



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE FRERES MENTOURI CONSTANTINE 1
FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE ET
DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE
DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES

N° d'ordre :90/DS/2020

Série :03/Tr/2020

Thèse

Présentée pour l'obtention du grade académique de doctorat ès sciences en géologie

Option: Géologie structurale

La plateforme carbonatée constantinoise pendant l'intervalle aptien-albien : successions stratigraphiques, discontinuités tectono-sédimentaires et reconstitution paléogéographique (les monts de constantine).

Présentée par : LAZIZ OUINED

Devant le jury :

Shout Hocine	Professeur- Univ. Constantine 1	Président
Benabbas Chaouki	Professeur- Univ. Constantine 3	Directeur
Benkherouf Fatiha	Professeur- Univ. USTHB Alger	Co-directeur
Marmi Ramdane	Professeur- Univ. Constantine 1	Examineur
Chadi Mohamed	M.C-Univ. Constantine 3	Examineur
Yahiaoui Abdelouahab	Professeur-Univ. Batna	Examineur
Boulvain Frédéric	Professeur- Univ. Liège	Invité

Soutenue le 07/12/2020

REMERCIEMENTS

Tous mes remerciements s'adressent tous d'abord à tout puissant ALLAH, d'avoir guidé mes pas vers le chemin du savoir. Ce travail est le fruit de plusieurs années de recherche et n'aurait pu voir le jour sans l'intervention de nombreuses personnes à qui je tiens à exprimer toute ma reconnaissance.

Mes remerciements vont en premier lieu à mon directeur de thèse Chaouki Benabbas pour m'avoir permis d'entreprendre une thèse au sein du laboratoire de Géologie et Environnement et également pour m'avoir apporté son soutien, ses conseils et ses encouragements tout au long de ces années. Je lui dis merci.

Mes remerciements les plus sincères vont à Frédéric Boulvain pour m'avoir permis d'entreprendre l'essentiel de mon travail de thèse au sein de son laboratoire de P.S à l'université de Liège (Belgique) et également pour m'avoir apporté son soutien, ses conseils et ses encouragements. Enfin, il m'a soutenue tout au long de ce travail et m'a accordée sa confiance, je lui suis extrêmement reconnaissante.

Toute ma reconnaissance va à Benkherouf Fatiha ma co-directrice, pour son aide dans l'étude et la détermination des foraminifères.

Je remercie également les membres du jury, Mohamed Chadi, Yahiaoui Abdelwahab, Shout Hocine et Marmi Ramdane qui ont accepté de lire et de juger ce travail de thèse.

Je remercie vivement mon frère Iskander de m'avoir aidé sur terrain, sans lui ce travail n'aurait absolument pas le jour. Je lui suis extrêmement reconnaissante.

Je dois un grand merci à Mm Ait Abdelwahab enseignante à l'université de Constantine. Je lui suis particulièrement reconnaissante de m'avoir dirigée mes observations des lames minces et apportée beaucoup d'informations pratique sur l'étude des carbonates de plateformes. Elle a également participé à ce travail en effectuant des observations microscopiques, des orientations et des commentaires critiques substantiels, pertinents et stimulants. Son dynamisme et ses bonnes idées m'ont souvent poussé vers l'avant.

Je tiens également à remercier Mr Marmi Ramdane professeur à l'université de Constantine, son aide s'est manifestée sous des formes multiples et indispensables, que ce soit par la documentation, les observations sur terrains ou bien par les nombreuses et fructueuses conversations pour me faire expliquer les monticules carbonatés.

Un merci particulier à Boularak Moussa; enseignant à l'université de Constantine pour l'aide précieuse qu'il a pu m'apporter durant ces années.

Toute ma gratitude à Anne-Christine da Silva pour ses conseils et ses remarques. Son expertise dans le domaine de la susceptibilité magnétique a été extrêmement précieuse.

Je suis reconnaissante de Bruno Granier professeur à l'université de Brest (France) qui m'a permis de découvrir le monde des Algues calcaires crétacées. Je lui dis merci.

Un grand merci à Axel Munnecke professeur à l'Universität Erlangen-Nürnberg GeoZentrum Nordbayern (Allemagne) pour m'avoir aidé dans l'interprétation des lames et l'identification des microfossiles.

Je tiens à remercier particulièrement mes collègues Mr Boufaa Kamel, Bouaicha Foued et Bouedja Foued qui n'ont pas hésité à sacrifier un peu de leur temps précieux pour m'aider dans les sorties de terrain et la réalisation des cartes géologiques. Je vous dis merci.

Un énorme merci à la hauteur de la tâche accomplie par Jean-Paul Cullus, technicien à l'université de ULG (Belgique) dans la réalisation des nombreuses lames constituant l'ossature de cette étude sédimentologique, étude que l'on peut qualifier grâce à lui de détaillée pour sa promptitude à réaliser des lames.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers mes collègues à l'université de Constantine 1 qui ont, de manière directe ou indirecte, donné une contribution à ce travail.

Je souhaite remercier tous les techniciens du laboratoire des lames minces (université Annaba) pour leurs rigueurs et générosités.

Pour terminer, ma plus grande reconnaissance va à ma mère, à mes frères et sœurs et à mes amies, je n'ai qu'une chose à dire : merci pour tout.

J'AI UNE PENSEE EMUE POUR MON PERE QUI A ENDURE CES ANNEES DE
THESE EN FAISANT DE NOMBREUX SACRIFICES POUR QUE CE PROJET
SOIT MENE A SON TERME ET MALHEUREUSEMENT LE DESTIN A CHOISI
QU'IL PARTE TROP TOT. PAIX A SON AME
C'EST A ALLAH QUE NOUS APPARTENONS ET C'EST VERS LUI QUE
NOUS RETOURNERONS

RESUME

La plateforme constantinoise a toujours été considérée comme un bâti parautochtone chevauché par les unités telliennes et caractérisée par une sédimentation mixte carbonatée et silico-clastique durant l'intervalle aptien-albien. L'objectif principal de ce travail est l'étude des variations latérales et verticales des faciès d'âge aptien-albien et l'analyse des particularités tectoniques associées aux surfaces sédimentaires marquant le passage aptien-albien dans les Djebels Felten, Karkara, Zouaoui et Kheneg. Trois formations lithostratigraphiques ont été mises en évidence et montre de la base au sommet: la formation des calcaires à algues du Kheneg (Aptien inférieur), la formation à bioaccumulations et bioconstructions de Zouaoui (Aptien supérieur) et la formation des marno-calcaires du Felten (Albien). Les faciès et environnements de dépôt des sédiments aptiens-albiens déterminés par leur lithologie, les figures sédimentaires et leur contenu bioclastique nous ont permis de reconstituer un modèle de dépôt d'une plateforme isolée. Celle-ci est caractérisée par une sédimentation laguno-récifale durant l'Aptien qui évolue vers une plateforme noyée à sédimentation hémipélagique durant l'Albien inférieur. Ces changements datés au moins fini-aptienne sont marqués par le développement de discontinuités sédimentaires d'émersion et de condensation. Les variations de la susceptibilité magnétique enregistrées dans les différentes coupes étudiées ont permis de mettre en exergue plusieurs facteurs qui ont influencé le signal magnétique tels que la morphologie de la plateforme ; les surfaces de discontinuités sédimentaires; l'apport détritique et les faciès de condensations sédimentaires. L'étude diagénétique, basée principalement sur l'identification des ciments précoces développés dans ces discontinuités, a permis une meilleure compréhension des mécanismes à l'origine des caractéristiques paléoenvironnementales durant le passage aptien-albien.

Les trois séquences majeures identifiées pour les unités lithostratigraphiques montrent une tendance à l'approfondissement qui coïncide généralement avec la remontée relative du niveau marin enregistré dans les mers crétacées. Les corrélations effectuées sur l'ensemble des coupes étudiées ont permis de proposer un uplift de la plateforme et un basculement du nord vers le sud durant au moins la fin de l'Aptien supérieur.

L'étude sédimentologique, des massifs de la région de Constantine, traduit un résultat probant quant à l'origine sédimentaire des surfaces fini-aptiennes interprétées par certains auteurs comme contact de charriage.

