogie, la géochimie et l'environnement de dépôt des formations phosphatées et de schistes bitumineux du bassin des Ouled Abdoun et du bassin de Timahdit. L'étude de Mouflih (1991) sur la série phosphatée du gisement de Benguerir a été consacrée à l'évolution séquentielle, minéralogique et géochimique des séquences de faciès du Maastrichtien au Lutétien).

Partie I – Synthèse bibliographique

Chapitre 2 – Cadre général des bassins phosphatés au Maroc

Introduction

Les phosphates sont des roches exogènes contenant une quantité plus ou moins élevée en P_2O_5. Selon la classification minéralogique internationale de 1974, il y en a deux familles de phosphate. La première liée à l'apatite dite phosphatite, qui se classe selon la présence et la taille des éléments figurés. La deuxième famille des roches est dite phosphorites qui se classent suivant le type de minéral, la texture, la structure, la nature de l'exogangue et surtout par sa richesse en P_2O_5 qui doit être supérieur à 18 %.

Au Maroc, les phosphates sont les premières ressources minières, possédant les plus importants gisements des phosphates dans le monde, soit plus des trois quarts des réserves mondiales (Lenoble et al 1952 ; Moutaouakil 1990). Ces phosphates sont caractérisés par leurs situations géographiques, leurs qualités marchandes, leurs diversités et le plus important par leurs teneurs élevées en P_2O_5 ; le phosphate marchand du Maroc sans enrichissement a une teneur de 30 % et qui se calcule comme suit BPL (Bone Phosphate of Lime) = 2,18 * % P_2O_5. Ils accordent au Maroc une place particulière dans le marché international ; premier exportateur des phosphates avec 31,5 % en 2011 à 33,2 % en 2012 et troisième producteur. Sa production annuelle est de 28,4 millions de tonnes, avec 18 millions de tonnes en 2012 à la mine de Khouribga avec une évaluation du potentiel en ressources de 56 milliards de tonnes (OCP 2012).

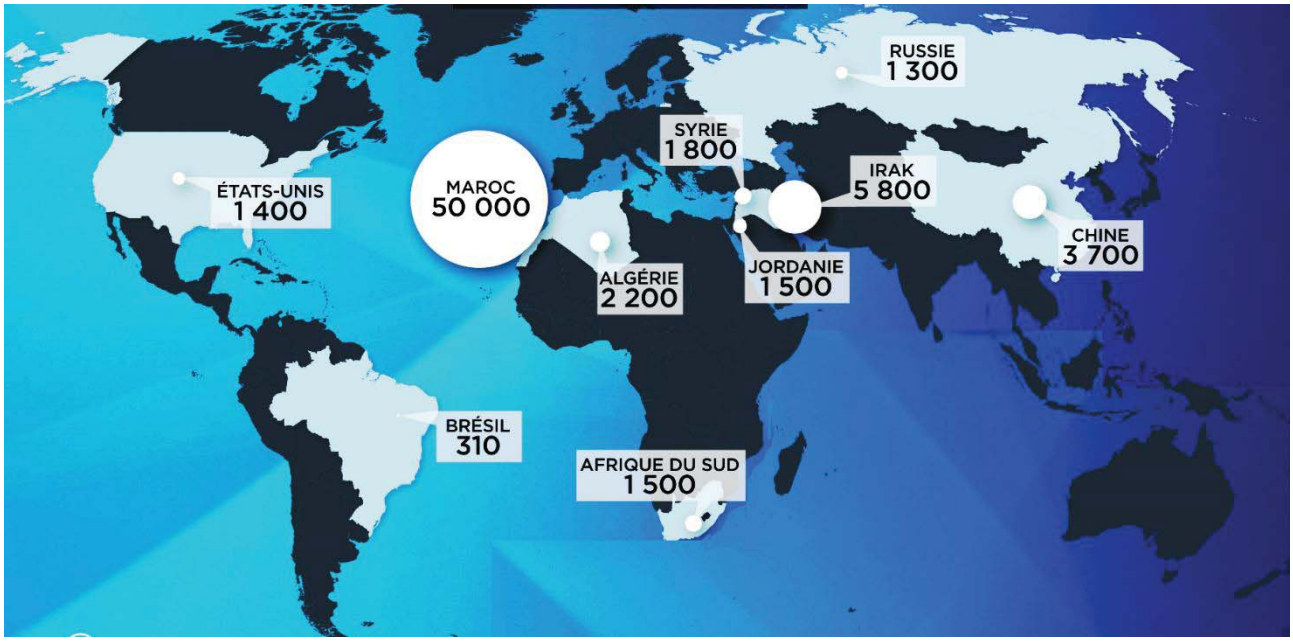


Figure 3: Estimation des réserves mondiales de phosphate en milliards de tonnes (Us Geological Survey 2011)

2.1. Types de gisements phosphatés

Les phosphates dans le monde se présentent en trois types de gisements de différentes origines selon Slansky (1980) nous distinguons :

- ✓ Les gisements d'origine ignée qui sont associés à des complexes intrusifs alcalins (les syénites, les syénites néphéliniques, les carbonates, les ijolites et les pyroxenites). À titre d'exemple les gisements de Khibiniy en Russie sont liés à un complexe annulaire à syénite néphélinique, avec 16 millions de tonnes de minerais et une teneur de 18 % en P_2O_5 ; les gisements de Palabora en Afrique de Sud avec des teneurs moyennes plus faibles, ce gisement est associé à des carbonatites et des pyroxenites (apatite + serpentine + magnétite).
- ✓ Les gisements de type Guanos sont formés à partir des déjections des oiseaux de mer qui contiennent environ 4 % en P_2O_5. En général, la qualité de ces phosphates est fort intéressante vis-à-vis de leur quantité. Nous citons les gisements de l'île Nauru dans l'océan pacifique qui contiennent 90 millions de tonnes de minerai avec 39 % en P_2O_5 et les gisements de l'île Christmas dans l'océan indien qui contient 200 millions de tonnes de minerai avec une teneur de 23 jusqu'à 27 % de P_2O_5.
- ✓ Les gisements de type sédimentaire sont les plus abondants en quantité et avec des teneurs en P_2O_5 qui dépassent les 28 % sur place. Nous citons les gisements phosphatés marocains sur lesquels se focalise cette étude, ils se localisent stratigraphiquement du Crétacé supérieur (Maastrichtien) à l'Éocène inférieur et moyen et se répartissent en quatre principaux bassins dont trois sont localisés au Centre-Nord du pays et constituent une partie importante de la couverture sédimentaire de la Meseta marocaine, il s'agit du bassin des Ouled Abdoun, bassin des Ganntour, bassin des Meskala et bassin d'oued Eddahab.

2.2. Origine des phosphates et phosphatogenèse

La présence d'un gisement de phosphates dans un bassin sédimentaire dépend de plusieurs processus notamment d'une source en phosphore suffisante, des conditions favorables à la formation de l'apatite dans les sédiments et des conditions favorables à la concentration et l'accumulation des minéraux phosphatés. Les auteurs sont subdivisés sur les sources possibles du phosphore en deux groupes, l'un avec la théorie d'alimentation directe à partir du continent et l'autre avec l'alimentation à partir des apports océaniques.

L'alimentation directe à partir du continent est défendue par Bushinski (1964), il a évoqué l'exemple de la Volga qui déverse chaque année dans la mer Caspienne 6000 tonnes de phosphore

sous forme de phosphate minéral en solution, l'accumulation de tel apport minéralisé a l'aptitude de donner lieu à un très gros gisement de phosphate. Peaver (1966) cite l'exemple des gisements de la côte atlantique des États-Unis et Keyser (1972) donne l'exemple des gisements du Queensland en Australie.

Erhart (1956), Radier (1959), Slansky (1962) et Westin et Brito (1969) interpelant l'effet de la pédogenèse en climat chaud et humide, qui accroît l'alimentation du bassin en solutions phosphatées, tout en réduisant l'apport détritique. Ces auteurs citent comme exemple respectivement les dépôts phosphatés éocènes du bassin de Gao au Mali, le bassin sédimentaire côtier du Togo-Bénin et au Venezuela là où la quantité de phosphore restent dans les sols.

L'alimentation à partir des apports océaniques, les teneurs moyennes de phosphate en solution ou en suspension dans les océans sont de 0,07 à 0,075 ppm surtout sous quatre formes (Armstrong, 1965), cette teneur augmente proportionnellement avec la profondeur jusqu'à 1000m (Gulbrandsen, 1969 et Roberson, 1966). Cette théorie a été proposée par Kazakov (1937), elle a été reprise par McKelvey *et al.,* (1953) et d'autres auteurs, grâce à son application possible à la plupart des gisements mondiaux. Cette accumulation est comparable à celle de la silice ou du baryum (Gulbrandsen et Roberson, 1966).

Plusieurs théories de la phosphatogenèse ont été proposées par divers auteurs (Kazakov 1937-1950, McKelvey et al 1953, Rittmann-Nachu 1955, Gulbrandsen 1969, Baturin 1969, 1974, Price et Calvert 1978, Lucas et Prevot 1981, 1984, 1985, Prevot 1988, et Mouflih 1991), deux possibilités de la genèse de l'apatite soit par précipitation directe sous forme d'apatite, soit par précipitation avec un précurseur calcite initiale, phosphate d'ammonium, phosphate de calcium ou de magnésium amorphe…

Pour expliquer la genèse des phosphates, plusieurs modèles génétiques ont été arborés, nous citons les plus connus :

- ✓ Le modèle des environnements sédimentaires en contact direct avec la haute mer (Kasakov 1937, Cheney et Sheldon 1959), qui permet l'étalement des courants ascendants (upwellings) (fig.4).
- ✓ Le modèle du bassin fermé en communication restreinte avec la haute mer (Boujo, 1972, Sassi 1974, Lucas et Prevot 1975), ce modèle prévoit que le phosphore et les autres minéraux des eaux froides profondes, nécessaires à la formation des phosphates, seront distribués par l'intermédiaire des courants de distribution dans des cuvettes peu profondes protégées des courants forts venus du large.

Le modèle des zones anticlinales (Keyser et Cook 1972), les phosphates se sont formés et étalés de part et d'autre de ces zones pour donner du côté interne de sédiments riches en phosphate et du côté externe des dépôts pauvres (fig.5).

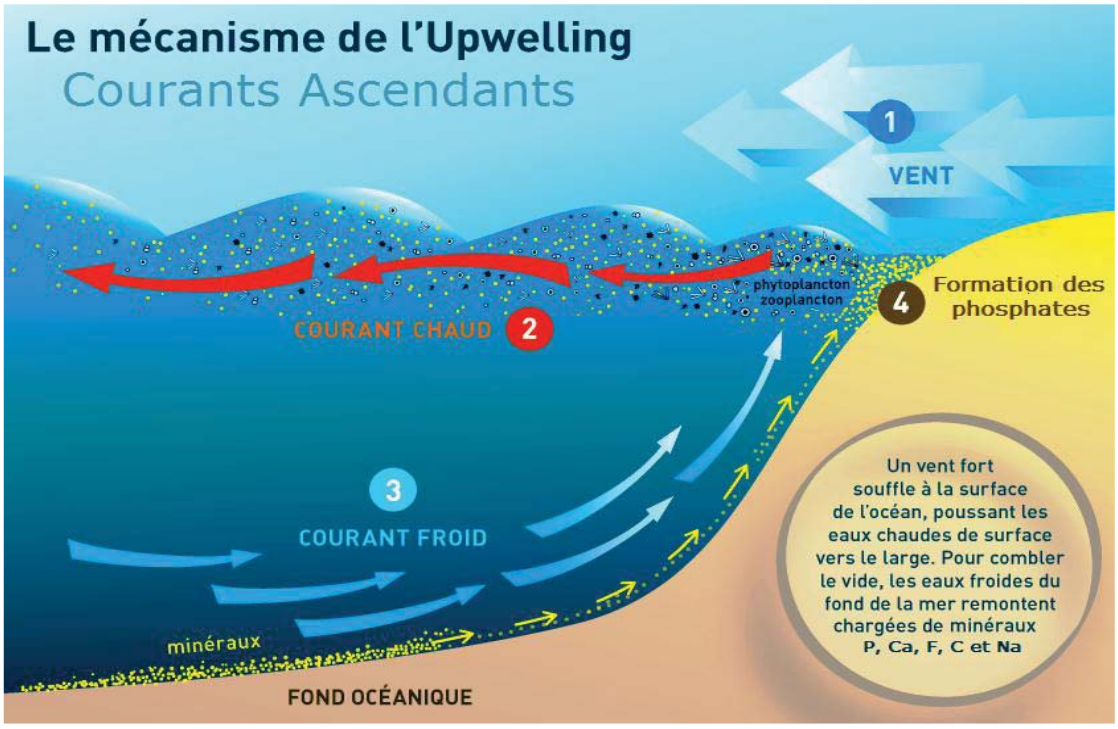


Figure 4: Mécanisme des courants ascendants Upwelling (Bakun, 1990).

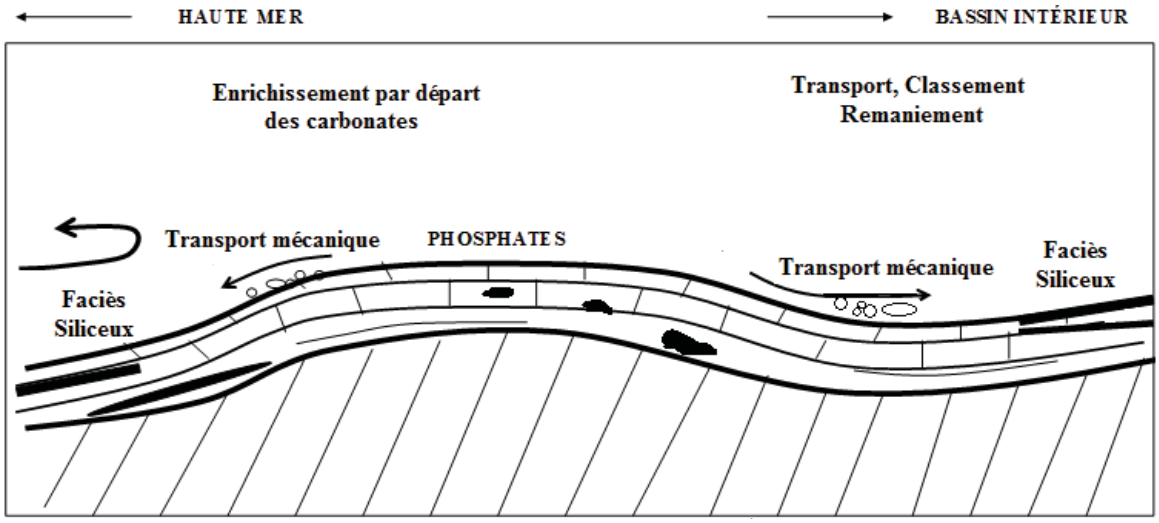


Figure 5: Mécanisme de développement des faciès phosphatés et siliceux (Keyser et Cook 1972)

Le modèle des bassins évaporitique (Hite 1978) ce type de bassin joue un rôle essentiel dans la formation des phosphates. Ce modèle a été adopté pour les phosphates de Foum Selja à la Tunisie caractérisé par deux séquences gypseuses encadrant la séquence phosphatée (Lucas *et al.,* 1979).

Le modèle des pièges (Slansky 1980, Lucas et Prevot 1975) qui sont soit des dépressions locales des fonds marins, soit des rides de fond, soit des seuils qui séparent un bassin partiellement ou à

l'intérieur d'un golfe étroit. La présence de ces pièges est essentielle lors de l'accumulation de la matière organique qui déclenche la sédimentation phosphatée.

2.3. Répartition stratigraphique des dépôts phosphatés

La répartition stratigraphique des dépôts phosphatés à l'échelle mondiale s'étale du Précambrien — Infracambrien jusqu'à l'actuel. Le tableau 5 expose la répartition spatio-temporelle des gisements phosphatés dans le monde (Cook et Me Elhinny (1979).

Tableau 5: Répartition chronostratigraphique des gisements phosphatés dans le monde (Cook et Me Elhinny (1979)

Étage	Gisement
Pliocène	Gisement de Floride (formé par remaniement).
Crétacé supérieur—Éocène	Bassin côtier occidental et septentrional d'Afrique, Moyen-Orient, Aktynbinsk (Sud Oural, Russie) Olinda (Brésil).
Jurassique—Crétacé inférieur	Plaine Moscou-Volga Mexique
Permien	Gisement des montagnes Rocheuses Himalaya au nord de Delhi en Inde
Ordovicien	Gisement de Tenesse
Cambrien	Gisement Queensland (Georgia bassin, Australie) Karatan en Syberie Yunnan en Chine Laokao au Vietnam
Précambrien-infracambrien **1800-2200 Ma** **1200-1600 Ma** **700 – 800 Ma** **620 Ma**	Australie, Upper Peninsula dans le Michigan, Rajastan (Inde), gisements sibériens, chine. Afrique Ouest (Ouest du fleuve Niger), partie orientale du Sénégal.

Cette répartition spatio-temporelle des phosphates dans le monde est concentrée principalement dans l'Amérique du Nord (États-Unis), en Afrique du Nord (Maroc et Tunisie), en Chine, sur certaines îles d'Océanie (Nauru, Banaba et Makatea) et dans des pays comme (Togo et Jordanie...), ainsi le Maroc, les États-Unis et la Chine considérés comme les pays les plus producteurs dans le monde avec une part de marché supérieur à 62 %.

2.4. Paléoenvironnement de la série phosphatée des Ouled Abdoun

L'extension de la transgression eustatique au Crétacé supérieur a favorisé l'environnement d'une grande partie du domaine atlasique dont on trouve les Rehamna centraux et les Jbilets, la partie sud-rifaine et l'Anti Atlas, sont entourés par une mer épicontinentale à dépôts surtout marneux puis phosphatés (Boujo 1968) (fig.6).

La limite Crétacé-Èocène est caractérisée au Maroc par le dépôt de deux séries, la première des schistes bitumineux de Timhadit qui sont généralement monotones avec une richesse en matière organique et apport détritique (argile et quartz) ; la deuxième série est celle des phosphates riches en tests d'organismes dinokystes dans les golfes atlantiques du Souss, Essaouira-Ouarzazate, Ganntour et Ouled Abdoun (Benalioulhaj1991).

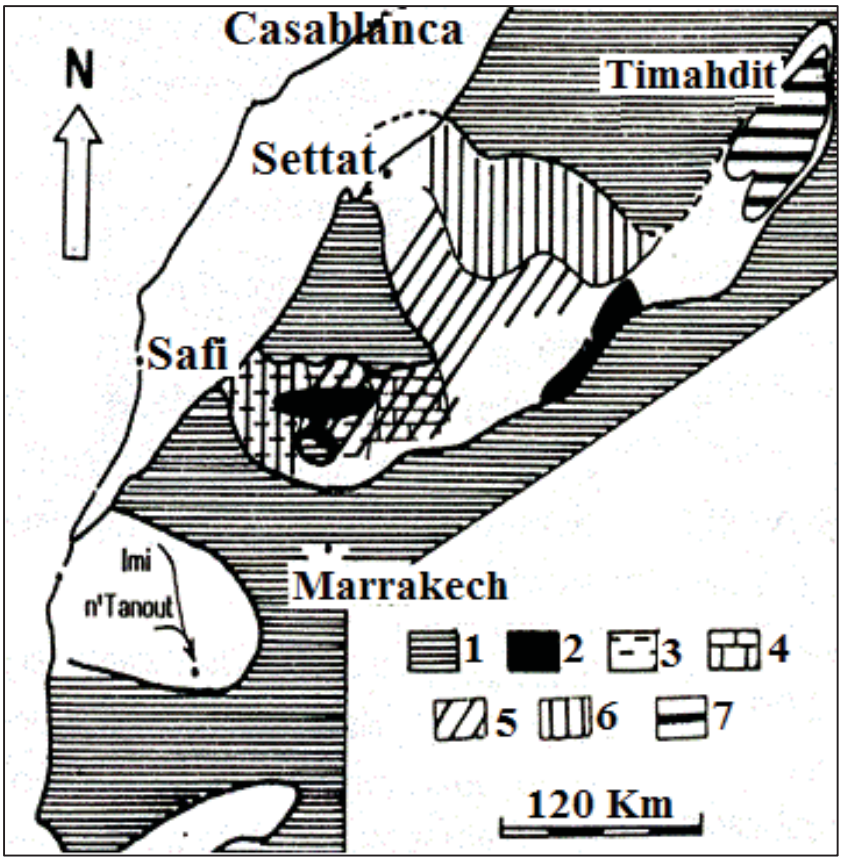


Figure 6: Paléogéographie de la partie nord du Maroc au Maastrichtien, le golf septentrional (Boujo 1968)

1-Terres émergées et îles ; 2-Zones subsidentes ; 3-Marno-calcaire, Marne sableuse, Siltes gréso-argileux, 4-Faciès à intercalations calcaires ; 5-Sédimentation rythmique et apparition progressive du phosphate, 6-Sédimentation phosphatée condensée ; 7-Schistes bitumineux.

L'étude comparative des deux séries Ouled Abdoun et Timhadit par Benalioulhaj (1991) montre que ces deux bassins ont évolué dans un même domaine paléogéographique ; au sein d'un même golfe marin ouvert sur l'Atlantique avec des influences de courants ascendants d'upwelling. Ces

derniers engendrant une intense activité biologique et une importante sédimentation organique avec une concentration en phosphore et en silicium. Dans le bassin de Timahdit, qui est situé en fond du golfe et à la proximité du continent, les apports détritiques argilo sableuse sont prédominants. Les conditions très anoxiques favorisent la conservation des dinokystes et permettent l'enrichissement en matière organique des argiles. Par contre dans le bassin des Ouled Abdoun, qui est ouvert sur l'Atlantique, les phosphates se sont formés à partir de dépôts organiques pauvres en argiles.

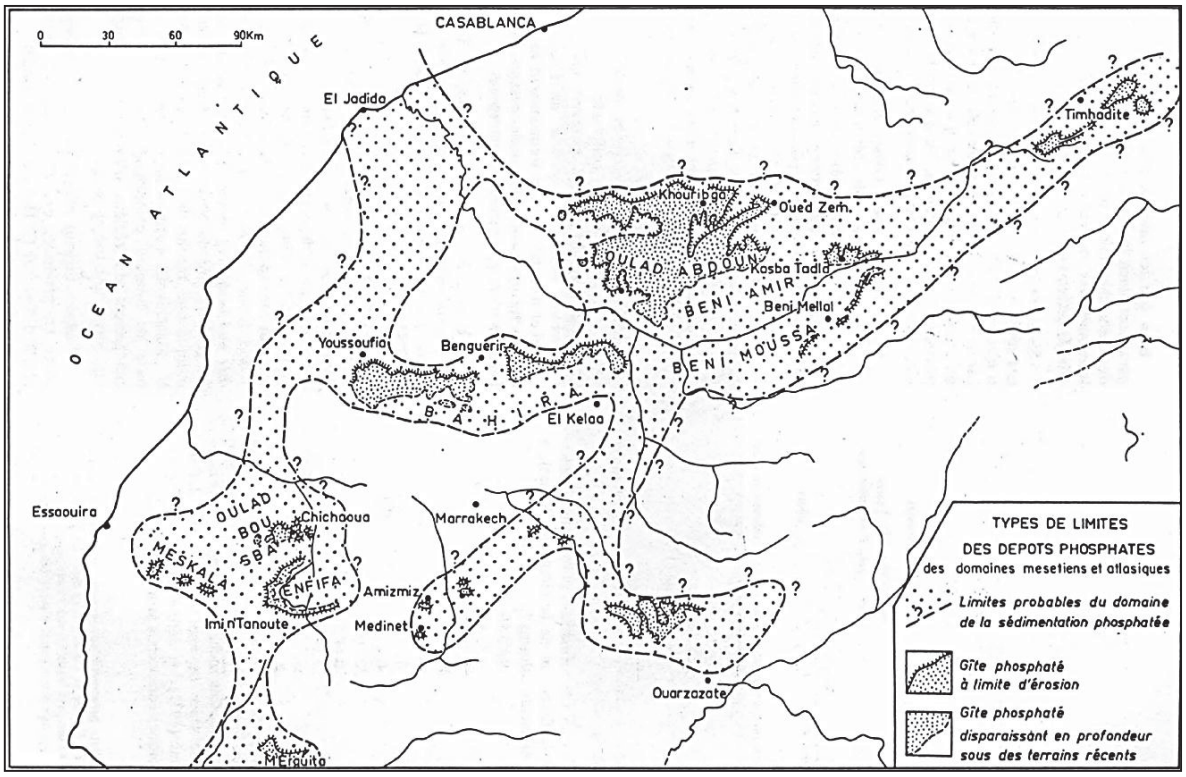


Figure 7: Dépôts phosphatés en domaine Mesetien et Atlasique du Maroc (Salvan 1986 et Fedan 1989)

Ces séries constituent des ensembles très homogènes, permettant de réaliser un schéma général de la structuration des bassins phosphatés marocains. Les nombreuses manifestations tectoniques qui ont affecté le domaine de la sédimentation phosphatée à partir du Crétacé supérieur jusqu'au l'Éocène ont provoqué, en premier lieu, un soulèvement général avec morcellement, une dislocation et des fortes érosions. Ceci a provoqué la disparition de la plupart des zones de bordure des bassins phosphatés ainsi que la destruction d'une partie importante des dépôts phosphatés dans les divers bassins (Salvan 1986 ; Fedan 1989 ; Piqué 1996) (fig.7).

2.5. Principaux bassins phosphatés marocains

Les plus importantes ressources en phosphates au Maroc se répartissent en plusieurs bassins phosphatés, différents les uns des autres, aussi bien par leurs superficies que par leurs teneurs. Ces

bassins renferment quatre pôles miniers d'extraction et d'enrichissement des phosphates : Khouribga (Ouled Abdoun), Youssoufia et Benguérir (Ganntour), Bou-Craa (Oued Eddahab).

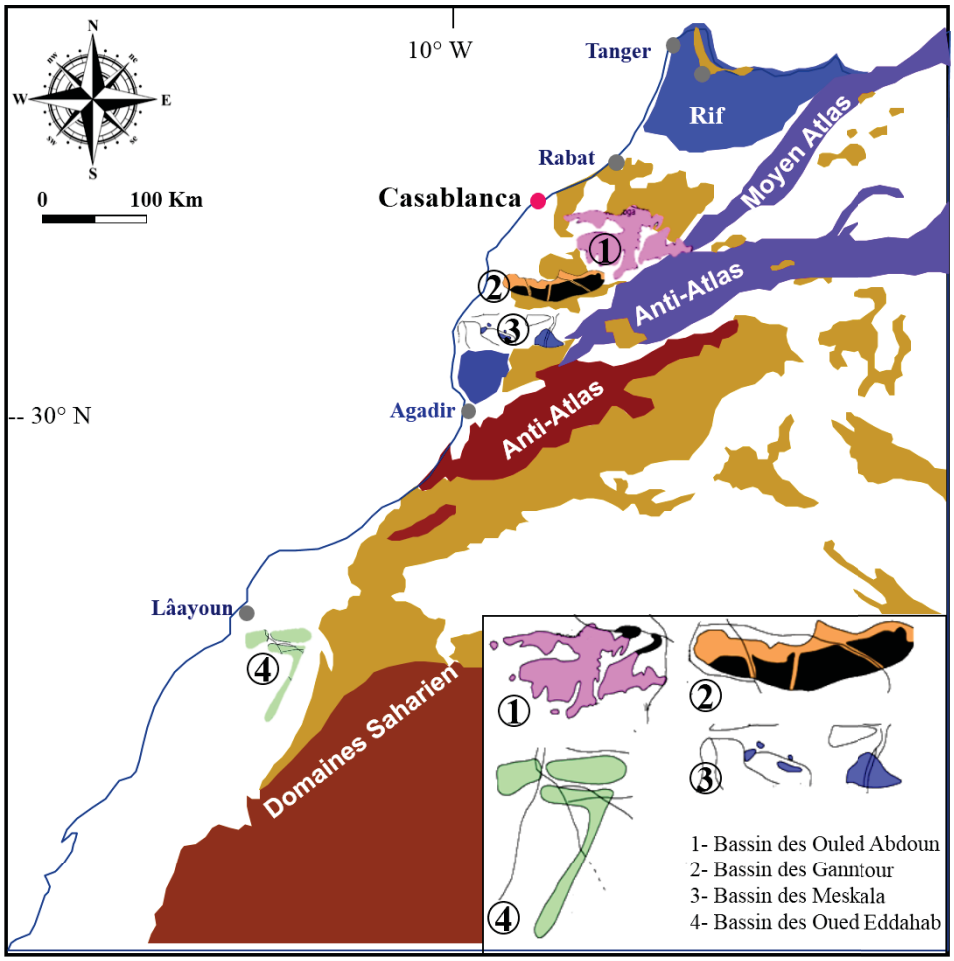


Figure 8: Schéma structural du Maroc et localisation des bassins phosphatés marocains. (Piqué *et al.* 2001) modifiée

2.4.1. Bassin des Ouled Abdoun

Le bassin des Ouled Abdoun au centre du Maroc ; il est situé à 120 km au Sud-Est de Casablanca, avec une dimension d'environ 100 km de long, sur 80 km de large, limité par les méridiens 6°30' et 7°35' et les parallèles 32°30' et 33°. Il s'étend de Ben Ahmed et Settat à Zaouiat Cheikh et Khouribga au Nord et se prolonge au-delà de l'Oued Oum-Er-Rebia au Sud, sous la plaine de Beni Amir. À l'Est il est limité par la plaine de Kasba Tadla et à l'Ouest par le massif des Rhamna (fig.15). Le bassin représente une unité morphologique importante du domaine mésétien marocain, quasi-tabulaire très faiblement ondulée ; les altitudes sont variées de 500 à 800 m. Ce bassin est reconnu par le site de Khouribga qui assemble des remarquables zones de production de phosphate. Les phosphates de ce bassin sont de type sédimentaire, englobant trois zones d'extraction (Sidi Daoui, Merah Lahrach (M.E.A), Sidi Chennane).

Le bassin des Ouled Abdoun correspond à une plate-forme stable, il est formé par une série phosphatée qui compose le terme final d'une couverture sédimentaire s'étalant de l'Infra-Cénomanien de couleur rouge au Lutétien supérieur (Choubert *et al.,* 1962).

Le socle paléozoïque de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun, est très fortement plissé et faillé et formé de quartzites et de schistes en lie de vin dans la région de Ben Ahmed, attribué au Silurien (Salvan 1952).

Le Crétacé supérieur (l'Infracénomanien) est le premier terme transgressif de la série phosphatée, il est représenté par des marnes et des grés de couleur rouge brique sans fossiles reposant en forte discordance sur le socle primaire (Belfkira 1980).

Le Cénomanien est constitué par des petits bancs très gypseux et par une alternance de marnes et de marno-calcaire blanches et jaunâtres, sa puissance varie de 20 à 100 m, il repose directement sur le Paléozoïque dans la région de Boujâad et Kasba-Tadla (Elmontassir 1977, Belfkira (1980).

Le Turonien est essentiellement calcaire, il forme un important réservoir d'eau (aquifère profond). Les calcaires turoniens sont fortement dolomitiques et peu fossilifères.

Le Sénonien constitue le mur de la série phosphatée, il est formé par des marnes à caractère régressif, sa puissance varie de 50 à 100 m. Il comprend presque partout deux séries marneuses jaunes, séparées par une barre calcaire d'épaisseur variable (Choubert *et al.,* 1972).

Le Maastrichtien est constitué par des phosphates marneux et des marnes phosphatées. Il débute localement par du calcaire très fossilifère à bone-bed. Dès le Maastrichtien, la phosphatogenèse fait brusquement son apparition et se poursuit jusqu'au Lutétien (Arambourg 1935).

Le Danien est constitué par des phosphates grossiers riches en Bone Phosphate of Lime (BPL), il débute par des calcaires phosphatés dépourvus de fossiles et se termine par un autre calcaire à *cardita coquandi* (Arambourg 1936 et 1937, Moret 1938).

Le Thanétien est formé par des phosphates moyens à fins vers le sommet et du calcaire phosphaté marneux (Salvan 1952).

L'Yprésien débute dans la majorité des cas par un calcaire phosphaté coprolithique, La phosphatogenèse y atteint son apogée. Il est formé d'une succession de niveaux phosphatés intercalés avec des calcaires phosphatés coprolithiques, des argiles et des silexites ou marnes siliceuses (Salvan 1952, Belfkira (1980).

Le Lutétien marque la fin de la sédimentation phosphatée. Il est représenté dans sa partie inférieure par un complexe constitué principalement par le calcaire phosphaté, calcaire marneux, marne phosphatée ou non phosphatée et de la marne siliceuse. L'ensemble a subi une silicification de degrés variables et se continue par une puissante dalle silicifiée la dalle à *Thersitées* et qui couronne l'ensemble de la série phosphatée (Salvan 1952).

Les phosphates des Ouled Abdoun sont de diverses qualités avec des teneurs élevées en P_2O_5, par exemple 75 % B.P.L. proviennent de la couche 1 (Yprésien) ; 72 % B.P.L. proviennent de la couche 2 (Danien-Thanétien) et 80 % B.P.L. du phosphate rubéfié de Sidi Daoui (EL Mountassir, 1977). Ces phosphates sont épiaires et stockés avant d'être repris pour alimenter les usines de traitement soit aux usines de site Khouribga ou acheminées par train et/ou par pipelines vers Jorf Lasfar. En fonction de leur teneur en B.P.L ; les phosphates de hautes teneurs (HT) ; les phosphates de moyennes teneurs (MT) ; les phosphates de basses teneurs (BT) et les phosphates de très basses teneurs (TBT).

2.4.2. Bassin des Ganntour (fig.8,2)

Il est situé entre les massifs des Rhamna au Nord et les Jbilet au Sud. A l'Ouest il est limité par les collines jurassiques de Mouissat et se prolonge à l'Est jusqu'aux rives de l'Ouest Tessaout. Le bassin des Ganntour renferme deux centres miniers, le premier à l'Youssoufia qui se trouve à l'extrémité occidentale du bassin et le deuxième à Benguérir au centre de celui-ci.

Centre de Youssoufia

Il est situé à 60 km de Benguérir et à 100 km au Nord-Ouest de Marrakech, de moindre importance, ce gisement a été ouvert vers 1931. Parmi les phosphates extraits il y a (Boujo 1972):

- ✓ Phosphate clair de la couche 1 (niveau Danien), titrant de 70-72 % B.P.L. et provenant de la zone sèche ;
- ✓ Phosphate noir, chargé en matière organique qui après calcination passe de 68 % à 75 % B.P.L.

Vu l'importance de la zone noyée dans ce gisement la production de phosphate noir est appelée à prendre la relève du phosphate clair qui se cantonne sur les bords du gisement.

La production du centre de Youssoufia est entièrement acheminée par le train, vers le port de Safi où une partie du phosphate est traitée sur place par « Maroc-Chimie » et « Maroc-Phosphore », et l'autre partie est exportée.

Centre de Benguerir

Le centre minier de Benguérir est situé à 70 km au nord de Marrakech et à 60 km à l'Est de Youssoufia, il a été ouvert en 1979. L'exploitation à ciel ouvert touche l'ensemble des niveaux phosphatés d'intérêt économique. Les investissements programmés visent une augmentation du potentiel d'extraction de 3 à 4,5 millions de tonnes par an à l'horizon 2018. Après son extraction les phosphates sont acheminés par camions et par trains vers l'industrie chimique de Safi ou à l'usine de traitement de Youssoufia. Une partie de la production destinée à l'exportation est expédiée via le port minéralier de Safi (OCP 2012).

2.4.3. Bassin des Meskala (fig.8,3)

Il se situé à environ 150 km au Sud de l'Youssoufia, au pied de l'Atlas, le gisement était l'objet d'une intense campagne de recherche il y a quelques années. Tectoniquement morcelée en sous bassins (Imi n'Tanout et Chichaoua), la série phosphatée ressemble fortement à celle des Ganntour et la couche phosphatée danienne a été atteinte dans un sondage près d'Imi n'Tanout à 500 m de profondeur avec à peu près 300 m d'alluvions sur la série. Il est limité par la plaine alluviale de Mejatte, à l'Ouest par les affleurements permo-triasique de l'Ouest Tidsi qui le sépare de la plaine côtière d'Essaouira et au Sud par le Haut Atlas occidental (Belfkira 1980).

2.4.4. Bassin Oued Eddahab (fig.8,4)

Il se situé au sahara marocaine à 100 km au Sud-Est de la ville de Laâyoune et à 1200 km de Casablanca. Compris entre le Précambrien et le Paléozoïque de la dorsale de Rguibat et l'Océan Atlantique. Il s'étend du Nord au Sud-Ouest jusqu'aux les environs de Nouadibou. Les dépôts phosphatés de ce bassin beaucoup plus au Nord que les affleurements actuels et l'érosion réduisent ses extensions. Ces dépôts phosphatés sont localisés dans la partie centrale du bassin crétacé, ils présentent deux couches phosphatées ; seule la première couche est exploitée actuellement (Rios 1972).

2.6. Pétrographie et sédimentologie de la série phosphatée marocaine

Les faciès de la série phosphatée marocaine sont caractérisés par une grande variété dans le temps et dans l'espace. Dans les types rencontrer sont :

- ✓ Les faciès siliceux détritiques ou non détritiques ;
- ✓ Les faciès phosphatés meubles ou consolidés ;

- ✓ Les faciès argilo-marneux et les faciès carbonatés.

Par exemple, la série la plus complète qui montre ces facies est représentée dans le bassin des Ouled Abdoun (fig.9).

2.5.1. Faciès siliceux détritiques ou non détritiques

Ces faciès détritiques sont bien représentés à la base de la série phosphatée. Ils sont très fins dont le dépôt semble conditionné par un relief peu accentué fournissant un matériel détritique très évolué et peu abondant. Ces faciès dans les Ganntour sont plus rares dans la série phosphatée (Krumbein 1941 ; Krumbein et Sloss 1963). En ce qui concerne les faciès siliceux non détritiques continus, ils sont plus fréquents et occupent le plus grand volume de la série phosphatée, mais leur développement relatif varie suivant les gisements. Pour les faciès siliceux non détritiques sont essentiellement des rognons de silex ; des ménilites ; des nodules sphériques et des épigénies siliceuses dans les calcaires et les géodes (Salvan 1955 ; Boujo 1976).

2.5.1. Faciès phosphatés sableux meubles

Ils sont individualisés sous l'apparence de sables gris, jaune à blanc remarquablement meuble. Ces phosphates peuvent aussi être gris ou noir lorsqu'ils sont très chargés en matières organiques et bitumineuses. Les études des couches des phosphates sableux montrent un caractère rythmique et séquentiel de la sédimentation phosphatée. L'analyse granulométrique a donné plus de précision à ces variations dynamiques du milieu de genèse (Boujo 1986).

2.5.2. Faciès des calcaires phosphatés

Les calcaires phosphatés se présentent en formation continue et/ou discontinue.

Les calcaires phosphatés en formations continues sont fréquents surtout au toit ou au mur des couches phosphatées (Boujo 1986), ils se présentent comme des :

- ✓ Calcaires phosphatés sont très riches en débris osseux et d'autres vertébrés et sont considérés comme faciès de type Bone Bed.
- ✓ Calcaires phosphatés à faciès nougat montrent de gros coprolithes et un ciment généralement spathique ;
- ✓ Les calcaires phosphatés à grains fins contrairement aux types précédents, se sont des grains de phosphate de petite taille qui prédominent, les débris osseux et les coprolithes sont rares. C'est le type le plus fréquent dans la série phosphatée marocaine ;

- ✓ Les calcaires phosphatés à texture bioclastique grossière, ce faciès est rare, il se rapproche du type Bone Bed par l'abondance des restes des tissus osseux cristallisés. Ils se diffèrent par le caractère toujours fragmenté des grains du phosphate avec un mauvais classement.

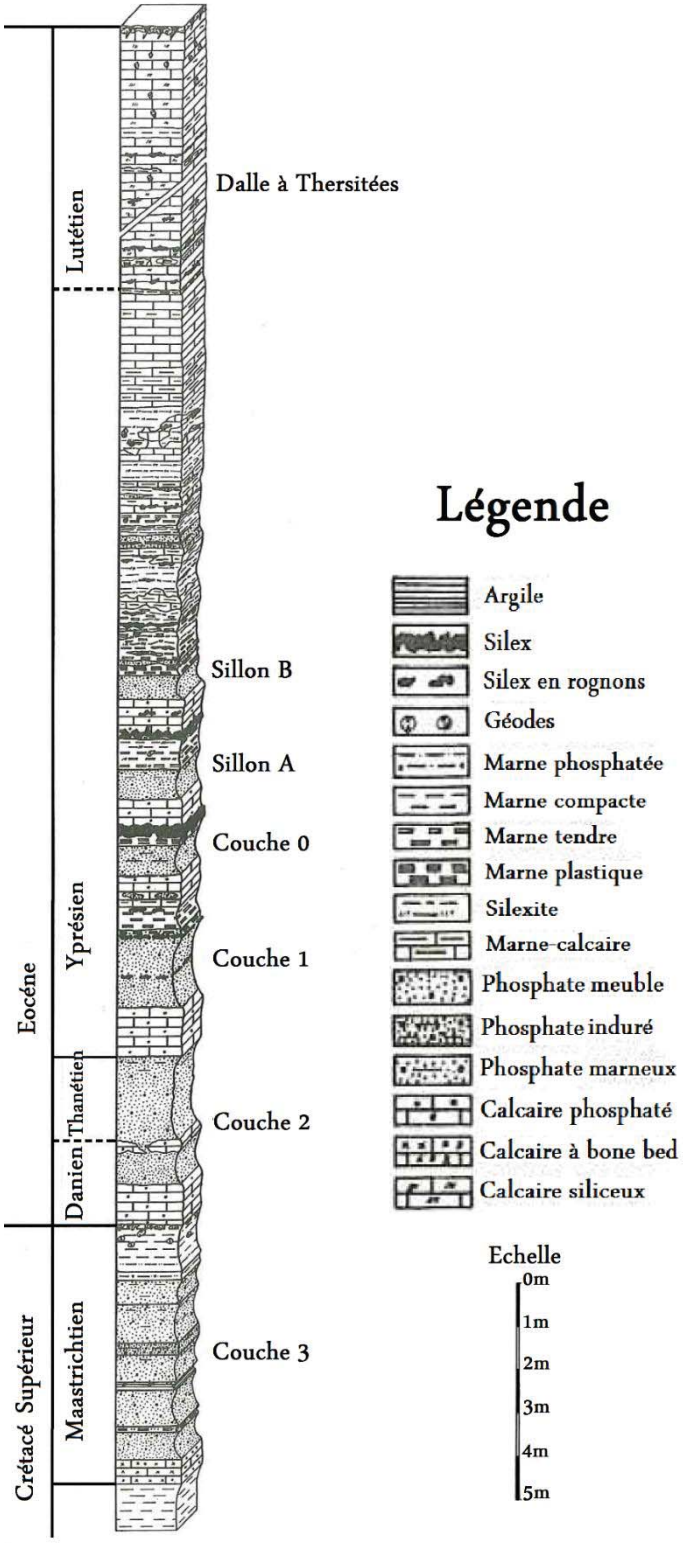


Figure 9 : Log lithostratigraphique de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun (Belfkira 1980)

Formations discontinues

Se sont des boulets ou lentilles de calcaire phosphaté renfermées dans les couches de phosphates sableux, et des géodes que l'on trouve plutôt à la partie supérieure de la série phosphatée. Il y a également d'autres faciès phosphatés combinés à des argiles et des marnes, ces faciès reste assez subordonnés et leur étude est généralement groupée avec celles des faciès argilo-marneux, mais en général nettement individualisé, avec de grandes extensions longitudinales constituent des repères de choix (Boujo 1986).