Mots clés : Plateforme constantinoise, Aptien-Albien, plateforme isolée, susceptibilité magnétique, charriage.

ABSTRACT

Constantinois platform, considered as parautochthonous structure overlapped by Telliian units, is composed of carbonate and silico-clastic sedimentation during the Aptian-Albian interval. The main objective of this study is to determine environmental conditions of aptian-albian facies and to evaluate tectonic control on sedimentary discontinuities setting up of Djebels Felten, Karkara, Zouaoui and Kheneg. Three lithostratigraphic formations have been identified: Kheneg algal limestones (lower Aptian), Zouaoui bioconstructions (upper Aptian) and Felten marl-limestones (Albian). The facies and depositional environments of the Aptian-Early Albian rocks are identified based on their lithology, sedimentary structures, fossil content and microfacies. These allowed to identify a deposition model as isolated platform. This is characterized by lagoon-reef sedimentation during Aptian, which evolves towards a flooded platform with hemipelagic sedimentation during lower Albian. These changes, dated at least upper aptian, are marked by the development of emersion and condensation discontinuities. The magnetic susceptibility changes recorded in the studied sections made it possible to recognize several factors, which influenced magnetic signal such as platform morphology; sedimentary discontinuities; the detrital input and sedimentary condensations facies. Diagenetic study, based essentially on the identification of early cements developed in these discontinuities, allowed a better pinpointing the paleoenvironmental mechanisms developed during Aptian-Albian transition.

Three major depositional sequences can be distinguished and indicate a deepening trend that generally coincides with the sea level rise, recorded in the Cretaceous seas. The correlations carried out on all the sections studied made it possible to propose an uplift of the platform and a tilting from North to South during at least the end of the Upper Aptian.

The sedimentological study, of Constantine region massifs, shows an undoubted result as to the sedimentary origin of the upper aptian discontinuities, interpreted by some authors as thrust contact.

Keywords: Constantinois platform, Aptian-Albian, isolated platform, magnetic susceptibility, thrust.

ملخص

لطالما اعتبرت الارضية القسنطينية تركيبية شبه ثابتة اين تتوضع فوقها البنيات التلية . وقد تميزت خلال الفترة الممتدة بين الابتيان و الالبان ببنيات رسوبية ذات طبيعة كلسية وفتاتية. الهدف الرئيسي من هذه العمل هو دراسة التغيرات الافقية و العمودية للبنيات الرسوبية التي عمرها يمتد بين الابتيان و الالبان وتحليل الخصائص التكتونية المرتبطة التي تميز هذه الفترة في جبال فلتان, كركرة, زاوي و الخنق. في هذه الدراسة تم تحديد ثلاث تكوينات ستراتيجرافية وهي من الاسفل الي الاعلي: تشكيلة زاوي التي تتميز بصخوركلسية غنية بالطحالب, تشكيلة الخنق التي تتميز بصخوركلسية غنية بالاحافير و تشكيلة فلتان التي تتميز بصخوركلسية ومارلية. ان دراسة السحنات و طبيعة توضع الرسوبيات سمحت لنا بتقديم تصور دقيق عن طبيعة البيئة السائدة خلال الحقبة الممتدة بين الابتيان و الالبان و قد تميزت تلك الفترة بتغير جذري لطبيعة و عمق الوسط البحري. هذه التغيرات تم استنتاجها من خلال دراسة اسطح الغمر و الطفو المسجلة خاصة في نهاية الابتيان. اظهرت اختلافات التسجيل المغناطيسي في كل مجال الدراسة شدة ارتباطه بتوضع الاسطح الرسوبية, طبيعة وسط الترسيب و تغيرات نوعية الرسوبيات. ولقد عززت دراسة تطور نشأة الرسوبيات المستندة اساسا علي تحليل المراحل الاولى من الترسيب علاقتها الوطيدة بطبيعة الوسط الرسوبي للأسطح المتشكلة عند نهاية الابتيان. اظهر تحديد التسلسلات الرئيسية في الوحدات الستراتيجرافية توجه الي زيادة العمق الذي يتزامن مع الارتفاع النسبي في مستوي سطح البحر خلال الزمن الطباشيري.

ان المقارنة بين المقاطع المدروسة بينت تغيرات ملحوظة في ميل ارضية الترسيب من الشمال الي الجنوب خلال نهاية الابتيان.

ان الدراسة الرسوبية لجبال منطقة قسنطينة اثبتت بشكل خاص الطبيعة الرسوبية للسطح الذي يحد نهاية فترة الابتيان و التي فسرها بعض الباحثين علي انها سطح تكتوني.

الكلمات المفتاحية

الارضية القسنطينية , الابتيان و الالبان , ارضية معزولة, التسجيل المغناطيسي, سطح تكتوني.

TABLE DES MATIERES

PROBLÉMATIQUE	1
---------------	---

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1. CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE	4
1.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE	4
1. 2. CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	4
1. 3. CONTEXTE PALEOCLIMATIQUE	7
1. 4. CADRE EUSTATIQUE	8
1. 5. CADRE BIOSTRATIGRAPHIE	9
1. 5. 1. APTIEN	9
1. 5. 2. ALBIEN	10
1. 6. CONTEXTE GEODYNAMIQUE	12
2. GEOLOGIE DE LA REGION CONSTANTINOISES	15
2. 1. PALEOGEOGRAPHIE ET GEODYNAMIQUE DE LA PLATEFORME CONSTANTINOISE AU MEZOZOIQUE	16
2.1.1. TRIAS (<i>GENESE DU BASSIN MAGHREBIN</i>)	19
2. 1. 2. JURASSIQUE (<i>DEBUT DU COMPARTIMENTAGE DU SOCLE</i>)	19
2. 1. 3. CRETACE (<i>DIFFERENTIATION DES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES</i>)	20
2. 2. LITHOBIOSTRATIGRAPHIE	27
2.2.1. BLOC CONSTANTINOIS	28
2.2.2. BLOC SUD SETIFIEN	29
2. 3. CONTEXTE STRUCTURAL	31
2. 3. 1. PHASES TECTONIQUES	31
2. 3. 2. EVOLUTIONS DES CONCEPTES PALEOGEOGRAPHIQUES	34
3. TRAVAUX ANTERIEURS	35

CHAPITRE 2 MATERIELE ET METHODES

1. CHOIX ET REPRÉSENTATION DES COUPES	37
2. DESCRIPTION DES FACIÈS	38

2. 1. LAMES MINCES ET MICROFACIÈS	38
2. 2. FACIÈS MARNEUX (MEUBLE)	39
3. SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE	40
3. 1. DEFINITION ET PRINCIPES	40
3. 2. LES DIFFÉRENTS COMPORTEMENTS MAGNÉTIQUES	40
4. ANALYSE DIAGNOSTIQUE	42
5. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE	42
5. 1. SEQUENCE DE DEPOT ET ORDRE DES SEQUENCES	43
5. 2. LES CORTEGES SEDIMENTAIRES	44
5. 3. SURFACES CLES ET LIMITES DE SEQUENCES	45
6. CARTOGRAPHIE DES FACIES	45

CHAPITRE 3 ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

1. DEFINITION DES FORMATIONS	48
1. 1. FORMATION CALCAIRE A ALGUES KHENEG (FK)	48
1.2. FORMATION A BIOACCUMULATION ET BIOCONSTRUCTION ZOUAOUI	49
1. 3. FORMATION MARNO-CALCAIRE FELTEN (FF)	49
2. LES COUPES ÉTUDIÉES	51
2.1. DJEBEL FELTEN	51
2.1.1. FORMATION ZOUAOUI (FA)	51
2.1.2. FORMATION FELTEN (MEMBRE INFERIEUR FB)	51
2.1.3. FORMATION FELTEN (MEMBRE SUPERIEUR FC)	52
2. 2. DJEBEL ZOUAOUI	54
2. 2. 1. FORMATION KHENEG (MEMBRE INFERIEUR ZA)	54
2. 2. 2. FORMATION KHENEG MEMBRE SUPERIEUR (ZB)	54
2. 2. 3. FORMATION ZOUAOUI (ZC)	55
2.2.4. FORMATION FELTEN	55

3. 3. DJEBEL KARKARA	58
3. 2. 1. FORMATION ZOUAOUI KA	58
3. 3. 2. FORMATION FELTEN (MEMBRE INFERIEUR KB)	58
3. 3. 3. FORMATION FELTEN (MEMBRE SUPERIEUR KC-KD)	59
2. 4. DJEBEL KHENEG	63
3. 4. 1. FORMATION KHENEG (MEMBRE INFERIEUR KH A)	63
3. 4. 2. FORMATION ZOUAOUI KHB	63
3. 4. 3. FORMTION FELTEN KH C	64

CHAPITRE 4 FACIES ET MODELE DE DEPOT

1. PRINCIPES ET DEFINITIONS	68
1. 1. FACIES	68
1. 2. PLATEFORME CARBONATEE	69
1. 3. ASSOCIATION DE FACIES	69
1. 4. ZONES DE FACIES	70
2. GRAINS SQUELETIQUES	70
2. 1. LES ALGUES	70
2. 1. 1. ALGUES ROUGES	70
2. 1. 2. LITHOCODIUM AGGREGATUM ET BACINELLA	71
2. 1. 3. CYANOBACTERIES	72
2. 1. 4. ALGUES DASYCLADACEES	72
2. 1. 5. UDOTACEES	73
2. 1. 6. CHAROPHYTES	73
2. 2. RUDISTES	73
2. 3. CORAUX	74
2. 4. EPONGES	74
2. 5. OSTRACODES	74

2. 6. ECHINODERMES	75
2. 7. FORAMINIFERES	75
2. 7. 1. FORAMINIFERES BENTHIQUES	75
2. 7. 2. FORAMINIFERES PLANCTONIQUES	75
2. 8. GASTROPODES	76
2. 9. CALCISPHERES	76
3. GRAINS NON SQUELETTIQUES	76
3. 1. CORTOÏDES	76
3. 2. PELOÏDES	77
3. 3. ONCOÏDES	77
3. 4. GALETS NOIRS	78
4. GRAINS NON CARBONATES	78
4.1. QUARTZ	78
4.2. PYRITE	78
4. 3. GLAUCONITE	78
4. 4. PHOSPHATES	79
5. DIAGENÈSE	79
5. 1.CIMENTATION	79
5. 2. MICRITISATION	79
5. 3. BIOEROSION	79
6. MICROFACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DÉPOT	82
6. 1. MICROFACIES DE MER OUVERTE FZ1(OFFSHORE BASIN) HP	82
6. 1. 1. MARNES ET ARGILES VERTES À OSTRACODES ET FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES HP1	82
6. 1. 2. WACKESTONES- PACKSTONE À SPICULES D'EPONGES SILICIFIÉES HP1	83
6.1. 3. WACKESTONE À FRAGMENTT DE CRINOIDES PÉLAGIQUES HP2	83

6. 1. 4. WACKESTONE A FORAMINIFERES PLANCTONIQUE Hp2	84
6. 2. MICROFACIES DE PLATEFORME EXTERNE PROXIMALE FZ2 (Shoreface)	86
6. 2. 1. WACKESTONE/PACKSTONE A FRAGMENTS D'ALGUES ROUGES	86
6. 2. 2. GRAINSTONE A ECHINODERMES ET FORAMINIFERES PLANCTONIQUE SP1	86
6. 2. 3. PACKSTONE / RUDSTONE A ECHINODERMES ET Sp1-Sp2	87
6. 3. AVANT RECIF PLATIER RECIFAL FZ3	89
6. 3. 1. RUDSTONE-FLOATSTONE A BIOCLASTES (DEBRIS FLOW SMF6)	89
6. 3. 2. RUDSTONE A BIOCLASTES Fr	89
6. 4. BARRIERE RECIFALE FZ4 (PLATFORM MARGIN REEF)	89
6. 4. 1. BOUNDSTONE CORALLIEN B	89
6. 4. 2. FLOATSTONER-UDSTONE A RUDISTES B2	93
6. 4. 3. RUDSTONE-GRAINSTONE BIOCLASTIQUE B3 (shoals banc)	95
6. 5. LAGON OUVERT FZ5	97
6.5.1. FLOASTONE-WACKESTONE BIOCLASTIQUES BR	97
6. 5. 2. WACKESTONE-PACKSTONE À FORAMINIFERES BENTHIQUES	97
6. 5. 3. WACKESTONE-PACKSTONE A ALGUES VERTES ET OSTRACODES OL2	101
6. 5. 4. WACKESTONE-PACKSTONE A PELOIDES OL3	103
6. 5. 5. WACKESTONE-BINDSTONE A ALGUES ET STROMATACTIS OL3	103
6. 6. LAGON RESTREINT FZ6	105
6. 6. 1. WACKESTONES, PACKSTONE À LITHOCODIUM RL1	105
6. 6. 2. PACKSTONE, BINDSTONE STROMATOLITIQUE	105
6.7. CHENAL DE MARÉE FZ6 (TIDAL FLAT)	107
6.7. 1. MUDSTONE WACKESTONE À BIOCLASTES T1	107
6. 7. 2. MUDSTONE- WACKESTONE T2	107
6. 8. PALÉOSOLS ET PALÉOCALICHES FZ7	110

6. 8. 1. WACKESTONES A MICROBRECHES MULTICOLORES C1	110
6. 8. 2. MUDSTONES A BINDSTONE C2	110
7. DISCUSSION DU MODELE PROPOSE	113
7. 1. ZONE DE FACIES 1 (OFFSHORE)	113
7. 2. ZONE DE FACIES 2 (SHOREFACE)	113
7. 3. ZONE DE FACIES 3 (SLOPE AND FOREREEF)	114
7. 4. ZONE DE FACIES 4 (PLATFORM MARGIN)	114
7. 5. ZONE DE FACIES 5 (OPEN LAGOON)	114
7. 6. ZONE DE FACIES 6 (BACKSHORE)	114
7. 7. FACIES ZONE 7 (CONTINENT)	115
<u>CHAPITRE 5 INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE</u>	
1. EVOLUTION DES FACIÈS ET SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE	117
1. 1. COUPE DU DJEBEL FELTEN	118
1. 2. COUPE DU DJEBEL ZOUAOU	122
1. 3. COUPE DU DJEBEL KARKARA	127
1.4. COUPE DU DJEBEL KHENEG	131
2. INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE DES COUPES	137
2. 1. DISCONTINUITES MAJEURES (LIMITES DE SEQUENCES MAJEURES)	137
2. 1. 1. SURFACE D'EMERSION	138
2. 1. 2. SURFACE DE CONDENSATION	140
2. 2. INTERPRÉTATION DES SÉQUENCES MAJEURES	144
2. 3. 1. SÉQUENCE A (Lagunaire)	144
2. 2. 2. SÉQUENCE B (laguno -récifale)	145
2. 2. 3. SEQUENCE C (hémipélagique)	146
3. DISCUSSION ET CORRÉLATION	147
3. 1. DISCONTINUITÉS ET CHANGEMENTS FACIOLOGIQUES MAJEURS	147

3. 2. FACIES DE DÉPÔTS ET SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE	148
3. 3. ASSOCIATIONS BIOTIQUES	149
4. EVOLUTION DE LA PLATEFORME CONSTANTINOISE	151
4. 1. APTIEN INFÉRIEUR	152
4. 2. APTIEN SUPÉRIEUR	152
4. 3. ALBIEN INFÉRIEUR	153
<u>CHAPITRE 6 ELEMENTS DE REFLEXION SUR LES SUPERPOSITIONS DES UNITÉS</u>	
<u>STRUCTURALES</u>	
1. UNITES STRUCTURALES ET EMPILEMENTS VERTICALES	156
1. 1. PARAUTOCHTONE CONSTANTINOIS (plateforme constantinoise)	156
1. 2. UNITÉ PENI-TELLIENNE	157
2. REMISE EN CAUSE DE LA CARTOGRAPHIE DES LAMBEAUX PÉNI-TELIENNS DANS LA RÉGION D'ÉTUDE	159
2. 1. L'ÉCAILLE DU DJEBEL ZOUAOUI	159
2. 1. 1. GRABEN SUBMÉRIDIEEN N10°E	159
2. 1. 2. GRABEN TRANSVERSAL N92°E	160
2. 2. LAMES DE KARKARA	163
2. 3. LE KHENEG DE TIDDIS	167
CONCLUSION GÉNÉRALE	171
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	174
ANNEXES	204