2.7. Évolution de la série phosphatée

2.6.1. Évolution synsédimentaire

Selon kazakov et Salvan (1955), les faciès phosphatés ont évolué dans le temps et dans l'espace. En ce qui concerne l'évolution horizontale, elle est essentiellement liée à la paléogéographie et se traduit dans chaque niveau par des changements de faciès. Par contre, l'évolution verticale est moins développée par rapport à l'évolution horizontale.

2.6.2. Évolution post-sédimentaire

La sédimentation phosphatée a subi une phase fini Eocène qui a provoqué le soulèvement des dépôts et donc subit une érosion importante jusqu'au Miocène (Choubert et Faure-Muret 1960-62). D'autres actions météoriques se sont déroulées depuis les dernières manifestations tectoniques ; ils ont provoqué les phénomènes de dissolution qui se traduit par le départ des carbonates d'où l'enrichissement de la série en phosphate. Ce phénomène diagénétique a favorisé la précipitation de la silice.

Partie I – Synthèse bibliographique

Chapitre 3 – Faciès siliceux : Nomenclature et contexte génétique

3.1. Généralités sur les faciès siliceux

La silice est la forme naturelle du dioxyde de silicium (SiO_2), elle entre dans la composition de nombreux minéraux. La silice se présente aussi bien à l'état amorphe que sous différentes formes cristallines : quartz, cristobalite, tridymite, stishovite, coésite, mélanophlogite, etc. Sa structure est réticulaire covalente. Chaque atome de silicium se trouve au centre d'un tétraèdre d'atomes d'oxygène, et chaque atome d'oxygène est partagé par deux atomes de silicium. La structure cristalline la plus répandue est constituée d'un réseau cubique à faces centrées en Si, plus quatre atomes de Si propres à la maille (Fig.10) (Fröhlich 1999).

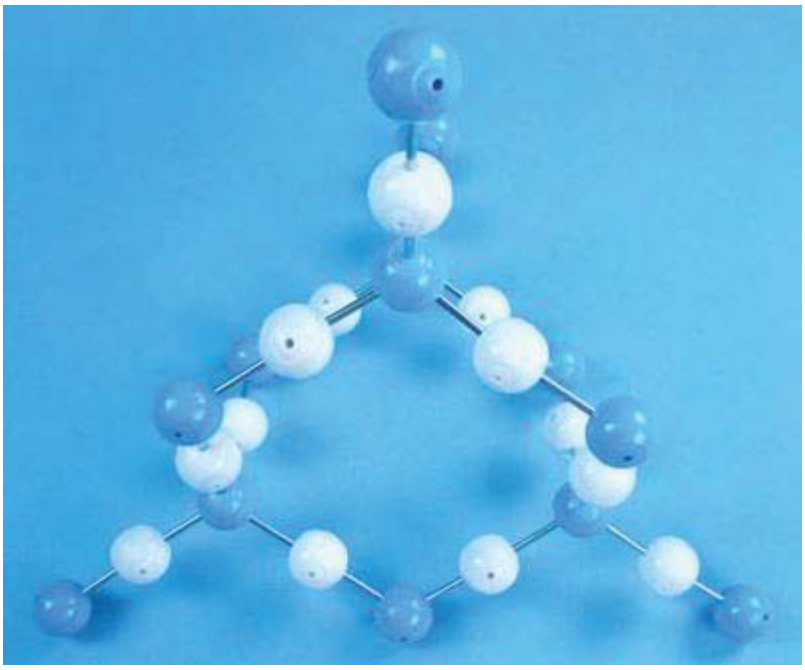


Figure 10: Structure cristalline de la silice (SiO2) (Tu 1998)

La silice ou les silicates sont les composants majeurs des roches cristallines, elles sont les plus abondantes sur l'écorce terrestre, c'est le deuxième élément le plus abondant après l'oxygène. Cet élément est impliqué dans de nombreux processus de surface. Ainsi, il est incorporé dans la végétation (Alexandre *et al.,* 1997) quand il est dissout dans les sols, tandis que dans la mer il est considéré comme une source de nutriments très importante pour le plancton océanique (Raguenau *et al.,* 2000). Le cycle biogéochimique actuel du silicium a été déterminé (Treguer *et al.,* 1995 ; Basile-Doelsch 2006) grâce aux études des divers réservoirs, océan, lacs et rivières, aquifères ainsi que les sols et les sédiments. La silice constitue l'essentiel de roches d'origine détritique (conglomérats, grès, pélites), elle est présente aussi dans les roches d'origine chimique ou biochimique.

3.1.1. Solubilité et cristallinité de la silice

La silice de l'hydrosphère est le plus souvent à l'état de solution vraie. L'équation d'équilibre est :

$$\rightarrow (SiO_2)_n + 2n\ H_2O \rightleftharpoons n\ Si\ (OH)_4.$$

Le monomère $Si\ (OH)_4$, monomolécule d'acide silicique, est libre et en solution vraie. À la température de 20-25 °C, l'équilibre est atteint pour une teneur de 120 à 140 ppm de SiO_2. À 100 °C, cette solubilité s'élève à 360-420ppm. Elle est indépendante du pH pour les valeurs comprises entre pH 2 et pH 9, et s'élève ensuite considérablement dans les milieux alcalins, pour atteindre 6000 ppm à pH 11 suite de l'ionisation de l'acide silicique. Or, les solubilités des minéraux de la silice sont beaucoup plus faibles (de l'ordre de 8 à 20 ppm) que celle de la silice amorphe, si bien qu'une eau qui contient par exemple 100 ppm de SiO2 (sous-saturée pour la silice amorphe) et sursaturée par rapport aux formes cristallines dont elle peut assurer la croissance. Ces formes cristallines sont le quartz, la cristobalite de basse température, la calcédoine, assemblage fibreux de cristallites de quartz et l'opale. Ce dernier amorphe et partiellement cristallisé en particules dispersées, présente une isotropie statistique (Krauskopf, 1956 ; 1959 ; Feth *et al.,* 1961 Chamley 1987, 2000).

Les caractéristiques des faciès siliceux détritiques sont les mêmes que les faciès siliceux biochimiques et chimiques, elles sont dures (dureté de l'ordre 7 ; elles rayent le verre et l'acier), à cassure courbe et esquilleuse, à bords tranchants (cassure conchoïdale en forme de coquille), inattaquées par les acides sauf l'acide fluorhydrique. Ces faciès sont caractérisés également par une granulométrie très fine principalement formée d'opale (silice hydratée), de fibres de calcédoine et d'agglomérats cryptocristallins de grains de quartz, de couleur variable noire, rouge, bleu. Elles peuvent être d'origine biochimique ou diagénétique. Elles résultent soit de l'accumulation des tests siliceux de protozoaires (radiolarites), de protophytes (diatomites) ou de spongiaires (spongolites), soit de la précipitation de silice dissoute (silex, chailles, meulières). Ces faciès sont répartis généralement dans les séries stratigraphiques (Cayeux 1929).

3.1.2. Roches sédimentaires siliceuses d'origine biochimique

Selon l'association des sédimentologistes français (1989) les roches siliceuses sont essentiellement constituées de la silice, qui se présente sous forme de quartz et de calcédoine. En ce qui concerne les sédiments biogéniques siliceux se repèrent principalement en dessous du niveau de compensation de la calcite (CCD), profondeur à laquelle la dissolution est totale de toute

particule carbonatée. Ces dépôts purement organiques dont les restes organiques sont noyés dans une matrice ou de ciment de silice cristalline. Il existe aussi des dépôts purement inorganiques, tels que les cuirasses siliceuses multicolores qui recouvrent les plateaux dans les régions sèches des continents du Sud. Il n'y a pas de distinction entre certains de ces dépôts et certaines variétés de silex qui portent les caractéristiques de remplacement diagénétique des dépôts de calcaire. Parmi les roches biogéniques, on note les radiolarites, les diatomites et les spongolites. Se sont des roches siliceuses biochimiques, qui forment des bancs résultant de l'accumulation des organismes à squelette siliceux.

D'autre part, les roches siliceuses d'origine chimique sont issues de précipitation inorganique primaire de silice colloïdale, ou par la lixiviation et de la déshydratation d'un certain nombre de silicates de sodium complexes. Nous citons comme exemple, le silex qui se forme pendant la diagenèse, il constitue des concrétions en forme de nodules ou de lits au sein d'autres roches sédimentaires, le plus souvent des calcaires fins (McBride 1979 ; Shaver 1974 ; Siever *et al.,* 1983).

3.1.2.1. Radiolarites

Les radiolaires à tests siliceux sont à l'origine de la silice qui compose les roches radiolarites (50-70 % des tests). Les boues à radiolaires actuelles rencontrées dans les fonds de 2000 à 6000 m dans les océans sont similaires à certaines radiolarites, comme celles tertiaires. Trois groupes de radiolarites sont distingués selon leurs structures : les jaspes, les lydiennes et les phtanites (Kiessling 1996).

Les jaspes sont généralement colorés en rouge ou en noir par des oxydes de fer et de manganèse, quelquefois tachetés de vert et parfois rubanés. Les jaspilites désignent des roches présentant des lits alternés de jaspe et d'hématite ; le terme jaspéroïde s'applique à des lits silicifiés. Ils affleurent dans la plupart des chaînes géosynclinales ; par exemple dans les Alpes. Ils se trouvent dans les schistes lustrés déposés sous forme de calcoschistes au Jurassique supérieur dans la zone piémontaise (Foucault et Raoult 2005).

Les lydiennes de Lydie, province d'Asie Mineure, sont des radiolarites entièrement noires, très dures, leur matrice quartzeuse microcristalline est obscurcie par un pigment d'origine organique, et les vestiges de radiolaires sont plus difficiles à identifier. En France, dans le Carbonifère de la montagne Noire et des Pyrénées. Elles sont employées comme pierre de touche pour les essais de métaux précieux (Foucault et Raoult 2005).

Les phtanites sont des radiolarites fortement recristallisées en quartz, souvent colorés en vert pâle par du chlorite, de l'épidote, ou des oxydes de fer, parfois graphiteux. Dans le Dévono-Dinantien de la vallée de la Bruche (Vosges), elles sont associées à des grauwackes et à des tufs volcaniques (Foucault et Raoult 2005).

3.1.2.2. Radiolarites et le niveau de compensation de la calcite

La dissolution croissante de la calcite avec la profondeur est due à la sous-saturation des eaux de mer en calcite. Le niveau de compensation de la calcite (CCD) est la profondeur à laquelle la dissolution totale des particules calcaires provient de la surface (tests de foraminifères ou d'algues). Cette profondeur varie dans l'espace et dans le temps. Elle se situe actuellement aux environs 5000 m. En revanche, les sédiments biogéniques siliceux à l'origine des radiolarites et des diatomites se rencontrent principalement dans des bassins océaniques dont la profondeur dépasse le CCD (Blendinger 1985 ; Racki et Cordey 2000).

3.1.2.3. Diatomites

Les diatomites sont des roches claires, légères et poreuses, meuble ou consolidée se sont les seules roches siliceuses consolidées rayables à l'ongle, formées entièrement ou presque de diatomées. Synonymes locaux : farine fossile, terre d'infusoires, tripoli, «kieselguhr», randanite... Il existe des diatomites lacustres et des diatomites marines. La diatomite utilisée comme abrasif ou comme absorbant (Foucault et Raoult 2005).

3.1.2.4. Spongolites

Les spongolites sont des roches sédimentaires siliceuses, essentiellement formées de spicules d'éponges (souvent en opale), cimentés par de l'opale et de la calcédoine, avec traces de calcaire et d'argile. C'est une roche grise, brune ou noire, à cassure souvent lisse et luisante, très rarement lacustre (des séries houillères), et généralement marine, étant alors fréquemment associée à des gaizes, avec tous les intermédiaires entre les deux faciès. En général, les spicules sont associés à des éléments détritiques (quartz, glauconie) unis par un ciment d'opale (Henrich *et al.,* 1992 et Foucault et Raoult 2005).

3.1.3. Roches sédimentaires siliceuses d'origine chimique

Pour les roches siliceuses d'origine chimique, la précipitation croît est porté plus d'importance, tandis que le taux d'organisme devient de plus en plus faible. Les nodules et les lits

de silex se forment par dissolution, transport et précipitation de silice provenant des squelettes d'organismes disséminés dans les sédiments calcaires.

3.1.3.1. Silex

Les silex sont des roches siliceuses constituant des accidents dans des couches calcaires, formées de silice (calcédoine, quartz, un peu d'opale) d'origine biochimique, précipitant dès le début de la diagenèse dans le sédiment encore meuble. Les silex sont parfois en lits continus, mais plus souvent en rognons disséminés ou groupes en niveaux parallèles à la stratification dans la craie. Le silex est une roche dure, à grain très fin (calcédoine et quartz cryptocristallins, sans grains détritiques), jaune clair, brune à noire, à cassure lisse et conchoïdale, à éclat luisant ; les éclats de silex sont à bords aigus et translucides. La limite avec le calcaire (ou la craie) est bien tranchée, et les rognons s'en séparent souvent aisément ; ils peuvent avoir une patine blanchâtre (diffusion de la lumière dans le cortex microporeux de calcédoine). Au microscope, on peut observer des restes de spicules siliceux d'éponges. Dans quelques cas, les silex sont zonés (enveloppes concentriques claires et sombres, ces dernières contenant plus d'opale) ; dans d'autres, ils conservent en leur coeur un témoin du calcaire ou de la craie (Foucault et Raoult 2005).

3.1.3.2. Chailles

Les chailles ressemblent aux silex, mais elles sont de couleur brune et dépourvue de patine. Ce type d'aspect siliceux renferme parfois un peu de calcaire et fait alors effervescence à l'acide. Il existe dans la craie ou dans les calcaires tous les intermédiaires entre chailles et silex (par exemple, des silex bruns, blonds ou roses), et il n'est pas toujours facile de les distinguer. Cayeux (1929) en avait réduire le sens à celui d'accident siliceux en milieu siliceux, mais dans cette définition, le mot chert, qui prête à confusion, tombe en abondance.

3.1.3.3. Cherts

Le terme de chert désigne en effet aussi des dépôts siliceux lités ou interstratifiés, comme des schistes silicifiés, dont la porcelanite (ou porcellanite). On désigne ainsi aux États-Unis une roche dure et dense, contenant, en plus de la silice, des minéraux argileux et des carbonates (Cayeux 1929).

3.1.3.4. Accidents siliceux particuliers

Il existe également d'autres formes siliceuses qui ont été conglomérer dans des termes siliceux particuliers, nous citons quelques-uns selon Foucault et Raoult (2005) :

- ✓ Les silex ménilites, rognons d'opale dans les marnes Lucienne de Montmartre et de Ménilmontant d'où leur nom ;
- ✓ Les silex nectiques, dont la structure poreuse leur permet de flotter sur l'eau ;
- ✓ La novaculite du latin novacula, serpette ou cuticule et quartzophyllade, litée, légèrement feuilletée et très dure, faite de quartz microcristallin avec un peu de grenat ;
- ✓ Les meulières compactes sont de couleur jaunâtre et les meulières caverneuses sont de couleur brun rouge.

3.2. Nomenclature de formes siliceuses de la série phosphatée marocaine

Les formes siliceuses de la série phosphatée marocaine sont plus fréquentes et occupent des volumes variés dans la série phosphatée, mais leur développement relatif varie suivant les gisements et les étages géologiques.

3.2.1. Silex de la série cherteuse

Les silex en lits généralement décimétriques continus réguliers sont fréquemment de couleur chamois ou beige clair.

3.2.2. Silex phosphatés

Ils existent à tous les niveaux de la série et sur tous les gisements. Caractérisés par des coprolithes de couleur claire, ces silex phosphatés ont des noms variés tels que poudingue de coprolithe (Visse 1948), gravier phosphaté (Flicoteaux et Tessier 1971).

Pour les rognons de silex ; des ménilites ; des nodules sphériques et des épigénies siliceuses dans les calcaires et les géodes (Salvan 1955 ; Boujo 1976).

3.2.3. Rognons de silex

Se sont des couches phosphatées meubles, ils sont abondants et caractéristiques de la couche I yprésienne des Ouled Abdoun, nommé également lentilles ovoïdes de silex soulignent le toit de la couche I Danien des Ganntour.

3.2.4. Ménilites et les nodules sphériques

Dans les Ganntour les nodules sont très subordonnés au sein de la série cherteuse, les ménilites sont associés aux cherts qui dominent. Au contraire, dans les Ouled Abdoun les nodules sont cimentés et constituent une dalle à nodules, c'est un repère lithologique très apparent.

3.2.5. Épigénies siliceuses dans les calcaires et les géodes

Se sont des formes de silicification partielle, fréquentes dans les Meskala et les Ganntour au niveau de la dalle Thérsitées. Elles sont associées dans la partie supérieure d'Yprésien et du Lutétien à des géodes sphériques, mamelonnées et boursoufflées en surface en chou-fleur.

3.3. Environnement des processus diagénétiques et la silicification

Les silicifications se produisent dans la nature, depuis les grandes profondeurs marines jusqu'à la surface (Millot 1960). Millot et al (1963 et 1976) soulignent que les silicifications (silex, cherts...) sont le produit de la croissance des cristaux à partir de solutions naturelles qui contiennent de la silice monomère en solution. Ils insistent sur le fait que la précipitation et la dissolution s'apparentent à des réactions de polymérisation et de dépolymérisation. Les différentes variétés de la silice sont le résultat d'une croissance cristalline plus ou moins ordonnée. Les structures les plus désordonnées sont dues à l'incorporation d'impuretés dans les réseaux. Les lois de la croissance des cristaux rendent compte de la variété des phénomènes observés.

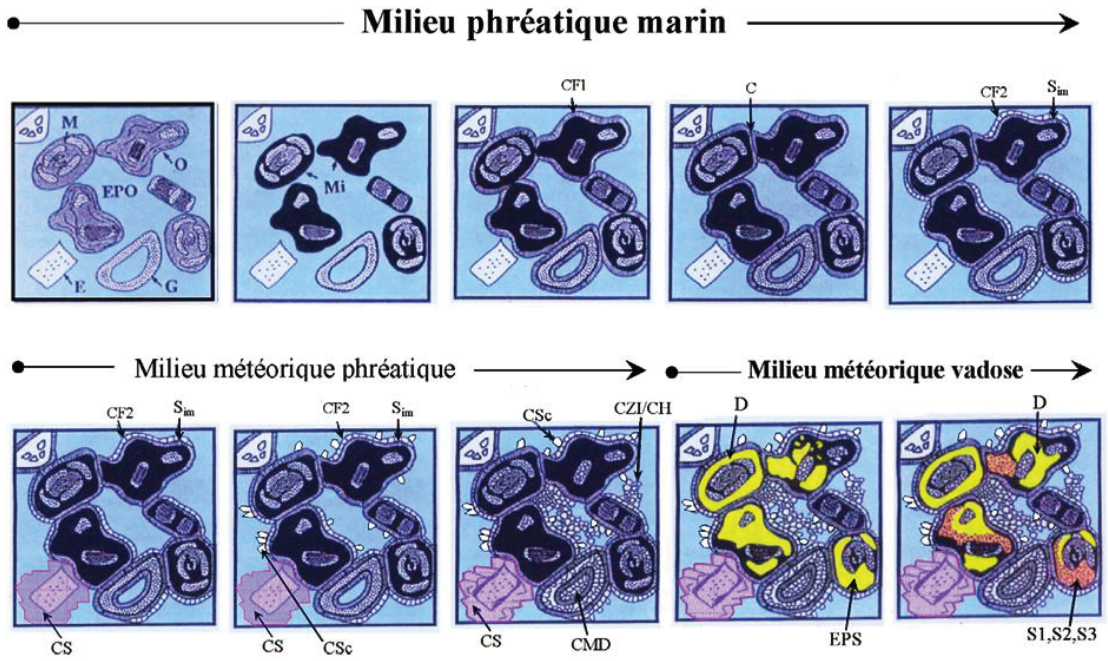


Figure 11: Séquence diagénétique d'un calcaire à texture grainstone. (Chapoulie *et al.*, 2005)

M : Miliole ; E : fragment d'échinoderme ; G : gastéropode ; O : oncolithe ; EPO : porosité primaire ; S1, S2, S3 : sédiment interne météorique ; Mi : micritisation ; CF1, CF2 : ciment fibreux isopaque ; D : dissolution ; CSc : ciment en scalénoèdre ; MSO : matrice sédimentaire ; C : compaction ; CS : ciment syntaxique ; CMD : ciment drusique en mosaïque ; EPS : porosité secondaire de dissolution ; CZI : ciment sparitique zoné ; CH : ciment en mosaïque hétérométrique.

3.3.1. Environnement de la silicification

L'origine de la silice est de moins en moins contestée. Des auteurs évoquent une grande prolifération d'organismes à test siliceux, dans des milieux subtidaux, favorisé par des phénomènes d'upwelling au Cénomanien-Turonien (Einsele et Wiedmann 1975 et 1982).

Cette silice, d'origine biogène, une fois remobilisée, serait à l'origine de la silicification des carbonates du Cénomanien supérieur — Turonien inférieur (McBride et Thomson 1970 ; DeCelles et Gutschick 1983 ; Siever 1986 ; Hesse 1988 ; Gao et Land 1991 ; Knauth 1994 et McBride *et al.,* 1999).

3.3.2. Processus diagénétiques de silicification

La précipitation de la silice peut se produire soit par un électrolyte ou par un support organique : Les épigénies de gypse (quartz), les pseudomorphoses de quartz se substituant à des rhomboèdres de calcite et de quartz bipyramidé parfaitement limpide des marnes du Trias, les innombrables organismes silicifiés, en particulier les bois fossiles pétrifiés, seuls consolidés dans une formation sableuse restée meuble.

Quant aux silicifications superficielles (grésifications et meuliérisations), des observations au Fezzan (Muller-Feuga 1952) ont montré d'une part l'influence de la position de la roche dans la topographie, tendance à la quartzification des grès dans les parties hautes (grès de Fontainebleau), opalisation, puis la calcédonisation dans les marnes et calcaire au pied des versants (meulières de Brie et de Beauce). D'autre part, les silicifications ne sont pas indifférentes au milieu. D'après Millot et Elouard (1960), c'est la calcédoine qui caractérise les silicifications en milieu calcaire, tandis que l'opale, au moins originellement, affectionne les roches argileuses, et la quartzification s'installe dans les sables ou les grès faiblement consolidés.

Pour Thiry *et al.* (1988), les silicifications associées aux calcaires sont d'interprétation un peu délicate, en raison de l'opposition entre les conditions de solubilité des carbonates et de la silice, une opposition qui favorise les remplacements mutuels et efface ainsi les témoins des structures primaires. D'autre part, l'eau pure, en équilibre avec la pression partielle de CO_2 de

l'atmosphère et la calcite, à un pH=8,4 : c'est le domaine critique pour la solubilité de la silice. Quand le pH baisse, la calcite est dissoute et la silice précipite ; quand le pH augmente, c'est la silice qui est dissoute et la calcite précipite. Ainsi, se font les épigénies et les remplacements mutuels que l'on observe dans les calcaires silicifiés (Sharma, 1965 ; Williams *et al.,* 1985 a et b).

En général, les niveaux de la silicification sont concordants avec les niveaux sédimentaires et se présentent réguliers et continus à l'échelle hecto à kilométrique. Cette disposition stratiforme est considérée comme précoce, voire synsédimentaire.

Au microscope, ces silicifications apparaissent surtout comme des épigénies en remplacement le calcaire.

Selon, Rio (1982), la silice se manifeste sous plusieurs formes :

- ✓ Silice cryptocristalline, de type opale ;
- ✓ Silice de type calcédonite (petits amas fibroradiés) ;
- ✓ Silice à aspect de quartz ;
- ✓ Silice en petits cristaux polygonaux (aspect fibreux).

Certains silex, rencontrés dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud au Maroc (Rhalmi 2000), sont creux. Le vide est rempli d'une poussière constituée de débris d'organismes. Ce type de silex aurait pris naissance par genèse centripète (Meyers 1977). D'autres nodules de silex, en chou-fleur sont composés de petits et grands cristaux de quartz, prismatiques avec des traces de dissolution. Ce type de silex a été interprété comme ayant eu, à un moment donné, un précurseur évaporitique sous climat aride (Folk et Pittman 1971 ; Siedlecka 1972 et 1976 ; Milliken 1979 ; Geeslin et Chafetz 1982 ; Sugitani *et al.,* 1998, et Cros et al., 1998)

La silicification est un phénomène de remplacement isovolumique ou d'épigénie. La calcédonite est retrouvée de préférence en milieu calcaire (Cayeux 1929 ; Auzel et Cailleux 1949 ; Elouard et Millot 1959 ; Millot 1960,1964 ; Arbey 1980 ; Durand et Meyer 1982 ; Crouzel et Meyer 1983).

L'opale est retrouvée de préférence en milieu argileux (Elouard et Millot 1959 ; Millot 1960 ; Triât 1979 ; Thiry 1981,1987).

La quartzine est retrouvée de préférence en milieu gypseux, et la croissance normale des grains de quartz des grès siliceux engendre des quartzites (Millot 1961).

Pendant longtemps, la question de la formation du silex a soulevé un certain nombre de questions. Aujourd'hui, même si de nombreux aspects du processus global sont connus, certaines étapes de sa genèse demandent encore à être éclaircies. La question du moment de la formation du silex a reçu une attention particulière. Il s'agissait de savoir si le processus se produit à un stade précoce de la diagenèse ou tardif. Rio (1982) a observé des évidences en faveur d'un stade précoce, alors que le sédiment est encore meuble et poreux. Il apparaît en fait que des silicifications se sont produites dans les deux cas (Weis et Wasserburg 1987).

Une grande avancée dans la compréhension du mode de formation des silex a été constituée par le Deep Sea Drilling Project (DSDP) au début des années 1970. Ce programme associant plusieurs institutions océanographiques consistait à échantillonner les sédiments des fonds marins. Les études des carottages ont montré que les silicifications se produisaient dans la plupart des principaux bassins océaniques (Calvert 1971 ; Heath et Moberly 1971 ; Lancelot 1973).

Le processus global de la silicification repose sur la précipitation de la silice présente dans les eaux interstitielles des sédiments carbonatés. Ce mécanisme est fortement lié à la nature du sédiment encaissant (Lancelot 1973 ; Keene et Kastner 1974). La silice qui va être mobilisée pour la formation du silex provient des sources multiples comme elle est représentée ci-dessous. Une origine biogénique, par la dissolution des squelettes d'organismes siliceux (Calvert 1971 ; Lancelot 1973 ; Heath 1974), a été proposée. Toutefois, de grandes quantités de silice peuvent également être libérées par lessivage des minéraux silicatés présents sur le continent dans les argiles, les roches et les cendres volcaniques (Calvert 1974 ; Rio 1982). L'origine biogénique est la plus communément admise, car elle est susceptible de fournir une quantité suffisante de Si sur une longue durée.

Globalement, un faible pH de l'eau est propice à la dissolution des carbonates et à la précipitation de la silice. Cependant, cette dernière est contrôlée par de nombreux autres facteurs, dont la température, la pression et la présence d'impuretés. Les différents habitus de la silice requièrent des conditions différentes pour cristalliser, la principale étant la concentration en silice.

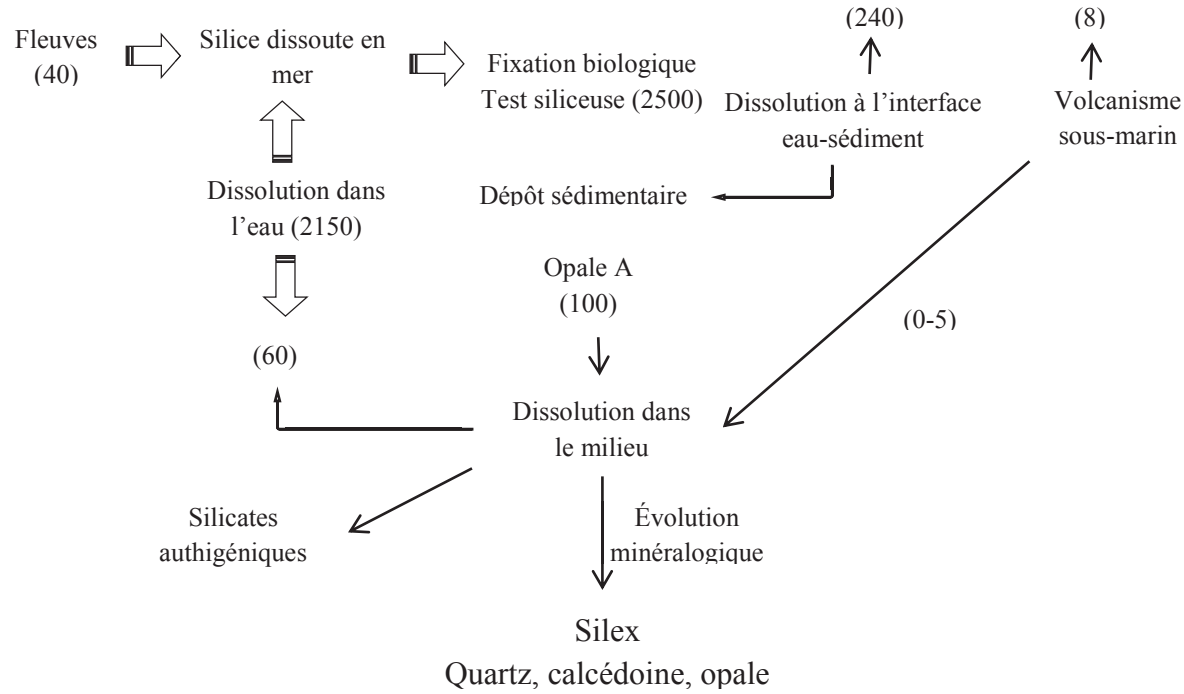


Figure 12: Cycle de la silice en mer (Chamley 2000).
(Les parenthèses présentent les valeurs estimées de la silice dissoute (SiO2, 0,1 g/an).

Ainsi, deux processus de genèse ont été distingués. Le premier repose sur la cristallisation d'opale-CT qui cimente le sédiment en se développant dans ses pores (Fröhlich 1999 ; Thiry et Milnes 1991). Les silicifications résultant de ce mode de formation se présentent comme des corps massifs, des masses meubles ou encore sous la forme de ciment plus ou moins diffus dans les sédiments. C'est le cas des porcelanites et des silexites à opale-CT.

Le second conduit à la cristallisation de la silice en calcédoine par la mise en solution des cristaux micrométriques de calcite constitutive de la roche encaissante. Ce remplacement des sédiments carbonatés préexistants, appelé épigénie, est isovolumétrique, conservant la structure et les composants du sédiment d'origine. Par exemple, les microfossiles initialement contenus dans les carbonates sont préservés par la silicification. Le processus prend fin lorsqu'il n'est plus alimenté par les fluides riches en silice.

Postérieurement à la formation des silex, les sédiments calcaires sont compactés et émergent. Ce processus prévaut pour la formation des silex, des jaspes, des radiolarites et des meulières (Fröhlich, 1999). Leur composition minéralogique à calcédoine majeure ou seule détermine les caractéristiques générales de ces silicifications qui se présentent sous la forme de rognons ou de bancs dans un encaissant de nature différente, duquel ils s'individualisent et s'extraient aisément. Dans sa plus stricte acceptation, le terme de silex est réservé aux corps siliceux présents dans les calcaires fins du Crétacé supérieur.

Leurs propriétés physiques et chimiques seront déterminées par la présence d'eau dans leurs micropores, par des minéraux argileux et carbonatés, des oxydes métalliques et de la matière organique.

3.3.3. Condition de formation des roches siliceuses

3.3.3.1. Facteurs sédimentogénétiques et pétrographiques

Pour Rio (1982), le litage et les terriers sont des structures favorables à la formation des accidents siliceux ; par contre, les argiles peuvent jouer un rôle inhibiteur dans ce processus.

La mise en solution de la silice peut être favorisée par des températures croissantes (Siever 1959 in Fairbridge 1967 ; Summerfield 1983 ; Roulin 1985) et par des associations qui augmentent le pH (Millot 1960,1964 ; Thiry 1981).

Les faciès à dominance sulfatée et carbonatée ; ces milieux à pH élevé sont favorables à la mise en solution de quantités importantes de silice (Dapples 1974 in Rhalmi 1989).

La silicification et la néoformation argileuse impliquent deux processus voisins pour l'utilisation de la silice à caractère chimique basique et calcique (Millot 1961 ; Pascal *et al.*, 1989).

L'origine de la silice peut être cherchée dans la destruction des silicates comme les argiles (la transformation smectite-illite, par exemple, peut libérer de la silice), ou, tout simplement, dans les sédiments carbonatés eux-mêmes ; en effet, la silice seule, contenue en solution dans l'eau interstitielle des sédiments calcaires, suffit à engendrer des silex (Rio, 1982).

Selon cet auteur, les silex se forment dans le sédiment plastique encore riche en eau, la compaction n'est pas complète et la porosité est encore élevée.

La caractérisation des roches siliceuses par des moyens pétrographiques est justifiée dans la mesure où la formation des roches siliceuses est un phénomène isovolumétrique qui conserve les caractères du milieu sédimentaire dans lequel il s'est formé. Les méthodes de caractérisation pétrographiques des roches sédimentaires peuvent donc être appliquées à ces roches.

3.3.3.2. Facteurs minéralogiques et géochimiques

Les caractéristiques minéralogiques et gîtologiques spécifiques (Cayeux 1929 et Fröhlich 1999) ont une définition plus restreinte, le terme de silex désigne une silicification

sédimentaire parmi d'autres. Pour comprendre quelle est sa place au sein de la classification des silicifications sédimentaires, il convient de décrire les deux phases de la silice rencontrées dans les types de roches. Les observations microscopiques réalisées dans le cadre des travaux relatifs à la préhistoire ou à la géologie (Badia et Fröhlich 1975 ; Masson 1981 ; Rio 1982 ; Mouhsine 1994 ; Dufresne 1998) ont montré que les silicifications sédimentaires sont constituées des différentes formes minéralogiques de la silice.

L'opale-CT possède une structure cristalline désordonnée et se présente sous la forme de lépisphères de 1 à 20 µm de diamètre, résultant du regroupement de lamelles cristallines de cristobalite.

La calcédoine. Il s'agit d'une forme microcristalline fibreuse de la silice. Selon leur allongement, on distingue parmi les calcédoines, la quartzine à allongement positif et la calcédoine à allongement négatif. Au sein des silicifications, l'organisation en fibres est moins nette en relation avec leur processus de croissance.

La molécule associée à ces différentes formes de la silice est l'oxyde de silicium comme on là déjà cité précédemment. L'angle de liaison entre les tétraèdres et la longueur de la liaison Si-O sont des paramètres qui vont varier légèrement, conduisant à différencier les phases de la silice (Fröhlich 1999).

La description de leur processus de formation nous permet de mieux appréhender la nature des silicifications et par conséquent, de comprendre quelles sont leurs propriétés. Ce sont ces dernières qui nous orienteront vers les possibilités les plus pertinentes de caractérisation.

La discrimination des roches siliceuses par leur composition minéralogique apparaît utile surtout en combinaison avec la géochimie des études antérieures qui ont montré l'efficacité de cette approche (Masson 1981 ; Dufresne 2000).

La géochimie est, comme pour la plupart des roches sédimentaires, délicate à appliquer aux roches siliceuses. La raison est l'origine complexe de la signature géochimique de ces matériaux, on peut considérer que la roche enregistre les conditions géochimiques de son environnement de formation et celle des fluides chargés de silice qui contribuent à sa formation. En outre, la nature chimiquement semi-ouverte, par l'existence de micropores, est susceptible d'incorporer des éléments chimiques provenant de son milieu d'enfouissement. Des études ont montré que des phénomènes de diffusion d'éléments dans les zones superficielles de la roche se produisaient

(Walter 1993). La partie interne des silex par exemple apparaît donc préservée de ces phénomènes d'altération. L'intérêt d'adopter une approche géochimique réside dans son caractère quantitatif par comparaison avec d'autres méthodes, plus subjectives. D'un point de vue géologique, ces roches ont fait l'objet de plusieurs études géochimiques (Belfkira 1980 ; Weis et Wasserburg 1987 ; Prévôt 1988 ; Rhalmi 1989, 1992 ; Murray *et al.,* 1990 ; Armstrong *et al.,* 1999) afin de caractériser et de mieux comprendre les environnements de dépôts.

Partie I – Synthèse bibliographique

Chapitre 4 – Cadre stratigraphique de la série phosphatée des Ouled Abdoun

Introduction

Le Maroc est caractérisé par deux importants événements continentaux au Crétacé le premier est due à la transgression d'amplitude globale qui débute au Crétacé moyen (Piqué 1996), le second est traduit par le changement du mouvement entre l'Afrique et l'Eurasie durant le Crétacé moyen à l'Éocène supérieur. Ce changement de direction d'une extension Est-Ouest à une compression Nord-Est est lié aux phénomènes de subduction et à l'expulsion du domaine Alboran vers l'Ouest, qui réduit l'espace océanique entre la marge nord de la plaque africaine et la marge sud de la plaque ibérique.

4.1.Cadre stratigraphique de la série phosphatée des Ouled Abdoun

La stratigraphie de la série phosphatée des Ouled Abdoun a fait l'objet de plusieurs travaux de recherches avec des approches différentes. Nous rassemblons la plupart des études qui ont contribué à la détermination des divers niveaux stratigraphiques de la série phosphatée marocaine.

4.1.1. Stratigraphie des dépôts phosphatés marocains

Les dépôts phosphatés marocains correspondent à des périodes stratigraphiques différentes, qui englobent le Paléozoïque, Mésozoïque (Crétacé inf et Crétacé sup), Cénozoïque et Quartenaire. La répartition stratigraphique de ces dépôts est comme suit :

Au Paléozoïque les dépôts phosphatés marocains ne présentent que peu d'importance, ils sont encore mal connus et ils se répartissent sur une large période géologique. Ils sont remarquables dans les niveaux phosphatés supérieurs des environs de Taguedit au versant Sud du Haut Atlas de Marrakech, dans les horizons minces à nodules phosphatés de l'Ordovicien moyen et supérieur de l'Anti-Atlas central et oriental et aussi dans le niveau de nodules phosphatés d'âge Silurien de Jbel Jallaib, plaine du Tamlelt et au Maroc Sud oriental (Menchikoff 1938, Kayser et Cook1972, Viland 1977).

Le Mésozoïque (Crétacé inférieur), il peut être considéré comme une période à phosphate, car les manifestations phosphatées sont généralement plus discrètes et les indices de la concentration anormale du phosphate ne sont signalés qu'au Cénomanien dans la région comprise entre Agadir et le Cap Ghir avec des teneurs de 3 % en P_2O_5 (Beaugé 1935).

Par contre au Crétacé supérieur – Paléogène les teneurs moyennes en P_2O_5 sont considérables, au Maastrichtien les teneurs sont comprises entre 45 à 77 % BPL et à l'Yprésien les teneurs sont

comprises entre 72 à 77 % BPL. Cette période marque l'apogée de la phosphatogenèse au Maroc (Boujo 1986, Salvan 1986).

Au Cénozoïque – Quartenaire, les manifestations de la sédimentation phosphatée sont réduites. Les environnements phosphatés postérieurs sont plus discrets et sont signalés, à l'Oligocène dans une bande de grés légèrement phosphatée avec des teneurs de 10 % BPL (Azmany 1977, Boujo 1986).

4.1.2. Stratigraphie de la série phosphatée des Ouled Abdoun

La distinction des différents termes stratigraphiques de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun est basée sur les biozonations des *Sélaciens* réalisés par Arambourg (1952) en étudiant les vertébrés fossiles et par Salvan (1952-53-54 et 86) à l'aide de l'étude paléontologique des invertébrés fossiles. La revision complète des taxons de la faune *Sélaciens* a été entreprise par Cappetta (1980-2014 a et b), Cappetta et al., 1994 et Noubhani 1993. Récemment les travaux en collaboration avec le musée paléontologique de Paris Gheerbrant et al., (1998-2005) et Bardet et al., (2003 a et b, 2004, 2010 et 2013) tous ces travaux ont relevez de nouvelles espèces parmi les reptiles et les mammifères les résultats de la chimiostratigraphie réalisés par Yans *et al.,* (2014) et Kocsis *et al.,* (2014) sont remarquablement cohérents avec les données biostratigraphiques des assemblages des *Sélaciens*. Ils ont pu situer le Sélandien (début du Thanétien) le début et le milieu de l'Yprésien et le milieu de l'Yprésien dans les horizons supérieurs de la série phosphatée. Ils ont noté aussi l'absence du Lutétien dans la partie supérieure de la série phosphatée des Ouled Abdoun. Ces biozonations sont la base de l'échelle stratigraphique des séquences du phosphate marocain. En général la série sédimentaire marine du bassin des Ouled Abdoun comprend une succession de séquences :

- ✓ Une séquence phosphatée qui s'étale du Maastrichtien à l'Yprésien. Elle comprend des carbonates (marnes et calcaires) et des argiles ;
- ✓ Une séquence des cherts du Lutétien marquée par la barre à *Thersités* (*Hemithersitea, Thersitea*) ;
- ✓ Les dépôts continentaux du Néogène couvrent localement la série de phosphatée et/ou les sédiments siliceux d'âge Lutétien. Découpage chronostratigraphique de la série phosphatée des Ouled Abdoun.