Figure. 1. 1	. Situation géographique et géologique de la région d'étude (Vila et al 1979).	5
Figure. 1. 2.	Carte paléogéographique du domaine téthysien occidental durant le Crétacé	6
Figure. 1. 3	La marge nord africaine durant le passage aptien-albien (≈ 110 Ma) (Dercourt et al, 1985).	7
Figure . 1. 4.	Reconstitutions paléogéographiques globales durant le Crétacé inférieur (Scotese, 2014).	9
Figure. 1. 5	Correspondance entre l'échelle des temps géochronologiques de Ogg et al. (2008), avec la synthèse stratigraphique proposant une calibration de la magnétostratigraphie, les biozonations à ammonites téthysiennes, les biozonations à foraminifères planctoniques et les biozonations à nannofossiles.	11
Figure. 1. 6.	Zonation biostratigraphique de la plateforme aptien albien Chiocchini et al 2008 in E. Cruz-Abad et al (2017).	12
Figure. 1. 7.	Carte paléogéographie des bassins nord africains durant Aptian–Albian (119–99 Ma) Guiraud et al (2005) .1 bassin profond ; 2 : plateforme 3bassin continentaux 4 terrains continentaux emerge 5 bassin subsident 6 la plateforme constantinoise	14
Figure. 1. 8	Structuration globale des domaines atlasiques du Maghreb durant le début du Mésozoïque (Guiraud R, 1998).	14
Figure. 1. 9.	Positionnement actuelle de la plateforme néritique constantinoise par rapport aux domaines externes de la chaine alpine d'Algérie nord oriental (Bureau , 1970 et vila ,1980).	15
Figure. 1. 10.	Positionnement actuelle de la plateforme néritique constantinoise par rapport aux domaines externes de la chaine alpine d'Algérie nord oriental (Bureau , 1970 et vila ,1980).	17
Figure. 1. 11	Log synthétique des séries mézosoïques de la plateforme Constantinoise .	18
Figure. 1. 12	Répartition du faciès aptien sur nord africain.	22
Fgure.1. 13	Répartition du faciès albien sur le domaine tethysien nord africain	24

Figure. 1. 14.	Evolution du faciès aptien albien sur les provinces de Constantine et de Setif.	30
Figure. 1. 15.	Géodynamique et paléogéographie de la plateforme constantinoise .	33
Figure. 2. 1	Susceptomètre Kappabridge KLY3, avec, de gauche à droite, l'unité où l'on place l'échantillon (« pick-up » unit), l'unité de mesure et l'ordinateur de traitement des données.	41
Figure. 2. 2	Séquence de dépôt et limite de séquence Les discontinuités au sein de la séquence théorique de dépôt (d'après Vail & al., 1987).	46
Figure . 2. 3	Légende des coupes étudiées.	47
Figure. 3 .1	Carte géologique simplifiée des massifs établies dans la région de Constantine.	50
Figure. 3. 2	Log lithostratigraphique représentant les faciès aptien- albiens de plateforme constantinoise du Djebel Felten.	52
Figure 3. 3	Faciès du Djebel Felten.	53
Figure 3. 4	Log lithostratigraphique des faciès aptiens du Djebel Zouaoui.	56
Figure. 3. 5	Faciès aptien-albiens du Djebel Zouaoui	57
Figure. 3. 6	Ensembles lithostratigraphiques du Djebel Karkara	60
Figure. 3. 7.	Ensembles lithostratigraphiques du Djebel Karkara.	61
Figure. 3. 8	Enchaînement verticale des ensembles lithostratigraphiques du Djebel Karkara.	62
Figure. 3. 9	Ensembles lithostratigraphiques du Djebel Kheneg.	65
Figure. 3. 10	Faciès aptien-albien du Djebel Kheneg.	66
Figure. 4 .1	Profil schématique de la plateforme aptienne-albienne dans les monts de Constantine. Les profondeurs de l'eau sont estimées. Les principales composantes des environnements de dépôt sont indiquées en fonction de leur fréquence d'apparition.	81
Figure. 4. 2	Faciès pélagiques et hémipélagiques.	85

Figure. 4. 3	Faciès de mer ouverte.	88
Figure. 4. 4	Facies de l'offshore proximal.	90
Figure. 4. 5	Faciès et association biotique des bioconstructions récifales	92
Figure. 4. 6	Boundstone-Rudstone corallien.	94
Figure. 4. 7	Facies de shoals et bancs bioclastique B3.	96
Figure. 4. 8	Faciès de l'avant récif et lagon ouvert (Br-OL).	99
Figure. 4. 9	Faciès du lagon ouvert (OL).	100
Figure. 4. 10	Associations de faciès de lagon ouvert OL2.	102
Figure. 4. 11	Faciès du lagon ouvert (OL3).	104
Figure. 4. 12	Faciès de lagon restreint (RL).	106
Figure. 4. 13	Faciès de chenal des marées (tidal flats).	109
Figure. 4. 14	Facies et structures de paléosols	112
Figure. 4. 15	Model de dépôt de la plateforme constantinoise durant l'intervalle Aptien-Albien et les faciès associés.	116
Figure. 5. 1	Evolution verticale des faciès, leurs contenu biotique et abiotique et le changement vertical des environnements de dépôt.	120
Figure. 5. 2	Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Felten.	121
Figure. 5. 3	Evolution verticale des faciès, leurs contenu biotique et abiotique et le changement vertical des environnements de dépôt.	125
Figure. 5. 4	Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Zouaoui.	126

Figure. 5. 5	Evolution verticale des faciès, leurs contenu biotique et abiotique et le changement vertical des environnements de dépôt.	129
Figure. 5. 6	Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Karkara.	130
Figure. 5. 7	Evolution verticale des faciès, leurs contenu biotique et abiotique et le changement vertical des environnements de dépôt.	134
Figure. 5. 8	Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Kheneg.	135
Figure. 5. 9	Faciès et ciments associés à la surface d'émersion DS2 du Djebel Kheneg.	139
Figure. 5. 10	Surface d'émersion de la limite aptien-albien du Djebel Kheneg.	140
Figure. 5. 11	Faciès et ciments associés au hardground subtidal DS2 (SB3) du Djebel Felten.	142
Figure. 5. 12	Les ciments développés dans la discontinuité marine fini aptienne du Djebel Felten DS1.	143
Figure. 5. 13	Schéma de corrélation des séquences de dépôts de l'intervalle Aptien albien observée dans la région de Constantine.	150
Figure. 5. 14	Interprétation des cycles eustatiques créacés à long terme.	151
Figure. 5. 15	Evolution paléogéographique de la plateforme constantinoise durant l'intervalle aptien-albien le cas de la région de Constantine.	154
Figure. 6. 1	Répartition géographiques de la plateforme constantinoise et l'unité pénitellienne	158
Figure. 6. 2	Carte géologique du graben du Djebel Zouaoui modifiée	161
Figure. 6. 3	Le graben du sommet du Djebel Zouaoui.	162
Figure. 6. 4	Carte géologique du Djebel Karkara.	164
Figure. 6. 5	La coupe géologique du Djebel Karkara.	165

Figure. 6. 6	Coupes interprétatives de l'enchaînement vertical des faciès aptiens, albiens et cénomaniens dans le Djebel Karkara.	166
Figure. 6. 7	Carte géologique détaillée de l'angle nord-est du Djebel Kheneg.	168
Figure. 6. 8	Faciès albien du Djebel Kheneg.	169

PROBLEMATIQUE

HISTORIQUE

Durant le Crétacé inférieur, la plateforme néritique constantinoise a été le siège d'une sédimentation de type haut fond isolé au sein de la mer téthysienne par des sillons à sédimentation profonde. Ce paysage paléogéographique du domaine téthysien nord-africain est hérité des phases de riftings, initiées dès la fin de l'Ère Primaire.