La série phosphatée des Ouled Abdoun présente des changements spatiotemporels ; nous avons noté des variations latérales de faciès qui témoignent d'une migration de la phosphatogenèse, du NE vers SW du bassin (Michard 1976) (fig.13). Ces niveaux phosphatés ont été déposés durant le Maastrichtien (environ -72 Millions d'années) jusqu'au Lutétien (environ -41,3 Millions d'années). La stratigraphie de la série phosphatée telle qu'elle se présente dans le bassin des Ouled Abdoun permet de distinguer deux formations.

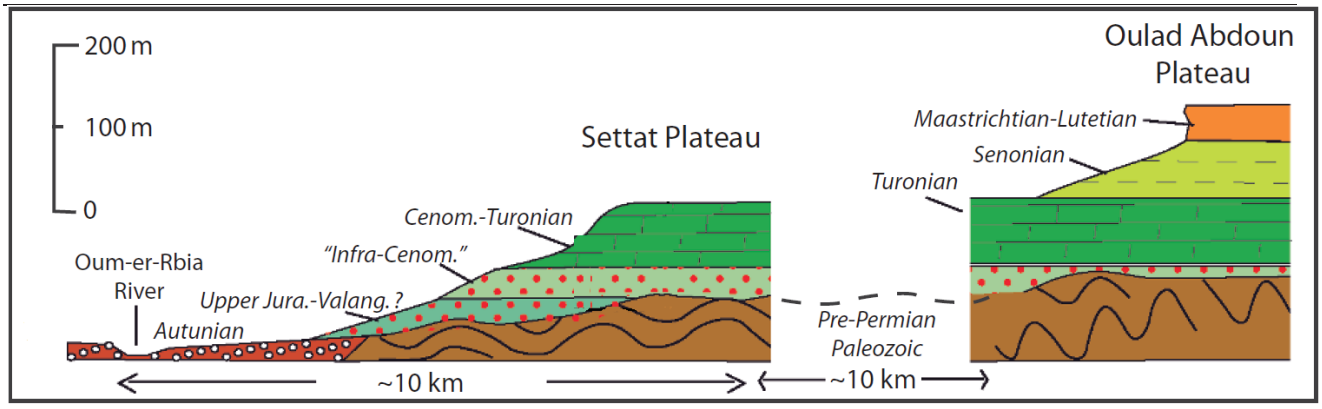


Figure 13: Coupe lithostratigraphique schématique représentant la série transgressive du bassin des Ouled Abdoun (Michard 1976)

4.3.1. Formations du début de la phosphatogenèse

L'ère primaire est constituée de schistes et de quartzites ; l'infra Cénomanien non daté présenté par 10 à 60 m de marnes bariolées, de grès rouge et de gypse, en discordance avec le substratum primaire. Le Cénomanien est représenté par une alternance de marnes souvent gypseuses et de marnes -calcaires jaunes, son épaisseur varie entre 20 et 100 m sur le plateau de phosphate. Le Turonien composé de calcaire de 20 à 60 m de puissance. Il est composé par une dalle bien marquée dans la topographie et affleure dans la partie centrale-nord du cercle de Khouribga. Le Sénonien est caractérisé par sa puissance qui varie entre 40 et 70 m, il est formé par ensemble de marne et de marno-calcaire jaunes d'or, on rencontre en outre, au tiers supérieur de cet étage, une dalle calcaire bien visible, dite dalle calcaire intercalaire (Salvan 1954, Reeves et Saadi 1971, Keyser et Cook 1972, Boujo 1976).

4.3.2. Formations phosphatées du Maastrichtien au Lutétien (Salvan 1954)

Le Maastrichtien (Crétacé supérieur) est formé par une alternance de phosphate qui est plus ou moins marneux reposante dans la plupart des cas sur un calcaire phosphaté fossilifère avec des niveaux bone-bed. L'accumulation des débris osseux et biogènes indique le début de la série phosphatée maastrichtienne ; elle repose sur un calcaire phosphaté marneux dans sa partie inférieure.

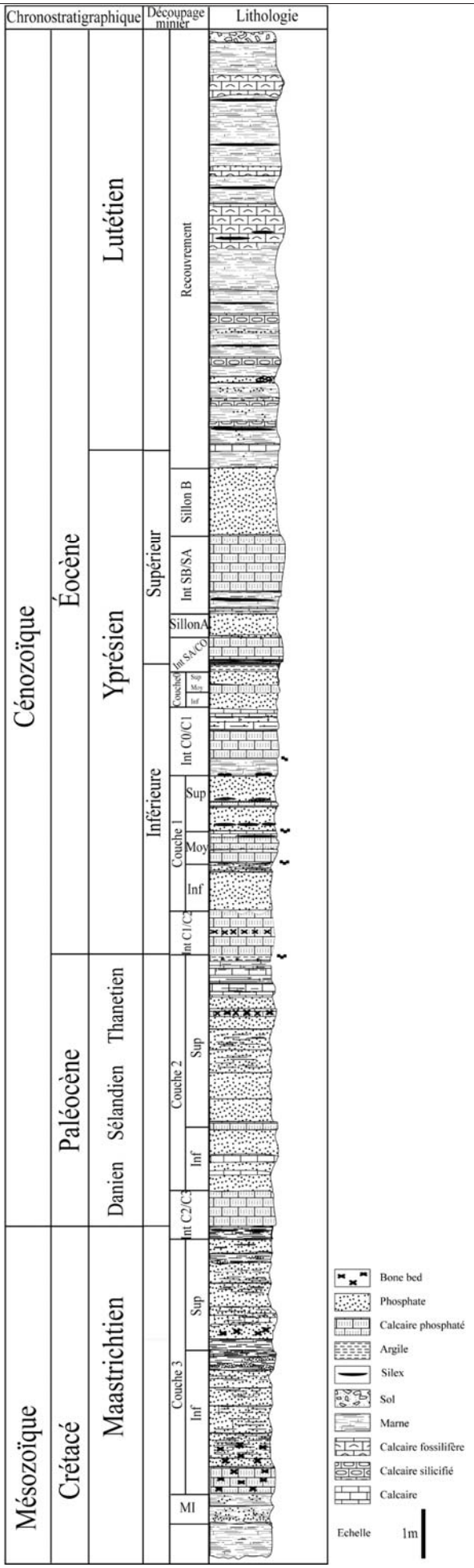


Figure 14: Log lithostratigraphique de la série du bassin des Ouled Abdoun

Le passage entre le Danien, Sélandien et Thanétien (Paléocène), n'est pas évident de le repérer sur terrain. Le Danien est peu développé par rapport au Thanétien ; le Sélandien a été signalé dernièrement par la chimiostratigraphie. Ces étages débutent par un calcaire phosphaté dépourvu de débris biogène, au-dessus une couche phosphatée contenant des interlits de calcaire discontinu avec des coprolithes et ossement ; le sommet est marqué par un calcaire phosphaté. Cette période est caractérisée par une légère tendance à la subsidence, avec la présence de *Carditat coquandi* et l'apparition de nouvelles espèces de vertèbres.

L'Yprésien (Éocène) est plus développé dans le centre du bassin, il est composé à la base par un phosphate reposant sur du calcaire phosphaté raviné. La partie supérieure est représentée par une alternance de phosphates, marnes, calcaires marneux et calcaires phosphatés ; tous ces niveaux lithologiques sont impactés par des silicifications. Les faunes en particulier les empreint de poissons sont identiques à celles du Danien et du Thanétien, en plus d'un certain nombre d'espèces caractéristiques de l'Yprésien.

Le Lutétien inférieur et moyen selon Azmany (1976). Le niveau inférieur est caractérisé par une alternance de silex, des marnes et carbonates peu phosphatés. Ils renferment des faisceaux de phosphate marquant le sommet de la série phosphatée des Ouled Abdoun. Le niveau supérieur où dominent des carbonates silicifiés avec des sous passés phosphatés avec des bancs de calcaire, ces carbonates se distinguent par des calcaires à gastéropodes de type Thersités.

4.2.Découpage minier de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Cayeux 1950)

Le découpage minier de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun se base sur la qualité des niveaux phosphatés et de leurs teneurs en P_2O_5 ou BPL. Ce découpage nous donne du bas vers le haut les termes suivants :

La Couche 3 d'âge Maastrichtien caractérise le début de la phosphatogenèse ; elle est généralement constituée d'un phosphate à prédominance marneuse, calcifiée, compacte à dur. On trouve deux entités à savoir la couche 3 supérieure d'environ 2 m de puissance, avec une qualité faible en P_2O_5 et la couche 3 inférieure d'environ 2 m de puissance et de qualité faible en P_2O_5, séparées par un intercalaire formé par un calcaire phosphaté fossilifère (bone bed) d'environ 40 cm de puissance. Nous avons noté la présence de la silicification sous forme de lentille de silex et de marne siliceuse.

La Couche 2 d'âge Danien- Sélandien-Thanétien, constituée d'un phosphate fossilifère par endroit, friable à meuble calcifié au toit et au mur. Elle est caractérisée par l'absence de la

silicification et des interlis de calcaire, elle est légèrement marneuse dans sa partie sommitale, ce qui diminue sa teneur en P_2O_5 par rapport à sa partie basale.

Couche 1 d'âge Yprésien remarquable par les faciès coprolithiques, elle est subdivisée en trois sous unités :

- ✓ Couche 1 inférieure constituée par un phosphate grossier sableux plus ou moins calcifié, avec des rognons de silex au toit, d'environ 0,50 à 1, 20 m de puissance, avec une teneur comprise entre 71,5 et 73 % BPL.
- ✓ Couche 1 moyenne formée par un phosphate moyen marneux au mur et de marne très phosphatée compacte au milieu à calcareuse, elle est séparée de la couche 1 inférieure par des marnes plastiques, elle est d'environ 40 à 50 cm de puissance, et de qualité qui ne dépasse pas 65 % BPL.
- ✓ Couche 1 supérieure caractérisée par un phosphate meuble fin compact avec un passé de silex ménilitique au toit. Elle est limitée en haut et en bas par deux rangés de rognons de silex, elle est d'environ 1 m de puissance, et de qualité variable en P_2O_5 de 65 à 76 % BPL. (Variation latérale de faciès).

Couche 0' d'âge Yprésien divisée en deux sous unités

- ✓ Couche 0' inférieure formée par un phosphate friable de couleur grisâtre, marneux et parfois calcifié et pouvant renfermer quelques blocs de silex.
- ✓ Couche 0' supérieure formée par un phosphate marneux coprolithique avec des blocs de silex phosphaté et des blocs discontinus vers le mur.
- ✓ Couche 0 d'âge Yprésien constituée par un phosphate marneux coprolithique friable, de couleur grisâtre, séparé par des liserés de marne ou de calcaire phosphaté.
- ✓ Sillon A d'âge Yprésien, c'est un faciès formé par un phosphate grossier à coprolithes dans sa partie inférieure et d'un phosphate marneux dans sa partie supérieure, intercalée par des marnes et des banquettes de calcaires formant un faisceau. Il a d'environ 70 cm de puissance, avec des teneurs d'environ 66 à 70 % BPL.
- ✓ Sillon B d'âge Yprésien constitué par un phosphate grossier meuble coprolithique, d'environ 1 m de puissance, caractérisé par des teneurs les plus élevées en P2O5 qui dépasse 73 %.
- ✓ Recouvrement au toit du sillon B d'âge Lutétien formé par une alternance de marne, de marne siliceuse à silex, de calcaire marneux et des sillons de phosphates dits parasites, l'ensemble a environ 5 m de puissance. Il est formé également par un calcaire marneux à silex c'est la dalle intermédiaire d'environ 4 m de puissance, surmonter par une alternance de marne, de marne siliceuse à silex et de calcaire marneux, d'environ 4 à 5 m de puissance. Le tout est coiffé par une puissante dalle de calcaire coquillé, la dalle à Thersités.

4.3. Découpage séquentiel de la série phosphatée des Ouled Abdoun

Le découpage séquentiel basé sur des critères granulométriques et stratigraphiques réalisés à partir des travaux de Moumni (1979) ; Belfkira (1980) ; Jourani (1988) ; et Mouflih (1991) sur le bassin des Ouled Abdoun et sur les autres bassins phosphaté a permis de conclure que la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun est une séquence transgressive allant du Maastrichtien au Lutétien avec un granoclassement des plus grossiers vers les plus fins.

La série phosphatée des Ouled Abdoun comporte plusieurs mégaséquences qui traduisent une évolution séquentielle majeure marquée par des phases de régression et de transgression. Cette évolution séquentielle est contrôlée essentiellement par la forme initiale du bassin, la tectonique, la subsidence, les déplacements d'axe de subsidence, le matériau d'apport, la remontée du substratum et l'eustatisme. Les mégaséquences ont été classées selon leurs contenus en débris biogénique en quatre mégaséquences. La première mégaséquence est caractérisée par une concentration importante des débris d'ossements attribués au Maastrichtien, la deuxième mégaséquence B très pauvre en débris biogènes d'âge Paléocène, la troisième mégaséquence C très riche en coprolithes d'âge Yprésien et la dernière d'âge Lutétien très riche en débris coquilliers et nommée mégaséquence D.

Tableau 6: Synthèse du découpage chronostratigraphique, minier et séquentiel de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun

<table>
<tr><th colspan="3">Découpage Chronostratigraphique</th><th rowspan="2">Découpage Minier</th><th rowspan="2">Découpage Séquentiel</th></tr>
<tr><th>Ère</th><th>Période</th><th>Système</th></tr>
<tr><td rowspan="9">Tertiaire (Cénozoïque)</td><td rowspan="6">Éocène</td><td>Lutécien</td><td>Recouvrement Toit Sillon B</td><td>Mégaséquence D</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Yprésien</td><td>Sillon B</td><td rowspan="5">Mégaséquence C</td></tr>
<tr><td>Sillon A</td></tr>
<tr><td>Couche 0</td></tr>
<tr><td>Couche 0’</td></tr>
<tr><td>Couche 1</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Paléocène</td><td>Thanétien</td><td rowspan="3">Couche 2</td><td rowspan="3">Mégaséquence B</td></tr>
<tr><td>Sélandien</td></tr>
<tr><td>Danien</td></tr>
<tr><td>Secondaire (Mésozoïque)</td><td>Crétacé Sup</td><td>Maestrichtien</td><td>Couche 3</td><td>Mégaséquence A</td></tr>
</table>

4.4. Repères de la série phosphatée des Ouled Abdoun

La série phosphatée des Ouled Abdoun présente des formations et certaines figures sédimentaires particulières avec des fossiles marqueurs pouvant servir comme des repères fiables à l'identification des niveaux miniers conventionnels. Ces niveaux repères se sont des couches intercalaires formées par différents faciès facilitant le repérage de chaque couche de la série phosphatée (Cayeux 1950, Salvan 195 Mountassir 1977, Azmany 1977) . Leurs expositions du bas en haut est la suivante :

- ✓ Les Marnes sénoniennes de couleur jaunâtre, facilement identifiable par la couleur et par l'absence du phosphate.
- ✓ Le niveau calcareux dit Bone Bed qui marque le mur de la couche 3 inférieure et supérieure
- ✓ L'intercalaire couche 2/couche 3 composé par des marnes grumeleuses jaunâtres épaisses coiffent le toit de la couche 3 supérieure avec souvent quelques concrétions de géodes de calcaires Septaria.
- ✓ Le calcaire à *Carditat Coquandi* qui subdivise la couche 2 en deux parties.
- ✓ Deux alignements en série parallèle de rognons de silex marquant le mûr et le toit de la couche1 sup.
- ✓ La dalle à nodules de silex ménilitiques, c'est un repère du toit de la couche 1 qui appartient à l'intercalaire couche 0'/couche 1.
- ✓ Les marnes à gros silex ménilitique communément appelé Boulanoir appartenant à intercalaire couche 0/couche 0'.
- ✓ Le complexe à nodules de silex continu coiffant le toit de la couche 0 communément appelée toit de Boujniba et le calcaire truffés de silex au mur du sillon A. ces repères appartenant l'intercalaire sillon A/couche 0.
- ✓ L'intercalaire sillon B/sillon A formé par des marno-calcaire tendres à siliceux qui marque le toit du sillon A.
- ✓ Le recouvrement Lutétien au toit du sillon B est marqué par les marnes siliceuses au contact du toit du Sillon B, les faisceaux parasites phosphatés ainsi que la présence de la dalle à Thersités qui coiffe la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun et surmonte le recouvrement.

Partie II – Travaux descriptifs

Chapitre 5 – Contexte géographique et géologique et étude lithostratigraphique du bassin des Ouled Abdoun

Introduction

Le Maroc détient plus des trois quarts des réserves mondiales en phosphate sédimentaire, ces immenses gisements sont localisés dans quatre principaux bassins déjà cités dans le premier chapitre, dont le plus important est celui des Ouled Abdoun au centre du Maroc avec une superficie d'environ 100 km de long, sur 80 km de large. Les autres sont plus petits, mais couvrent cependant d'immenses superficies, relativement explorées, par l'Office Chérifiens des Phosphates (OCP). Les phosphates de ces bassins sont marqués par des transformations, tels que les phénomènes diagénétiques et particulièrement les phénomènes de silicification objet de notre étude. Cette silicification très abondante incite non seulement les chercheurs, mais aussi les mineurs à comprendre et expliquer leur formation et leur origine, car elle constitue par endroit une entrave à l'exploration. Dans ce chapitre, nous avons inventorié et décrit tous les aspects de formes siliceuses de la série phosphatée des Ouled Abdoun. Une telle étude a été réalisée sur l'ensemble des séquences de dépôt des zones de Ghar Tager, Sidi El Maati, Sidi Chennane, et El Halassa, localisées dans la partie centrale du bassin des Ouled Abdoun.

5.1. Contexte géographique et géologique du bassin des Ouled Abdoun.

5.1.1. Situation géographique

Les zones ou les gisements sur lesquels nous avons focalisé notre étude appartiennent au bassin des Ouled Abdoun appelé communément plateau des phosphates, il est limité par les méridiens 6°30' et 7°35' et les parallèles 32°30' et 33° (fig.15). Il s'étend sur plus 10 000 km², de Ben Ahmed et Settat à Zaouiat Cheikh et Khouribga au Nord et se prolonge au-delà de l'Oued Oum-Er-Rebia au Sud, sous la plaine de Beni Amir. À l'Est il est limité par l'Haut Atlas et à l'Ouest par le massif des Rhamna ; il représente une unité morphologique importante du domaine mésétien marocain, quasi-tabulaire très faiblement ondulée ; les altitudes sont variées de 500 à 800 m. Ce bassin renfermant plusieurs gisements qui sont (fig.15) : Khouribga, Sidi Daoui, Meraâ EL Arech, Mrizig (M.E.A), Sidi Hajjaj, Sidi Chennane, Ouled Farès, Al Brouj, Ouled Smain, El Halassa, Ghar Tajer, Sidi El Maâti et Kasbat Tadla.

5.1.2. Cadre Géologique

Le bassin des Ouled Abdoun correspond à une plate-forme stable, il est formé par une série phosphatée qui compose le terme final d'une couverture sédimentaire s'étalant de l'Infra-Cénomanien au Lutétien supérieur (fig.16 et 17).

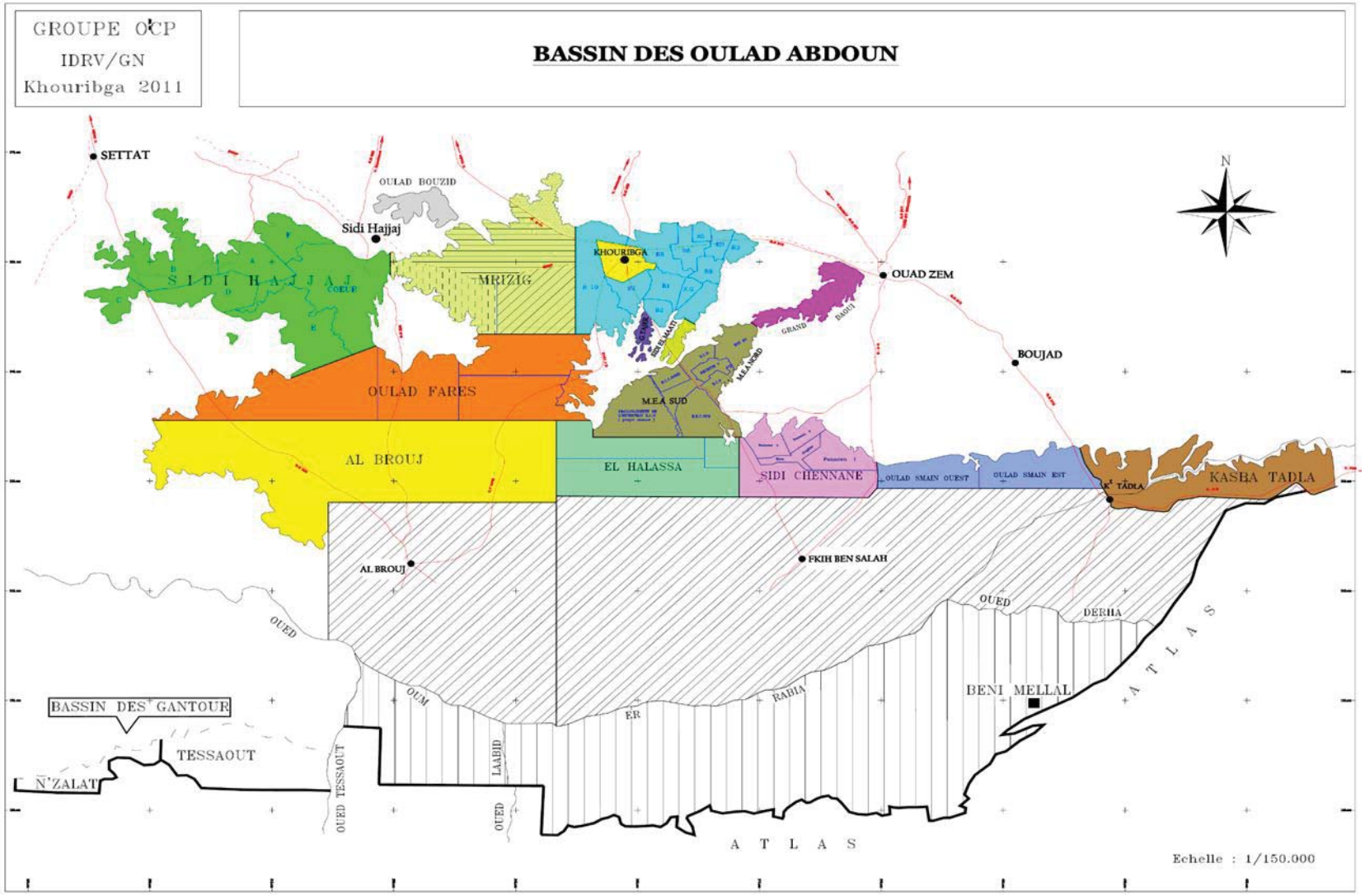


Figure 15: Localisation géographique des gisements du bassin des Ouled Abdoun d'après IDRV/GN (2011)

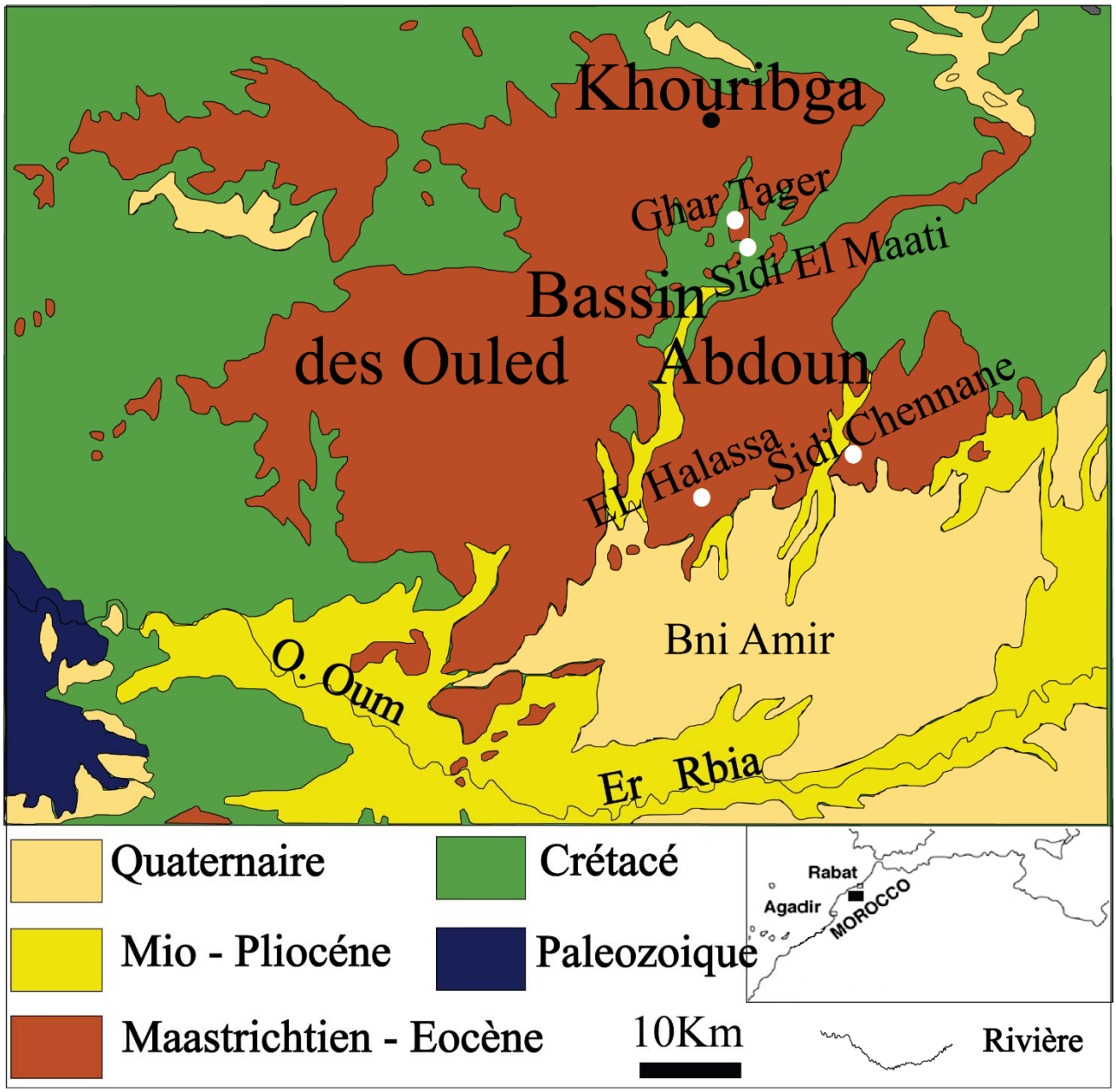


Figure 16: Carte géologique du bassin des Abdoun Ouled et localisation des zones d'études, extrait de la carte géologique d'Elborouj (1964).

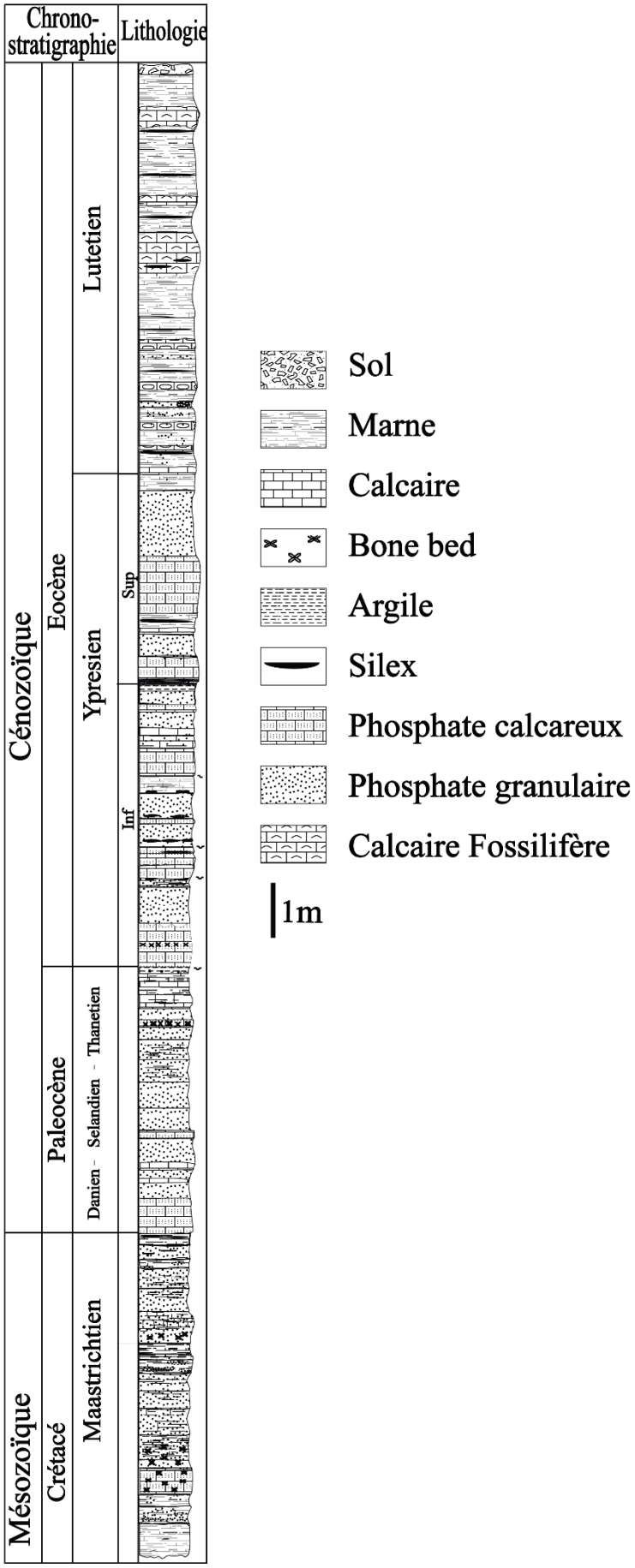


Figure 17: Log lithostratigraphique du bassin Abdoun Ouled (EL Haddi *et al.*, 2014a)

Plusieurs caractéristiques ont été relevées à partir des études réalisées sur la série phosphatée des Ouled Abdoun (1954) :

- ✓ L'épaisseur de la série phosphatée des Ouled Abdoun est très réduite par rapport à l'ensemble des bassins marocains, les couches phosphatées ne dépassent pas les 10m d'épaisseur ;
- ✓ Les phosphates exploités sont granulaires sous forme de sable friable à légèrement indurer ;
- ✓ Les fossiles des vertébrés « poissons et reptiles » sont très abondants ;
- ✓ Les formes siliceuses (rognons, lits de silex et autres) sont plus remarquables dans l'Yprésien et le Lutétien.

La série phosphatée est formée, par une succession de niveaux phosphatés et des intercalaires stériles formés par des niveaux siliceux, des niveaux calcaires plus ou moins dolomitiques, des niveaux argileux et marneux riches en montmorillonite et d'autres minéraux argileux magnésiens sont fréquents. D'autres associations sont possibles (sables, grès, gypses...), leur éventail s'élargit lorsque la teneur des niveaux phosphatés se réduit, sur une puissance de plus de 50 m.

Dans plusieurs endroits, cette succession verticale est régulière (fig.18), les niveaux phosphatés et les niveaux stériles sont affectés par des phénomènes de silicification qui donne lieu, souvent, à des niveaux complètement stériles. Il s'agit des calcaires silicifiés, des marnes silicifiés, des silex continus et en rognons (des silex de la série chêrteuse et des silex phosphatés).

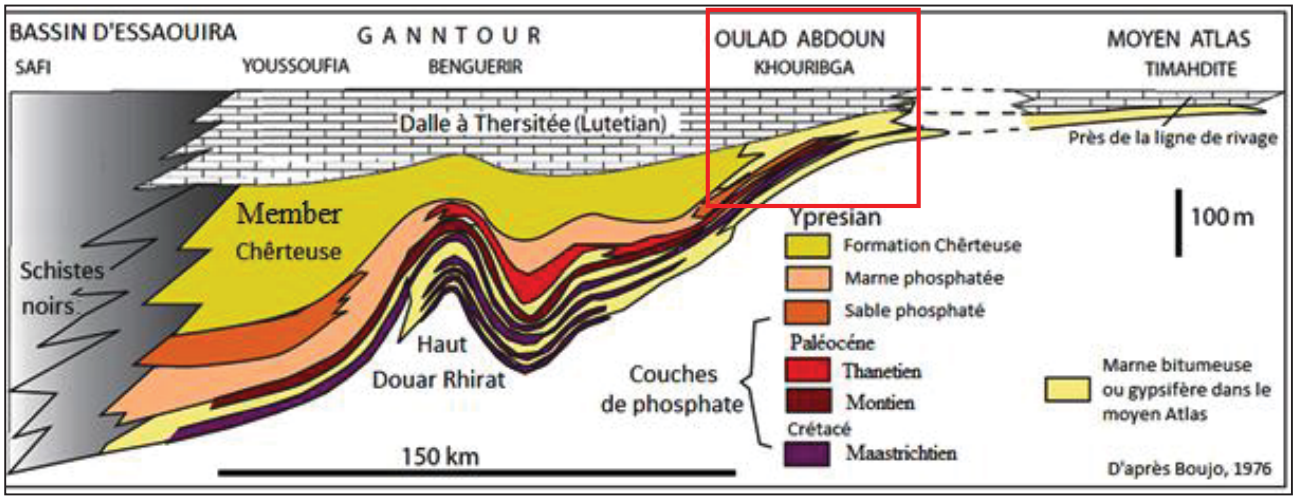


Figure 18: Succession et variation latérale des faciès sédimentaires des séries phosphatées de la méséta occidentale, d'après la coupe de Boujo (1976)

Le socle mésétien sur lequel est déposée cette série est formé de terrains paléozoïques plissés, dans lesquels Michard (1976) à distingué le Massif central et la méséta côtière septentrionale, le massif des Rehamna et la méséta-côtière méridionale et le chaînon de Jbilet.

L'ensemble des dépôts ont été favorisé par l'installation des golfes ouverts, sur l'Atlantique où le régime sédimentaire est typiquement épicontinental. Il débute au Crétacé et au Maastrichtien par la phosphatogenèse qui se poursuit jusqu'au Lutétien. Elle donne aux divers étages des faisceaux phosphatés d'importance inégale où la teneur en P_2O_5 semble augmenter en fonction du temps dont l'Yprésien renferme les niveaux les plus riches (Couche 1). Cette série phosphatée qui ne dépasse guère 140 m dans les Ouled Abdoun constitue la fin d'un cycle sédimentaire qui marque la régression à la fin du Lutétien due à la première phase des mouvements atlasiques (alpins).

De point de vue tectonique comme nous avons déjà cité précédemment, cette série semble avoir été mise en place dans un contexte calme, malgré les manifestations qui ont donné naissance au Moyen Atlas. Celle-ci a conditionné le dépôt de la série phosphatée après la phase Anté-Crétacée qui a provoqué un changement complet de la paléogéographie Atlasique (fig.7). En effet, la mer Jurassique était méditerranéenne, alors que celle du Crétacé est d'origine atlantique (Choubert *et al.,* 1962). Cependant quelques accidents d'importance modérée mise à jour par les travaux d'exploitation et de recherche, notamment dans les régions de M.E.A, Sidi-Chennane et Sidi Hajjaj. D'après Michard (1976), ces accidents seraient le résultat du rejeu des failles hercyniennes affectant le socle. D'autre part une anomalie gravimétrique négative correspondant à un corps granitique intrusif a été signalée par Van Den Bosch (1971) dans les régions d'Oued Zem.

5.2. Étude lithostratigraphique des coupes des Ouled Abdoun

5.2.1. Gisement de Ghar Tajer

5.2.1.1. Cadre géographique

Le gisement de Ghar Tajer fait partie du bassin des Ouled Abdoun. Il se trouve à 3,5 km au Sud-Est de la ville de Khouribga et en environ 7Km de la ville de Fkih-Ben-Saleh. Il est limité par les anciennes exploitations souterraines et par les affleurements partout ailleurs, traversé au Nord par la route N° 11 reliant Fkih Ben Saleh et Khouribga. Il est délimité à Est et à l'Ouest par les méridiens Lambert 360000 et 375000, au Nord et au Sud par le parallèle Lambert 247000 et 240000.

5.2.1.2. Evolution lithostratigraphique

La série phosphatée de Ghar Tajer est très condensée allant du Maastrichtien au Lutétien ; elle est recouverte généralement par la dalle à Thersités, relativement puissante, qui la protège contre l'érosion. La minéralisation en phosphate est en strates horizontales intercalées par des niveaux de calcaire, marne et argile présentant des silicifications variées à partir de l'étage Yprésien.

Le log lithostratigraphique (Fig.19) est réalisé sur une puissance d'environ 40 m. Les terrains qui affleurent dans cette série phosphatée sont les étages Danien-Sélandien-Thanétien qui correspondent à la couche 2 (subdivisée en C2a ou C2 inf et C2a ou C2 sup). Au-dessus vient l'étage Yprésien qui contient la couche 1 (subdivisée en C1 sup., C1 med. et C1 inf.), la couche 0, le sillon A et sillon B. Le recouvrement d'environ 10 m de puissance forme en partie l'étage Lutétien. Les travaux descriptifs des différents niveaux du gisement de Ghar Tajer comprenant les observations macroscopiques des faciès rencontrés sur le terrain et les observations sur les puits sont représentés du bas en haut comme suit :

- ✓ Le niveau inférieur est composé principalement de phosphate fin très marneux compact, de marne compacte et de marne sableuse assez compacte. La puissance de ce niveau est d'environ 1 m dans ce gisement. La rareté des fossiles ne permet pas la distinction de l'âge précis, la présence du phosphate qui signale le début de la série phosphatée nous a permis d'attribuer le Sénonien à ce niveau.
- ✓ Les niveaux du Maastrichtien représentent du bas en haut des sables phosphatés grossiers très marneux compacts à calcifier à granodécroissant, intercalé par des marnes argileuses, des phosphates fins très marneux et des calcaires phosphatés fossilifères (Bône Bed) repères de la couche 3 supérieure et inférieure. L'ensemble de ces faciès est d'environ 6 m de puissance.

À propos des niveaux d'âge Danien-Sélandien-Thanétien, ils contiennent une succession de faciès dont l'ensemble est d'environ 7 m de puissance, débutant par des marnes compactes silteuses à calcareuse, ensuite viennent les phosphates marneux intercalés par des calcaires phosphatés, puis les phosphates moyens à grossier friable à compact. Ces faciès contiennent des coprolithes et des dents de requin.

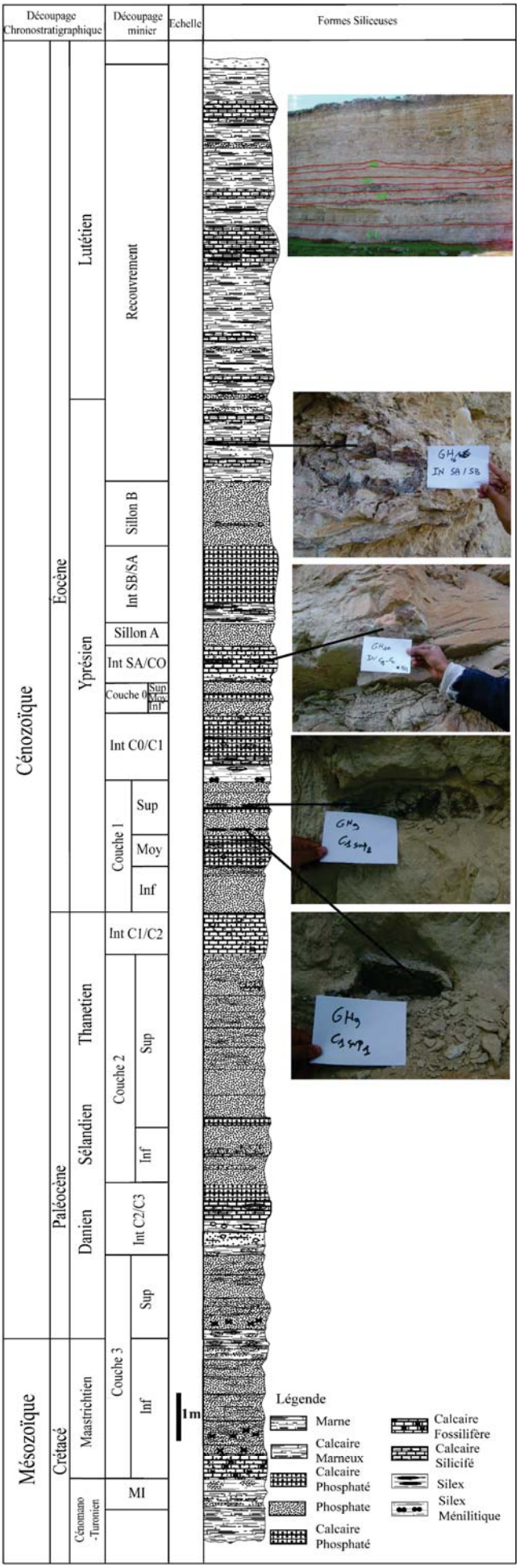


Figure 19: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement de Ghar Tajer (Ouled Abdoun)

Pour l'Yprésien nous avons rencontré du bas en haut :

Les phosphates sableux coprolithiques de couleur grisâtre renfermant des dents de requin, puis les calcaires phosphatés coprolithiques de couleur blanchâtre à grisâtre. Viennent au-dessus les phosphates moyens à fins qui contiennent peu de coprolithe par rapport au niveau inférieur de la couche 1. Ils renferment des rognons de phosphate silicifié, avec des degrés de la silicification variés. Au-dessus de ces phosphates viennent des marnes argileuses bien compactées de couleur verdâtre et renfermant des structures de silex ménilitique. On rencontre également les calcaires marneux à la base au contact de la marne puis du calcaire phosphaté au toit (renfermant du silex). Les phosphates moyens à fins apparus de nouveau de couleur brunâtre à jaunâtre, renferment des coprolithes avec la présence des coprolithes silicifiés par endroit. On note également la présence des dents de poisson. De même, on a rencontré des marnes argileuses de couleur brunâtre à verdâtre ; des calcaires marneux blanchâtres et verdâtres en haut, qui présentent des litages, renfermant des coprolithes (calcaire argileux lie de vin [matière organique]) ; des phosphates sableux fins à grossiers contiennent des coprolithes ; des marnes siliceuses à litage laminaire et silex à silicification non homogène renfermant de petites géodes de calcite avec la présence des phosphates silicifiés. Cet étage se termine par les calcaires phosphatés lessivés qui contiennent des niveaux de silex et les phosphates sableux moyens à couleur beige. L'ensemble de ces niveaux est d'environ 12 m de puissance.