La réactivation des anciennes structures de socle a contrôlé les variations latérales et verticales des séquences sédimentaires enregistrées dans cette plateforme. Durant la phase de rifting de l'Aptien inférieur à l'Albien supérieur en particulier, la plateforme néritique constantinoise a été le siège de changements rapides de faciès, des discontinuités sédimentaires, lacunes sédimentaires ...etc. Ces anomalies et perturbations paléogéographiques enregistrées sur cette plateforme ont toujours attiré l'attention tant des géologues structuralistes que des stratigraphes. Des coupures structurales et paléogéographiques ont été introduites dont l'objectif principale était d'expliquer essentiellement les variations rapides de faciès, les surfaces de discordances, les contacts géométriques entre différentes séries sédimentaires (Savornin, 1920 ; De Spengler, 1954 ; Bar, 1957; Durozoy, 1960 ; Glaçon, 1967 ; Voute,1967 ; Vila ,1969, 1971, 1972, 1980). Parmi ces anomalies géologiques, le hard ground fini aptien qui a beaucoup intrigué les géologues structuralistes et stratigraphes, une multitude de travaux litho-stratigraphique ont été élaboré sur la région afin de mieux comprendre l'évolution paléogéographique de la plateforme néritique constantinoise durant cet intervalle. Dans la partie centrale de cette plateforme (les monts de Constantine) le passage aptien-albien a toujours posé des problèmes stratigraphiques (datation de l'Albien à algues rouges), tectoniques (surface ferrugineuse, discordances, et changements rapides de faciès) et paléogéographiques.

Ces anomalies ont poussé certains géologues notamment [Guellal et al \(1977\)](#) de suggérer l'individualisation d'un domaine paléogéographique à sédimentation profonde dénommé Pénitellien et les faciès rapportés à ce domaine ont été interprétés comme unités charriées sur la Plateforme constantinoise.

OBJECTIFS

La plateforme constantinoise initialement dénommée môle néritique constantinois, est formée essentiellement par des séries carbonatées massives à pendages faibles souvent limitées par des failles verticales à sub verticales ; séparées par de larges bassins généralement recouverts par le Quaternaire.

Depuis l'investigation lithostratigraphique et tectonique de [J. M. Vila \(1987\)](#), sur cette plateforme, aucune étude n'a traité la sédimentologie, les coupures biostratigraphiques et l'évolution paléoenvironnementale des massifs du constantinois. Le développement des outils d'observations et les analyses géochimiques, ces dernières années ont aidé à l'essor des études sédimentologiques, stratigraphiques et paléontologiques et le développement de nouveaux concepts sur l'évolution des bassins sédimentaires et la biostratigraphie des foraminifères benthiques ([Schroeder \(1979\)](#), [Arnaud-Vanneau et Arnaud \(1990\)](#), [Arnaud et al. \(1998\)](#) et [Clavel et al. \(1986 ; 1987 ; Clavel et al. 1995\)](#)).

L'objectif principal de ce travail est d'analyser la dynamique sédimentaire des environnements de plateforme et les discontinuités sédimentaires marquant le passage aptien-albien dans le domaine constantinois. Pour cela nous avons entrepris une étude pluridisciplinaire basée essentiellement sur l'identification et la hiérarchisation des divers facteurs (biologiques, eustatiques, tectoniques, climatiques, paléocéanographiques) ayant contrôlé l'évolution de la plateforme à différentes échelles spatiales et temporelles.

Par ailleurs, l'étude diagénétique des discontinuités sédimentaires réalisées permettra de mieux appréhender les significations paléo-environnementales de ces faciès.

En outre, l'étude sédimentologique très fine de ces surfaces ainsi que les corrélations régionales élaborées sur divers massifs, permettront d'éviter toute confusion entre discontinuités sédimentaires et contacts mécaniques (troncatures tectoniques).

QUESTIONS DE RECHERCHE ET HYPOTHESES

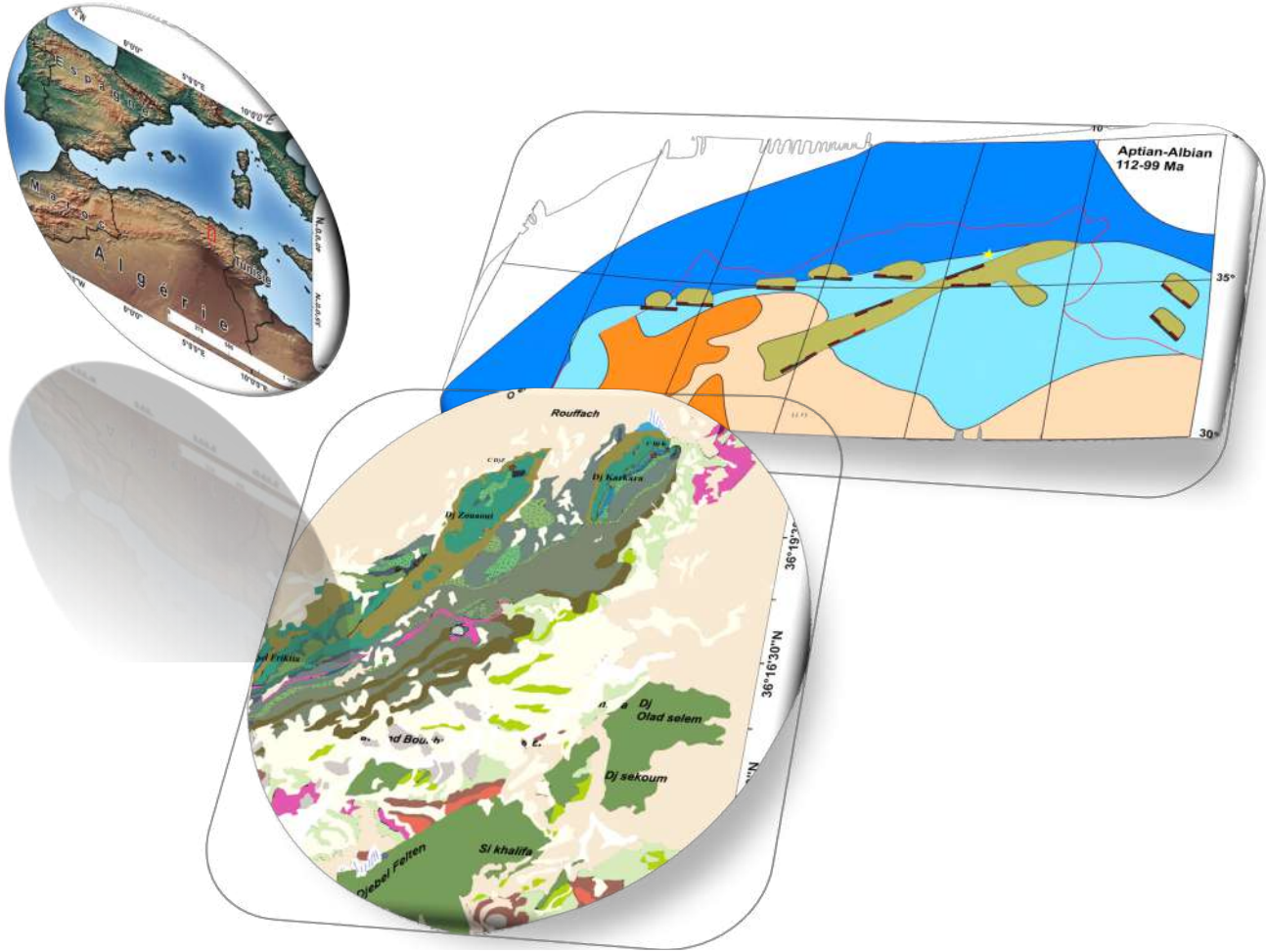
Afin d'aller vers la proposition de modèles tectono-sédimentaires et de reconstituer l'histoire paléogéographique de la plateforme constantinoise durant l'intervalle aptien-albien, plusieurs questions seront abordées.