Les niveaux d'âge lutétien renferment une alternance de marne plastique siliceuse calciteuse et de calcaire marneux d'environ 10 m de puissance, avec du silex continu et lenticulaire, ainsi que quelques minces horizons de phosphate et des calcaires à Thersités silicifiés. Le tout est surmonté par la terre végétale.

5.2.2. Gisement de Sidi El Maâti

5.2.2.1. Cadre géographique

Le gisement de Sidi El Maâti se situe à 11 km au Sud-Est de Khouribga, il est limité par les anciennes exploitations souterraines, il est traversé au sud par la route N° 11 reliant Fkih Ben Saleh et Khouribga. Il est délimité à Est et à l'Ouest par les méridiens Lambert 360 000 et 375 000, au Nord et au Sud par le parallèle Lambert 247 000 et 240 000.

5.2.2.2. Évolution lithostratigraphique

En allant du gisement de Ghar Tajer vers celui de Sidi El Maati du NE au SW, l'évolution de la série phosphatée de ces zones est comparable avec celle de Ghar Tajer, et comme différence principale le début de l'apparition de la couche 0' qui prend naissance à partir du gisement de Sidi El Maâti, cette dernière constitue une transition.

La série phosphatée qui affleure sur le terrain dans Sidi El Maati (fig.20) est datée de l'Éocène, et plus précisément l'étage Yprésien et Lutétien. L'étage Yprésien est représenté par la couche 1, la couche 0', la couche 0, le sillon A et le sillon B. Une grande partie du recouvrement est d'âge Lutétien. Les couches phosphatées dans cette zone ne présentent pas en général une grande variation sauf à côté des dérangements où elles subissent une inclinaison vers ces derniers.

Les travaux descriptifs des différents niveaux du gisement de Sidi El Maati, comprenant les observations macroscopiques des faciès rencontrés sur le terrain et les observations sur les puits sont représentés du bas en haut comme suit :

Le niveau inférieur est composé principalement de la marne compacte phosphatée blanchâtre et du phosphate friable marneux et de marne argileuse tendre. Les observations montrent la présence du sable phosphaté compact à indurer peu fossilifère. La puissance de ce niveau est d'environ 5 m dans ce gisement. L'âge attribué à ce niveau est le Sénonien.

Les niveaux du Maastrichtien représentent du bas en haut des phosphates fins très marneux à calcareux avec des banquettes de calcaire fossilifère, des marnes dures calciteuse à tendre, des phosphates grossiers marneux et des calcaires phosphatés fossilifères (Bône Bed) repère de la couche 3 supérieure et inférieure. L'ensemble de ces faciès est d'environ 10 m de puissance.

À propos des niveaux d'âge Danien-Sélandien-Thanétien, ils contiennent une succession de faciès débutant par des marnes tendres phosphatées à dure calciteuse, puis des phosphates marneux et phosphates meubles grossiers à fins avec des banquettes de calcaire au milieu et des calcaires phosphatés grumeleux. L'ensemble de ces faciès est d'environ 10 m de puissance.

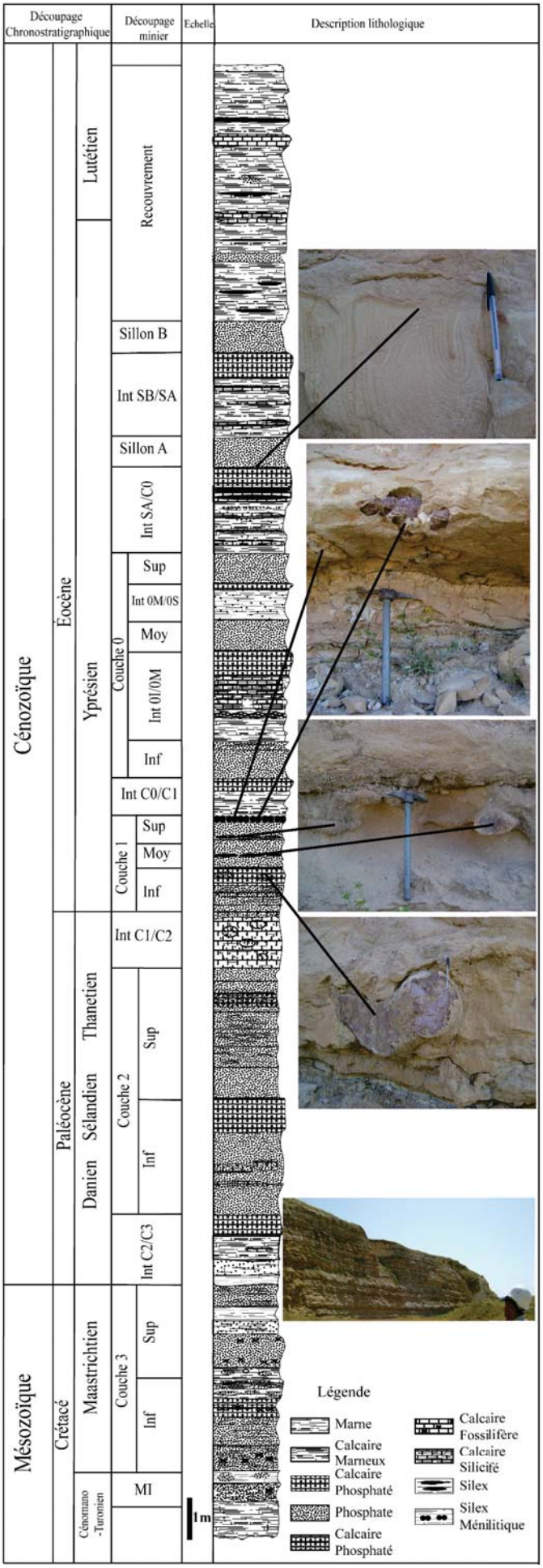


Figure 20: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement de Sidi El Maati (Ouled Abdoun)

Pour les niveaux d'âge yprésien, nous avons rencontré de bas en haut les calcaires phosphatés à coprolithe avec des poches de phosphate et des marnes tendres à compactes peu phosphatée, les phosphates meubles à coprolithe de couleur grisâtre renferment des dents de requin, les calcaires phosphatés coprolithiques francs de couleur blanchâtre à grisâtre. On rencontre également les phosphates moyens à fins similaires à la couche 1 de Ghar Tajer qui contiennent peu de coprolithes, renfermant des rognons de phosphate silicifié, avec des degrés de silicification variant du plus silicifié à la base au moins silicifié en haut. La succession des faciès se poursuit par les marnes argileuses bien compactées de couleur verdâtre renfermant des structures de silex ménilitique. Au-dessus viennent les calcaires marneux à la base au contact de la marne puis un calcaire phosphaté au toit (renfermant du silex). Puis des phosphates moyens à fins de couleur brunâtre à jaunâtre renfermant des coprolithes avec la présence des coprolithes silicifiés par endroit et des dents. Ensuit des marnes argileuses de couleur brunâtre à verdâtre et des calcaires marneux blanchâtres et verdâtres en haut, qui présentent des litages, renfermant des coprolithes (calcaire argileux lie de vin (matière organique)). Ensuit des phosphates sableux fins à grossiers qui contiennent des coprolithes et des marnes siliceuses à litage laminaire et silex à silicification non homogène renfermant de petites géodes de calcite avec la présence des phosphates silicifiés. Les derniers termes de cet étage sont représentés par les calcaires phosphatés lessivés qui contiennent des niveaux de silex et des phosphates sableux moyens à couleur beige. L'ensemble de ces niveaux est d'environ 17 m de puissance.

Les niveaux d'âge lutétien renferment une alternance de marne siliceuse et des calcaires marneux, avec du silex continu et discontinu, ainsi que quelques minces horizons de phosphate et la dalle de calcaire à Thersité partiellement à totalement silicifiée. Le tout est surmonté par la terre végétale. L'ensemble de ces niveaux est d'environ 7 m de puissance.

5.2.3. Gisement de Sidi Chennane

5.2.3.1. Cadre géographique

Le gisement de Sidi Chennane est localisé à 35 km au Sud-Est de Khouribga, 25 km au Sud-Ouest d'Oued Zem et 20 km au Nord de Fkih ben Saleh. Il est délimité à l'Ouest par le méridien Lambert 372 500 au Sud par le méridien 228 000, à l'Est par la route principale RP22 et au Nord par les affleurements de la base de la série phosphatée.

5.2.3.2. Évolution lithostratigraphique

Le gisement de Sidi Chennane présente plusieurs niveaux phosphatés. Les couches phosphatées alternent avec des niveaux de marnes, d'argiles et de calcaires. La série phosphatée de Sidi Chennane (fig.21) ressemble à celle des autres zones du bassin des Ouled Abdoun, à l'exception faite de l'apparition d'un niveau de marne phosphatée au niveau de l'intercalaire couche1/couche2. Également, la présence prononcée des structures de fontis appelées couramment dérangement par les mineurs comme ceux observés à Sidi Maati, qui perturbe l'exploitation et le calcul des réserves et aussi par la présence des formes lenticulaires de silex dans les marnes blanchâtres au Maastrichtien (EL Haddi *et al.*, 2014c).

Le niveau inférieur sénonien est composé principalement par des marnes jaunâtres et blanchâtres stratifiées riches en débris de coquilles, on note également la présence du calcaire marneux calcifié. Ces niveaux s'achèvent par des marnes jaunâtres argileuses. L'ensemble de ces faciès est d'environ 8 m de puissance.

Les niveaux du Maastrichtien sont représentés du bas en haut par les phosphates calcareux calcifiés, ces phosphates peuvent avoir une puissance de 7 m, des phosphates marneux fins friables jaunâtres, des phosphates marneux fins friables avec des liserés d'argiles rougeâtres au toit et des liserés de marnes jaunâtres au mur. Cet étage est marqué par les phosphates très fossilifères, il se termine par des phosphates marneux fins friables grisâtres à verdâtres avec les liserés des marnes plastiques verdâtres au toit. L'ensemble de ces faciès est d'environ 10 m de puissance.

À propos des niveaux d'âge danien-sélandien-thanétien, ils contiennent une succession de faciès, débutant à la base par des phosphates marneux fins légèrement friables, grisâtres avec des lits de marnes rougeâtres et des marnes légèrement phosphatées à la base, des phosphates marneux fins friables grisâtres légèrement fossilifères avec des lits de marnes verdâtres, ensuite vient une alternance des lits de marnes jaunâtres et rougeâtres. La présence d'un calcaire fossilifère sépare ces niveaux en deux entités. Ces étages se terminent par des phosphates sableux grossiers meubles grisâtres et l'alternance des marnes jaunâtres et des marnes argileuses verdâtres. L'ensemble de ces faciès est d'environ 5 m de puissance.

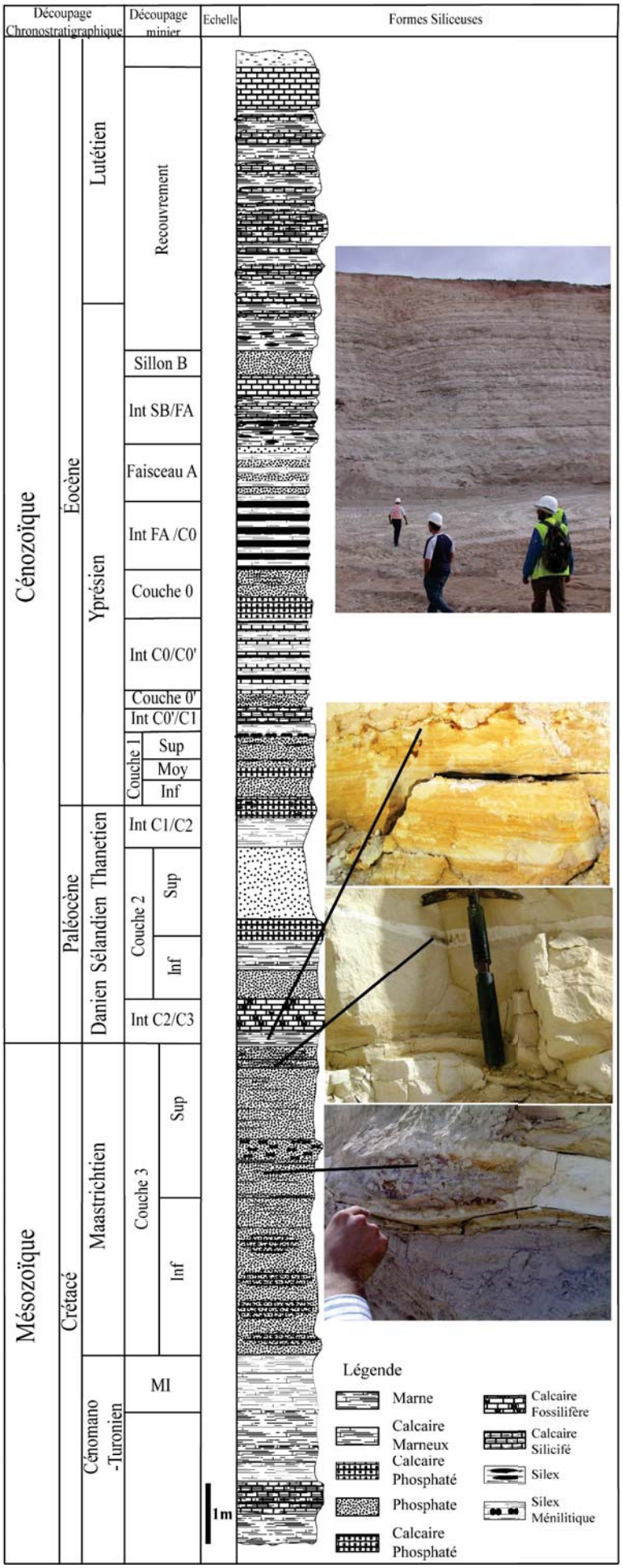


Figure 21: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement de Sidi Chennane (Ouled Abdoun)

Pour les niveaux d'âge yprésien, nous avons rencontré du bas en haut les calcaires phosphatés coprolithiques jaunâtres et les marnes jaunâtres compactes, les niveaux phosphatés meubles à coprolithe de couleur grisâtre renfermant des dents de requin, les phosphates marneux légèrement calcifiés grisâtres qui contiennent des lits de marnes, puis viennent les phosphates granulaires de la couche 1, qui renferment des rognons de phosphate silicifié, avec des degrés de silicification variant du plus silicifié à la base au moins silicifié en haut. La succession de ces niveaux est poursuit par les marnes plastiques qui contiennent des nodules de silex ménilitiques, les calcaires marneux renfermant du silex, les phosphates marneux légèrement calcifiés grisâtres qui contiennent des lits de marnes. Ensuite vient une alternance des marnes tendres, marnes calcifiées blanchâtres et des calcaires marneux avec la présence des passés siliceux, une alternance des passes de silex et des marnes jaunâtres. Ensuite vient une alternance des niveaux de phosphates et des niveaux de marnes jaunâtres formant le faisceau A, sur lequel vient une alternance des marnes tendres et des marnes calcareuses avec la présence des rognons de silex. Cet étage se termine par les phosphates grossiers meubles coprolithiques de couleur beige. L'ensemble de ces niveaux est d'environ 14 m de puissance.

Les niveaux d'âge Lutétien renferment des calcaires marneux et des marnes calcareuses, des marnes siliceuses blanchâtres et des calcaires jaunâtres à Thersité silicifié. Le tout est surmonté par la terre végétale. L'ensemble de ces niveaux est d'environ 7 m de puissance.

5.2.4. Gisement d'El Halassa

5.2.4.1. Cadre géographique

Le gisement d'El Halassa fait partie du bassin des Ouled Abdoun, il est situé au Sud du gisement de Merah El Arech sud, à 25 km au Sud de ville de Khouribga, et à 22 km au Nord de la ville de Fkih Ben Salh. Il est délimité à Est par le méridien Lambert 372 800, au Sud par le parallèle Lambert 228 000, qui traverse la route principale N° 11qui lier Berrechid et Beni-Mellal.

5.2.4.2. Évolution lithostratigraphique

Le territoire du gisement d'El Halassa présente la forme d'un plateau relativement régulier variant d'une altitude de 459 m à 557 m, incliné plus du Nord vers le Sud. Il est caractérisé par une bande à l'Est (630 à 540 m) qui forme un synclinal orienté NE-SW et à l'intérieur et au sud le gisement est marqué par des ondulations prononcées qui donnent au paysage un aspect très varié, avec une altitude qui diminue jusqu'à 490 m. Le gisement d'El Halassa présente les mêmes termes de la série phosphatée des Ouled Abdoun avec une augmentation de la puissance dans l'ensemble (fig.22).

Les niveaux inférieurs attribués au Sénonien et Cénomano-Turonien sont composés principalement des marnes jaunâtres, des calcaires marneux calcifiés et des marnes jaunâtres et blanchâtres argileuses. L'ensemble de ces faciès est d'environ 6 m de puissance.

Les niveaux du Maastrichtien représentent du bas en haut des phosphates calcareux calcifiés, ces phosphates peuvent avoir une épaisseur de 5 m, des phosphates marneux jaunâtres fossilifères (Bône Bed), des phosphates marneux fins, avec une intercalation de pellicules de marne et des phosphates sableux grossiers fossilifères, des marnes argileuses verdâtres et jaunâtres, des Phosphates calcareux gris Bône Bed. Ces faciès se terminent par des phosphates marneux gris fossilifères. L'ensemble de ces faciès est d'environ 15 m de puissance.

À propos des niveaux d'âge Danien-Sélandien-Thanétien, ils contiennent une succession de faciès, débutant à la base par des marnes phosphatées de couleur jaunâtres à blanchâtres, puis des marnes compactes jaunâtres renfermant des silex et des marnes compactes jaunâtres bioturbés et stratifiés de couleur rougeâtre, ensuite vient un calcaire phosphaté coprolithique gris, surmonté par des phosphates sableux friables coprolithiques intercalés avec des phosphates calcareux riches en fossiles osseux. Ces étages se terminent par des marnes friables de couleur verdâtre à rougeâtre argileuses, puis des marnes compactes de couleur jaunâtre qui montrent une stratification nette de couleur rougeâtre, avec la présence des phosphates calcareux silicifiés par endroit et enfin des marnes verdâtres renfermant des silex. L'ensemble de ces faciès est d'environ 15 m de puissance.

Pour les niveaux d'âge yprésien, nous avons rencontré du bas en haut les phosphates sableux moyens à grossiers coprolithiques de couleur grisâtre et calcaires phosphatés coprolithiques, puis viennent les niveaux phosphatés sableux fins à moyens jaunâtres coprolithiques qui contiennent des rognons de phosphates silicifiés et qui passent à un calcaire phosphaté renfermant des phosphates silicifiés, des marnes jaunâtres renfermant des silex ménilithiques, des phosphates calcareux renfermant des silex et des marnes jaunâtres à blanchâtre renfermant également des silex. Ensuite viennent les marnes phosphatées à calcaire phosphaté coprolithique silicifié par endroit et qui passe à un phosphate marneux renfermant des rognons de phosphate silicifié de couleur jaunâtre. Le niveau qui apparent par la suite comporte les marnes phosphatées silicifiées par endroit avec la présence d'une stratification laminaire, surmontée par les calcaires phosphatés coprolithiques calcifiés renfermant des phosphates silicifiés.

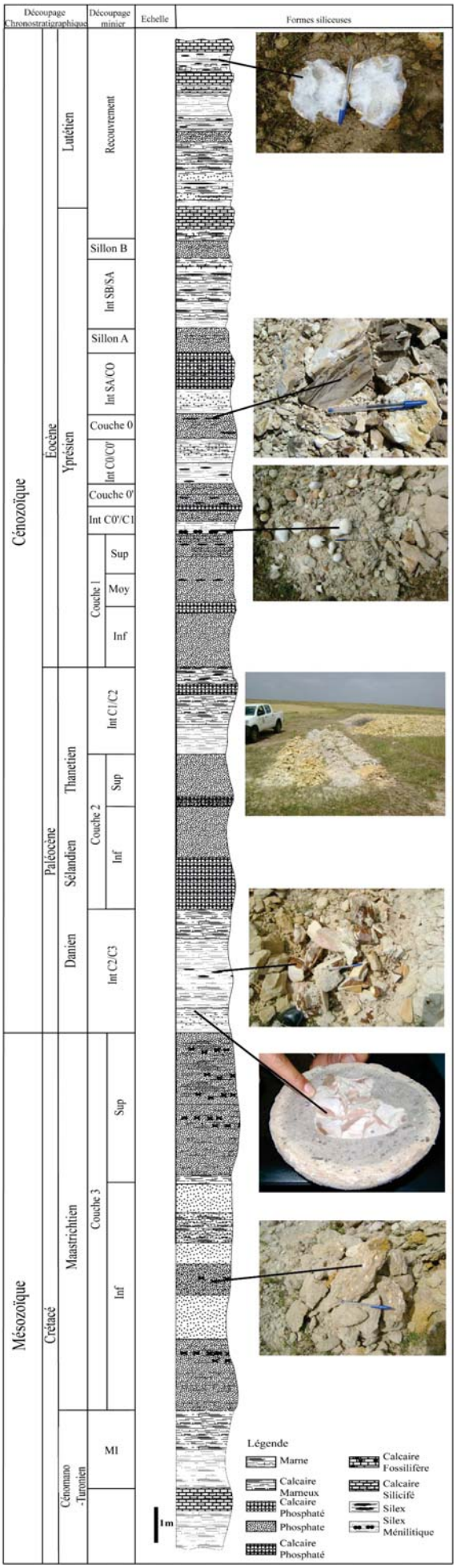


Figure 22: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement d'EL Halassa (Ouled Abdoun)

Puis vient le niveau phosphaté marneux friable de couleur jaunâtre, ensuite les marnes blanchâtres intercalées avec des marnes verdâtres argileuses et les marnes jaunâtres sableuses qui contiennent des silex et des phosphates silicifiés et un autre niveau de phosphate un peu marneux friable de couleur brunâtre. Cet étage s'achève par les marnes blanchâtres plastiques contenant des poches calcitiques et des calcaires marneux contenant des débris de coprolithes qui présentent des stratifications laminaires. L'ensemble de ces niveaux est d'environ 18 m de puissance.

Les niveaux d'âge lutétien renferment une alternance de marnes argileuses verdâtre et des marnes blanchâtres renfermant des lentilles de phosphate silicifié et des veines siliceuses, puis des phosphates marneux renfermant des dents et des débris de dents ainsi que des coprolithes qui renferme des phosphates silicifiés. Ensuite vient un complexe composé de marne jaunâtre à blanchâtre silicifié renfermant des silex par endroit, une alternance des calcaires marneux et des marnes calcareuses compactes à la base, puis un calcaire blanchâtre à brunâtre qui montre, une sorte de zonation laminaire et enfin on a de la marne jaunâtre à blanchâtre, renfermant des silex et des calcaires marneux de couleur blanchâtre. L'ensemble de ces faciès est d'environ 8 m de puissance.

Les différentes formes siliceuses et silicifiées dans les quatre coupes étudiées sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau 7 : Formes siliceuses et silicifiées des quatre coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun (El Haddi *et al.*, 2011)

<table>
<tr><th></th><th>GharTajer</th><th>Sidi El Maâti</th><th>EL Halassa</th><th>Sidi Chennane</th></tr>
<tr><td>Lutétien</td><td colspan="4">Faciès cherteux de plus en plus abondant, avec des lits siliceux continus, des formes en chou-fleur, des formes de pseudomorphose de gypse et que des géodes calcédoine et de quartz.</td></tr>
<tr><td>Yprésien</td><td colspan="4">Abondance de toutes les formes siliceuses (faciès nougat, silex ménilitique, rognons, géodes et faciès cherteux).</td></tr>
<tr><td>Danien-Sélandien-Thanétien</td><td colspan="2">Absence totale des formes siliceuses.</td><td>Géodes de calcédoines en Septaria dans les marnes du toit thanétien</td><td>Formes nodulaires et lentiformes de silex et marnes silicifiées.</td></tr>
<tr><td>Maastrichtien</td><td colspan="4">L'apparition de la silicification sous forme de lentilles et rognons</td></tr>
</table>

5.2.5. Corrélation lithostratigraphique et identification des faciès siliceux

L'instauration de la silicification démarre dés le Maastrichtien dans les marnes blanchâtres, cependant elle devient plus concentrée à l'Yprésien et au Lutétien. Elle se matérialise par une diversification spatiale des formes siliceuses et des faciès silicifiés comme le montre la figure 23.

Au-dessus des marnes inférieures du Cénomano-Turonien vient le Maastrichtien qui est bien développé au Sud Est (coupe d'El Halassa). La corrélation Nord Ouest – Sud Est allant de la coupe d'El Halassa à Ghar Tajer montre un épaississement relatif du bassin avec la présence de lentilles de silex éparses dans les marnes blanchâtres.

Le Danien et le Thanétien sont représentés par une sédimentation à dominance phosphatée dans tout le bassin. Cependant nous avons noté une réduction d'épaisseur au niveau de la coupe de Sidi Chennane.

L'Yprésien est marqué par une sédimentation phosphatée très riche en formes siliceuses (silex ménilitique, faciès nougat, et calcédoine), caractérisée par le niveau phosphaté appelé sillon A dans les coupes 1,2 et 4. Cependant à Sidi Chennane, ce sillon montre plusieurs dédoublements de niveaux phosphatés et siliceux prenant la forme d'un faisceau.

Le Lutétien est représenté par le complexe marne et silex, qui marque la fin de la série phosphatée ; on note la disparition progressive des niveaux phosphatés. Cet étage est distingué par la dominance des marnes siliceuses, renfermant des nodules de silex et des géodes de quartz, réparties d'une façon irrégulière dans les coupes étudiées.

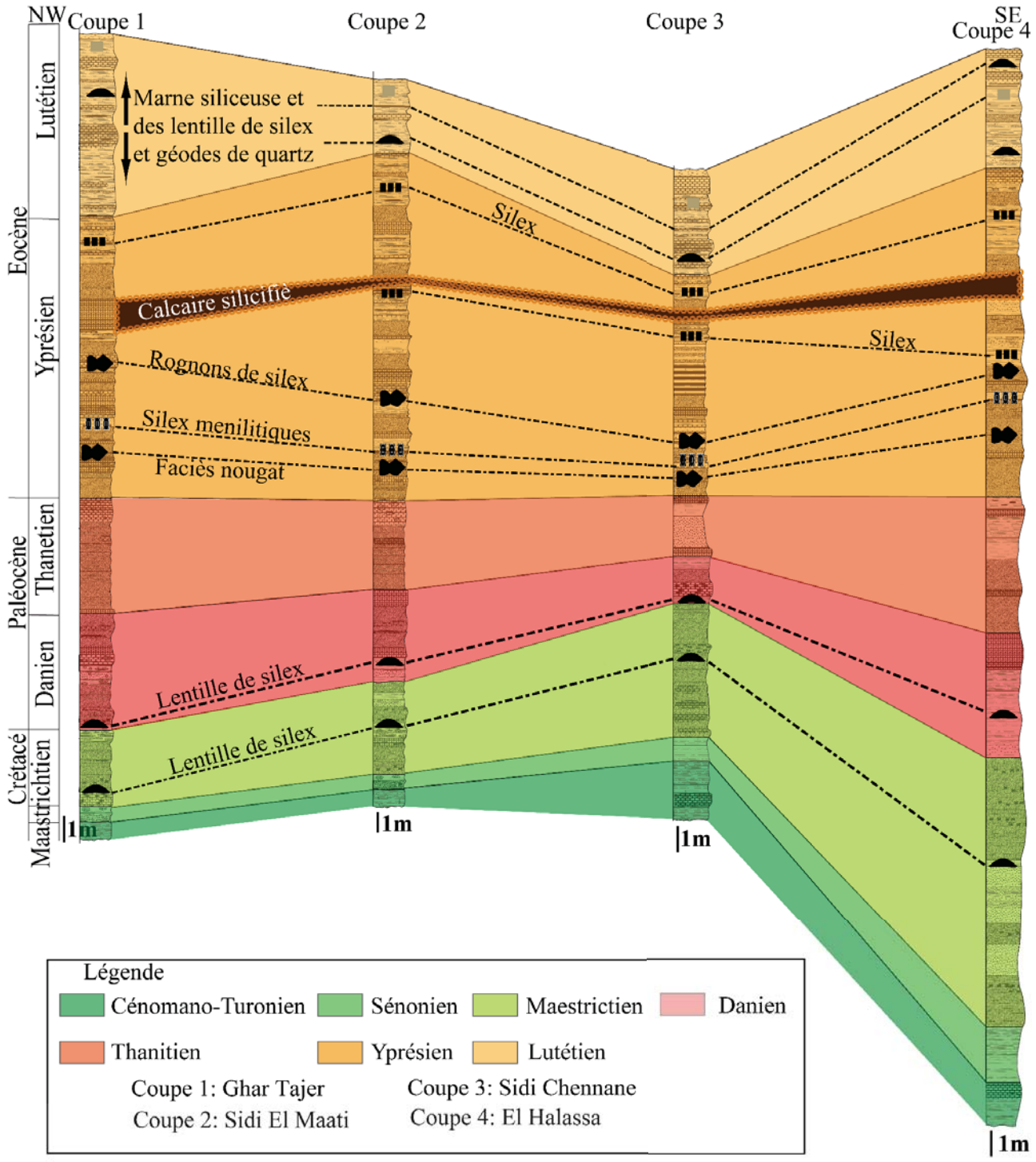


Figure 23: Corrélation lithostratigraphique et identification des formes siliceuses et silicifiées des coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun

Partie II – Travaux descriptifs

Chapitre 6 – Étude sédimentologique des coupes étudiées et analyse séquentielle de la coupe d'El Halassa

6.1. Étude pétrographique des quatre coupes

L'étude sédimentologique sur le terrain nous a permis de reconnaître le contexte général de la série phosphatée des quatre gisements du bassin des Ouled Abdoun, à laquelle appartiennent les faciès siliceux et silicifiés qui seront traités dans ce chapitre. On peut distinguer trois grands types de formes de silicification (fig.24). Le premier type de forme concerne le silex de phosphate de couleur noire ; sous forme de rognons, lentille et/ou banc continu, il est souvent lié à la sédimentation phosphatée appelée faciès nougat. Le second type de forme est le silex de la calcédoine de couleur marron montrant des zonations circulaires et se manifeste sous plusieurs formes. Le troisième type est le faciès silicifié de calcaire et de marne.

L'étude pétrographique des quatre gisements de la série phosphatée des Ouled Abdoun a été réalisée en terme macroscopique sur des coupes lithologiques détaillées des différents niveaux de la série. Nous avons réalisé des compagnes d'échantillonnage systématique sur les différents faciès rencontrés avec un maillage régulier de 50 cm, néanmoins à chaque changement de faciès des prélèvements serrés et sélectifs particulièrement au niveau des faciès siliceux et silicifiés ont été effectués. L'étude microscopique a été effectuée sur une centaine de lames minces représentant l'ensemble des faciès siliceux et silicifiés.

6.1.1. Description macroscopique

D'après les observations faites sur le terrain et la description détaillée des différents faciès rencontrés dans les gisements de Ghar Tajer, Sidi El Maati, Sidi Chennane et El Halassa (fig.24) (EL Haddi *et al.,* 2014a) ; la succession lithologique de la série phosphatée dans les différents gisements est généralement homogène. Les niveaux phosphatés horizontaux sont intercalés par des niveaux de calcaire, de marne et d'argile ; présentant des silicifications varier particulièrement dans l'étage Yprésien. Cette série phosphatée est coiffée par la dalle à Thersitées (*Hemithersitea, Thersitea*).

6.1.1.1. Silicification des termes phosphatés

Les silex phosphatés existent à tous les niveaux de la série étudiée et sur tout le bassin. La silicification liée aux termes phosphatés se manifeste à partir de l'Yprésien sous forme de rognons de phosphates silicifiés de taille centimétrique à décimétrique, sous forme de lentilles et par endroit continu, ces faciès sont communément appelés faciès nougats, de couleur noire. Ces formes sont rangées en deux à trois niveaux superposés de rognons de phosphates silicifiés (couche 1) (fig.24-C). Ces rognons présentent une texture identique à la texture des phosphates qui les encaissent.

6.1.1.2. Silicification des termes marneux

La silicification liée aux termes marneux se manifeste dès le Maastrichtien dans la série phosphatée de Sidi Chennane et d'El Halassa dans les marnes blanches, sous forme de silex lenticulaire à la fin de l'étage (couche 3), de couleur brune, de taille centimétrique à décimétrique, avec une zonation du centre à la périphérie.

À l'Yprésien, cette silicification liée aux termes marneux montre du silex type de ménilite dans l'intercalaire Couche 0-Couche 0' (fig.24-D) et du toit de la couche 1. Ce silex ménilitique représente un repère lithologique très apparent délimitant la couche 1 des quatre gisements du bassin des Ouled Abdoun. Cette silicification se manifeste sous forme de nodules sphériques et ellipsoïdes, de taille centimétrique de couleur marron, entourés par une mince couche blanchâtre de marne et également dans le complexe d'alternance de marne siliceuse, d'argile et des rognons de silex (fig.24-A) appelé toit de Boujniba.

Au Lutétien, la silicification liée aux termes marneux se manifeste sous forme de silex qui épigenèse ces marnes et sous forme de géodes sphériques, mamelonnées et boursoufflées en surface sous forme de chou-fleur (fig.24-B).

6.1.1.3. Silicification des termes calcaires

La silicification liée aux termes calcaires se présente, sous forme de calcaire partiellement silicifié au Maastrichtien, sous forme de banc continu à l'Yprésien d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et au Lutétien sous forme de calcaire à *Thersité* silicifié.

À la fin de l'Yprésien, la silicification liée aux termes calcaires présente des transitions graduelles dans les marnes faiblement silicifiées, associées à des calcaires et des marnes sous forme de lentilles et de nodules avec des limites bien distinctes.

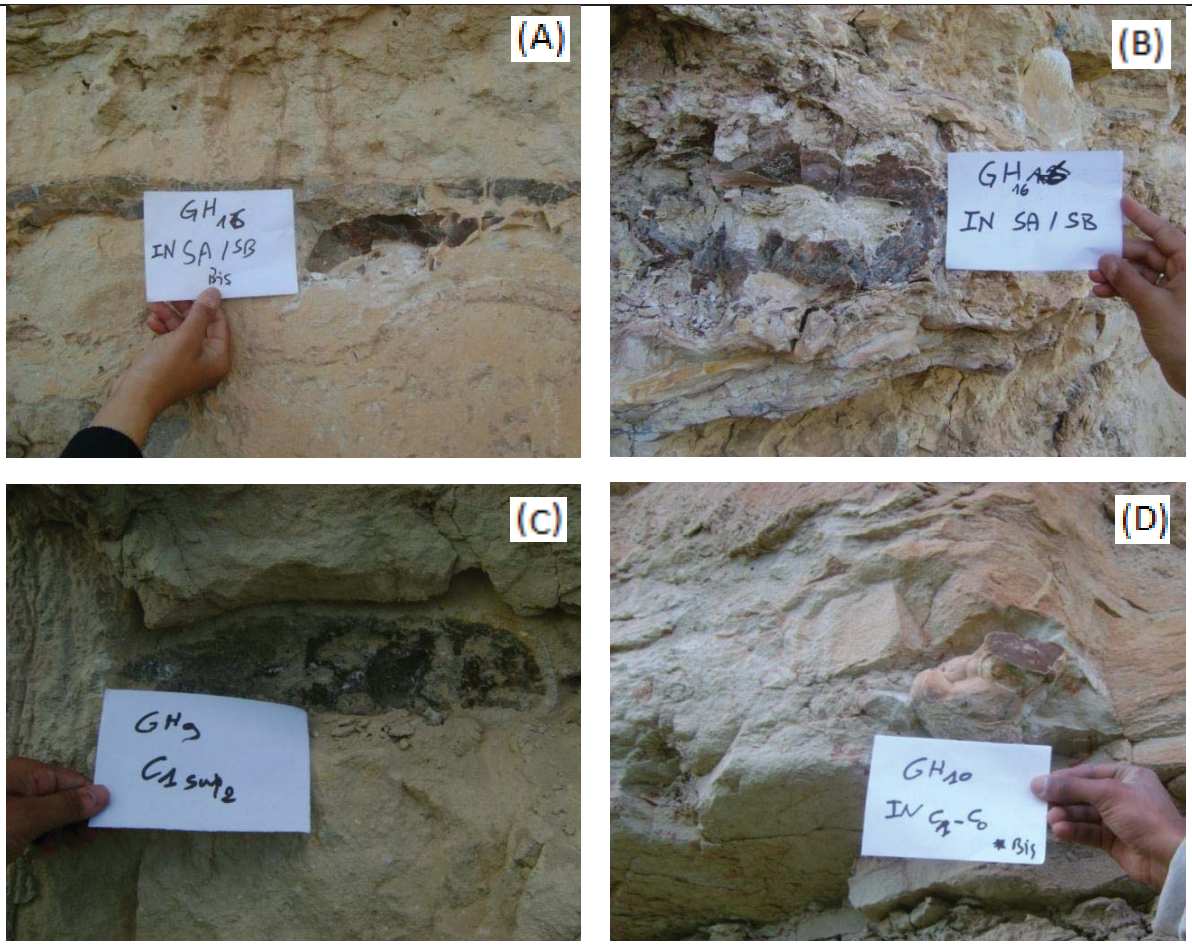


Figure 24: Formes de silice du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun
(A) Silicification dans les phosphates et calcaires phosphatés ; (B) Silicification en forme de chou-fleur au sein du niveau phosphaté ; (C) Rognons ellipsoïdaux de phosphate silicifié (faciès nougat) ; (D) Silex allongé au sein de la marne et la marne phosphatée (ELHaddi *et al.,* 2014b).

6.1.2. Description microscopique

Les observations des microfaciès réalisées sur l'ensemble des termes rencontrés dans les coupes étudiées et particulièrement dans les cortèges siliceux ont permis de distinguer sur le plan pétrographique plusieurs formes de grains, de phase de liaison, de transformation ainsi que des textures variées:

6.1.2.1. Microfaciès des termes phosphatés

Le microfaciès phosphaté d'El Halassa montre des éléments moyennement classés, de forme plus ou moins arrondie dans un ciment siliceux. C'est une pelphospharénite à ciment siliceux avec un liseré de silicification autour des grains phosphatés (silicification précoce). La silicification est partielle avec présence des grains phosphatés intacts (planche 1 : 1).

En ce qui concerne les rognons de phosphate silicifié de Ghar Tajer (fig.25) d'âge Yprésien, nous avons pu identifier :

Le microfaciès à texture grainstone, les grains sont de couleurs sombres et claires, de formes arrondies et aplaties avec en générale un nucleus de quartz. Ils sont entourés de gangue siliceuse. Le microfaciès de ces rognons de phosphate silicifié est riche en éléments biogéniques et organogènes (coprolithe et os) (planche 1 : 1, 3 et 4).

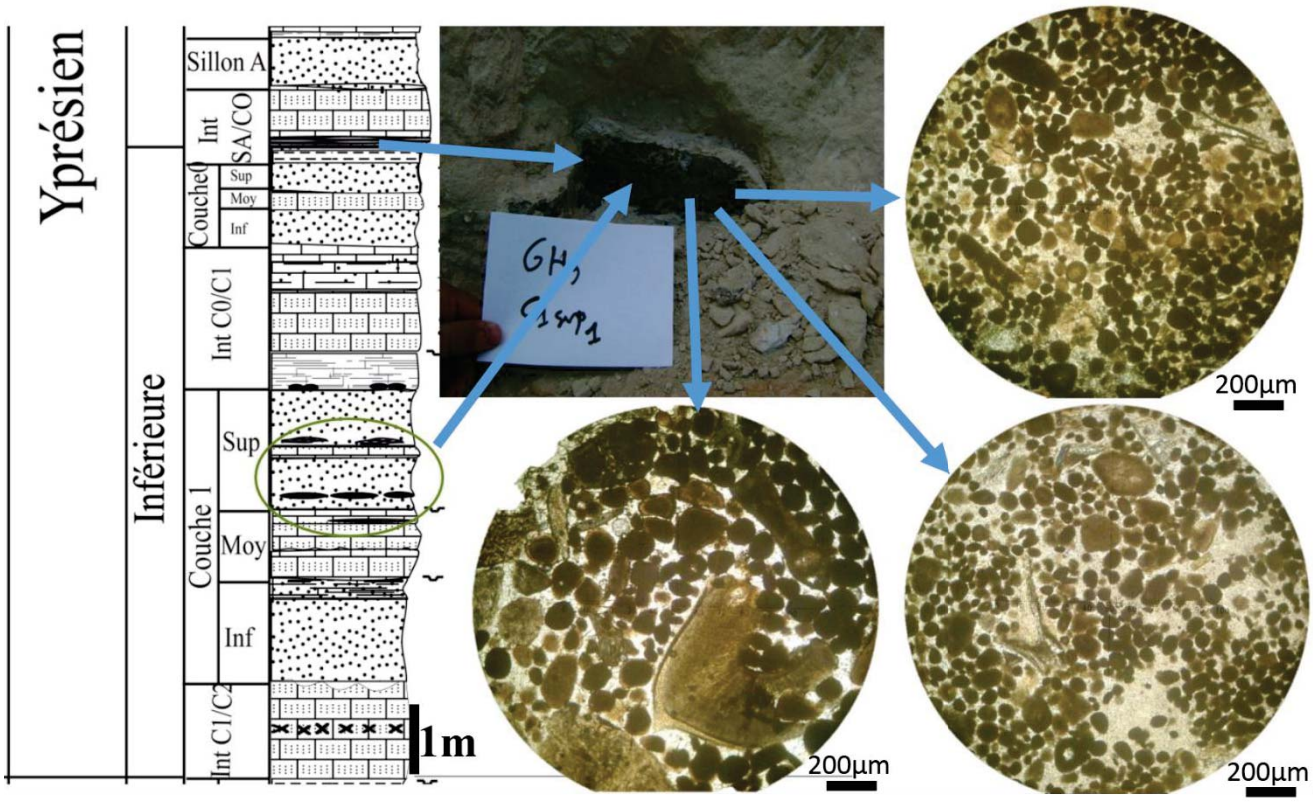


Figure 25: Microfaciès siliceux et silicifiés phosphatés du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun (EL Haddi *et al.*, 2014a)

6.1.2.2. Microfaciès de calcaire silicifiés

Le microfaciès de calcaire silicifié de Ghar Tajer d'âge Danien — Thanétien (fig.26) montre une silicification centripète et diffuse ; des tests de lamellibranche phosphatisés et calcitisés ; la coloration rouge à l'alizarine montre la confirmation de la présence de la calcite dans ce microfaciès. La texture est packstone à grainstone, les grains sont de tailles différentes et de forme arrondie et aplatie (planche 1 : 5, 8 et planche 2 : 6). Il s'agit d'une pelphospharénite à coprolithe et bioclaste avec un ciment siliceux.

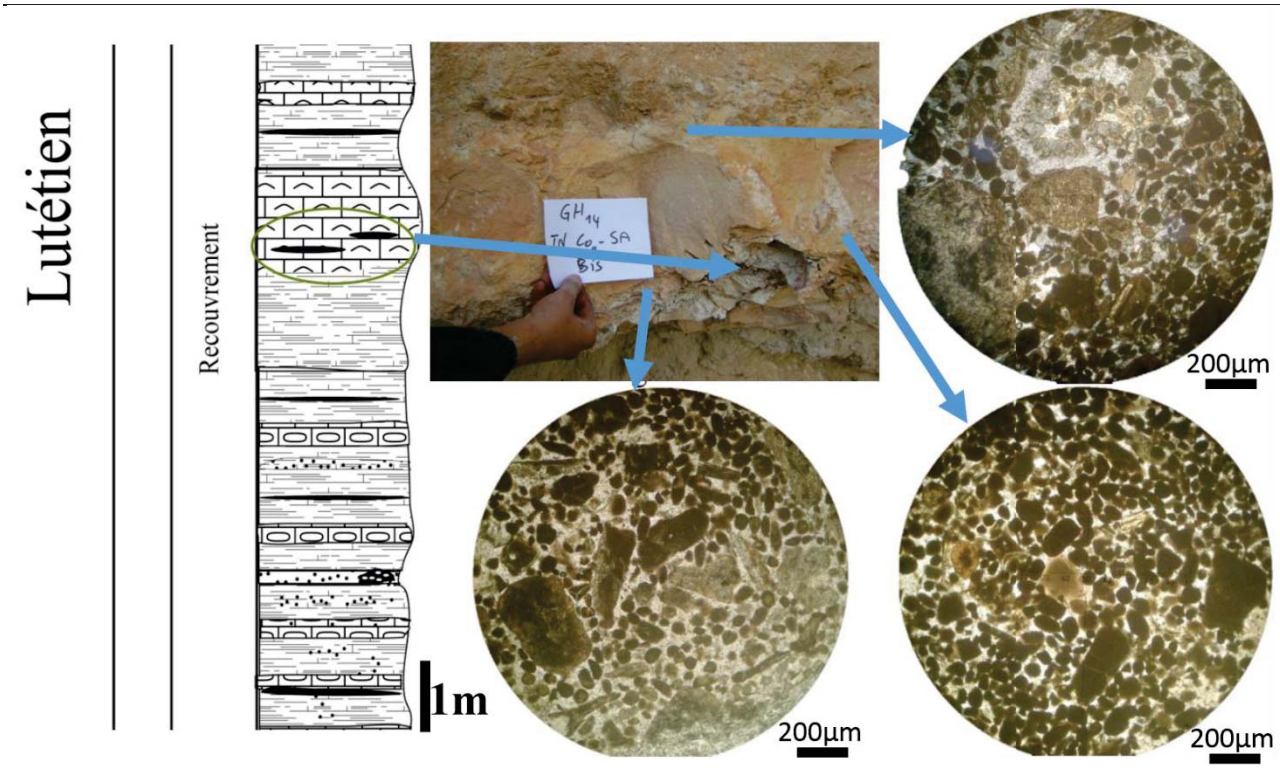


Figure 26: Microfaciès calcaire siliceux et silicifié du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun (EL Haddi *et al.*, 2014a)

6.1.2.3. Microfaciès marneux

Le microfaciès marneux de la série Ghar Tajer est représenté par une texture mudstone avec la présence par endroit des grains arrondis et des coprolithes (fig.27).

Le microfaciès de lentille de silex de la coupe d'El Halassa d'âge Maastrichtien et Yprésien, est représenté par une patte siliceuse qui contient des fragments de la matière organique amorphe de couleur brunâtre et noirâtre et des grains arrondis blanchâtres.

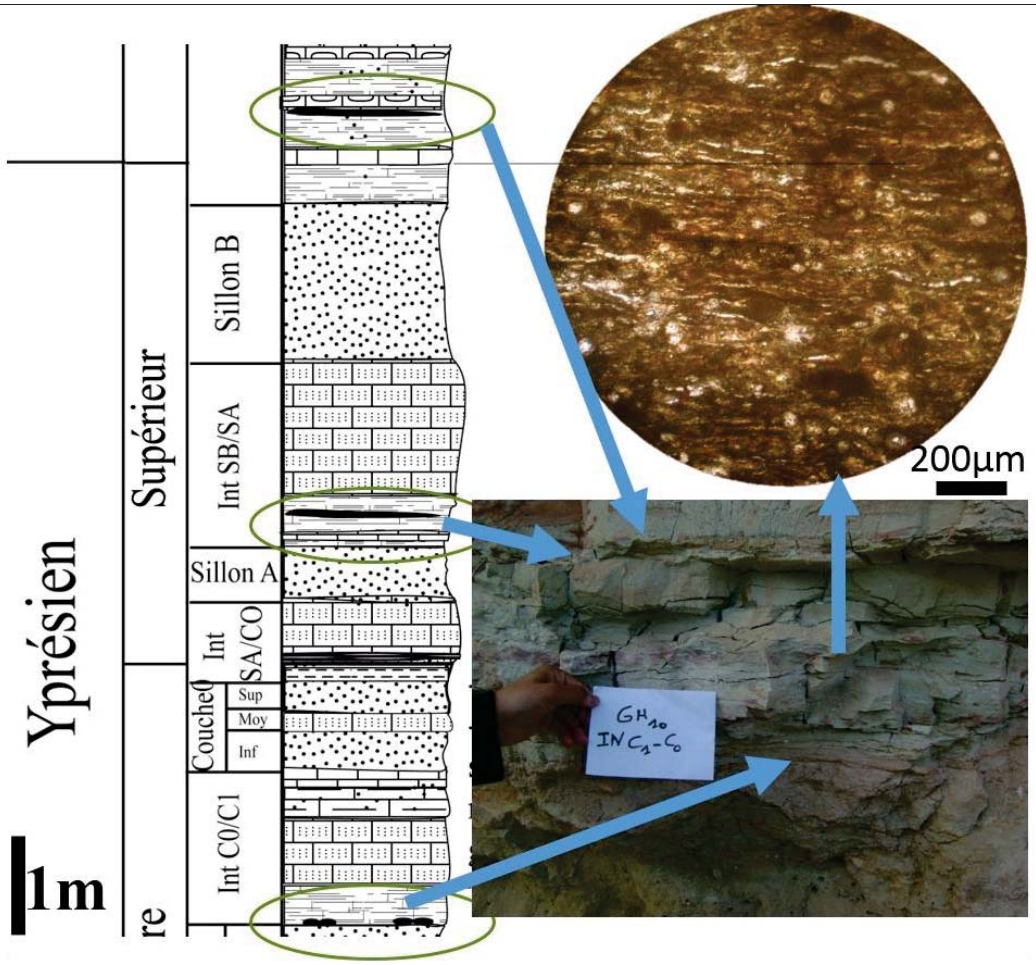


Figure 27: Microfaciès marneux siliceux et silicifiés du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun (EL Haddi *et al.*, 2014a)

6.2. Séquences de dépôt de la série des Ouled Abdoun (El Halassa)

En se basant sur les observations sédimentologiques et les descriptions pétrographiques des différents termes rencontrés dans le gisement d'El Halassa et en les complétant par les autres coupes étudiées, nous avons réalisé un découpage séquentiel à la base du concept et la terminologie de Vail *et al.,* (1987).

6.2.1. Séquences de dépôt d'âge Maastrichtien

L'étage Maastrichtien d'environ 6 m d'épaisseur renferme des phosphates de texture sableuse très riche en débris d'ossement (bone bed), souvent granoclassée un peu marneux et intercalés par des marnes argileuses et des calcaires phosphatés. Il est subdivisé en deux séquences de dépôts SD1 et SD2.

La première séquence de dépôt SD1 comporte deux paraséquences PS1 et PS2. La première comprend un niveau de calcaire phosphaté fossilifère de texture packstone à grainstone ; les grains

sont mal triés avec une forme très variée. Au-dessus de ce niveau calcaire vient des phosphates fossilifères, de couleur brune à grise, ce sont des biophospharudites et des intraphospharénites à exogangue calcitique et siliceuse. La deuxième paraséquence PS2 dont la base est constituée par des phosphates marneux fin, avec une intercalation de minces niveaux marneux rappelant les flasers bedding ; au-dessus viennent des phosphates sableux grossiers fossilifères c'est une intraphsospharénite légèrement marneuse, de texture packstone. La séquence s'achève par des marnes argileuses vertes et jaunes qui contiennent des passées phosphatées.

La deuxième séquence de dépôt d'âge Maastrichtien SD2 comporte trois paraséquences PS3, PS4 et PS5. La première contient un niveau de phosphate calcareux grossier fossilifère (bone bed) de texture grainstone et de couleur grise c'est un biophospharudites ; au-dessus de ce niveau apparait des phosphates marneux gris à texture packstone à wackstone c'est un intraphospharénite, elle se termine par des phosphates de texture grainstone. La deuxième paraséquence débute par des phosphates marneux de couleur jaune et de texture wackstone à packstone, elle s'achève par des marnes compactes jaunes qui renferment des poches de phosphates. En ce qui concerne la dernière paraséquence PS5, elle comporte des phosphates de couleur grise, de texture grainstone, des marnes compactes jaunes qui renferment des silex lenticulaires centimétriques à décimétrique et des marnes compactes jaunes et rouges stratifiées et bioturbées.

6.2.2. Séquences de dépôt d'âge Danien et Thanétien

La séquence de dépôt d'âge Danien, très réduite dans les quatre coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun est une séquence tronquée, marquée par l'absence des niveaux fins marneux et argileux et par un remaniement de la partie sommitale des niveaux phosphatés. Cette surface de ravinement se localise sur un phosphate calcifié riche en moules internes de *Cardita Coquandi*. Cette séquence de dépôt SD3 comporte deux paraséquences PS6 et PS7. Elle débute par des calcaires phosphatés à texture packstone à grainstone. Les grains composant ce calcaire phosphaté sont de forme et de taille variable allant de 200 µm à 2 mm. Le Danien s'achève par des phosphates moyens à grossier de texture grainstone.

La quatrième séquence de dépôt d'âge Thanétien SD4 comporte deux paraséquences PS8 et PS9. Elle commence par un niveau de calcaire phosphaté de texture packstone, surmonté par des phosphates sableux moyens à grossiers de texture grainstone, friables coprolithiques, intercalé avec un niveau phosphaté calcareux riche en fossiles. Les grains allant de 200 µm de 5 mm, sont cimentés par de la sparite. Cette séquence de dépôt se termine par des marnes argileuses friables de couleur verte à rouge, ces marnes présentent des passés marneux compactes de couleur jaune avec une

lamination nette de couleur rouge ; contenant des géodes de silice et des lentilles de phosphates ainsi qu'une bioturbation intense.

6.2.3. Séquences de dépôt d'âge Yprésien

L'Yprésien d'environ 12 m d'épaisseur contient trois séquences de dépôts SD5, SD6 et SD7, qui développent une silicification très intense et très variée.

La cinquième séquence de dépôt SD5 comporte quatre paraséquences PS10, PS11, PS12 et PS13. Ces séquences développent les niveaux phosphatés les plus riches en P_2O_5. La première paraséquence PS10 débute par un calcaire phosphaté de texture packstone à grainstone, de couleur gris clair, riche en coprolithes contenant un bone bed. Au-dessus de ce terme apparaissent des phosphates moyens à grossiers coprolithiques de texture grainstone, de couleur grise, marneux à calcareux au toit. La deuxième paraséquence PS11 débute par des phosphates sableux fins à moyens de texture grainstone, calcifiés et silicifiés à la base. Ces phosphates sableux contiennent deux à trois rangés superposés de rognons de phosphates siliceux, de taille centimétrique à décimétrique. Ces rognons présentent une texture identique à la texture des phosphates qui les encaissent. Ces microfaciès ont une texture packstone-grainstone, et sont dominés par des grains phosphatés et des coprolithes. La partie sommitale de cette paraséquence est soulignée par des marnes argileuses plastiques de couleur verte, contenant des nodules de silex centimétriques. Ces nodules développent des formes concrétionnées rappelant la structure des silex ménilites.

La troisième paraséquence PS12 comporte à la base des calcaires phosphatés de texture packstone et des phosphates moyens à fins de couleur brune à jaune légèrement coprolithiques et marneux vers le toit. Ces phosphates renferment des coprolithes silicifiés et des dents de requins *Otodontidés* de type *Otodus Obliquus*. Le dernier terme est représenté par des calcaires marneux laminaires, de couleur blanche et verte renfermant des coprolithes.

La dernière paraséquence PS13 de cette séquence de dépôt SD5 débute par des phosphates sableux moyens à fins riches en coprolithes passant progressivement à des phosphates sableux grossiers coprolithiques. Cette paraséquence s'achève par des marnes siliceuses laminaires.

La sixième séquence de dépôt SD6 est représentée à la base par des calcaires phosphatés coprolithiques de texture packstone à grainstone, renfermant des phosphates silicifiés et des gros rognons de silex ; au-dessus viennent des phosphates marneux de couleur jaune de texture packstone à grainstone. Cette paraséquence se termine par des marnes blanches à phosphates silicifiés ; ces

marnes blanchâtres contiennent des marnes argileuses vertes et des marnes sableuses de couleur jaune. C'est le niveau repère communément appelé toit de Bou Jniba.

La septième séquence de dépôt SD7 représentée à la base par des calcaires phosphatés marneux de texture packstone, ils contiennent des débris de coprolithes et des zonations laminaires et des bioturbation ; au-dessus de ces calcaires phosphatés viennent des phosphates sableux moyens à grossiers de couleur beige et de texture grainstone, cette séquence est achevée par des marnes siliceuses blanchâtres.

6.2.4. Séquences de dépôt d'âge Lutétien

Le passage au Lutétien est marqué par la disparition progressive des niveaux phosphatés surtout dans la partie basale, puis on assiste à la cessation de la sédimentation phosphatée remplacée par une sédimentation carbonatée à silex. Le Lutétien comporte deux séquences de dépôts SD8 et SD9, il est marqué par la dalle à *Thersités* qui protège la série phosphatée d'El Halassa. Ces séquences de dépôt sont subdivisées en six paraséquences respectivement trois en SD8 : PS16, PS17, PS18 et trois en SD9 : PS19, PS20 et PS21.

La séquence de dépôt SD8 est caractérisée par la disparition progressive de la sédimentation phosphatée ; elle montre :

La paraséquence PS16 comportant à la base des calcaires qui présentent des stratifications horizontales renfermant des poches phosphatées à débris de coprolithes ; au-dessus viennent des marnes blanches plastiques contenant des poches calcitiques intercalées avec des silexites.

La paraséquence PS17 est caractérisée par la fin de la sédimentation phosphatée (niveaux discontinus de phosphates), elle est représentée à la base par un niveau mince de phosphate, puis viennent des marnes plastiques jaunes à blanches admettant des lits des calcaires cherteux et des silex.

La paraséquence PS18 caractérisée par une dominance des marnes de couleur jaune à blanche, renfermant des poches calcitiques avec la présence des lentilles de silex, des phosphates silicifiés et des géodes silicifiées.

La séquence de dépôt SD9 se distingue par la prolifération de la sédimentation carbonatée riche en *Gasteropodes* (dalle à *Thèrités*) et *lamellibranches*.

La paraséquence PS19 montre à la base des calcaires silicifiés riches en *Thérsités* (*Gasteropodes*) ; au-dessus viennent des marnes plastiques à niveaux siliceux et calcitiques admettant des niveaux des calcaires à *Thèrsités*.

La paraséquence PS20 est caractérisée à la base par des calcaires silicifiés à *Thersités* ; surmontés par des marnes plastiques siliceuses et calcitiques, incluant des niveaux de silex continu et lenticulaire.

La paraséquence PS21 caractérisée à la base par des calcaires riches en *lamellibranches* silicifiés, au-dessus viennent des marnes plastiques siliceuses.

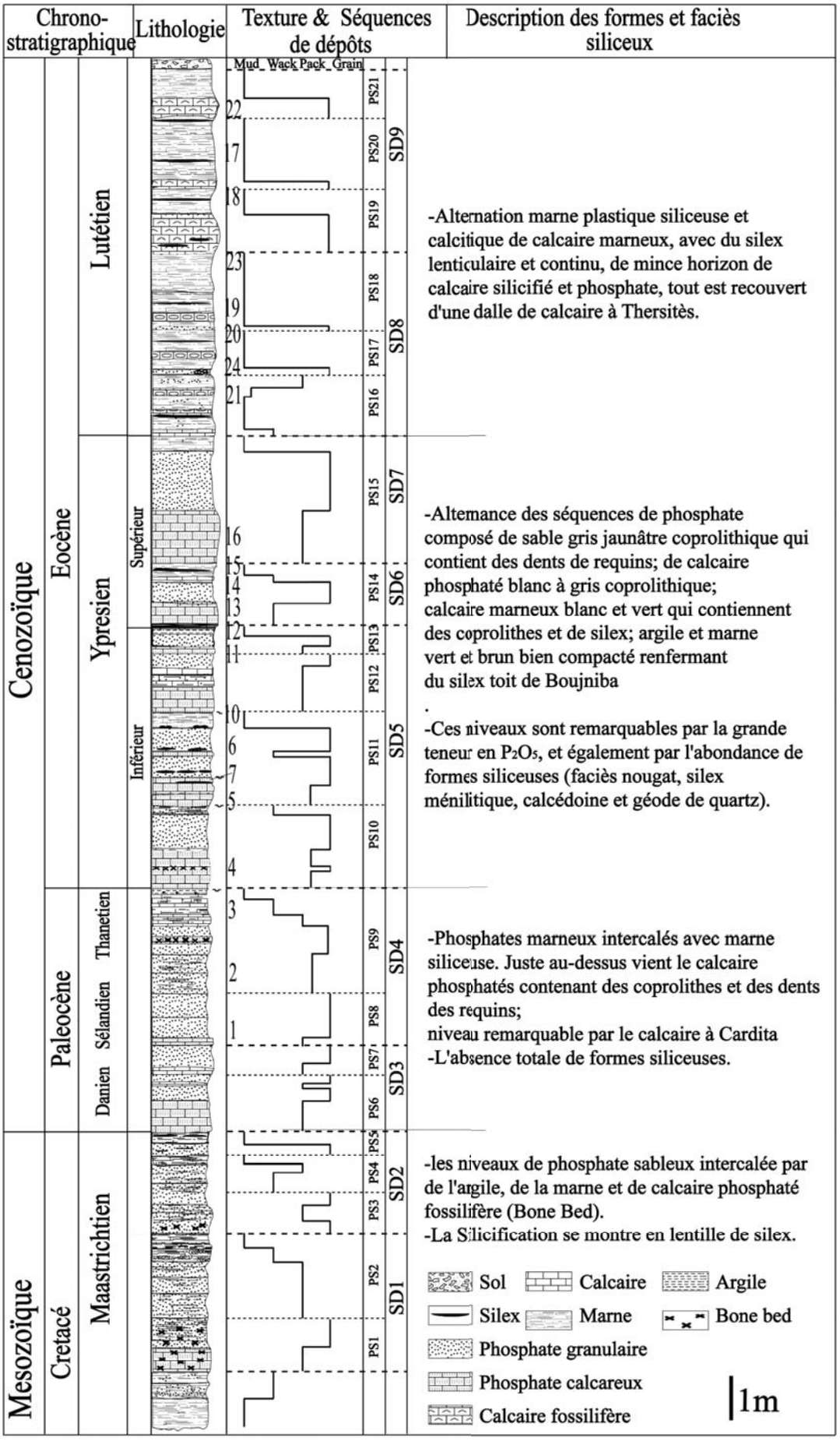


Figure 28: Log lithostratigraphique et les séquences de dépôts du Maastrichtien au Lutétien du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun.

Conclusions

En général dans la série étudiée, les niveaux de silicification sont concordants avec les niveaux sédimentaires à l'échelle hecto à kilométrique. Cette disposition stratiforme est considérée comme précoce, voire synsédimentaire.

D'après l'ensemble des observations et descriptions faites sur les microfaciès siliceux et silicifiés de la série phosphatée des Ouled Abdoun, nous avons pu déterminer des phases de silice variées, d'origines et de modes de formation différents. Ces phases minérales sont :

La silice en opale et agate contenue dans les couches de faciès calcaire-marne montrant des microsphères de silice amorphe ou gel (opale AG) ou isotrope. Ils se montrent aussi sous forme de concrétion millimétrique à décimétrique ou de complexe à porcelanite centimétrique à métrique.

La silice en grains de quartz clastique ou néoformée, se trouvant dans l'ensemble des faciès étudiés phosphatés, carbonatés et argileux.

La silice en calcédoine constituée par du quartz microcristallin et fibreux qui forme des silicifications en ciments centripètes et en frange colmatant les espaces intra et intergranulaires des faciès phosphatés et carbonatés.

La répartition de ces phases minérales dans les faciès dépend de nombreux facteurs, liés au fonctionnement du bassin.

La mise en place de ces différentes formes de silice est en rapport avec la dynamique sédimentaire des cortèges phosphatés et carbonatés durant la phase upwelling (syn et post phosphatogenèse). Le milieu sursaturé en silice a favorisé l'instauration de la phase de silicification contemporaine à la phosphatogenèse. Ces deux phases sont bien marquées à la fin de la série particulièrement dans les termes carbonatés

Pour apporter plus de précisions sur les phases minéralogiques des faciès et microfaciès étudiés notamment ceux des cortèges siliceux, un ensemble d'analyse par diffractomètre aux rayons x ont été réalisées sur les concrétions siliceuses pures (nodules et rognons), les calcaires et phosphates siliceux, les marnes siliceuses et des silexites ou porcelanites.

Tableau 8: Caractéristiques sédimentologiques des coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun

âge	Faciès phosphatés			Faciès calcareux			Faciès marneux			Faciès siliceux	
	Texture	Nomenclature	Forme de silice	Texture	Nomenclature	Forme de silice	Texture	Nomenclature	Forme de silice	Forme de silice	Composition minéralogique
Lutétien	Grainstone à Packstone	Pelphospharénite	Faciès nougat	Packstone	Micrite à pellets	Calcaire silicifié	Mudstone	Micrite	Marne siliceuse	Géodes de quartz (Sidi Maati)	Quartz, Opale A
Yprésien	Grainstone	Bioprophospharénite coprolithique	Faciès nougat	Packstone à Grainstone	Oosparite	Calcaire silicifié	Mudstone à Wackestone	Micrite	Silex ménilitique (niveau repère)	Silex ménilitique	Opale A, Opale C-T
Danien-Sélandien-Thanétien	Grainstone	Pelphospharénite	Absence	Packstone à Grainstone	Oosparite	Absence	Mudstone	Micrite	Absence	Absence	-
Maastrichtien	Packstone	Biophospharénite	Faciès nougat	Packstone	Biopelsparite	Calcaire silicifié	Mudstone	Micrite	Marne siliceuse	Lentille de silex	Opale A, Opale C-T

Le tableau 7 montre les caractéristiques sédimentologiques des coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun :

Les faciès phosphatés ont montré trois principales textures, avec des nomenclatures allant de pelphospharénite à biophospharénite. Ces faciès sont distingués dans les quatre coupes étudiées par des faciès nougat.

Les faciès calcareux sont marqués par deux textures packstone et packstone à grainstone, avec des nomenclatures allant de la micrite à pellets au biopelsparite. Ces faciès sont bien marqués dans les quatre coupes étudiées par la forme de calcaire silicifié.

Les faciès marneux sont caractérisés par la texture mudstone. Ces faciès renferment des formes siliceuses, principalement le silex ménilitique (niveau repère) et les marnes siliceuses.

Les faciès siliceux sont représentés par les géodes de quartz, les silex ménilitiques et les lentilles de silex, avec des compositions minéralogiques essentiellement de quartz et d'opale.

Partie II – Travaux analytiques

Chapitre 7 – Étude minéralogique des faciès siliceux et silicifiés

Introduction

L'étude pétrographique de la série phosphatée des Ouled Abdoun nous a permis d'inventorier les formes siliceuses et de déterminer les phases de la silice de silicification. Pour comprendre beaucoup plus ce phénomène, un ensemble d'analyse par diffractomètre aux rayons X a été réalisé sur les concrétions siliceuses pures (nodules et rognons), des calcaires et phosphates siliceux, des marnes siliceuses et des silexites ou porcelanites. Cette technique d'analyse permet la différenciation des variétés de silice cristallisée.

7.1. Préparation de l'échantillon

Les échantillons sont broyés dans un premier temps dans un mortier en acier obtenant des grains grossiers, puis broyés dans un mortier en porcelaine pour obtenir des grains fins. Enfin le produit obtenu est broyé dans un mortier en agate pour avoir une poudre, qui sera moulue pour avoir une poudre très fine. Cette poudre a été tamisée (100 μ) pour remplir un capillaire de verre de 0,20 mm de diamètre qui a été placé au centre de la chambre du diffractomètre pour analyse.

L'identification minéralogique des différentes phases minérales composants les faciès siliceux et silicifiés étudiés a été effectuée sur 53 échantillons de poudre brute.

7.2. Analyses minéralogiques au DRX

L'analyse des diffractogrammes nous a permis de distinguer :

7.2.1. Les phases de la silice

Les analyses par diffraction des rayons X montrent deux formes cristallines, qui s'accordent avec des variétés de minéraux de formes quartz clastique et microcristallin ou fibreux, avec des raies qui apparaissent respectivement à 3,34 Å et 4,26 Å. En revanche la silice de type opale A caractérisée par des diagrammes qui montrent des pics larges et intenses, le premier à 4,10 Å, un deuxième pic d'intensité moindre à 4,33 Å et un troisième faible à 2,50 Å. Selon Jones et Segnit (1971) et Froehlich (1974), ces pics sont soit attribuables à une opale CT (opale Cristobalite-Tridymite) à structure désordonnée soit à une opale T de type Tridymite selon Wilson *et al.,* (1974) et Vilas Boas (1975).

Dans les diffractogrammes des silex (fig.30), le quartz apparaît toujours avec l'opale avec une raie à 4,26 Å qui interfère avec celui-ci à 4,33 Å. Le quartz microcristallin, la calcédoine et l'opale CT sont les principaux constituants des silex.

Ces phases minérales dominantes dans les calcaires silicifiés et les marnes siliceuses sont l'opale CT/AG et la calcite. On note également que le quartz de la recristallisation de l'opale est plus abondant dans les calcaires silicifiés que dans les marnes siliceuses où la calcite non encore opalisée est plus fréquente.

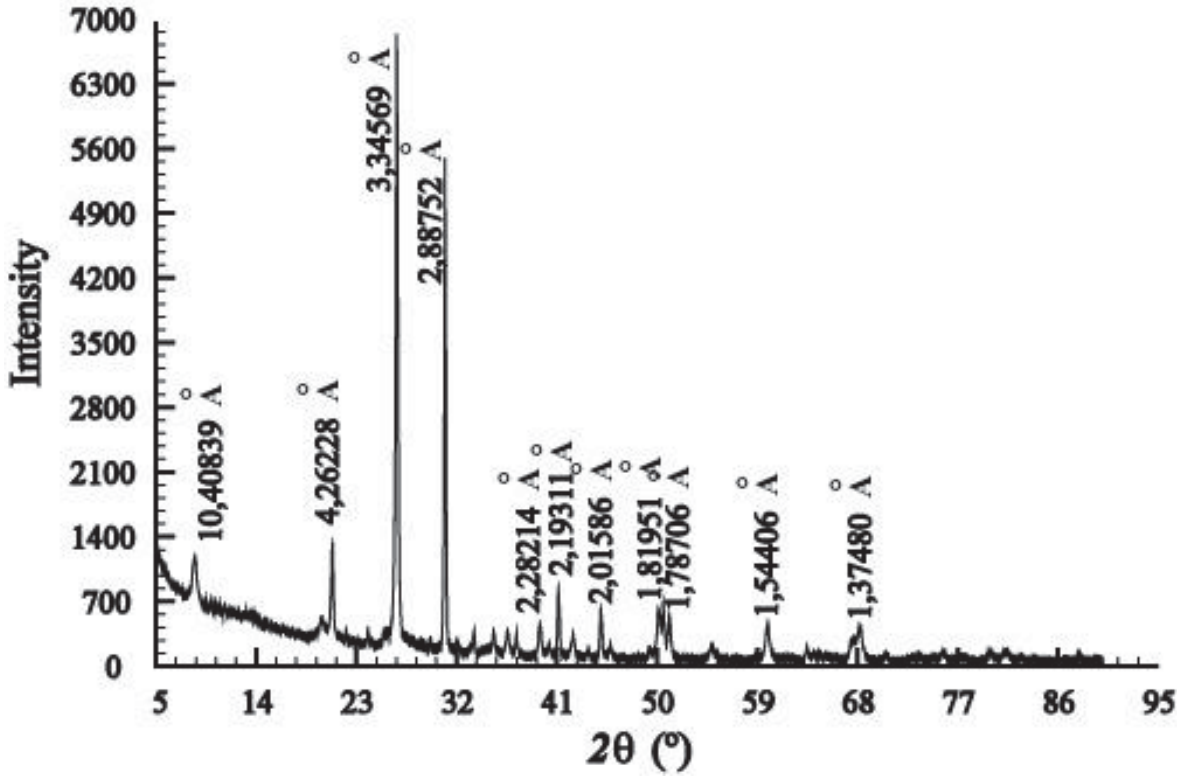


Figure 29: Diagrammes de diffraction des rayons X des échantillons de silex de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun

De manière générale nous observons le pic large caractéristique de l'opale A à 4 Å. Le pic de la cristobalite à 4.10 Å et 2.51 Å dans le diffractogramme de l'opale C et les pics des Tridymites à 2.06 Å, 1.63 Å, 1.45 Å et 1.20 Å (Ostroumov 1999) dans le spectre des opales CT et C.

Les résultats obtenus corroborent les observations microscopiques ; ils montrent que le quartz est le seul constituant des silex et de leur patine qui peuvent parfois contenir des traces d'opale et qu'il est caractérisé par ses raies plus larges à la base.

Les opales CT montrent, en général, des réflexions intenses à 4.32 Å et 4.10 Å, et un maximum plus faible près de 2.5 Å. Ces réflexions sont caractéristiques de la Cristobalite et de la Tridymite (Jones *et al.,* 1971 ; Froehlich 1974).

L'opale A présente un diffractogramme avec un halo large à environ 4 Å. Cette opale a toujours des diffractogrammes qui se distinguent de celui du verre de silice, qui se trouve près de 4.23 Å (De Jong 1987 ; Ostroumov 1999).

7.2.2. Phases de l'apatite

L'apatite est très répandue dans la nature, il se trouve en conséquence dans les roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires en gisements résiduels. D'un grand intérêt pratique et économique, puisqu'elle constitue la source principale des produits phosphatés, de l'acide phosphorique, 1' apatite a fait l'objet de nombreuses études minéralogiques. Elle constitue un groupe de minéraux isomorphes.

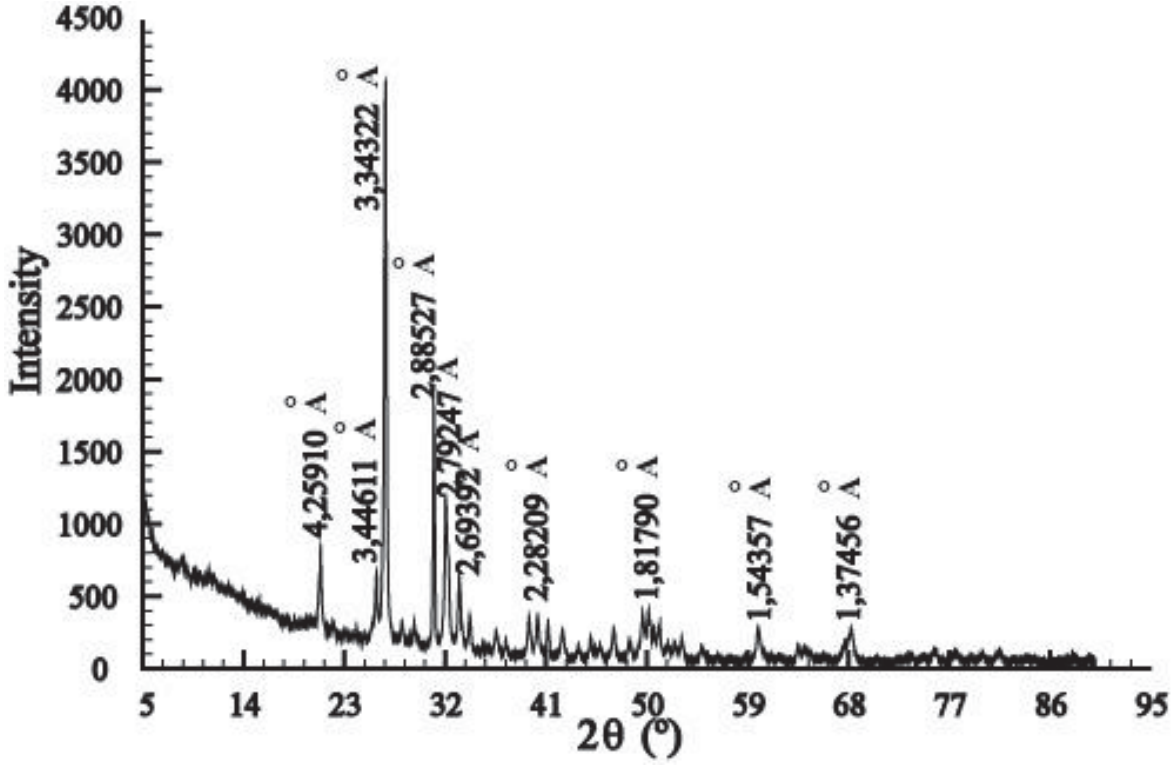


Figure 30: Diagrammes des rayons X des échantillons de phosphate silicifié de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun

Dans l'ensemble des échantillons siliceux et silicifiés des Ouled Abdoun, l'apatite présente la deuxième phase minérale après celle de la silice (fig.31). De point de vue minéralogique, les apatites de la série phosphatée des Ouled-Abdoun sont des carbonates fluorapatites. La formule générale est $(Ca, Mg, Na)_{10} (PO_4, CO_3)_6 (F, OH)_2$.

7.2.3. Phases des carbonates

La calcite et la dolomite sont les seuls carbonates rencontrés. Ces deux minéraux sont souvent associés dans les faciès analysés, mais présentant généralement une nette prédominance de la calcite par rapport à la dolomite, suivant des niveaux analysés. De point de vue minéralogique, la calcite des différents niveaux de cette série est identique (fig.32). Sa raie principale apparaissant toujours à 3,035 Â n'indique aucune déformation de réseau consécutive à une substitution de Ca^{2+} par Mg^{2+} et pour la dolomite sa raie principale est comprise entre 2,89 Â et 2.90 Â.

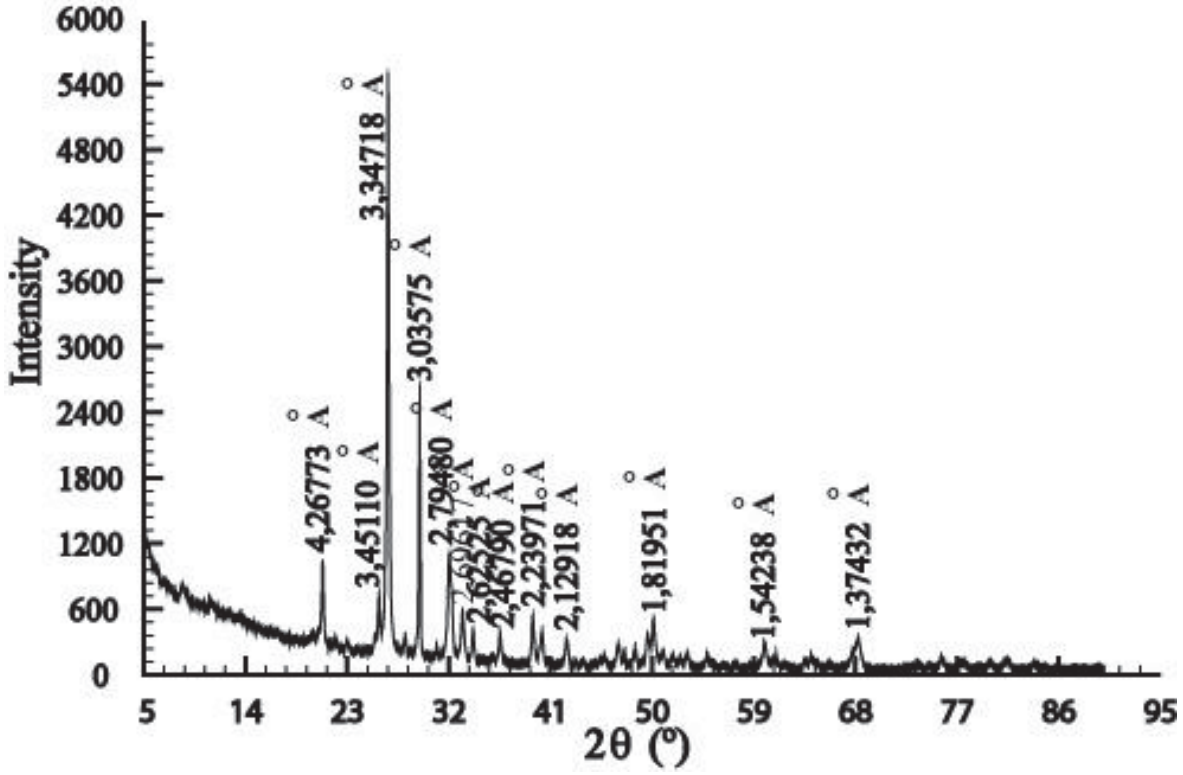


Figure 31: Diagrammes des rayons X des échantillons de calcaire silicifié de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun

7.2.4. Phases des argiles marneuses

La fraction de l'argile marneuse représente, en valeur absolue, entre 5 et 30 % est constituée essentiellement de la smectites marquée par une association étroite avec l'illite et parfois la kaolinite. Le mélange smectites-illite dans des proportions variables est plus important et plus nuancé. La diminution de l'illite cède la place à la palygorskite (alias attapulgite) et smectites. Il est intéressant de noter que l'apparition de ce minéral dans un milieu devenant riche en silice est conforme à l'hypothèse de sa néoformation proposée par Pollard et Weaver (1973). D'après ces auteurs, dès qu'il y a une augmentation du rapport Si en solution libre/Mg disponible pour les argiles, il y a une néoformation de la palygorskite à partir du matériel provenant des smectites. De point de vue

minéralogique, les phases argileuses identifiées (Fig.30 et 32) sont caractérisées par les raies principales à 7,15 Å et 3,57 Å pour la kaolinite et à 10,5 Å, 8,50 Å et 3,40 Å pour la smectites-illite et pour la palygorskite à 10,4 Å.