- *Quel était le cadre paléogéographique de ces milieux marins et les changements d'assemblages floro-fauniques enregistrés dans cette plateforme?*
- *Quels est l'impact de la tectonique syn-sédimentaire sur le dépôt, la géométrie et la distribution des faciès carbonatés marins .*
- *Les discontinuités d'ordre sédimentaire marquant le toit des formations aptiennes représentente-t-elles aussi (des surfaces mécaniques séparant les séries de la plateforme constantinoise du faciès dit Pénitellien.*

Enfin, il nous est apparu opportun et utile d'étendre nos recherches aux aspects sédimentologiques. L'utilisation de plusieurs méthodes d'investigations (faciès, susceptibilité magnétique et stratigraphie séquentielle) ; ainsi que les différentes corrélations et vérifications durant nos travaux de recherche, ont permis de proposer un modèle tectono sédimentaire régional de dépôt durant l'Aptien-Albien.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION



1. CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE

1. 1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

L'Algérie du nord représente un segment de la chaîne alpine au sein duquel s'individualisent deux ensembles morpho-structuraux génétiquement différents: une chaîne littorale ou la chaîne proprement dite et l'avant pays. En Algérie nord orientale ces deux ensembles sont séparés par une vaste plateforme à sédimentation essentiellement néritique regroupant l'organisation constantinoise, où s'apparente notre région d'étude, et l'organisation sétifienne. Ce dispositif structural et paléogéographique particulier a conduit plusieurs auteurs d'entreprendre des études lithostratigraphiques, sédimentologiques et structurales sur les massifs néritiques. Et pour cette raison nous allons réaliser ce travail.

La région qui fait l'objet de cette étude s'observe dans la partie centrale de la plateforme constantinoise (Fig. 1. 1). Les formations rapportées à cette plateforme, constituent les massifs carbonatés de l'ensemble du Djebel Zouaoui, Djebel Karkara, Djebel Felten et Djebel Kheneg. Ces massifs sont jalonnés par les dépressions périphériques d'âge plio-quadernaire.

1. 2. CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Le paysage paléogéographique du domaine téthysien au Crétacé inférieur (Fig. 1. 2) est hérité aux phases de riftings initiées dès la fin de l'Ère Primaire, et aboutissant à la fermeture de la Paléotéthys (initiée entre la fin du Carbonifère et le début du Permien) (entre la fin du Permien et le Trias moyen), à l'ouverture de la NéoTéthys et de l'océan Atlantique central (au Jurassique ; [Stampfli & Borel, 2002](#)). L'évolution géodynamique de l'Afrique du nord durant l'Aptien inférieur à l'Albien supérieur est marquée par une phase tectonique extensive NE-SW, une subsidence s'accélère dans les fossés et la mise en place de vastes plateformes carbonatées sur la marge téthysienne ([Guiraud et al 2005](#)). Cette phase est synchrone d'un épisode de cisaillement senestre entre l'Afrique et l'Europe contribuant à la séparation entre les plaques africaine et nord-américaine (Fig. 1. 3) associée à l'ouverture de l'atlantique central ([Mauffret et al., 2004](#)).

C'est à cette période que plusieurs géologues ont placé la phase autrichienne déjà décrite dans l'Europe alpine. En Tunisie, [Zouaghi et al. \(2005\)](#) ont noté la présence des discontinuités majeurs datées Aptien supérieur Albien inférieur, par ailleurs [Azaïez et al. \(2007\)](#) ont attribué ces discontinuités à la phase tectonique autrichienne (Austrian unconformity).

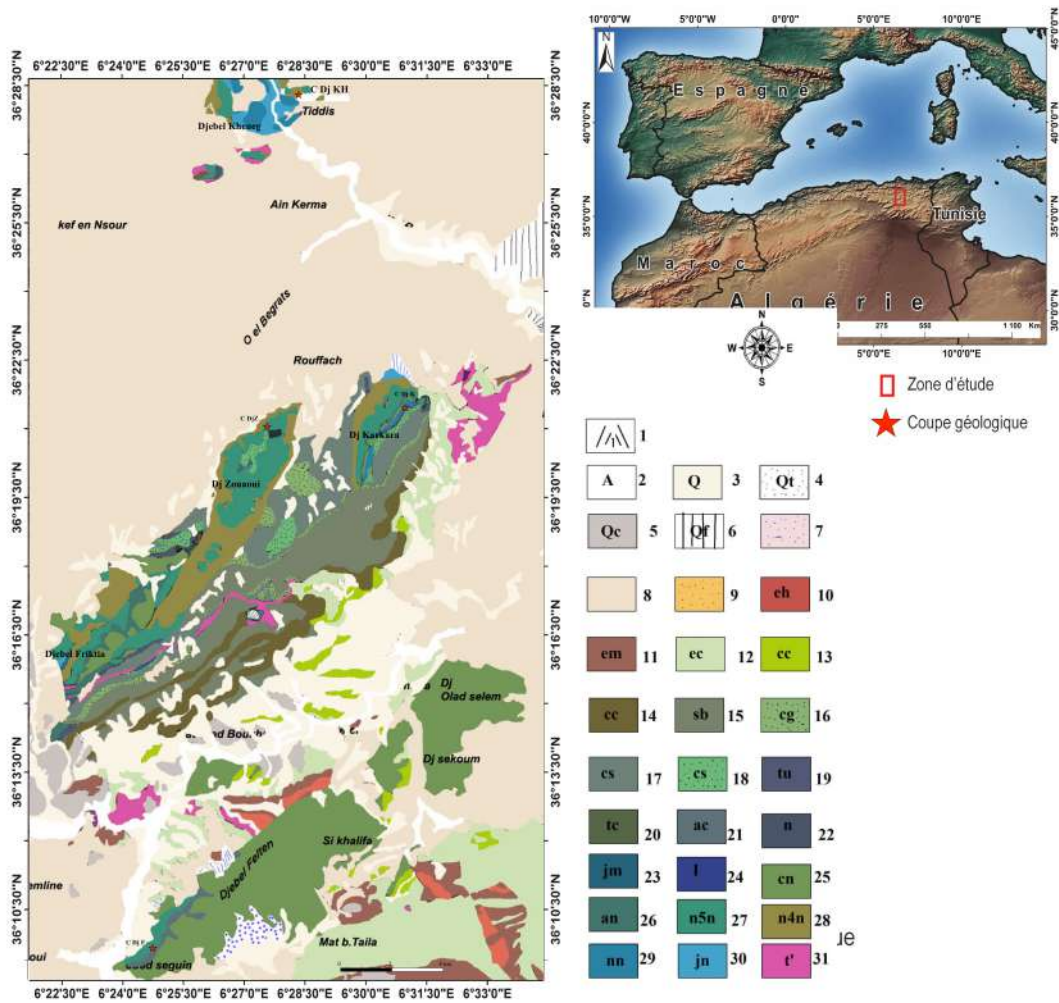


Figure. 1. 1. Situation géographique et géologique de la région d'étude ([Vila et al 1979](#)). 1: éboulis ; 2: alluvions récents ; 3: terrasse et Quaternaire indéterminé ; 4: glaciais polygénique; 5: croûte calcaires du Villafranchien; 6: tufs hydrothermaux; 7: Mio-Pliocène continental; 9: argile et grès du flysch numidien ; Nappe telliennes (10 (eh) : Lutetien à Priabonien ; 11 (em) : Yprésien-Lutetien inférieur; 12(ec) : Maestrichtien à Paléocène; 13 (cc) : Sénonien supérieur calcaire) ; Nappe pénit-elliense (14 (cc) : Sénonien supérieur ; 15 (sb) Sénonien supérieur marneux; 16 (cg): Campanien conglomératique ; 17 (cs) : Sénonien inférieur marneux; 18 (cs) Sénonien inférieur conglomératique; 19 (tu): Turonien; 20 (tc): Cénomaniens –Turonien calcaire ; 21(ac): Albo-Cénomaniens calcaire ; 22 (n): Néocomien marneux ; 23(jm) Jurassique moyen carbonaté; 24 (l) : Lias calcaire; Plateforme constantinoise (25 (cn) Cénomaniens calcaire ; 26 an : Albien-Vraconien ; 27 n5n : Aptien ; 28 n4n : Barrémien ; 29 nn : Néocomien ; 30 jn : Jurassique supérieur carbonaté 31 t : Trias)

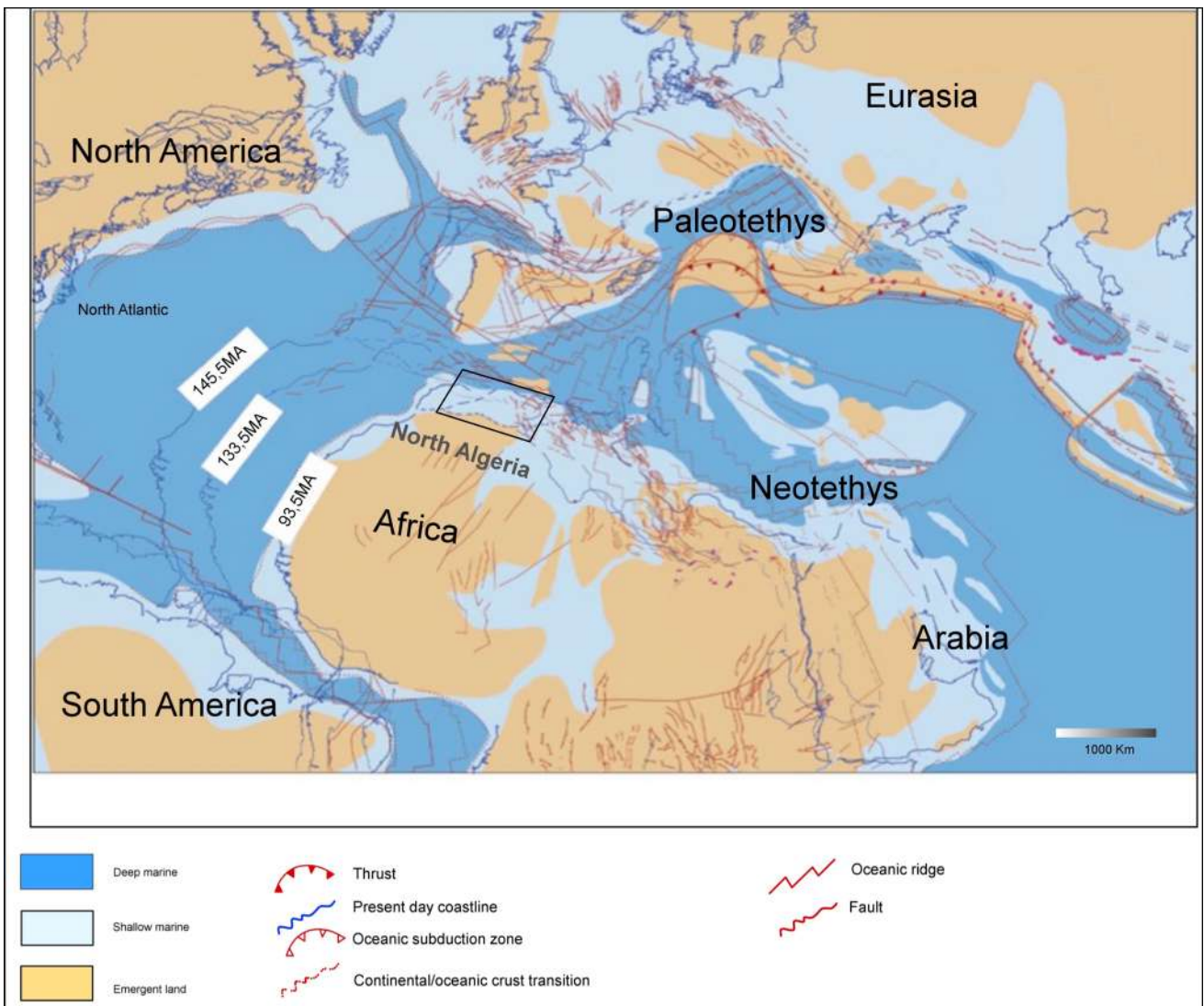


Figure. 1. 2. Carte paléogéographique du domaine téthysien occidental durant le Crétacé inférieur et moyen (Barrier et Vrielynck, 2008; Tribovillard et al., 2012).

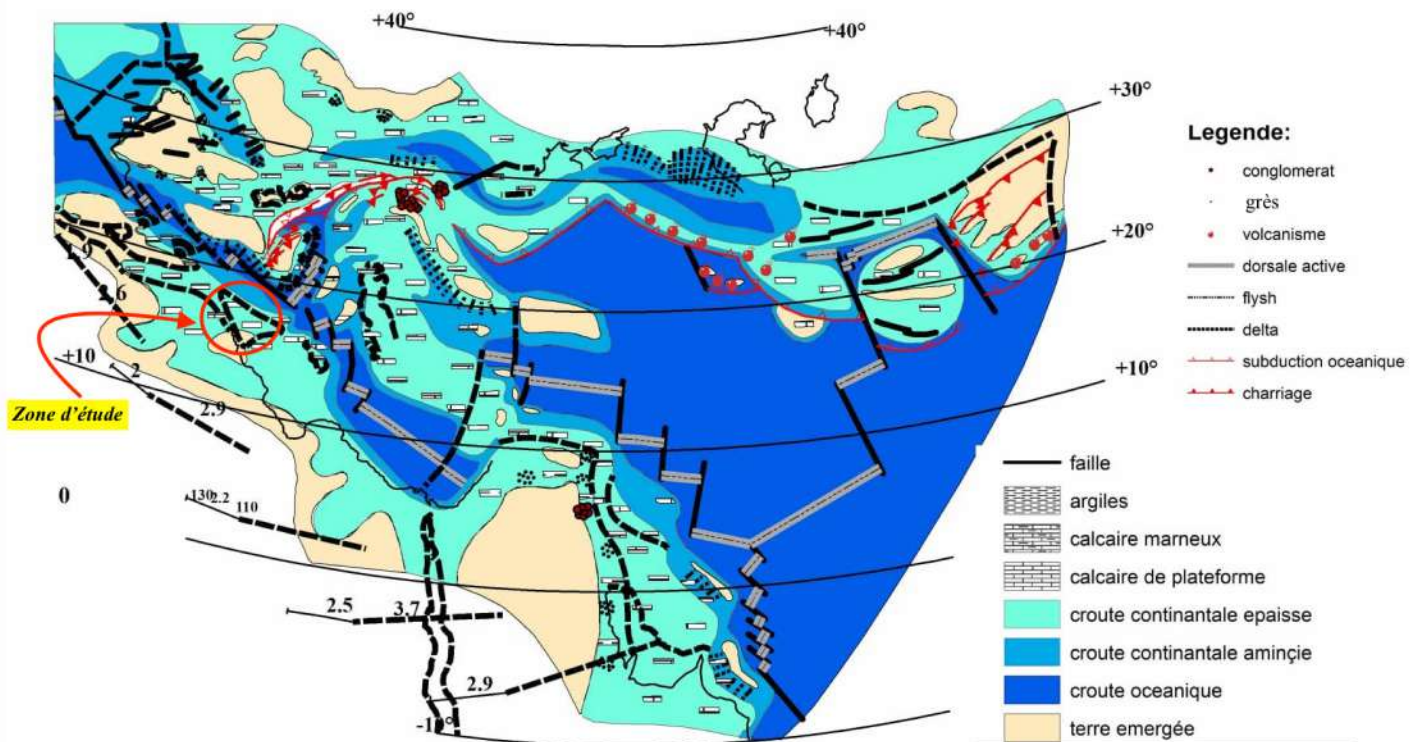


Figure. 1. 3. La marge nord-africaine durant le passage aptien-albien (≈ 110 Ma) (Dercourt et al., 1986).