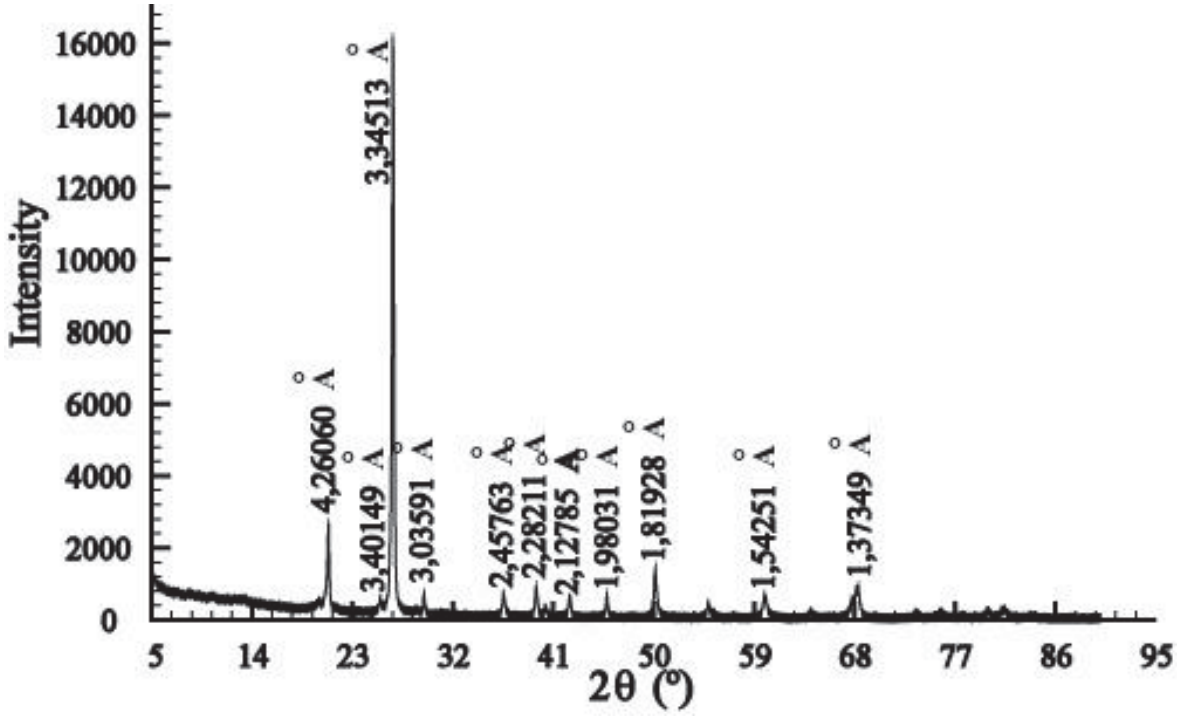


Figure 32: Diagrammes des rayons X des échantillons de la marne siliceuse de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun

7.3. Discussion et conclusions

Nous avons pu distinguer sur le plan pétrographique deux types de silice ; cependant les analyses par diffraction rayons X ne permettent pas de les séparer. Le quartz se manifeste dans les marnes siliceuses et les silexites d'une manière diffuse et également sous forme de silex en bancs continus, discontinus ou encore en rognons de silex. Le quartz microcristallin et fibreux souvent localisé dans les fissures des phosphates silicifiés semble épigéniser aussi bien la phase de liaison que les grains phosphatés.

La silice libre est aussi présente sous forme d'opale CT (Jones et Segnit 1971) qui est une variété minérale hybride de la silice déjà citée dans le chapitre 2. Dans le milieu naturel, l'opale se montre sous la forme d'agrégats de cristallites ou de lépisphères (Wise et Keltz 1972). Ces lépisphères, abondantes dans la série phosphatée marocaine (Cayeux 1929, 1940 ; Prevot 1988), ne sont pas toujours constituées d'opale CT, mais peuvent être entièrement constituées de quartz.

En discutant les origines possibles de la silice, dans notre cas les tests d'organismes siliceux, toujours abondants dans la série phosphatée, constitueraient un réservoir important pour le phénomène de silicification. Le matériel siliceux biogénique est constitué d'opale (Frondel 1982 ; Berger et Von Rad 1972), appelée opale A (Florke 1955, 1975), c'est-à-dire de silice pratiquement amorphe. C'est donc cette silice amorphe biogénique qui serait à l'origine des différentes silicifications qui affectent la série phosphatée des gisements étudiés du bassin des Ouled Abdoun.

Dans la série phosphatée, la silicification se traduit par la présence du quartz et de l'opale CT. Tandis que pour les cherts, deux théories s'opposent :

La première de la maturation (Berger et Von Rad 1972 ; Weaver et Wise 1972) qui considère que 1' opale CT est une étape intermédiaire nécessaire pour la chertification. En ce qui concerne l'opale biogénique ou opale A, elle est livrée dans un premier temps par la dissolution et la reprécipitation de 1' opale A inorganique qui deviendrait par croissance cristalline une opale CT puis vers un quartz (fig.34). Ce schéma est également avancé par Kastner *et al.*, (1977), par Riech et Von Rad (1979) et par Aoyagi et Kazama (1980).

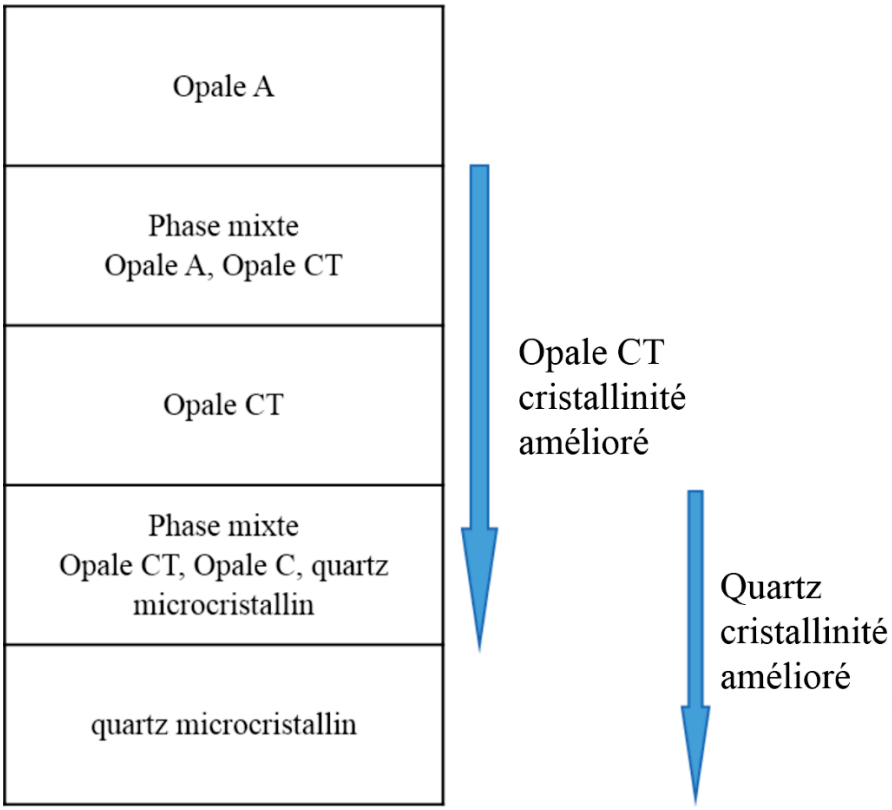


Figure 33: Diagramme schématique des zones diagénétiques dans le domaine sédimentaire affichant la transformation de l'opale-A à quartz avec des phases intermédiaires Williams *et al.*, 1985)

La seconde théorie (Lancelot 1973), considère la précipitation directe du quartz, par reprécipitation de la silice après dissolution de l'opale biogénique. La présence des argiles empêcherait la précipitation de l'opale CT. En effet, les argiles magnésiennes ont tendance à consommer Mg^{2+} et à appauvrir le milieu en cet élément qui favoriserait d'après Kastner *et al.*, (1977), la nucléation de l'opale CT. L'abondance des argiles dans la série phosphatée pourrait donc être avancée pour expliquer la prédominance du quartz microcristallin et fibreux sur l'opale CT.

Tableau 9: Synthèse minéralogique des coupes étudiées des Ouled Abdoun

DRX	Faciès phosphatés	Faciès calcareux	Faciès marneux	Faciès siliceux
Pics principaux	2,88 Å, 2,79 Å et 2,69	4,10 Å et 3,03 Å	3,03 Å, 7,15 Å, 3,57 Å, 10,5 Å, 8,50 Å, 3,40 Å et 10,4 Å	3,34 Å, 4,26 Å, 4,10 Å, 4,33 Å et 2,50 Å.
Phase minérale	Carbonate fluorapatite	Opale CT, Calcite	Calcite, kaolinite, smectites-illite, palygorskite	Quartz, Opale A-Cristobalite-Tridymite
Caractéristiques	Silicification apparente	Dominance de la calcite par rapport à la dolomite	Dominance de la calcite	Dominance de Quartz microcristallin et d'opale CT

Le tableau 9 montre la synthèse minéralogique des coupes étudiées des Ouled Abdoun, en effet les faciès phosphatés ont montré une silicification apparente à phase minérale de carbonate fluorapatite dont les pics sont : 2,88 Å, 2,79 Å et 2,69.

Les faciès calcareux sont marqués par une dominance de la calcite par rapport à la dolomite avec une phase minérale de la calcite dont les pics sont 4,10 Å et 3,03 Å.

Les faciès marneux sont caractérisés par une dominance de la calcite et une phase minérale représentée par : la Calcite, la kaolinite, la smectites-illite et la palygorskite, dont les pics sont respectivement : 3,03 Å, 7,15 Å, 3,57 Å, 10,5 Å, 8,50 Å, 3,40 Å et 10,4 Å.

Les faciès siliceux sont composés principalement de silex avec une phase minérale dominante de quartz et l'opale CT et dont les pics sont 3,34 Å, 4,26 Å, 4,10 Å, 4,33 Å et 2,50 Å.

Partie II – Travaux analytiques

Chapitre 8 – Étude géochimique des faciès siliceux et silicifiés

Introduction

La silice se présente aussi bien à l'état amorphe que sous différentes formes cristallines : quartz, cristobalite, tridymite, stishovite, coésite, mélanophlogite, etc... (Fröhlich 1999). Elle est impliquée dans de nombreux processus de surface, ainsi elle est incorporée par la végétation une fois dissoute dans les sols (Alexandre *et al.,* 1994) ; tandis que dans la mer, elle est considérée comme une source de nutriments très importante pour le plancton océanique (Ragueneau *et al.,* 2000). Le cycle biogéochimique actuel du silicium (fig.12 Chapitre 3) est élaboré grâce aux nombreuses études telles que celle de Treguer *et al.,* 1995 ; Chamley 2000 et Basile-Doelsch *et al.,* 2005.

Le présent chapitre est consacré à l'étude géochimique qui va compléter les études réalisées dans les chapitres précédents, dont l'objectif est de déterminer les processus diagénétiques qui contrôlent la formation et la néoformation de la silice dans cette série sédimentaire. L'étude géochimique va nous renseigner sur les parentés et les stades diagénétiques de l'apparition de l'élément silice (Si).

8.1. Résultats

L'étude géochimique des faciès siliceux et silicifiés permet de collecter des informations sur leur composition chimique et leur évolution diagénétique. Pour cerner ces processus une dizaine d'éléments majeurs et en traces ont été dosés et identifiées, il s'agit du : Si, Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, P, Cd, Cu, Mn et Sr ; dosés par spectrométrie d'émission à plasma (ICP AES). Les résultats obtenus sont représentés par des éléments chimiques regroupés en phases pétrographiques telles que la phase silicatée, la phase carbonatée et la phase phosphatée.

8.1.1. Phases chimiques dominantes

L'analyse des échantillons a permis d'identifier trois pôles : un pôle carbonate, un pôle phosphate et un pôle silicaté. Le diagramme triangulaire (fig.34) montre des pourcentages en Ca, P et Si qui varient d'un échantillon à l'autre avec une dominance de la phase carbonatée. Aussi, les faciès étudiés ont montré des pourcentages différents de la silice.

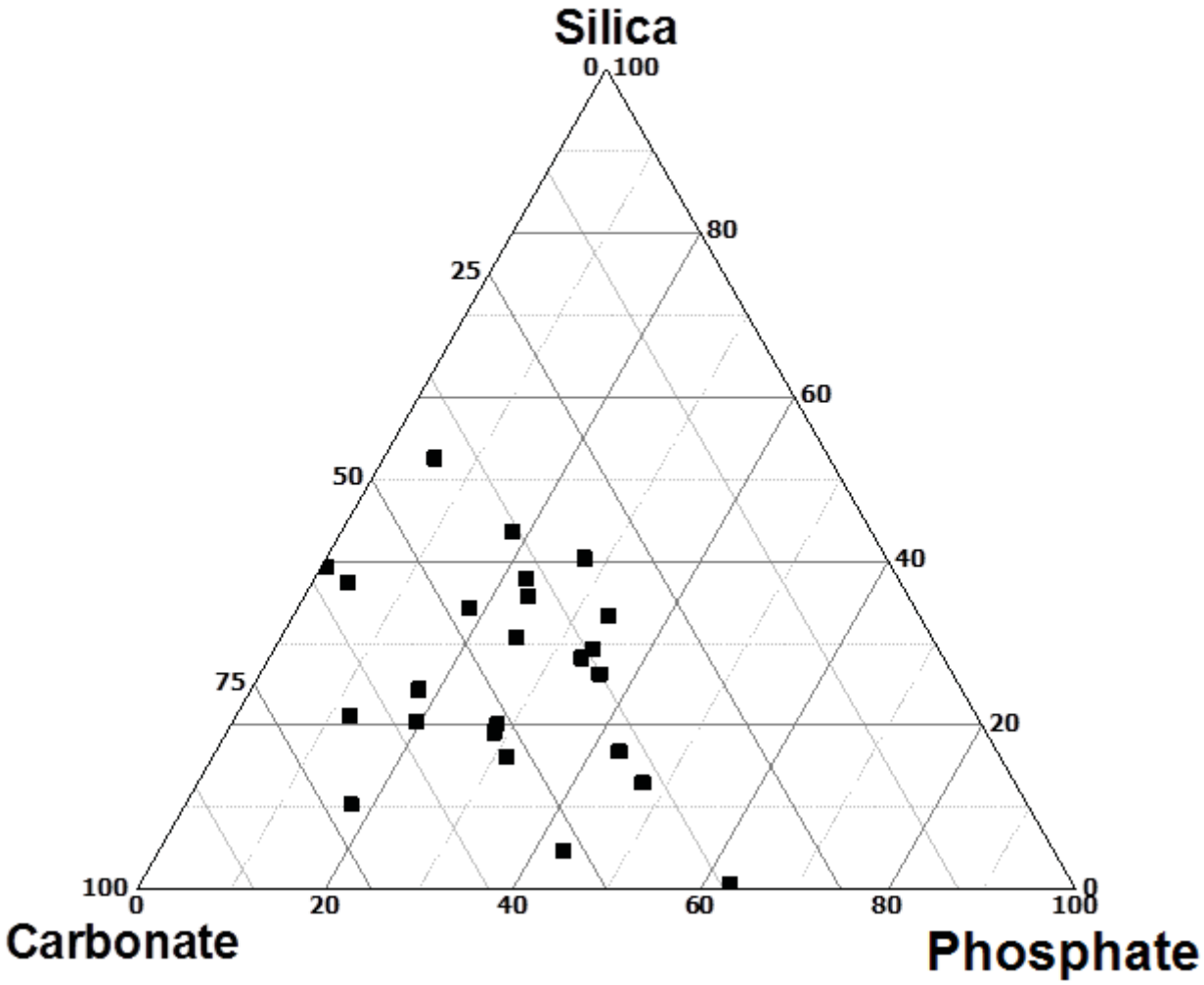


Figure 34: Diagramme triangulaire Silice-Carbonates-Phosphate des échantillons analysés

D'après ce diagramme triangulaire, nous pouvons dire que la série phosphatée des Ouled Abdoun est une série sédimentaire carbonatée dans un premier temps puis phosphatée ou phosphatisée. Les faciès siliceux et silicifiés qui apparaissent riches en silice montre l'inverse, cela nous permet de confirmer les résultats sédimentologiques, pétrographiques et minéralogiques qui montre que la silicification est post diagénétique.

8.1.2. Analyses par ICP AES

La spectrométrie d'émission atomique est une technique analytique très sensible permettant de mesurer la teneur des éléments majeurs et éléments de trace. Nous avons subdivisé les résultats en deux groupes ceux liés aux phosphates et ceux qui ne sont pas liés aux phosphates.

Tableau 10: Concentrations des éléments majeurs et des éléments de traces dans les échantillons siliceux et silicifiés du bassin des Ouled Abdoun

	Les éléments majeurs								Les éléments de trace			
	Si	Al	Ca	Fe	K	Mg	Na	P	Cd	Cu	Mn	Sr
Ech1	12,72	2,12	34,77	0,99	0,18	0,49	2,60	18,89	6,52	30,02	9,40	710,21
Ech 2	13,66	2,12	40,11	0,81	0,14	0,31	2,00	12,98	82,53	19,61	8,40	485,06
Ech 3	12,19	2,09	31,16	0,43	0,57	0,51	2,56	17,15	22,12	25,33	6,24	825,47
Ech 4	22,58	2,54	53,55	0,64	0,12	0,40	2,48	16,50	145,87	21,81	8,60	402,52
Ech 5	38,90	5,93	95	0,58	0,30	1,02	3,31	22,35	42,73	17,58	8,97	297,09
Ech 6	0,15	0,08	8,44	0,09	0,14	0,15	0,27	14,47	4,07	27,06	7,11	535,04
Ech 7	4,24	0,13	5,35	0,14	0,14	0,07	0,29	4,93	7,24	15,30	8,19	619,43
Ech 8	6,20	0,18	8,47	0,24	0,07	0,08	0,54	7,30	6,98	15,62	7,14	643,52
Ech 9	8,03	1,27	24,50	0,33	0,17	0,20	1,58	29,27	2,73	32,33	14,68	510,44
Ech 10	1,16	1,58	8,07	1,11	0,38	0,73	0,09	1,98	13,28	29,46	79,24	124,48
Ech 11	70,03	25,63	73,12	24,88	5,46	37	6,87	41,85	5,83	52,46	79,97	214,24
Ech 12	4,03	0,51	9,65	0,53	0,53	0,25	0,56	10,30	27,21	26,59	15,48	304,50
Ech 13	1,29	3,49	4,21	3,61	0,54	2,64	0,13	2,50	3,17	76,83	105,92	191,64
Ech 14	5,29	0,70	8,11	0,43	0,13	10,17	0,84	0,09	17,56	14,35	48,85	71,38
Ech 15	8,74	0,59	12,56	0,24	0,12	0,27	0,61	7,11	4,61	15,04	14,56	513,40
Ech 16	6,39	0,36	8,87	0,40	0,07	0,23	0,45	3,40	3,61	11,10	18,20	108,79
Ech 17	8,75	0,51	9,88	0,37	0,11	2,46	0,45	5,82	4,63	10,45	29,30	382,14
Ech 18	5,99	0,75	5,24	1,16	0,16	4,09	0,37	2,51	9,48	24,06	35,45	136,75
Ech 19	3,95	1,08	3,15	0,71	0,31	3,39	0,38	0,41	13,72	19,26	80,83	53,83
Ech 20	9,00	0,73	7,17	0,30	0,12	0,26	0,57	6,13	22,87	36,16	25,85	582,74
Ech 21	6,07	1,33	9,55	1,24	0,32	0,65	0,51	0,60	148,36	20,90	41,19	45,64
Ech 22	1,40	0,22	2,00	0,54	0,06	0,09	0,12	1,93	1,31	35,27	109,78	114,69
Ech 23	0,08	0,29	0,91	0,36	0,08	0,14	0,06	0,75	0,49	15,74	56,20	73,66
Ech 24	8,15	0,23	8,12	0,78	0,05	0,09	0,50	8,19	9,18	30,17	14,84	625,69

8.1.2.1. Termes phosphatés silicifiés

Les échantillons de phosphates silicifiés : (Ech1, Ech3, Ech6, Ech7, Ech8, Ech9 et Ech24) d'âge Yprésien, sous forme de rognons et de lentilles ovoïdes, sont plus ou moins impurs. Ils contiennent tous des proportions variables en éléments majeurs. Il s'agit de la silice SiO_2 comprise entre 0,15 à 12,72 % ; de phosphore P_2O_5 compris entre 4,93 à 29,27 %) ; les carbonates CaO comprises entre 5,35 à 34,77 % et MgO compris entre 0,07 à 0,51 % et en faible proportion en aluminium Al_2O_3, en fer Fe_2O_3, en potassium K_2O et en sodium Na_2O dont les pourcentages ne dépassent pas les 2,6 %.

Les teneurs des éléments en trace sont comme suit : le strontium Sr compris entre 510,44 à 825,47 mg/kg ; le cuivre Cu compris entre 15,3 à 32,33 mg/kg ; le manganèse Mn compris entre 6,24 à 14,84 mg/kg et le Cadmium Cd compris entre 2,73 à 22,12 mg/kg.

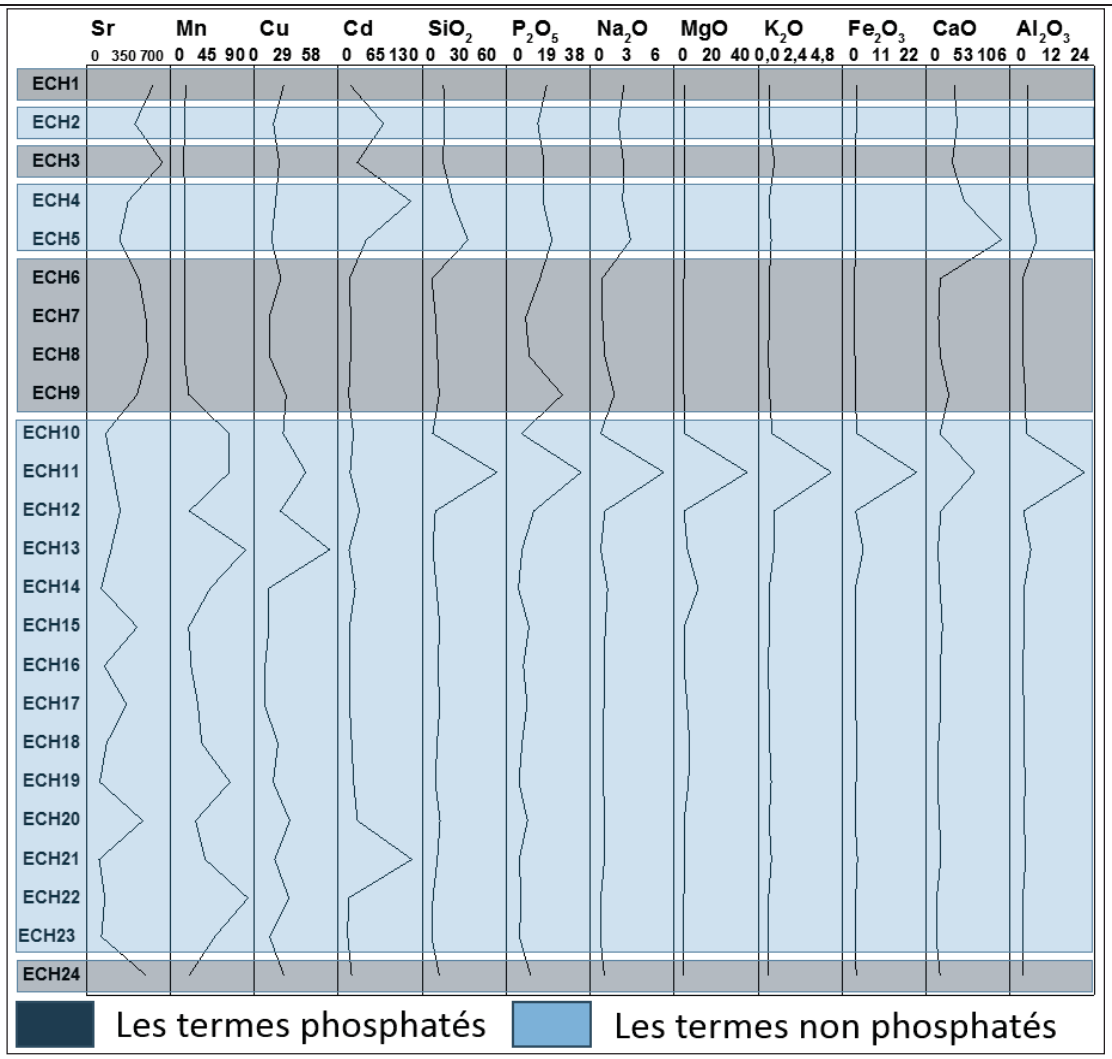


Figure 35: Caractéristiques géochimiques des faciès siliceux et silicifiés du bassin des Ouled Abdoun (El Haddi *et al.*, 2013b.)

8.1.2.2. Termes non phosphatés silicifiés

Les échantillons des termes non phosphatés d'âge Maastrichtien Yprésien et Lutétien sont composés de calcaires silicifiés, marnes siliceuses et silex (Ech2, Ech4, Ech5, Ech10, Ech11, Ech12, Ech13, Ech14, Ech15, Ech16, Ech17, Ech18, Ech19, Ech20, Ech21, Ech22 et Ech23). Les pourcentages des éléments majeurs sont très variables. Les analyses montrent que la silice SiO_2 varie entre 0,08 à 70 % ; le phosphore P_2O_5 entre 0,09 à 41,85 %, les carbonates CaO entre 0,91 à 95 % et MgO entre 0,09 à 37 % témoignant la présence de la dolomite. Quant aux éléments aluminium (Al_2O_3) ; fer (Fe_2O_3) ; potassium (K_2O) et sodium (Na_2O), les pourcentages ne dépassent pas les 5,93 % ; avec une singularité de l'échantillon Ech11 qui montre des pourcentages moyens à élevés qui peuvent atteindre les 25 % en aluminium.

Pour les éléments en trace, les valeurs sont comme suit : le strontium Sr compris entre 45,64 à 513,4 mg/kg ; le cuivre Cu compris entre 10,45 à 76,83 mg/kg ; le manganèse Mn compris entre 8,4 à 109,78 mg/kg et le Cadmium Cd compris entre 1,31 à 148,36 mg/kg.

8.1.2.3. Relation entre la silice et les éléments chimiques

Les échantillons analysés s'inscrivent dans d'un nuage limité par les valeurs maximums d'environ 60 % en CaO ; 30 % en P2O5 ; 6 % en Al_2O_3 et 4 % en Na_2O, ces trois éléments montrent de fortes corrélations positives successivement 0,66 ; 0,64 ; 0,84 et 0,89 (fig.36 a, b, c et d), qui indiquent que ces éléments sont associés à la phase silicatée dont les proportions dans les échantillons varient de 10 % à 40 % selon les résultats obtenus de la triangulaire Silice-Carbonates-Apatite.

Les concentrations des teneurs en MgO, K_2O et Fe_2O_3 sont faibles et le plus souvent à la limite de détection. L'analyse a montré de faibles corrélations de ces éléments avec SiO_2 (fig.37 e, f et g), ces corrélations montrent que la silice ne substitue pas avec la dolomite dans ces échantillons.

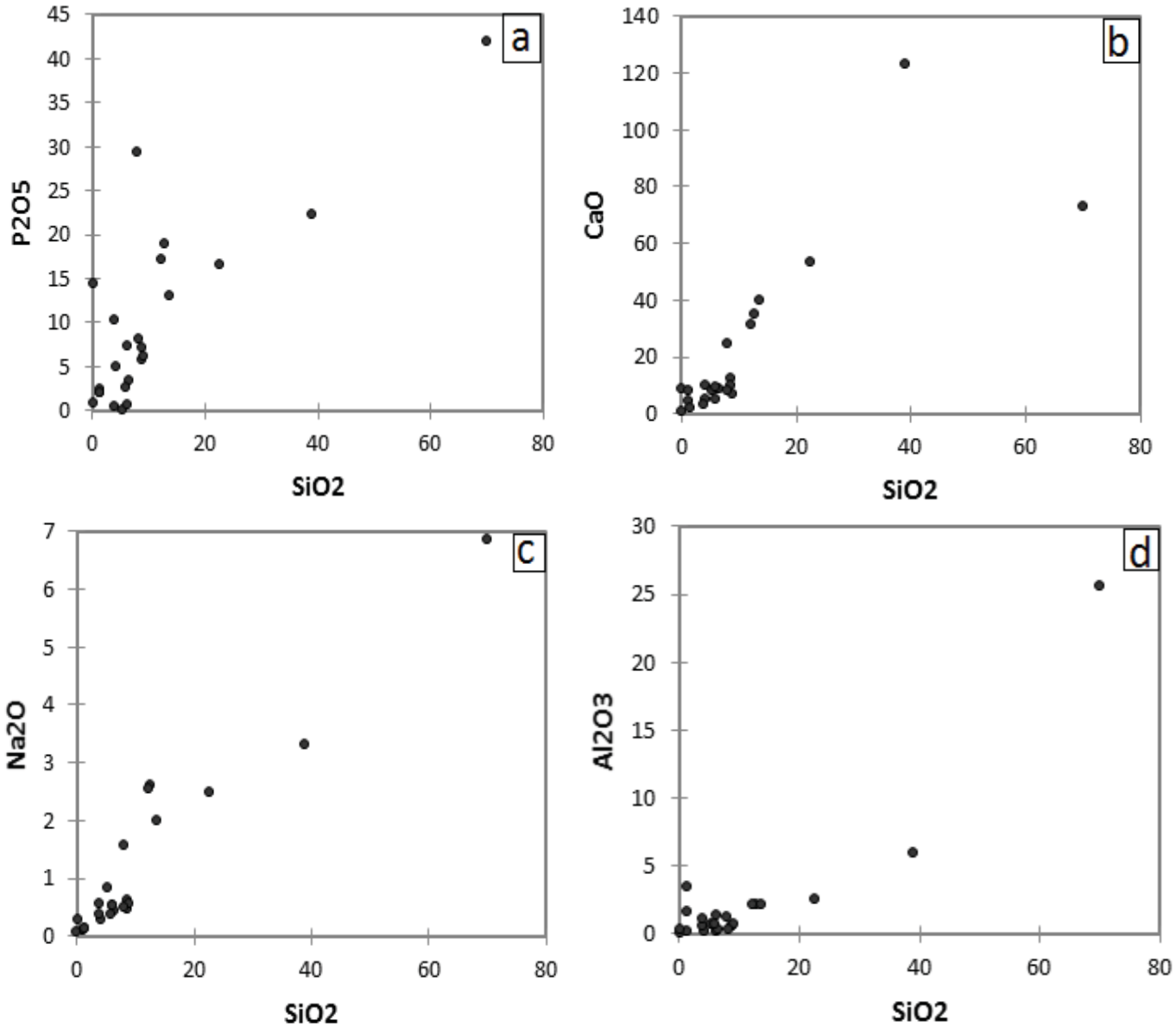


Figure 36: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la silice (SiO2) (EL.Haddi *et al.*, 2013a)

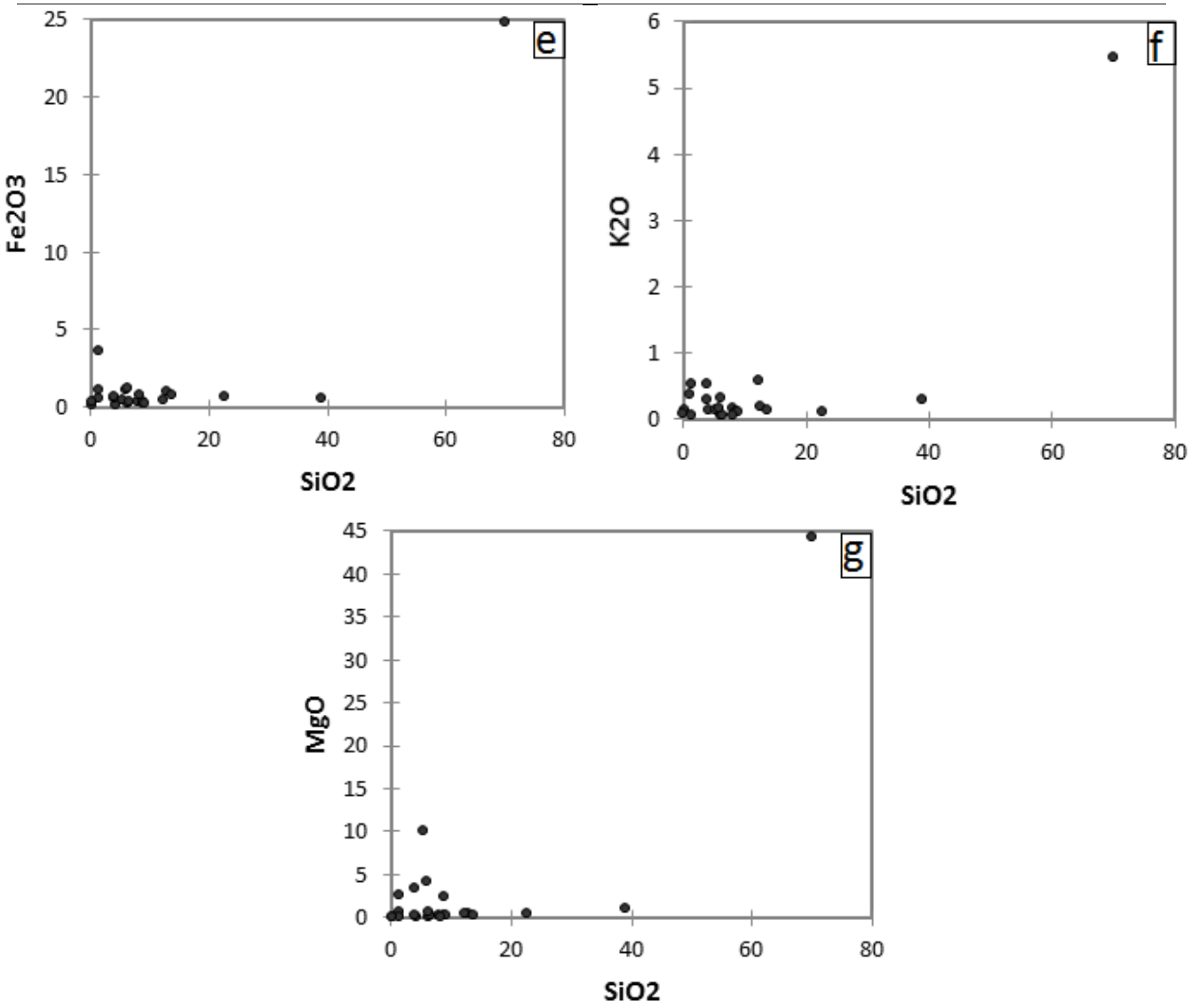


Figure 37: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la silice (SiO2) (EL.Haddi *et al.*, 2013a)

8.1.3. Analyses statistiques

8.1.3.1. Analyses de Cluster

La détermination de la relation entre les différents échantillons est faite à l'aide des teneurs en éléments majeurs et en éléments traces par l'analyse de Cluster. Elle utilise le système d'analyse multivariable de la taxonomie numérique (Rohlf, 2000). Le coefficient de corrélation a été choisi pour les similarités entre tous les échantillons, et la méthode du groupe de pair non pondérée des moyennes arithmétiques a été utilisée pour la définition du Cluster. Le degré de corrélation a été évalué selon Pestana et Gageiro (2000) : classes très élevées (0.9-1), élevées (0,7 à 0,89), modérées (de 0,4 à 0,69), faibles (0,2 à 0,39) et très faibles (< 0,2).

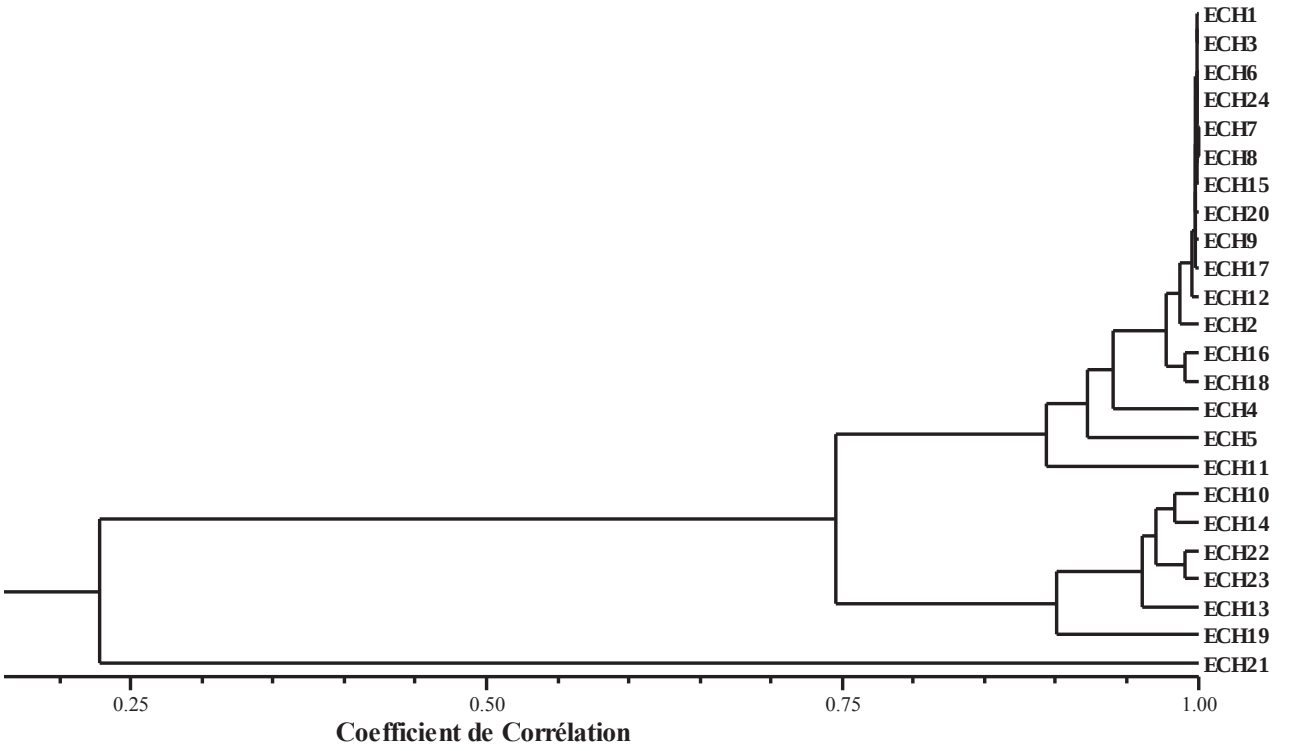


Figure 38: Dendrogramme obtenu par l'analyse de Cluster à l'aide d'analyse de la teneur en éléments majeurs et éléments en traces des échantillons siliceux et silicifiés du bassin des Ouled Abdoun

Le coefficient de corrélation varie entre 0,35 et 0,99 (fig.38). La mesure de la qualité de l'ajustement entre la valeur cophénétique, obtenue à partir du dendrogramme s'est avérée très bonne, avec une valeur de corrélation cophénétique de 0,990.

Quatre groupes d'échantillons ont montré une très forte corrélation dans leur composition chimique (fig.38) il s'agit de :

Le groupe A (faciès phosphatés) formé par 10 des échantillons étudiés : Ech1, Ech3, Ech6, Ech7, Ech8, Ech9, Ech15, Ech17, Ech20 et Ech24, score = 0,99. Le caractère commun est la présence de P_2O_5 avec des pourcentages allant de 7,3 % à 29,27 %. L'échantillon Ech12 qui comporte du calcaire présente une singularité avec un haut degré de corrélation avec ce groupe, score = 0,98. Le caractère commun de ces échantillons est le taux très élevé en strontium, qui est toujours corrélé positivement au phosphore.

Le groupe B (faciès calcareux) qui a également montré une très forte corrélation des échantillons : Ech12, Ech2, Ech16 et Ech18 (score = 0,96) est dominé par les calcaires avec des pourcentages en CaO de 5,24 % à 40,11 %.

Le groupe C (faciès carbonatés argileux) qui montre une très forte corrélation des échantillons : Ech10, Ech13, Ech14, Ech22 et Ech23 (score = 0,95). Ce groupe est dominé par les marnes.

Le groupe D (faciès siliceux) qui regroupe les échantillons ECH4, ECH5 et ECH11 et qui montre une forte corrélation de leurs compositions chimiques (score = 0,90). Il est constitué essentiellement par des faciès pétrographiquement riche en Si de type silexite.

8.1.3.2. Coefficient de corrélation de Pearson

Les relations géochimiques possibles entre les différents éléments chimiques des échantillons analysés sont traitées par l'analyse statistique. Nous avons réalisé une matrice de corrélation en se basant sur les statistiques descriptives multivariables à l'aide du calcul de coefficient de corrélation de Pearson.

Le calcul du coefficient de Pearson nous a permis de faire apparaître deux types d'associations (Tableau 11) :

- Une association géochimique à coefficient de Pearson compris entre 0,407et 0,990 dont la silice et tous les éléments présentent ont un coefficient de corrélation élevé entre 0,799 et 0,948.

- Une association géochimique à coefficient de Pearson faible compris entre 0,356 et 0,383 établie entre CaO et (Fe_2O_3 ; MgO). Pour CaO-MgO, il peut être dû au faible taux de la dolomie.

Tableau 11: Matrice de corrélation de Pearson (n)

	Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	Na_2O	P_2O_5	SiO_2
Al_2O_3	**1**							
CaO	**0,582**	**1**						
Fe_2O_3	**0,972**	0,383	**1**					
K_2O	**0,973**	**0,407**	**0,990**	**1**				
MgO	**0,938**	0,356	**0,966**	**0,961**	**1**			
Na_2O	**0,875**	**0,800**	**0,771**	**0,794**	**0,750**	**1**		
P_2O_5	**0,724**	**0,718**	**0,628**	**0,660**	**0,572**	**0,880**	**1**	
SiO_2	**0,917**	**0,812**	**0,820**	**0,829**	**0,799**	**0,948**	**0,799**	**1**

8.2. Interprétation et signification géochimique

Bien que les faciès analysés, siliceux et silicifiés, apparaissent homogènes, une variation chimique très significative a été relevée dans tous les échantillons étudiés. L'analyse typologique et les coefficients de corrélation appuient et démontrent cette diversité (fig.38). Quatre groupes ont été identifiés, les faciès phosphatés, les faciès calcareux, les faciès carbonatés argileux et les faciès siliceux. D'après ces groupements nous avons pu distinguer de nombreuses associations, la silice avec la calcite ; l'apatite avec l'argile et l'apatite avec la calcite.

Les échantillons riches en calcium présentent souvent des teneurs élevées en strontium (Chaudhuri et al, 1987), c'est le cas observé dans les échantillons analysés. Cela témoigne qu'ils n'ont pas subi des changements lors de la diagenèse, puisque les teneurs élevées en strontium sont notables dans le domaine marin le plus ouvert (Pascal, 1984). Wadjinny (1979) a mentionné également que dans le bassin des Ganntour et le bassin des Ouled Abdoun, les valeurs de strontium (Sr) sont élevées dans les faciès de phosphate sableux, du silex phosphaté (faciès nougat), de la dolomie et de la silexite.

Les résultats du Mg s'accordent avec les conclusions tirées par Boujo (1976) et Mouflih (1991). Ces auteurs attribuent la présence de ce minéral à la fraction détritique, à la présence des argiles magnésiennes et/ou encore la présence de la dolomite.

Chambionnat (1963) considère que le cuivre est l'un des éléments en traces les plus importants des phosphates marocains. Les valeurs obtenues en cuivre correspondent à des sédiments formés près des côtes, puisque les sédiments profonds sont plus riches. Le Cu et le Mn sont fréquemment liés aux matières organiques.

8.3. Conclusions

Les caractéristiques géochimiques identifiées à la base de l'étude des faciès siliceux et silicifiés de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun, montrent que cette série n'a pas subi de grand changement géochimique au cours de la diagenèse, cela est confirmé par les faibles teneurs en oxydes d'aluminium, de fer et des éléments de traces nuisibles tels que le cadmium ; surtout pour les termes phosphatés silicifiés. La teneur élevée en strontium est similaire à celle du domaine marin le plus ouvert ; cependant le strontium supplémentaire peut participer aux différentes phases tardi-diagénétique lors de la silicification à partir de la silice d'origine biologique.

Ainsi, les éléments chimiques liés aux termes silicifiés phosphatés et non phosphatés montrent trois tendances.

- ✓ Une tendance positive marquée par des teneurs élevées en strontium Sr et faibles teneurs en aluminium Al_2O_3, en fer Fe_2O_3, en potassium K_2O et en sodium Na_2O, ce qui témoigne d'une phase diagénétique précoce, avec le taux de matière organique indiquée par les teneurs moyennes en Cu et Mn, probablement source de la silice.
- ✓ Une tendance négative marquée par des teneurs faibles en strontium Sr et des teneurs plus élevées en Cu, Mn, ce qui caractérise les influences continentales au cours de la baisse de la tranche d'eau.

✓ Une tendance neutre marquée par des teneurs moyennes en strontium Sr et moyennes à faibles en Cu, Mn, ces caractéristiques sont bien marquées au début de l'enchainement des séquences de dépôt.

Tableau 12: Synthèse géochimique des faciès étudiés du bassin des Ouled Abdoun

	Faciès phosphatés	Faciès calcareux	Faciès marneux	Faciès siliceux
Analyses de Cluster	Ech1, Ech3, Ech6, Ech7, Ech8, Ech9, Ech15, Ech17, Ech20 et Ech24, score = 0,99 ; Ech12 score = 0,98 ; P_2O_5: de 7,3 % à 29,27 %.	Ech12, Ech2, Ech16 et Ech18 (score = 0,96) avec CaO : de 5,24 % à 40,11 %.	Ech10, Ech13, Ech14, Ech22 et Ech23 (Score = 0,95)	ECH4, ECH5 et ECH11 score = 0,90).
Associations géochimiques	Coefficient de corrélation élevé entre 0,799 et 0,948 ; Apatite avec Calcite et Apatite avec Argile	Coefficient de corrélation faible compris entre 0,356 et 0,383, établie entre CaO et (Fe_2O_3 ; MgO) ; Silice avec Calcite	Coefficient de corrélation faible compris entre 0,356 et 0,383 établie entre CaO et (Fe_2O_3 ; MgO) ; Silice avec Calcite, Apatite avec Argile	coefficient de corrélation élevée entre 0,799 et 0,948
Tendances géochimiques	Tendance positive ; phase diagénétique précoce	Tendance positive ; phase diagénétique précoce	Tendance négative ; teneurs élevées en Cu, Mn ; Phase diagénétique tardive	Tendance positive ; phase diagénétique précoce
Caractéristiques géochimiques	Pas de grand changement au cours de la diagenèse (faibles teneurs en oxydes d'aluminium, de fer et des éléments de traces tels que le cadmium) ; Teneur élevée en strontium (domaine marin).	Dominance de la phase carbonatée ; 60 % en CaO ; Teneurs élevées en strontium	6 % en Al_2O_3 et 4 % en Na_2O	pourcentages différents en SiO_2 ; Teneurs élevées en strontium

Le tableau 12 présente la synthèse géochimique des faciès étudiés du bassin des Ouled Abdoun. En effet, les faciès phosphatés montrent un regroupement matérialisé par le score de 0,99 avec des

valeurs de P_2O_5 comprises entre 7,3 % à 29,27 %. En ce qui concerne les associations géochimiques entre P_2O_5 et les autres éléments, les valeurs élevées de coefficient de corrélation de Pearson compris entre 0,799 et 0,948 expliquent ces associations ; de l'apatite avec la calcite et l'apatite avec l'argile. L'ajout de ces constatations aux teneurs élevées en strontium semble que la tendance est vers une phase diagénétique précoce.

Les faciès carbonatés montrent également un groupement, avec un score élevé de 0,96 pour les calcaires et de 0,95 pour les marnes, des pourcentages de CaO compris entre 5,24 % et 40,11 %. Les associations géochimiques identifiées sont de la silice avec la calcite et de l'apatite avec l'argile, dont le coefficient de corrélation de Pearson a de faibles valeurs comprises entre 0,356 et 0,383 établie entre CaO et (Fe_2O_3 et MgO) ; les valeurs élevées en strontium ; en Cu et Mn montrent des tendances allant de la phase diagénétique précoce à tardive.

Les faciès siliceux sont marqués par un Score de 0,90 et par un coefficient de corrélation de Pearson élevé entre 0,799 et 0,948, avec des teneurs élevées en strontium. Ces résultats ont une tendance positive témoignant d'une phase diagénétique précoce.

Conclusions générales

L'évolution lithostratigraphique des coupes étudieés du bassin des Ouled Abdoun a montré une silicification concentrée dans les étages de l'Yprésien et du Lutétien. Elle est matérialisée par une diversification spatiale des formes siliceuses et de faciès silicifiés. Leur répatition a été illustrée dans le tableau 7.

En terme sédimentologique, les résultats pétrographiques de l'ensemble des observations et descriptions faites sur les microfaciès siliceux et silicifiés de la série phosphatée des Ouled Abdoun, montrent une évolution polyphasée. Celle-ci a été bien représentée du Maastrichtien au Lutétien a l'exception du Danien-Thanétien. Cependant, elles sont bien marquées dans les deux séquences de dépôts du Maastrichtien, les trois séquences de dépôts de l'Yprésien et les deux dernières séquences de dépôts du Lutétien. Cette évolution polyphasée se distingue par :

- ✓ La silice en opale et agate constituée de couches alternées blanches et noires. Elles sont des microsphères de silice amorphe ou gel (opale AG) ou isotrope siégeant surtout dans les faciès carbonatés marneux sous forme de concrétion millimétrique à décimétrique, ou de complexe à porcelanite centimétrique à métrique ;
- ✓ La silice en grains de quartz clastique ou néoformée, se trouvant dans des proportions et des dimensions variables dans l'ensemble des faciès étudiés (phosphates, carbonates et argiles) ;
- ✓ La silice en calcédoine constituée par du quartz microcristallin et fibreux formant des silicifications en ciments centripètes et en frange colmatant les espaces intra et intergranulaires des faciès phosphatés et carbonatés.
- ✓ Le quartz détritique clair et le quartz microcristallin et fibreux. Ce dernier se manifeste dans les marnes siliceuses et les silexites sous forme diffuse. Il se forme aussi sous forme de silex en bancs continus ou discontinus ou encore en rognons de silex. Le quartz microcristallin et fibreux est souvent localisé dans les fissures des phosphates silicifiés. Il épigenèse aussi bien la phase de liaison que les grains phosphatés.

En ce qui concerne l'étude minéralogiques des phases des faciès et microfaciès étudiés par l'analyse de diffractomètre aux rayons X, ont permis de distinguer la silice sous forme de quartz avec l'opale, le quartz microcristallin, la calcédoine et l'opale CT. Les carbonates fluorapatites constituent la deuxième phase minérale après celle de la silice. Les phases minérales dominantes dans les calcaires silicifiés et les marnes siliceuses sont l'opale CT/AG et la calcite. On note également que le quartz de la recristallisation de l'opale est plus abondant dans les calcaires silicifiés que dans les marnes siliceuses où la calcite non encore opalisée est plus fréquente.

Dans la série phosphatée, la silicification se traduit par la présence du quartz et de l'opale CT. Tandis que pour les cherts, deux hypothèses s'opposent : la première considère que 1' opale CT est une étape intermédiaire nécessaire pour la chertification. En effet l'opale biogénique ou opale A livrerait par le phénomène de la dissolution et la reprécipitation de 1'opale A inorganique qui deviendrait par croissance cristalline une opale CT puis vers un quartz. La seconde hypothèse considère la précipitation directe du quartz, par reprécipitation de la silice après dissolution de l'opale biogénique. La présence des argiles empêcherait la précipitation de l'opale CT. En effet, les argiles magnésiennes ont tendance à consommer Mg^{2+} et à appauvrir le milieu en cet élément qui favoriserait la nucléation de l'opale CT. L'abondance des argiles dans la série phosphatée pourrait expliquer la prédominance du quartz microcristallin et fibreux sur l'opale CT.

En ce qui concerme la géochimie ; les caractéristiques géochimiques identifiées à la base de cette étude montrent que la série phosphatée n'a pas subi de grand changement géochimique. Cela est remarquable par les faibles teneurs en oxydes d'aluminium, de fer et des éléments de traces nuisibles tels que le cadmium en particulier dans les termes phosphatés silicifiés. La teneur élevée en strontium est similaire à celle du domaine marin le plus ouvert et le strontium supplémentaire peut être substitué aux différentes phases diagénétiques lors de la silicification à partir de la silice d'origine biologique.

Cependant, les éléments chimiques liés aux termes silicifiés phosphatés et non phosphatés montrent trois tendances.

- ✓ Une tendance positive marquée par des teneurs élevées en strontium Sr et teneurs faibles en aluminium Al_2O_3, en fer Fe_2O_3, en potassium K_2O et en sodium Na_2O.
- ✓ Une tendance négative marquée par des teneurs faibles en strontium Sr et des teneurs plus élevées en Cu, Mn, ce qui caractérise les influences continentales au cours de la baisse de la tranche d'eau des paléomilieux.
- ✓ Une tendance neutre marquée par des teneurs moyennes en strontium Sr et moyennes à faibles en Cu, Mn, ces caractéristiques sont enregistrées au début de l'enchainement des séquences de dépôt.

Le matériel siliceux biogénique constitué d'opale est à l'origine des différentes silicifications affectant la série phosphatée des Ouled Abdoun. L'origine de la silice dans ce bassin sont les tests d'organismes siliceux, toujours abondants dans la série phosphatée.

Les transformations minérales particulièrement celles de la silice dans les faciès dépendent de nombreux facteurs : le milieu de dépôt, le pH, le niveau de la mer, le fonctionnement du bassin. Ainsi la mise en place de ces différentes formes présentées dans ce travail est en rapport avec la dynamique sédimentaire de mise en place des cortèges phosphatés et carbonates durant la phase d'upwelling (syn et post phosphatogenèse). Le milieu sursaturé en silice a favorisé l'instauration de la phase de silicification contemporaine à la phosphatogenèse. Ces deux phases sont bien marquées à la fin de la série dans les termes carbonatés de comblement et les séquences phosphatées.

Perspectives

Réalisation des études sur les relations possibles entre la silicification, la dolomitisation et la dédolomitisation ;

Détermination des facteurs de la carbonatation et décarbonatation de la série phosphatée et leur rapport avec la silicification ;

Effectuer des études sur les organismes à test siliceux de la série phosphatée (Diatomées, Radiolaires, Spongiaire) et sur leurs empreintes ;

Réalisation d'une l'étude de la cathodoluminescence pour déterminer la diversité des espèces minérales liés à la silicification ;

Tracer les processus de silicification du silex de la série phosphatée du Maastrichtien-Lutétien avec l'analyse isotopes de Si ;

Réalisation d'un comaprison entre la silicification sédimentaire de la série phosphatée et les silicifications liées aux autres séries sédimentaires et magmatiques.

Liste des figures

Figure 1: Classification de texture de roches carbonatées (Dunham 1962), modifiée par Embry et Klovan (1971). 10

Figure 2: Diagramme triangulaire de la classification des phosphates Apatite-Quartz-Carbonate-Argile (Jourani 1988) 12

Figure 3: Estimation des réserves mondiales de phosphate en milliards de tonnes 16

Figure 4: Mécanisme des courants ascendants Upwelling (Bakun, 1990). 19

Figure 5: Mécanisme de développement des faciès phosphatés et siliceux 19

Figure 6: Paléogéographie de la partie nord du Maroc au Maastrichtien, le golf septentrional (Boujo 1968) 21

Figure 7: Dépôts phosphatés en domaine Mesetien et Atlasique du Maroc 22

Figure 8: Schéma structural du Maroc et localisation des bassins phosphatés marocains. (Piqué *et al.* 2001) modifiée 23

Figure 9 : Log lithostratigraphique de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun (Belfkira 1980) 28

Figure 10: Structure cristalline de la silice (SiO2) (Tu 1998) 31

Figure 11: Séquence diagénétique d'un calcaire à texture grainstone. (Chapoulie et al., 2005) 37

Figure 12: Cycle de la silice en mer (Chamley 2000). 41

Figure 13: Coupe lithostratigraphique schématique représentant la série transgressive du bassin des Ouled Abdoun (Michard 1976) 48

Figure 14: Log lithostratigraphique de la série du bassin des Ouled Abdoun 49

Figure 15: Localisation géographique des gisements du bassin des Ouled Abdoun d'après IDRV/GN (2011) 56

Figure 16: Carte géologique du bassin des Abdoun Ouled et localisation des zones d'études, extrait de la carte géologique d'Elborouj (1964). 57

Figure 17: Log lithostratigraphique du bassin Abdoun Ouled (EL Haddi *et al.*, 2014a) 58

Figure 18: Succession et variation latérale des faciès sédimentaires des séries phosphatées de la méséta occidentale, d'après la coupe de Boujo (1976) 59

Figure 19: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement de Ghar Tajer (Ouled Abdoun) 62

Figure 20: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement de Sidi El Maati (Ouled Abdoun) 65

Figure 21: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement de Sidi Chennane (Ouled Abdoun) 68

Figure 22: Log lithostratigraphique de la série phosphatée du gisement d'EL Halassa (Ouled Abdoun) 71

Figure 23: Corrélation lithostratigraphique et identification des formes siliceuses et silicifiées des coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun.....74

Figure 24: Formes de silice du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun.....78

Figure 25: Microfaciès siliceux et silicifiés phosphatés du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun (EL Haddi *et al.,* 2014a).....79

Figure 26: Microfaciès calcaire siliceux et silicifié du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun (EL Haddi *et al.,* 2014a) 80

Figure 27: Microfaciès marneux siliceux et silicifiés du gisement de Ghar Tajer du bassin des Ouled Abdoun (EL Haddi *et al.,* 2014a) 81

Figure 28: Log lithostratigraphique et les séquences de dépôts du Maastrichtien au Lutétien du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun. 86

Figure 30: Diagrammes de diffraction des rayons X des échantillons de silex de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun.....92

Figure 31: Diagrammes des rayons X des échantillons de phosphate silicifié de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun.....93

Figure 32: Diagrammes des rayons X des échantillons de calcaire silicifié de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun.....94

Figure 33: Diagrammes des rayons X des échantillons de la marne siliceuse de la série phosphatée du gisement d'El Halassa du bassin des Ouled Abdoun.....95

Figure 34: Diagramme schématique des zones diagénétiques dans le domaine sédimentaire affichant la transformation de l'opale-A à quartz avec des phases intermédiaires Williams *et al.,* 1985).....96

Figure 34: Diagramme triangulaire Silice-Carbonates-Phosphate des échantillons analysés 100

Figure 35: Caractéristiques géochimiques des faciès siliceux et silicifiés du bassin des Ouled Abdoun (El Haddi *et al.,* 2013b.) 102

Figure 36: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la silice (SiO2) (EL.Haddi *et al.,* 2013a).....103

Figure 37: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la silice (SiO2) (EL.Haddi *et al.,* 2013a).....104

Figure 38: Dendrogramme obtenu par l'analyse de Cluster à l'aide d'analyse de la teneur en éléments majeurs et éléments en traces des échantillons siliceux et silicifiés du bassin des Ouled Abdoun 105

Liste des tableaux

Tableau 1 : Nomenclature, caractères d'identification et origine des constituants pétrographiques des phosphates marocains (Mouflih, 1991 et 2002) 9

Tableau 2: Classification des carbonates (Dunham 1962) 10

Tableau 3: Classification des carbonates (Folk 1959 et 1962) 11

Tableau 4: Classification des phosphates (Mouflih 1991) 13

Tableau 5: Répartition chronostratigraphique des gisements phosphatés dans le monde (Cook et Me Elhinny (1979) 20

Tableau 6: Synthèse du découpage chronostratigraphique, minier et séquentiel de la série phosphatée du bassin des Ouled Abdoun 52

Tableau 7 : Formes siliceuses et silicifiées des quatre coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun (El Haddi *et al.*, 2011) 72

Tableau 8: Caractéristiques sédimentologiques des coupes étudiées du bassin des Ouled Abdoun..... 88

Tableau 9: Synthèse minéralogique des coupes étudiées des Ouled Abdoun 97

Tableau 10: Concentrations des éléments majeurs et des éléments de traces dans les échantillons siliceux et silicifiés du bassin des Ouled Abdoun..... 101

Tableau 11: Matrice de corrélation de Pearson (n) 106

Tableau 12: Synthèse géochimique des faciès étudiés du bassin des Ouled Abdoun..... 108

Planche 1.

-1 Pelphospharénite à ciment siliceux : a) - Silicification centripète, b) - Grain phosphaté intact, c) - Ciment siliceux, d) - Ciment siliceux en frange. (Gisement Ghar Tajer, Ech 2).

-2 Pelphospharénite à ciment siliceux : a) - Grains phosphatés de forme généralement arrondie et b) - Matrice siliceuse microcristalline. (Gisement Ghar Tajer, Ech 6).

-3 Pelphospharénite à coprolithe avec un ciment siliceux : a) - Silicification centripète. b) - Silicification diffuse. (Gisement Ghar Tajer, Ech 8).

-4 Pelphospharénite à coprolithe avec un ciment siliceux : a) - Première phase de la silicification. b) - Gangue siliceuse atour du grain phosphaté. c) - Grains phosphatés presque complètement silicifiés. (Gisement Ghar Tajer, Ech 10).

-5 Bioplephospharénite à coprolithes : a) - Gangue siliceuse autour du grain phosphaté. b) - Test de lamellibranche phosphatisé et calcitisé. La couleur rouge de l'alizarine montre la calcite. (Gisement Ghar Tajer, Ech 11).

-6 Biophospharénite à coprolithes et dent totalement silicifiée : a) - Grains phosphatés mal classés riches en tests de bioclastes. b) - Test de foraminifère silicifié. (Gisement EL Halassa, Puits n° 21, Ech 2).

-7 Biophospharénite à ciment siliceux : a) - Silicification poussée d'un fragment de bioclaste. b) - Plaque d'échinoderme totalement silicifié. (Gisement EL Halassa, Puits n° 21, Ech 3).

-8 Pelphospharénite à matrice siliceuse : a) - Microfissures remplies de la silice affectant les grains phosphatés intacts. b) - Grains phosphatés partiellement silicifiés secondairement. (Gisement Ghar Tajer, Ech 17a).

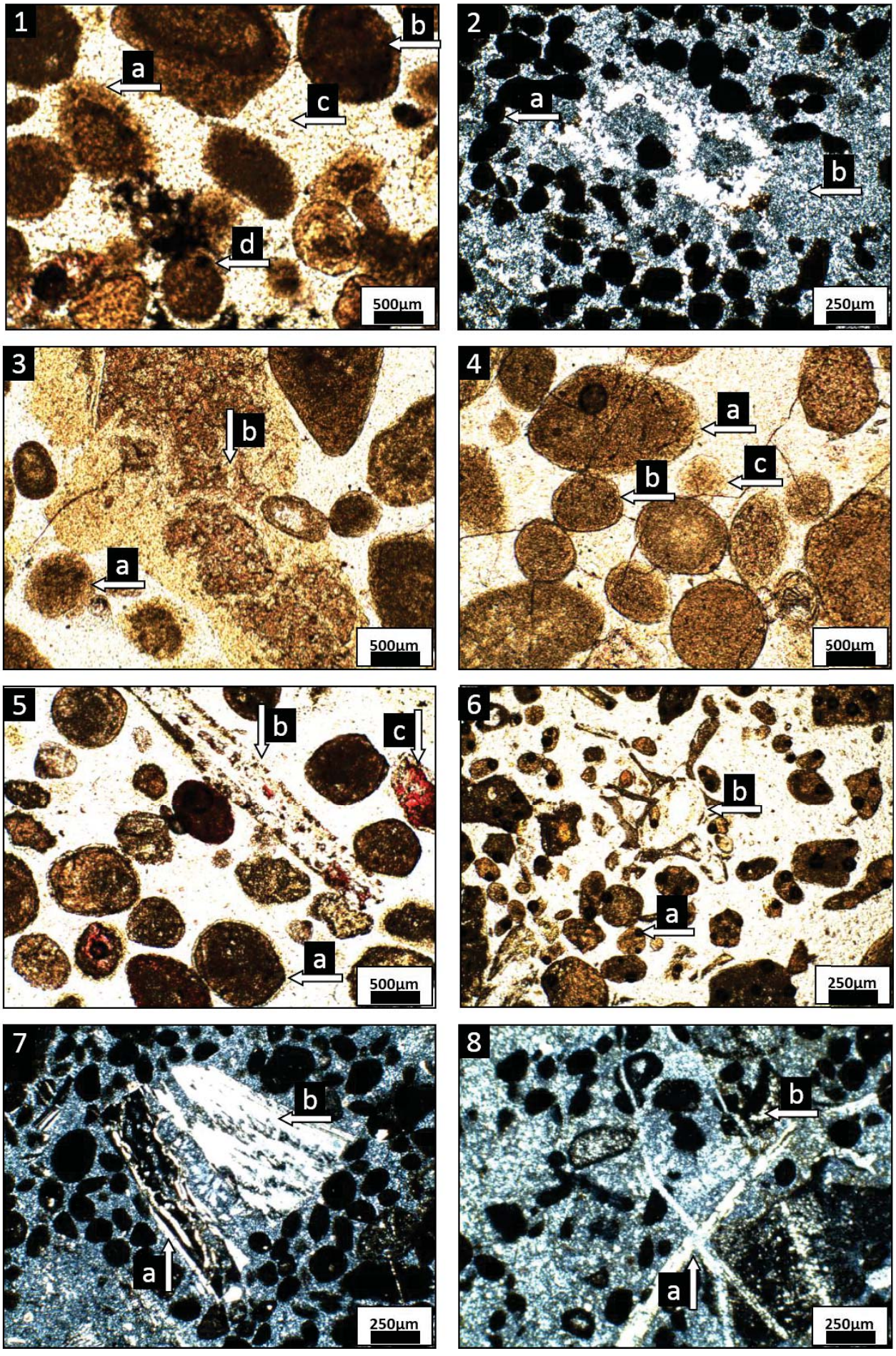

1
a
b
c
d
500µm
2
a
b
250µm
3
b
a
500µm
4
a
b
c
500µm
5
b
c
a
500µm
6
b
a
250µm
7
b
a
250µm
8
b
a
250µm

Planche 2

-1 Pelphospharénite à ciment siliceux : a) - Liseré de silicification autour des grains phosphatés. b) - Bioclastes silicifiés. (Gisement EL Halassa, Puits n° 21, Ech 5).

-2 Pelphospharénite à ciment siliceux : a) - Grains phosphatés généralement arrondis et momoyennement classés. b) - Fer tapissant les parois d'une poche de dissolution. (Gisement EL Halassa, Puits n° 21, Ech 6).

-3 Plebiophospharénite à ciment siliceux : a) - Poche de dissolution. b) - Remplissage partiel par le Fer d'une poche de dissolution. (Gisement EL Halassa, Puits n° 21, Ech 10).

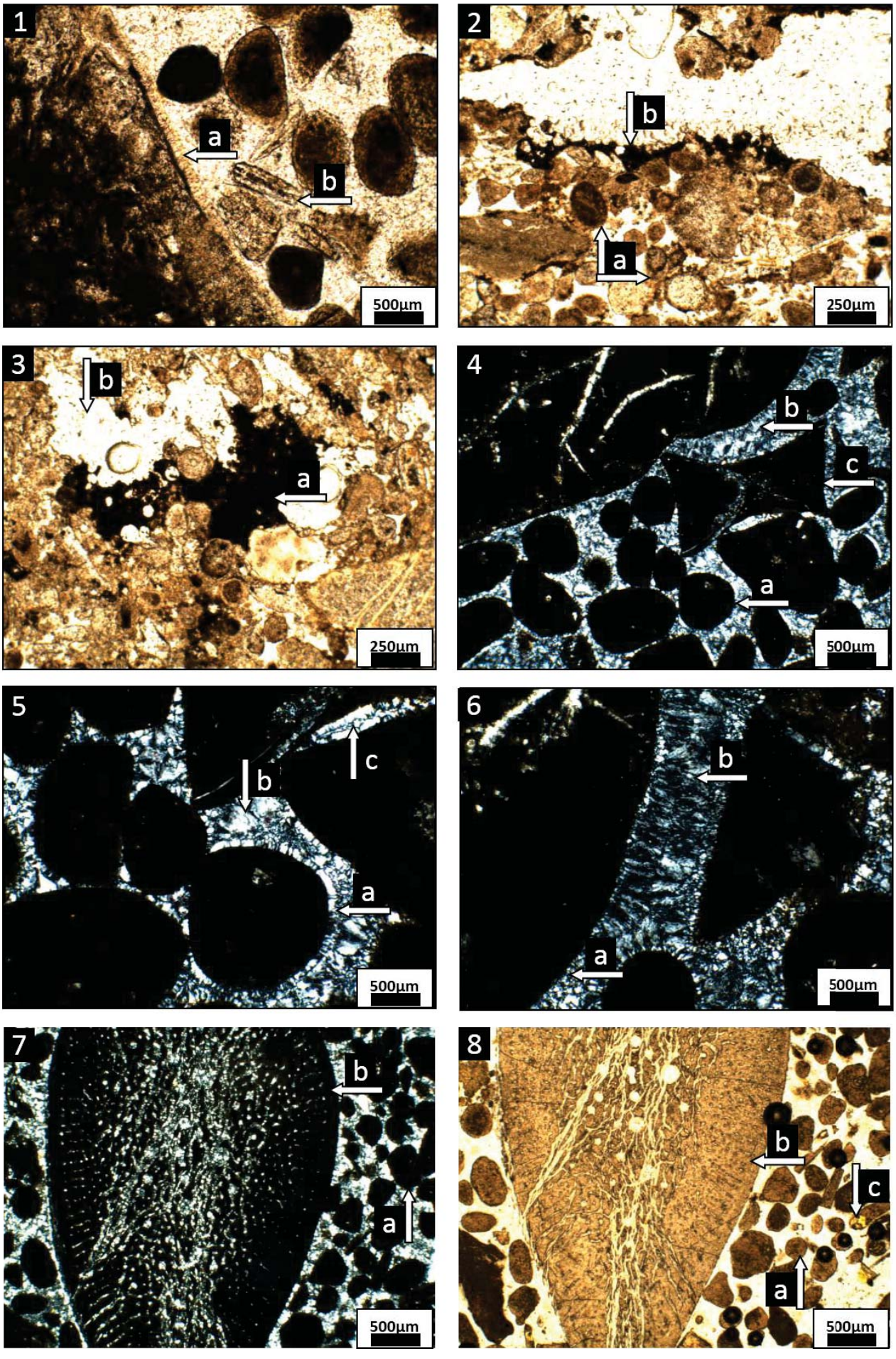
-4 Biophospharénite à coprolithe dans un ciment siliceux : a) - Silice en frange autour des grains phosphatés. b) - Grains phosphatés. c) Bioclaste silicifié. (Gisement EL Halassa, Puits n° 21, Ech 7).

-5 Biophospharénite à ciment siliceux : a) - Silice en frange autour des grains phosphatés. b) - Ciment palissadique. c) - Bioclaste silicifié. (Gisement EL Halassa, Puits n° 21, Ech 7).

-6 Agrandissement de l'espace intragranulaire des grains cimenté par la silice : a) - Ciment siliceux en frange (ciment palissadique). b) - Ciment siliceux centripète (ciment drusique). (Gisement Ghar Tajer, Ech 17b).

-7 Bioplephospharénite à ciment siliceux : a) - Grains phosphatés. b) - Test bioclastique alguaires. (Gisement EL Halassa, Puits n° 28, Ech 6).

-8 Bioplephospharénite à ciment siliceux : a) - Gains phosphatés, b) – Test d'organismes bioclastiques (algues). c) - Rares grains carbonatés. (Gisement EL Halassa, Puits n° 28, Ech 6).


1
a
b
500µm
2
b
a
250µm
3
b
a
250µm
4
b
c
a
500µm
5
c
b
a
500µm
6
b
a
500µm
7
b
a
500µm
8
b
c
a
500µm

Références bibliographiques

1. Abed, A.M., Sadaqah, R. M.Y., Al-Jazi, M. Sequence stratigraphy and evolution of Eshidiyya phosphorite platform, southern Jordan. Sedimentary Geology 198 ; 209–219. (2007).
2. Al-Bassam, K.S., Al-Allak, M.M. Factors controlling the deposition of some Tethyan phosphorites of Iraq. Chemical Geology 51 ; 199–212. (1985).
3. Al-Bassam, K.S., Hagopian, D. Lower Eocene phosphorites of the western desert, Iraq. Sedimentary Geology 33 ; 295–316. (1983).
4. Alexandre, A. Meunier, J. D. Colin, F. & Koud, J. M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 61, p. 677-682. (1997)
5. Alexandre, A., Colin, F., Meunier, J-D. Les Phytolithes et le cycle biogéochimique du silicium. Géosciences de Surface Géosciences (Pédologie), C.R. Acad. Sci. Paris, t. 319, série II 453–458. (1994).
6. Allison, C.W. & Hilgert, J.W. Scale microfossils from the Early Cambrian of northwest Canada. J. Paleontol., 60 : p. 973-1015. (1986).
7. Aoyagi K., and Kazama T. - Transformational changes of day minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. Sedimentology, 27:179-188. (1980).
8. Arambourg, C. Les vertébrés fossiles des gisements de phosphates (Maroc Algérie Tunisie). Serv. Géol. Maroc, Notes et Mém., 92 : 1372, 62 fig., p. 44. (1952).
9. Arambourg, C. Note préliminaire sur les vertébrès fossiles des phosphates marocains. Bull. Soc. Géo. Fr. p. 413-434. (1935).
10. Arambourg, C. Nouvelles observations sur la série phosphatée au Maroc. C. R. Somm. Soc. Géo. Fr. p. 183-184. (1937).
11. Arambourg, C. Nouvelles observations sur les faunes et la stratigraphie des phosphates marocains. C. R. Somm. Soc. Géo. Fr. p. 211-212. (1936).
12. Arbey, F. Les formes de la silice et l'identification des evaporites dans les formations silicifiés ; in Les évaporites, méchanismes, diagenese et applications : Centre de la Recherche, Exploration et Production Elf-Aquitaine, Bulletin, v. 4, p. 309-365. 1980.
13. Armstrong, A. Owen, A. W. & Floyd J. D. Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricate zone, Southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny, Journal of Geological Society, n° 156, p. 549-560. (1999).
14. Armstrong, A. Phosphorus. In Chemical Oceano¬graphy. Academic Press London and New-York. 1, p. 323-364. (1965).
15. Association des sédimentologistes français. Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. *Editions TECHNIP*. p. 443. (1989).
16. Auzel, M. & Cailleux, A. Silicifications nord-sahariennes. Bull. Soc. Geol. Fr., 5, p. 553-559. (1949).
17. Awadalla, G.S. Geochemistry and microprobe investigations of Abu Tartur REE bearing phosphorite, Western Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences 57 ; 431–443. (2010).
18. Azmany, M. Étude stratigraphique et paléontologique du gisement de Sidi Hajjaj. Rapport inter. Inéd. Geol., n° 171.ocp. (1976).

19. Azmany, M. Evolution des faciès sur le gisement des Ouled Abdoun, Mines, Géologie et Energie, Rabat, 44 p.35-38. (1979).

20. Badia, D. & Fröhlich, F. Identification de la calcedoine par son spectre in, Académie des Sciences : Paris N° 281. (1975).

21. Baioumy, H.M. Rare earth elements and sulfur and strontium isotopes of upper Cretaceous phosphorites in Egypt. Cretaceous Research 32 ; 368–377. (2011).

22. Baioumy, H.M., Tada, R. Origin of Late Cretaceous phosphorites in Egypt. Cretaceous Research 26 ; 261–275. (2005)-

23. Baioumy, H.M., Tada, R., Gharaie, M. Geochemistry of Late Cretaceous phosphorites in Egypt: implication for their genesis and diagenesis. Journal of African Earth Sciences 49 ; 12–28. (2007).

24. Bakun, A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, vol. 247, p. 198-201. (1990).

25. Bardet, N., Jalil, N.-E., Lapparent De Broin, F. De, Germain D., Lambert, O., Amaghzaz, M. A Giant Chelonioid Turtle from the Late Cretaceous of Morocco with a Suction Feeding Apparatus Unique among Tetrapods. *PLOS One*. Vol. 8(7). p. 1-10. (2013).

26. Bardet, N., Pereda, Suberbiola X., Iarochene, M., Bouyahyaoui, F., Bouya, B., Amaghzaz, M. Mosasaurus beaugei Arambourg, 1952 (Squamata, Mosasauridae) from the Late Cretaceous phosphates of Morocco. *Géobios.* Vol. 37 (3). p. 315–324. (2004).

27. Bardet, N., Pereda, Suberbiola X., Jalil, N.-E., A new mosasauroid (Squamata) from the Late Cretaceous (Turonian) of Morocco. *C. R. Palévol*, vol. 2. p. 607–617. (2003b).

28. Bardet, N., Pereda, Suberbiola X., Jalil, N.-E., A new polycotylid plesiosaur from the Late Cretaceous (Turonian) of Morocco. *C. R. Palevol*, vol. 2. p. 307–315. (2003a).

29. Bardet, N., Suberbiola, X., Jouve, S., Bourdon, E., Vincent, P., Houssaye, A., Rage, J-C., Jalil, N-E., Bouya, B., Amaghzaz, M. Reptilian assemblages from the latest Cretaceous–Palaeogene phosphates of Morocco : from Arambourg to present time. *Historical Biology.* Vol. 22 (1-3), p. 186-199. (2010).

30. Basile-Doelsch, I. Si stable isotopes in the Earth's surface: a review. J. Geochem. Explor. 88(1–3), p. 252–256. (2006).

31. Basile-Doelsch, I., Meunier, J.-D., Parron, C. Another continental pool in the terrestrial silicon cycle: Nature, v. 433 ; 399–402. (2005).

32. Baturin, G.N. Authigenic phosphate concretions in recent sediments of the Southwest African shelf. Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R., 189. n° 6, Dokl. Earth Sc. Sed., 189, p. 227-230. (1969).

33. Baturin, G.N. Les conséquences géologiques de la mort massive de poissons dans l'océan. Okeanologya S.S.S.R., 14, n° 1, p. 101-105. (1974).

34. Beaugé, A. Les ressourcesminérales de la France d'Outre-mer, t. 4, le Phosphate. Publ. Bur. et. Géol. et min. codon., Edit. géogr. p. 15-48. (1935).

35. Belayouni, H., Slansky, M., Trichet, J. A study of the organic matter in Tunisian phosphates series: relevance to phosphorite genesis in the Gafsa Basin (Tunisia). Organique Geochemistry 15 ; 47–72. (1990).

36. Belfkira, O. Evolution sédimentologique et géochimique de la série phosphatée du Maastrichtien des Ouled Abdoun (Maroc). Thèse Doct. spec. Géol. Appl., Univ. Grenoble, 164. (1980).

37. Benalioulhaj, N. La formations à phosphates et à schistes bitumineux du bassin des Ouled Abdoun et du bassin de Timahdit ; (pétrographie, minéralogie, géochimie et environnement de dépôt), thèse de 3ème cycles, Université Louis Pasteur (Strasbourg). (1991).

38. Berger, W. H. and von Rad, U. Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean In : Hayes, D. E., Pimm, A. C et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 14: Washington (U.S. Government Printing Office), p.787-954. (1972).

39. Blendinger, W. Radiolarian limestones interfingering with loferites (Triassic, Dolomites, Italy). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, p. 193-202. (1985).

40. Boujo, A et Rahhali, I. Sur les microfossiles du bassin phosphaté Crétacé-Eocène du Ganntour. Note préliminaires N.S.G.M. t. 31, n° 237, p. 141-143. (1971).

41. Boujo, A. Contribution à l'étude géologique du gisement de phosphate crétacé-éocène des Ganntour (Maroc occidental) ". Notes & M. Serv. Géol., Maroc, n° 43. (1976).

42. Boujo, A. Etude pétrographiques et sédimentologique de la série phosphatée Marocaine. Notes et mémoire. Inédit Service Géologique du Maroc, Ministère E.M., 2éme Éd., Tome 3, N°: 276, RABAT, N°: 90 – 98. (1986).

43. Boujo, A., Mari Ton, D., Viau, J., Charlot, L., Lemaire, C., Et Dianoux, X. Caractères géologiques généraux du gisement de Benguérir ; rapport inédit S.E.G. N° 28. (1968).

44. Brives, A. Sur le Sénonien et l'Eocène de la bordure nord de l'Atlas Marocain. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences., Paris, t. 146, n°16, p. 873-875. (1908)

45. Brives, A. Sur les terrains Eocènes dans le Maroc occidental. Bulletin. Société. Géologique. France., 6, p : 50-51. (1905).

46. Bushinski, G.I. On shallow water origin of phosphorite sediments. Developments in Sedimentology., 1, p. 6270. (1964).

47. Calvert, S. E. Composition and origin of North Atlantic deep-sea cherts, Contrib. Mineral. Petrol., n° 33, p. 273-288. (1971).

48. Calvert, S. E. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. In: Pelagic sediments: on land and under the sea. K. J. Hsu & H. C. Jenkyns (eds), 273-99. Int. Ass. Sedimentol. Spec. PUbl., no. I. Oxford: Blackwell Sci. Publ. (1974).

49. Cappetta, H., Adnet, S., Akkrim, D., Amalik, M. New Squalicorax species (Neoselachii: Lamniformes) from the Lower Maastrichtian of Ganntour phosphate deposit, Morocco. *Palaeovertebrata.* Vol. 38, p. 1-13. (2014b).

50. Cappetta, H., Bardet, N., Pereda-Suberbiola, X., Adnet, S., Akkrim, D., Amalik, M., Benabdallah, A. Marine vertebrate faunas from the Maastrichtian phosphate deposits of the Benguérir area (Ganntour Basin, Morocco): biostratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* Vol. 409, p. 217-238. (2014a).

51. Cappetta, H., Modification du statut générique de quelques espèces de sélaciens crétacés et tertiaires. *Palaeovertebrata*, 10. p. 29-42. (1980).

52. Cayeux, L. Considérations sur la silice et les silex des phosphates à Diatomées de l'Afrique du Nord. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 211, 10, p. 169-171. (1940).

53. Cayeux, L. Les roches sédimentaires de France : roches carbonatées (calcaires et dolomies). Paris by Masson. 463p. (1935).

54. Cayeux, L. Les roches sédimentaires de France, les roches siliceuses, Paris : Imprimerie nationale (Éd.), 774 p. (1929).

55. Cayeux, L., Les phosphates de chaux sédimentaires de la France. Études des gîtes minéraux de la France, vol. 3, p. 360. (1950).

56. Chambionnat, A. L'uranium dans les phosphates naturels de Khouribga. Al Awamia (R. Rech. Agron. Maroc), Rabat, 6 ; 299-305. (1963).

57. Chamley, H. Bases de sédimentologie, p. 178. (2000).

58. Chamley, H. Sédimentologie, Dunod. (1987).

59. Chapoulie, R. Cazenave, S. Cerepi, A. Apport de la cathodoluminescence à haute résolution à l'étude de la diagenèse météorique dans les formations sédimentaires carbonatées. Comptes rendus - Géoscience, Volume 337, Issue 3, p. 337-346. (2005).

60. Chaudhuri, S., Broedel, V., Clauer, N. Strontium isotopic evolution of oil-field waters from carbonate reservoir rocks in Bindley field, central Kansas, USA. Geochim. Cosmochim. Acta Vol : 51 ; 45-53. (1987).

61. Cheney, T.M. et Sheldon, R.P. Permian stratigraphy and oil potential in Wyoming and Utach. U.S. Geol. Surv. 10th annual field Congr. (1959).

62. Choubert G., Faure-Muret A. Évolution du Domaine Atlasique Marocain depuis les temps paléozoïque. M. h. Société. Géologique. France. (livre mémoire P. Fallot), t.1, p. 447-527. (1960-62).

63. Cook, P.J., Mc Elhinny M.W. A Réévaluation of the Spatial and Temporal Distribution of Sedimentary Phosphate Deposits in the Light of Plate Tectonics. *Economic Geology*, Vol. 74, p. 315-330. (1979).

64. Cros, J. Combes, M.C. Trouslot, P. Anthony, F. Hamon, S. Charrier, A. Lashermes, P. Phylogenetic analysis of chloroplast DNA variation in Coffea L. Molecular Phylogenetics and Evolution. 9 : p. 109-117. (1998).

65. Crouzel, F. & Meyer, R. Facies silicifies d'origine meteorique dans le Miocene continental de l'Armagnac. Bulletin de la Societe Geologique de France, v. Series 7 Vol. XXV, p. 19-23. (1983).

66. De Jong, B.H.W.S., Van Hoek, J., Veeman, W.S., Manson, D.V. X-ray diffraction and 29Si magic-angle-spinning NMR of opals: incoherent long- and short-range order in opal-CT, American Mineralogist, vol. 72, 1195-1203. (1987).

67. DeCelles, P. G. & Gutschick, R. C. Mississippian Wood- Grained Chert and its Significance in the Western Interior United States. Journal of Sedimentary Petrology, 53, p. 1175-1191. (1983).

68. DeWever, P. Ribbon radiolarites and variation of Earth rotation. Bull. Soc. géol. France, (8), t. III, n° 4, p. 957-960. (1987).

69. Dufresne, N. La discrimination des silex tertiaires auvergnats : étude géologique et application archéologique (magdalénien). Mémoire de DESS de l'université de Dijon, dact, p. 87. (1999).

70. Dufresne, N. Les silex de la Comté d'Auvergne : pétrographie et approche archéologique, T.E.R. de Maîtrise, Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, p. 25 (1998).

71. Dunham, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108–121. (1962).

72. Durand, M. & Meyer, R. Silicifications (silcrètes) et évaporites dans la Zone-limite violette du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. Sci. Géol., Bull., Strasbourg, 35,1/2, p. 17-39. (1982).

73. Einsele, G. & Wiedmann, J. Faunal and Sedimentological evidence for upwelling in the Upper Cretaceous Coastal Basin of Tarfaya, Morocco. IX Inten. Congr. Sedim, 1, p. 67-74. (1975).
74. Einsele, G. & Wiedmann, J. Turonian black shales in the morocan costal basins: First upwelling in the Atlantic Ocean? In: Geol. Of Northwest. Afr. Continental Margin Von Read U., Saenthein M. Seibold E. Eds, p. 396-414. (1982).
75. El Haddi H., Benbouziane A., Jourani E., Amaghzaz M., Mouflih M., "la silicification des phosphates marocains : Typologie génétique et conséquences industrielles". 1st International symposium on innovation and technology in phophate industry (Symphos 2011). Marrakech-Morocco, 9- 13 Mai, (2011).
76. El Haddi, H. Benbouziane, A. and Mouflih, M. Geochemical Siliceous and Silicified Facies of Phosphate Series of Ouled Abdoun Basin (Morocco). Open Journal of Geology, 4, p. 295-302. (2014)a.
77. EL Haddi, H. Benbouziane, A. Jourani E. Amaghzaz M and Mouflih M. Siliceous forms of phosphate deposits of Cretaceous age in Ouled Abdoun basin (Central Morocco). Mineralogy, geochemistry and diagenetic phenomena. Procedia Engineering. V: 83. p. 60-69. (2014)b.
78. El Haddi, H. Yaacoubi, H. Benbouziane, A. Mouflih, M. Jourani, E. Amaghzaz, M. Laadila, M. Détermination géochimique de différents facies siliceux et silicifiés de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Maroc). 7ème Edition des Journées Internationales des Géosciences de l'Environnement _JIGE7_ (2013)b.
79. El Haddi, H. Yaacoubi, H. Darhnani, M. Benbouziane, A. Mouflih, M. and Laadila, M. Geochemical characteristics and significance of diagenetic silicification of siliceous facies in the phosphatic sediments of Ouled Abdoun Basin (Morocco).- Science Lib Editions Mersenne : Vol 5, N°131011, p. 1-18. (2013)a.
80. EL Haddi, H., Benbouziane, A., Mouflih, M., and Laadila, M. Silicification in the phosphate deposits of Maastrichtian-Lutetian age in the Ouled Abdoun basin (Morocco) : Sedimentology, mineralogy, geochemistry. Arabian Journal of Earth Sciences. V : 1, p. 16-25. (2014)c.
81. El Mountassir, M. La zone rubéfiée de Sidi Dahoui ; altération météorique du phosphate de chaux des Ouled Abdoun (Maroc). 3e cycle [Ph.D. Thesis]. Université Louis Pasteur. Strasbourg. (1977)
82. Elouard, P. & Millot, G. Observations sur les silicifications du Lutetien en Mauritanie et dans la vallee du Senegal. Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lor., 12, p. 15-21. (1959).
83. Embry, A.F., Klovan, J.E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bull. Can. Pet. Geol. 33, p. 730–781. (1971).
84. Erhart, H. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris. Masson et Cie. (1956).
85. Fantel, R.J. Hurdelbrink, R.J. Shields, D.J. World Phosphate Supply. Natural Resources Forum, 13(3) : 178-190. (1989).
86. Fedan, B. Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : le Moyen Atlas (Maroc) durant le Mésozoïque-Cénozoique. Bulletin .Institut .Scientifique. (1989).
87. Fethj, H. Rogers, M. & Robersonc, E. Aqua de Ney, California, a spring of unique chemical character. Geochim. Cosmochim. Acta, 22, p. 75-86. (1961).
88. Feytis, A. 2010. North Africa Builds Its Minerals Future, Industrial Minerals, March, pp. 55-61. (2010).

89. Flicoteaux, R. Tessier, F. Précisions nouvelles sur la stratigraphie des formations du plateau de thiès (Sénégal occidental) et sur leurs altérations. Conséquences paléogéographiques. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 272, pp.364-367. (1971)

90. Flörke O.-W. (1955) - Zur Frage der Hoch - Cristobalit in Opalen, Bentoninen und Gläzern. Neu. Jb. Min. Mon., p. 217-224.

91. Flörke O.-W., Jones J.-B,. Segnit E.-R. (1975) - Opal-CT crytals. N Jahrb. Min. Mh, p. 369-377.

92. Folk, R. L. & Pittman, J. S. Length-slow chalcedony; a new testament for vanished evaporites. J. Sed. Pet. 41, p. 1045–1058. (1971).

93. Folk, R.L. Practical petrographic classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 43, 1–38. (1959).

94. Folk, R.L. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (ed.) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 62–84. (1962).

95. Foucault, A., Raoult, J.F. Dictionnaire de géologie. *Dunod* Édition (2005).

96. Froehlich, F. Nature, importance relative et place dans la diagenèse des phases de silice présente dans les silicification de craies du bassin océanique de Madagascar (Océan Indien) et le bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 16, n°5. (1974).

97. Fröhlich, F. Quartz et silice, Géochronique, n° 69, p. 11-13. (1999).

98. Frondel C. Structural hydroxyl in chalcedony (type B quartz). Am min, 67, p. 1248-1257. (1982).

99. Gao, G. & Land, L.S. Nodular chert from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study. Sedimentology 38, p. 857– 870. (1991).

100. Geeslin, J.H. & Chafetz, H.S. Silicification prior to carbonate lithification. Journal of Sedimentary Petrology 52, p. 1283– 1293. (1982).

101. Gentil, L. Sur l'âge des phosphates marocains. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences., Paris, t. 174, n° 1, p. 42-44. . Comptes Rendus sommaire Société. Géologique. France., p. 29. (1922).

102. Gharbi, A. Le Phosphates Marocains, Chronique de la Recherche Minière. N531-532. (1998).

103. Gheerbrant, E., Sudre, J., Cappetta, H., Bignot, G. Phosphatherium escuilliei du Thanétien du bassin des Ouled Abdoun (Maroc), plus ancien proboscidien (Mammalia) d'Afrique. *Geobios*, 30(2):247-269. (1998a).

104. Gheerbrant, E., Sudre. J., Tassy, P., Amaghzaz, M., Bouya, B., Iarochene, M. Nouvelles données sur Phosphatherium escuilliei (Mammalia, Proboscidea) de l'Eocène inférieur du Maroc, apports à la phylogénie des Proboscidea et des ongulés lophodontes. *Geodiversitas*, vol. 27(2), p. 239-333. (2005b).

105. Glenn, C.R., Arthur, M.A. Anatomy and origin of a Cretaceous phosphoritegreens and giant, Egypt. Sedimentology 37 ; 123–154. (1990).

106. Gulbrandsen, R.A. Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation. Geochim. Cosmo-chim. Acta, 30, p. 769-778. (1966).

107. Gulbrandsen, R.A. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. Econ. Geol. 64, n° 4, June-July 1969, p. 365-382. (1969).

108. Heath, G. R. & Moberly, R. Cherts from the western Pacific, leg. 7, Deep Sea Drilling Project, Initial Reports D.S.D.P., E. L. WINTERER et al. (éds), 7, p. 991-1007. (1971).

109. Heath, G. R. Dissolved silica and deep-sea sediments, In : Studies in Paleo-Oceanography, W. W. HAY (éd.), spec. Pub., n° 20, p. 77-93. (1974).

110. Henrich, R., Hartmann, M., Reitner, J., Schäfer, P., Freiwald, A., Steinmetz, S., Dietrich, P., Thiede, J. Facies belts and communities of the arctic Vestrisbanken Seamount (Central Greenland Sea). *Facies*, vol, 27, p. 71-104. (1992).

111. Hesse, R. Origin of chert: Diagenesis of biogenic siliceous sediments. Geoscience Canada, 15, p. 171-192. (1988).

112. Hite, R.J. Possible genetic relationships between eva-porites, phosphories and iron-rich sediments. The Moun-tain Geol., 14, 3, p. 97-107. (1978).

113. IDRV/GN groupe OCP. Localisation géographique des gisements du bassin des Ouled Abdoun d'après le département Géologique Zone Nord-Khouribga. (2011).

114. Illing, L. Bahaman calcareous sands. AAPG Bulletin, v. 38, p. 1-95. (1954).

115. Joleaud, L. Les phosphates du Maroc. Stratigraphie et pétrographie de la région des Ouled Abdoun (Maroc central). Bulletin. Société. Géologique. France., 4, 23, p. 172-183. (1923).

116. Jones, J., and Segnit, E. The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases, Journal of the Geological Society of Australia, 18, p. 57-68. (1971).

117. Jourani, Es. Anatomie séquentielle et géochimie des phosphates de Bouabout (Gisement de Meskala, Maroc) : Eléments pour un modèle génétique. Thèse, Académie de Bordeaux, Université De Pau et Des Pays De L'Adour, 205 p. (1988).

118. Kasakov, A.V. Faciès à phosphate de chaux et genèse des phosphates de chaux sédimentaires. Trav. Inst. Rech. Engrais et inscto-fongicides, fasc. 142, pp. 100-119. (1937).

119. Kastner M., Keene J.-B., Gieskes J.-M. (1977) - Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation - an experimental study. Geochim. Cosmochim. Acta, 41, p. 1041-1059.

120. Kazakov, A.V. l'équilibre du système fluoapatite dans les conditions de formation des roches sédimentaires. Trav. Inst. Geol. Akad Nauk, URSS, n°114, sér. Géologie, n°40. pp. 1-21. (1950).

121. kazakov, A.V. Salvan, H. in Notes et Memoires du Service Geologique du Maroc - (1986) - Géologie des gîtes minéraux marocains, 2éme édition N°276, Tome 3. Phosphates. (1955)

122. Keene, J.N. & Kastner, M. Clays and formation ofdeep-sea chert: Nature, v. 249, p. 754. (1974).

123. Keyser, F., Cook, P.J. Geology of the Middle Cam-brian Phosphorites and Associated Sediments of Nor¬thwestern Queensland. Dep. of Nation. Development, Bur. Minera. Res. Geol. Geophys. Bull. Canberra, n° 138. (1972).

124. Kiessling, W. Facies characterization of Mid-Mesozoic deep-water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas. *Facies*, vol. 35, p. 237-274. (1996)

125. Knauth, P. Petrogenesis of chert. In: Heaney, P. J., Prewitt, C. T. & Gibbs, G. V. eds. Silica. Physical Behaviour, Geochemistry and Materials Applications, Reviews in Mineralogy, 29. p. 233 - 258. (1994).

126. Kocsis, L., Gheerbrant, E., Mouflih, M., Cappetta, H., Yans, J., Amaghzaz, M. Comprehensive stable isotope investigation of marine biogenic apatite from the late Cretaceous–early Eocene phosphate series of Morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 394, p.74–88. (2014).

127. Krauskopf, K.B. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water. Geochim. Cosmochim. Actu, 9: p. 1-32b. (1956).

128. Krauskopf, K.B. The geochemistry of silica in sedimentary environments. In: Silica in Sediments-S.E.P.M., Spec. Publ., 7: p . 4-19. (1959).

129. Krumbein, W.C. Sloss, L.L. Startigraphy and sedimentation. Freeman and C°, édit., San Francisco-London. (1963)

130. Krumbein,W.C. Measurementand geological signifiance of shape and roundness of sedimentary particles. Jour. If Sediment. Petrol., t.11, pp. 399-408. (1941).

131. Lancelot, Y. Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, n° 17, p. 377-405. (1973).

132. Lenoble, A. Salvan, H. Ziegler, V. Découverte de l'uranium dans les niveaux phosphatés du Maroc. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 234, No 9, pp. 976-977. (1952).

133. Lombard, A. Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson édit., Paris. (1956).

134. Lucas, J. Prévôt, L. El Mountassir, M. Les phosphorites rubéfiées de Sidt Daoui. Transformation météorique locale du gisement de phosphate des Ouled Abdoun (Maroc). Sci. Géol., Bull. 32, 1-2, pp. 21-37. (1979).

135. Lucas, J. Prévôt, L. Les marges continentales, pièges géochimiques ; l'exemple de la marge atlantique de l'Afrique à la limite Crétacé - Tertiaire. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 17, 4. pp. 496-501. (1975).

136. Lucas, J. Prévôt, L. Synthèse d'apatite à partir de la matière organique phosphatée (A.R.N.) et de calcite par voie bactérienne. C.R.A.S., Paris, 292, 11, pp. 1203-1208. (1981).

137. Lucas, J. Prévôt, L. Synthèse d'apatite par voie bactérienne à partir de la matière organique phosphatée et de divers carbonates de calcium dans les eaux douces et marines naturelles.Chem. Géol., 82, pp. 101-118. (1984).

138. Lucas, J. Prévôt, L. The syntesis of apatite by bacterial activity: Mechanism. Sci. Geol., Mem., 77, Starsbourg, pp. 83-92. (1985).

139. Marie, P. Sur les microfaunes du Crétacé des Ganntour (Maroc occidental). Comptes Rendus sommaire Société. Géologique. France., 2, p. 20-21. (1935).

140. Marzoqi, M. Les systèmes sédimentaires marins du crétacé terminal-paléogène dans l'Atlas de Marrakech et le bassin de Ouarzazate : Sédimentologie, stratigraphie et Paléoenvironnements -Rapport avec la tectonique et les variations du niveau marin. Thèse d'Etat, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, p 412. (2001).

141. Masson, A. Pétroarchéologie des roches siliceuses. Intérêt en Préhistoire, Thèse de troisième cycle, Université Lyon I, p. 111. (1981).

142. McBride, E. Abdel-Wahab, A. & El-Younsy, A. Origin of spheroidal chert nodules, Drunka Formation (Lower Eocene), Egypt. Sedimentology. 46 : p. 733– 55. (1999).

143. McBride, E. F. Silica in Sediments: Nodular and Bedded Cherts. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Reprint Series 8. (1979).

144. McBride, E.F. & Thomson, A. The Caballos Novaculite, Marathon region, Texas, Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 122. (1970).

145. McKelvey, V.E., Swanson, R.W. Sheldon R.P. The Permian phosphorite deposits of western United States. Congrès géol. intern. Alger 1952. Section XI. fase. XI, Origine des gisements de phosphates de chaux, pp. 45-64. (1953).

146. Menchikoff, N. Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara marocain. Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., Paris, 3, 2, , 15 fig., 8 pl., 5 tabl., esq. géol. coul. à 1/1 000 000. p. 103-247 (1938).

147. Meyers, MA., LaSalvia, JC., Nesterenko, VF., Chen. YJ., Kad, BK. Recrystallization and related phenomena. In: McNelley TR, editor. Rex '96. Monterey; p. 27-9. (1997).

148. Meyers, W.J. Chertification in the Mississippian lake valley formation, Sacramento Mountains, New Mexico. Sedimentology, 24, p. 75-105. (1977).

149. Michard, A. Eléments de géologie marocaine. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, n.252 p. 408. (1976).

150. Milliken, K. The silicified evaporite syndrome - two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. J Sediment Petrol. 49 : p. 245– 56. (1979).

151. Millot G, Bocquier G, & Paquet H. Géochimie des paysages tropicaux. La recherche, 65, p. 236-244. (1976).

152. Millot, G. Géologie des argiles, Altérations-Sédimentologie-Géochimie. Edit. Masson et Cie, p. 499. (1964).

153. Millot, G. Silica, silex, silicifications et croissance des cristaux. Bull. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine 13, p. 129–146. (1960).

154. Millot, G. Silicifications et neoformations argileuses : problemes de genese. Coli. Intern. C.N.R.S., 105, p. 167-173. (1961).

155. Millot, G., Elouard, P., Lucas, J. & Slansky, M. Une séquence sédimentaire et géochimique des minéraux argileux : montmorillonite, attapulgite, sépiolite. Bull. Gr. Fr. Argiles, 12, p. 77-82. (1960).

156. Millot, G., Lucas, J. & Wey, R. Some researches on the evolution of clay minerals and argillaceous and siliceous neoformations. Clays and clay minerals (lOth Nat. Conf., 1961). (1963).

157. Moret, L. Contribution à la paléontologie des couches crétacées et éocènes du versant Sud de l'atlas de Marrakech. Notes et mémoires, Serv, Géo, Maroc. n. 49. (1938).

158. Moret, L. Sur l'extension des couches à Thersités et à phosphates dans le versant Sud de l'Atlas de Marrakech (Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences., Paris, t. 187, n° 24, p. 1152-1153. (1928).

159. Mouflih, M. La série phosphatée du gisement de Benguerir séquences de faciès, évolution séquentielle, minéralogie et géochimie (Maastrichtien-lutétien). Thèse de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech. p.246. (1991).

160. Mouhsine, S. Processus de la silicification sédimentaire. Modèle du Turonien de Touraine, Thèse de 3e cycle, Paris. (1994).

161. Moumni, A. Etudes radiogéologique, géochimique et pétrographique des phosphates de Youssoufia (Maroc occidental). Thèse de 3ème Cycle, Nancy, p. 186. (1979).

162. Moutaouakil, D. Sédimentologie et Minéralisation des Phosphates Ceno Mésozoïque du Sud du Bassin des Ouled Abdoun (Maroc) ; Application à la Géochimie de L'Uranium. Thèse de 3ème cycle. Soutenue à Perpigna. (1990).

163. Muller-Feuga, R. Contribution à l'étude de la géologie, de la pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan. Thèse Sci. Nancy et Mem. 12 des Ann. Min. et Geol. Tunisie (1954). (1952).

164. Murray, R. W. Buchholtz Ten Brink M. R. Jones D. L. Gerlach D. C. & Price Russ G. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale, Geology, 18, p. 268-271. (1990).

165. Noubhani, A. Cappetta, H. Batoïdes nouveaux ou peu connus (Neoselachii : Rajiformes, Myliobatiformes) des phosphates maastrichtiens et paléocènes du Maroc. – In Elasmobranches et Stratigraphie, Belg. Geol. Surv, Prof.Papers, 278: 7, p. 157-183. (1995).

166. Noubhani, A. Les sélaciens des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien - Lutétien) : Systématique - Biostratigraphie - Evolution et dynamique des faunes.- Thèse du Doctorat, Montpellier II (France), 293 p. 73 pl. (1993).

167. Noubhani, A. Les sélaciens des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien - Lutétien) : Systématique - Biostratigraphie - Evolution et dynamique des faunes. Thèse du Doctorat, Montpellier II (France), 73 pl. 293 p. (1993).

168. Noubhani, A., Cappetta, H. Batoïdes nouveaux ou peu connus (Neoselachii: Rajiformes, Myliobatiformes) des phosphates maastrichtien - paléocènes du Maroc. In Elasmobranches et Stratigraphie, Belg. Geol. Surv., Prof. Papers, 278: 157183, 7. (1995).

169. Noubhani, A., Cappetta, H. Les Orectolobiformes, Carcharhiniformes et Dasyatoidea (Elasmobranchii, Neoselachii) des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien - Lutétien basal).- Palaeo Ichthyologica, 8 : 327p, 31 fig., 17 tabl. 73 pl. München, Germany. (1997).

170. Noubhani, A., Cappetta, H. Les Orectolobiformes, Carcharhiniformes et Dasyatoidea (Elasmobranchii, Neoselachii) des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien - Lutétien basal). *Palaeo Ichthyologica*, 8 : 327p, 31 fig., 17 tabl. 73 pl. München, Germany. (1997).

171. Noubhani, A., Cappetta, H. Révision des Rhombodontidae (Neoselachii, Batomorphii) des bassins à phosphate du Maroc. *Palaeovertebrata*, 23 (1-4) : 1-49, 15 fig., 6 pl. (1994).

172. Noubhani, A., Cappetta, H., Révision des Rhombodontidae (Neoselachii, Batomorphii) des bassins à phosphate du Maroc.- Palaeovertebrata, 23 (1-4) : 1-49, 15 fig., 6 pl. (1994).

173. OCP Group Annual report. (2012).

174. OCP rapport annuel. Édition : Logos Conseil, Casablanca (2011).

175. Ostroumov, M., Fritsch, E., Lasnier, B., Lefrant, S. Spectres Raman des opales : aspect diagnostique et aide à la classification, European Mineralogist, vol. 11, p. 899-908. (1999).

176. Ounis, A., Kocsis, L., Chaabani, F., Pfeifer, H.R. Rare earth elements and stable isotope geochemistry (δ13C and δ18O) of phosphorite deposits in the Gafsa Basin, Tunisia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268 ; 1–18. (2008).

177. Pascal, A. les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge Nord-Ibérique. Thèse d'état, Dijon, 561. (1984).

178. Pascal, A. Mahdoudi, M.L. Lang, J. Paquet, H. & Millot, G. Palygorskites continentales épigéniques dans le Jurassique moyen du Haut-Atlas Central (Maroc). Double signification des palygorskites dans les séries géologiques. C.R. Acad. Sci. Paris, t.309, p. 899-906. (1989).

179. Peaver, D.R. The estuarine formation of United States Atlantic coastal plain phosphorite. Econ. Geol. 61, n° 2, p. 251-6. (1966).

180. Pestana, M. H., Gageiro, J. N. Análise de Dados Para Ciências Sociais. A Complementaridade do SPSS. Edições Sílabo : Lisbon. (2000).

181. Piqué, A. Géologie du Maroc : les domaines régionaux et leur évolution tructurale. Éd Pumag. (1996).

182. Piqué, A. Geology of Northwest Africa : Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Borntraeger, Berlin Stuttgart. p. 310. (2001).

183. Pollard, L.-D., and Weaver, C.-E. The chemistry of clays monerals; Developments in sedimentology, 15. Elsevier (Éd.), Amsterdam, 213 p. (1973).

184. Prévot, L., Géochimie et pétrographie de la formation à phosphates des Ganntour (Maroc). Utilisation pour une explication de la genèse des phosphates crétacé-éocènes. Thèse, Univ. de Strasbourg. (1988).

185. Price, N.B. Calvert, S.E. The Geochemistry of phosphorites from the Namibian shelf. Chemical Geology, 23, p.151-170. (1978).

186. Pufahl, P.K., Grimm, K.A., Abed, A.M., Sadaqah, R.M.Y. Upper Cretaceous (Campanian) phosphorites in Jordan: implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant. Sedimentary Geology 161 ; 175–205. (2003).

187. Racki, G., Cordey, F. Radiolarian palaeoecology and radiolarites : is the present the key to the past ? – *Earth-Science Review*, vol.52, p. 83-120. (2000).

188. Radier H. Contribution à l'étude géologique du Soudan Oriental (A.O.F.). Bull. n° 26, S.G.P.M. Dakar. (1959).

189. Ragueneau, O. Tréguer, P. Leynaert, A. Anderson, R. F. Brzezinski, M. A. DeMaster, D. J. Dugdale, R. C. Dymond, J. Fischer, G. François, R. Heinze, C. Maier-Reimer, E. Martin-Jézéquel, V. Nelson, D. & Quéguiner, B. A review of the Si cycle in the modern ocean: Recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. Global and Planetary Change 26(4) ; p. 315–366. (2000).

190. Reeves, M., et Saadi, T. Factors controlling the deposition of some Phosphate bearing strata from Jordan. Econ. Geol., vol. 66. p. 451-465. (1971).

191. Rhalmi, M. Caractérisation pétrographique des formations manganésifères du Crétacé supérieur dans la région d'Imini (Haut-Atlas, Maroc), DES. Univ. Dijon, 40p. (1989).

192. Rhalmi, M. Le Cenomano-Turonien au sud du Haut-Atlas Central marocain (Bassins de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud) Sédimentation, Stratigraphie et Diagenèse. Thèse. Univ. Cadi Ayyad. n° :252. p. 134-140. (2000).

193. Rhalmi, M. les systèmes sédimentaires Cénomano-Turoniens et sénoniens de la région manganésifère d'Imini. (Haut-Atlas Central, Maroc) et l'évolution diagénétique. thèse de 3e cycle, univ. Bourgogne, Dijon, Soc. Géol, France. p. 168. (1992).

194. Riech V. et Von Rad U. (1979) - Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: diagenetic potential and transformations. in: M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan (Eds.), Deep Drilling in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series, 3, p. 315-340.

195. Rio, M. Les accidents siliceux dans le Crétacé du Bassin vocontien (Sud-Est de la France). Contribution à l'étude de la silicification des formations calcaires, Documents du Laboratoire de Géologie, Lyon, n° 84, p. 158 (1982).

196. Rios, J.M. Investigaciones geologicas en los yacimientos del Sahara espanol (marrocos). Inst. Nat. Ind. (INI) Empr. Nat. ADARO rapport inéd.

197. Rittmann-Nachu. On The origin of the Egyptian phosphate deposits. Bull. Fac. Engin. Univ. Cairo. (1955).

198. Roberson, C.E. Solubility implications of apatite in seawater. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 550 D: D 178-D 185. (1966).

199. Roch, E. etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc. Notes et Mémoire Service Géologie, Maroc., n° 9, 542p. (1930).

200. Rohlf, F.J. NTSYS-pc Numerical Taxonomy and Multivariate Analysis System, Applied Biostatistics Inc, New York. (1992).

201. Roulin, F. L'Eocène continental du synclinal d'Apt (Vaucluse, Sud-ouest de la France) : enchaînements silcrete-calcrete et argilogenèse. These, Univ. Claude Bernard – Lyon. France. (1985).

202. Sadaqah, R.M.Y., Abed, A.M., Grimm, K.A., Pufahl, P.K. Oxygen and carbon isotopes in Jordanian phosphorites and associated fossils. Journal of Asian Earth Sciences 29 ; 803–812. (2007).

203. Salvan, H. A propos des formations siliceuses des phosphates marocains. Geol. Rdsch. Stuttgart, Vol. 43, h.2, p. 503-515. (1955).

204. Salvan, H. Les phosphates marocains : Etude paléontologique des Invertébrés fossiles et étude stratigraphique 19e Congr. Géol. Int., Alger, sect 11, p. 191. (1952-1953).

205. Salvan, H. les terrains de recouvrement de la série phosphatée de Khouribga et les probléme qu'ils soulèvent. Notes et mémoires, Serv, Géo, Maroc. t. 1. p. 34-40. (1948).

206. Salvan, H.M. Historique. Notes et mémoire. Inédit Service Géologique Du Maroc, Ministère E.M., 2éme Éd., Tome 3, N° : 276, RABAT, N° : p. 67 – 81. (1986).

207. Salvan, H.M. les invertébrés fossiles des phosphates marocains. Notes et Mémoire Service Géologie, Maroc., n° 93, 258p. (1954).

208. Sassi, S. La sédimntation phosphatée au Paléocène dans le Sud et le Centre-Ouest de la Tunisie. [Ph.D. Thesis], Université Paris-Sud (Orsay). (1974).

209. Savornin, J. Sur la répartition et l'allure des bassins phosphatés dans le Maroc occidental. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences., Paris., 172, 4, p. 229-231. (1921).

210. Scolari, G et Lille, R. Nomenclature et classification des roches sédimentaires (roches détritiques et terrigènes et roches carbonatées). Bull. BRGM, France, 2éme sér. Geol. Générale, sect. IV, n°2, 15 tabl, 10pl. p. 57-127. (1973).

211. Sharma, T. & Clayton, R. Measurements of 18O=16O ratios of total oxygen and carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta 29, p. 1347-1353. (1965).

212. Shaver, R. H. The Muscatatuck Group (new MiddleDevonian name) in Indiana: IndianaGeol. Survey Occasional Paper 3, p. 7. (1974).

213. Siedlecka, A. Length-slow chalcedony and relicts of sulphates - evidence of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian red beds of Bear Island, Svalbard. J. Sed. Petrol., 42, p. 812-816. (1972).

214. Siedlecka, A. Silicified Precambrian evaporite nodules from northern Norway: a preliminary report. Sed. Geo1., 16, p. 161-175. (1976).

215. Siever, R. Iijima, A. Hein, J. R. Siliceous Deponts in the Pacific Region, Elsevier Science Publ., New York, (1983).

216. Siever, R. Oceanic silica geochemistry and nodular chert formation. Geological Society America, Abstract Progress 18, 750. (1986).

217. Siever, R. Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. In : Phases of diagenesis and authigenesis. Fairbridge, R. W. (1967). (1959).

218. Siever, R. The silica cycle in the Precambrian: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, p. 3265–3272. (1992).

219. Slansky, M. Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. Mémoire B.R.G.M., n° 11. (1962).

220. Slansky, M. Géologie des phosphates sédimentaires. Mémoire du BRGM n° 114. (1980)

221. Sugitani, K. Yamamoto, K. Adachi, M. Kawabe, I. & Sugisaki, R. Archean cherts derived from chemical, biogenic and clastic sedimentation in a shallow restricted basin: Examples from the Gorge Creek Group in the Pilbara block: Sedimentology, v. 45, p. 1045-1062. (1998).

222. Summerfield, M.A. Silcrete, in: Goudie, A.S., et al., eds., Chemical Sediments and Geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment: New York, Academic, p. 59-91. (1983).

223. Thiry, M. & Millot, G. Mineralogical forms of silica and their sequence offormatiol1 in silcretes. J Sediment Petrol 57 : p. 343-352. (1987).

224. Thiry, M. Bertrand, A. Grisoni, J. Menillet, F. & Schmitt, J. Les Grès de Fontaine bleau : silicifications de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire. Bull. Soc, géol. France, (8), t. IV, No 3, p. 419-430. (1988).

225. Thiry, M. Milnes, A. R. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia, Journal of Sedimentary Petrology, n° 61/1, p. 111-127. (1991).

226. Thiry, M. Sedimentation continentale et alterations associees : calcitisations, ferruginisations et silicifications.Les Argiles Plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. Sci Geol Mem (Strasb) 64 : p. 173. (1981).

227. Trappe, J. Stratigraphy, facies distribution and paleogeography of the marine Paleogene from the Western High Atlas, Morocco. Neus Jahrbuch für Geologie und Palaontologie 180 ; 279–321. (1991).

228. Tréguer, P. Nelson, D. Van Bennekom A. DeMaster D. Leynaert, A. Quéguiner, B. The balance of silica in the world ocean: a reestimate. Science 268 : p. 375–379. (1995).

229. Triat, J.M. Paléoaltérations dans le Crétacé supérieur de la Provence rhodanienne. Thèse Doctorat, Marseille. Publiée dans Mém. Sciences géologiques, Strasbourg, n° 68, p. 202. (1979).

230. Tu, Y., Tersoff, J., Grinstein G., Vanderbilt, D. Phys. Rev. Lett. 81, 4899. (1998).

231. Tucker, M.E. and Wright, V.P. Carbonate sedimentology. Blackwells, Oxford. (1990).

232. Us Geological Survey (USGS). Mineral Commodity Summaries, US Geological Survey, Washington DC, (2011).

233. Vail, P.R., Colin, J.P., Chene, R.J., Kuchly, J., Medivella, F., Trifilieff, V. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bulletin. Société. Géologique. France., (8), t. III, n° 7, p. 1301-1321. (1987).

234. Van Den Bosch J.W.H. Carte gravimétrique du Maroc au 1/500 000 (en 7 feuilles). Notes et Mémoire Service Géologie, Maroc., n° 234. (1971).

235. Viland, J. présence d'horizons phosphatés à la base de l'Infracambrien supérieur du Haut Atlas de Marrekech (Maroc). Notes Serv. Géol. Maroc, t. 38. n°268, p. 13-22. (1977).

236. Vilas-Boas da Silva G. L'altération des accidents siliceux, silex et chailles dans les formations paléogènes Bassin de Paris. Thèse 3ème cycle, université Strasbourg, 110 p. (1975).

237. Visse, L.D. Contribution à l'étude pétrographique des phosphates marocains. B. Soc. Géol. Fr., sér., t. 18, fasc. 8-9, p. 675-684. (1948).

238. Wadjinny, A. Milieu de sédimentation et mécanismes de dépôt des couches inférieures de la série phosphatée de Ben Guerir (Ganntour, Maroc), une étude séquentielle. Thèse de 3éme cycle, Strasbourg, p.100. (1979).

239. Walter, P. Etude du comportement du fluor lors des interactions silice-solutions aqueuses - applications archéologiques, Thèse de troisième cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse, p. 219. (1993).

240. Weaver, F.M. and Wise, S.W., Jr., 1972. Ultramorphology of deep sea cristobalitic chert : Nature Phys. Sci., v. 237, p. 56-57

241. Weis, D. & Wasserburg, G. J. Rb-Sr and Sm-Nd systematics of cherts and other siliceous deposits, Geochemica and Cosmochimica Acta, n° 51, p. 959-971. (1987).

242. Westin Fred, C. de BritoJulia, G. Phosphorus fractions of some Venezuelan soils as related to their stage of weathering. Soil Science, 107, n°3, p. 194-202. (1969).

243. Williams, L. A. & Crerar, D. A. (a and b) Silica diagenesis, II. General mechanisms. Journal of Sedimentary Petrology 55, p. 312-21. (1985).

244. Wilson, M. J., Russell, J. D., and Tate, J. M. A new interpretation of the structure

245. Wise, S.W. and Kelts W.R. Inferred diagenetic history of a weakly silicified deep-sea chalk. Trans. Gulf Assoc. Geological Soc., vol. 22, p. 177-191. (1972).

246. Yans, J., Amaghzaz, M., Bouya, B., Cappetta, H., Iacumin, P., Kocsis, L., Mouflih, M., Selloum, O., Sen, S., Storme, J.-Y., Gheerbrant, E. First carbon isotope chemostratigraphy of the Ouled Abdoun phosphate Basin, Morocco; implications for dating and evolution of earliest African placental mammals. Gondwana Res. 25, p. 257–269. (2014).

Références bibliographiques consultées

1. Adams, A. E. MacKenzie, W. S. and Guilford, C. Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope. (1984).

2. Bakkali, S. Amrani, M. « debruitage » d'une carte de resistivité des "derangements" des phosphates marocains par ondelette analysante. Junio 7, p. 41-49. (2007).

3. Bakkali, S. Enhancement of edges of Sidi Chennane phosphate "disturbances" using sunshading responses of resistivity data. Russian Geology and Geophysics 48, p. 775–781. (2007).

4. Ben Bouziane, A. Evolutions sédimentologique et diagénétique des carbonates du Dévonien de la Meseta marocaine occidentale (Ouled Abbou, Mechra Ben Abbou et Doukkala). Thèse d'état. spec. Géo. Sédimentologie. Univ Hassan II-Mohammedia. 245p (1995).

5. Ben Bouziane, A. Stratigraphie et sédimentologie du Lias et du Dogger inférieur du bassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse 3éme cycle. Univ. Claude Bernard - Lyon I, Villeurbanne. 140p. (1984).

6. Ben Hassen, A. Trichet, J. Disnar, J.R. and Belayouni, H. Données nouvelles sur le contenu organique des dépôts phosphatés du gisement de Ras-Draâ (Tunisie). C. R. Geoscience 341, p. 319–326. (2009).

7. Boggs, S. Jr. Petrology of Sedimentary Rocks. University of Oregon. (2009).

8. Cherradi, B. Laadila, M. Ben Bouziane, A. El Hassani, A. Razouani, A. The Lower Devonian of Ouled Abbou (Morocco). Sedimentary organization, diagenetic modes and impact on porosity. Estudios Geológicos, 63 (2), p. 87-101. (2007).

9. ELF-Aquitaine. Sédimentologie des carbonates (Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés : 2 éléments d'interprétation) Fasc.2. (1977).
10. Fait, E. Méthodologie d'analyse des métaux stables et des radionucléides : Applications à l'étude de la géochimie de ces éléments dans les phosphates marocains. Thèse, Géosciences et Environnement. Univ Hassan II-Mohammedia. 121p. (2013).
11. Gary, N. Sedimentology and Stratigraphy. (2009).
12. Juidette, M. Les épisodes carbonatés méso-cénozoïques du Moyen Atlas et de Haute Moulouya : Sédimentogenèse, Diagenèse polyphasée et Contexte dynamique. Thèse, Géo. Univ Mohammed V. 370p. (2000).
13. Kchikach, A. Jaffal, M. Aïfa, T. Bahi, L. Cartographie de corps stériles sous couverture quaternaire par méthode de résistivités électriques dans le gisement phosphaté de Sidi Chennane (Maroc). C. R. Géoscience, 334, p. 379–386. (2002).
14. Purser, B.H. Sédimentation et diagénèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse. Univ de Paris-Sud. 383p. (1975).

Titre : **Les silicifications de la série phosphatée des Ouled Abdoun (Maastrichtien-Lutétien Maroc) : Sédimentologie, Minéralogie, Géochimie et Contexte Génétique**

Prénom Nom : **Hamid EL HADDI** Année : **2014**

Discipline : **Géosciences et Environnement** ; Spécialité : **Sédimentologie**

Résumé :

Les pays du Moyen-Orient et les régions d'Afrique du Nord sont connus par les phosphates de qualité commerciale exploitables d'âge Cénozoïque. Le Maroc est le principal producteur, il a plus de trois quarts des réserves mondiales de phosphate sédimentaire. Les phosphates marocains, d'âge fini Crétacé — Éocène inférieur, ont attiré l'attention de nombreux scientifiques depuis longtemps. Plusieurs enquêtes ont été portées sur les premiers phénomènes extrêmement diagénétiques et depuis lors, des études sédimentologiques offrent encore de nombreux résultats fascinants. En effet, ce sont des dépôts de référence pour les études géologiques et particulièrement les phénomènes diagénétiques post et synsédimentaires. La silicification est donc l'objet de cette étude, qui porte à inventorier tous les formes et les faciès siliceux et silicifiés, ainsi qu'à determiner l'origine et les processus diagénétiques qui contrôlent la néoformation de la silice. Cette étude a été menée sur les gisements de Ghar Tajer, Sidi El Maâti, Sidi Chennane et EL Halassa, qui appartiennent au bassin des Ouled Abdoun, et s'étalent du Maastrichtien au Lutétien. Dans un premier temps, une approche sédimentologique et pétrographique a été appliquée sur les différents termes composant la série phosphatée, afin de caractériser la silicification et de déduire les liens probables entre ce phénomène diagénétique et les formes et faciès contenant la silice. Il en résulte que la silicification est diversifiée et abondante, elle se présente généralement par du silex, de l'opale et de la calcédoine, sous forme de couches lenticulaires, de lentilles asymétriques avec zonation, de nodules ou rognons appelés faciès nougat et des roches silicifiées. Dans un deuxième temps, une approche minéralogique et géochimique a été faite sur les mêmes faciès siliceux et silicifiés de la série de phosphate du bassin des Ouled Abdoun. Les résultats minéralogiques montrent qu'il s'agit de minéraux de forme cristalline, de quartz clastiques et de quartz microcristallin ou fibreux. Et ont enregistré des pics majeurs 3,34 Å et 4,26 Å. En revanche, la silice de type opale a été présentée par les pics intenses et larges 4,10 Å, 4,33 Å et 2,50 Å, et qui correspondent à l'opale CT (opale Cristobalite-Tridymite) et l'opale T (Tridymite). Selon les rapports des phases minéralogiques, on a pu distinguer trois principales phases : la phase silicatée, la phase carbonatée et la phase argileuse. En ce qui concerne la géochimie, des éléments majeurs et traces ont été dosés. Les associations géochimiques de la SiO2 et tous les éléments présentent des relations notables avec l'accroissement du degré diagénétique de la silicification. Les phénomènes diagénétiques et la silicification ont été conditionnés par les facteurs PH, l'environnement de dépôt des phosphates et aussi par la remontée des courants d'upwelling.

Mots-clés : **Phosphates, Sédimentologie, Minéralogie, Géochimie, Silicification, Maastrichtien – Lutétien, Diagenèse, Ouled Abdoun, Maroc.**

Abstract :

The Middle East and North Africa regions are known by phosphates of the Cenozoic age with a workable commercial quality. And Morocco is by far the main producer with more than three quarters of the world's sedimentary phosphate reserve. Moroccan phosphates from upper Cretaceous - lower Eocene, attracted the interest of many scientists for years. Several investigations have been focused on the first extremely diagenetic phenomena and since then, the sedimentological studies still offer lots of fascinating results. Indeed, they are the referential deposits for the geological studies and particularly the diagenetic Post and Syn sedimentary phenomena. The Silicification is then the object of this study that aim to inventory all the forms and the facies siliceous and silicified, in addition to determine the origin and the diagenetic processes that control the neoformation of silica. And that has been performed on the deposits of Ghar Tajer, Sidi El Maâti, Sidi Chennane and EL Halassa, all a part of the Ouled Abdoun Basin; and go from the Maastrichtian to the Lutetian. At first, a sedimentological and petrographic approach was applied on the different terms of the phosphate series, in order to characterize the silicification and deduce the probable links between this diagenetic phenomenon and the facies and forms containing the silica. As a result, the silicification turns to be diversified and abundant, usually in the form of flint, opal and chalcedony, as lenticular layers of asymmetric lenses with zonation, nodules or rognons called nougat facies and silicified rocks.The second step consisted on a mineralogical and geochemical approach on the same silica and silicified facies of phosphate series of Ouled Abdoun basin. The mineralogical results showed their quality of crystalline minerals, clastic quartz and microcrystalline or fibrous quartz, and marked major peaks 3.34 Å and 4.26 Å. On an other hand, the opal types of silica was presented by the intense and large peaks 4.10 Å, 4.33 Å and 2.50 Å, that correspond to opal CT (Cristobalite-Tridymite opal) and opal T (Tridymite). According to the mineralogical phases' reports, three main phases: the silicate phase, the carbonate phase and the clay phase. Regarding geochemistry, major and trace elements were measured, then geochemical associations of SiO2 and all elements seemed having significant relationships with the increased degree of diagenetic silicification. The Diagenetic phenomena and silicification have been conditioned by the factors pH, the depositional environment of phosphates and also the rise of upwelling currents.

Keywords : Phosphates, Sedimentology, Mineralogy, Geochemistry, Silicification, Diagenesis, Maastrichtian - Lutetian, Ouled Abdoun, Morocco.