1. 3. CONTEXTE PALEOCLIMATIQUE

La période crétacée se caractérise par le développement de vastes plates-formes carbonatées (plates-formes à rudistes, récifs), favorisée par une grande extension de marges passives peu profondes en zones tropicales et intertropicales. Cette période est marquée par un niveau marin des plus élevés (Weissert et Lini 1991 ; Hardenbol et al., 1998) et la formation de larges plates-formes carbonatées au niveau des plateaux continentaux immergés. A l'Aptien, ces plates-formes représentent $7,4 \cdot 10^6$ km². Contre $1,28 \cdot 10^6$ km² Actuellement (Philip, 2003). Des conditions climatiques globales chaudes de type *greenhouse*, et un niveau eustatique relativement haut se développent surtout au Cénomaniens (Skelton, 2003). Ce climat a longtemps été considéré comme stable durant tout le Crétacé (Frakes, 1979 ; Barron, 1983 ; Hallam, 1985 ; Sloan et Barron, 1996).

Les études sédimentologiques, paléoécologiques et géochimiques plus récentes suggèrent l'occurrence d'épisodes froids de courte durée (< 1Ma) marquant le domaine téthysien (Walter, 1996 ; Price, 1999 ; Pucéat et al., 2003; Steuber et al., 2005; McArthur et al., 2007). Les courbes de température qui existent actuellement pour l'Aptien déterminées à partir des mesures isotopiques de l'oxygène sur des minéralisations biogènes (calcite et apatite) appartenant à des Rudistes et des dents de poissons du domaine Téthysien (Steuber et al, 2005 ; Pucéat et al., 2003) ; signalent un refroidissement au début de l'Aptien inférieur (Icehouse). L'intervalle albien-cénomaniens exprime une augmentation des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ce qui traduit une évolution vers des valeurs radiogéniques. Ces changements du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflèteraient une proportion importante de matériel dérivé de l'érosion des continents, enrichi en ^{87}Sr , dans les eaux de surface (Veizer et al, 1999 ; Leckie et al., 2002 ; McArthur et Howarth, 2004) et pourraient être reliés à une période de réchauffement (Frija et Parente, 2008).

1. 4. CADRE EUSTATIQUE

Les fluctuations eustatiques du niveau marin résultent des changements du volume des océans qui dépendent principalement de la croissance-décroissance de calottes glaciaires sur de petites périodes (10^4 - 10^5 ans) ou du volume des bassins océaniques qui fluctuent sur de longues périodes (10^6 - 10^7 ans) en réponse à des variations des taux d'expansion océanique, des longueurs des rides, ou encore de la collision/dislocation des continents (Miller et al., 2005). Le Crétacé est caractérisé par un niveau marin le plus haut que le niveau marin actuel (+ 100 à 200 m) résultant de la conjonction de l'éclatement de la Pangée, d'un fort taux d'expansion du plancher océanique, de l'emplacement de larges provinces ignées (plateaux volcaniques), et de l'absence de calotte glaciaire pérenne aux pôles (Haq et al., 1988 ; Larson, 1991 ; Miller et al., 2005). Des travaux récents, basés sur l'existence de pics positifs du $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur des foraminifères (Stoll & Schrag, 2000 ; Gale et al., 2002 ; Miller et al., 2005 ; Takashima et al., 2006) suggèrent l'existence de chutes rapides du niveau marin au cours du Crétacé inférieur où l'Aptien inférieur montre seulement +40m (Fig. 1. 4) par rapport au niveau marin actuel.

Durant l'Albien, une remontée assez rapide du niveau eustatique et des valeurs +140 m sont enregistrées dans le domaine téthysien (Frija et Parente, 2008). A la fin du Crétacé inférieur (Aptie-Albien), cette région se situe sur la marge continentale sud de la néotéthys. Les différentes études paléogéographiques s'accordent à placer la marge nord africaine à une paléolatitude tropicale 18° d'environ au Crétacé inférieur (Scotese, 2014).

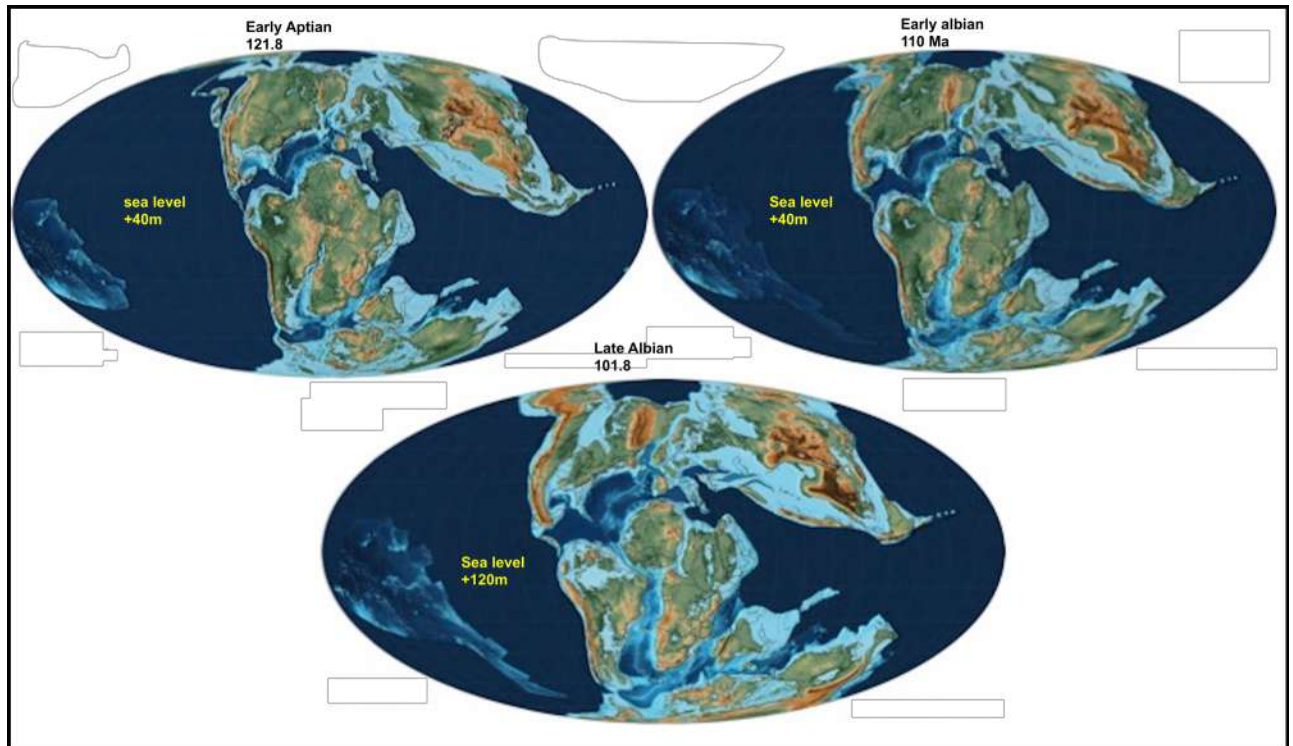


Figure . 1. 4. Reconstitutions paléogéographiques globales durant le Crétacé inférieur (Scotese, 2014).

1. 5. CADRE BIOSTRATIGRAPHIE

1. 5. 1. APTIEN

Les âges chrono-biostratigraphiques aptiens sont bien établis dans les domaines de bassin sur la base d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles. Une calibration entre ces biozonations a été proposée par Aptian Working Group' pour tout l'Aptien téthysien (Fig. 1. 5).

En domaine de plate-forme, les âges biostratigraphiques reposent sur les orbitolines et les principales biozonations ont été proposées par [Schroeder \(1979\)](#), [Arnaud-Vanneau et Arnaud \(1990\)](#), [Arnaud et al. \(1998\)](#) et [Clavel et al. \(1986 ; 1987; Clavel et al. 1995\)](#). En raison de la dépendance de ces foraminifères aux paramètres environnementaux et paléogéographiques ([Arnaud Vanneau, 1980 ; Moullade et al., 1985](#)), il est difficile d'établir une biozonation précise de ces foraminifères benthiques à l'échelle de la Téthys. Dans les domaines néritiques sud téthysiens, les âges des dépôts étudiés ont été établis à partir de la biozonation de [Shroeder \(1964\)](#) et [Embry et al. \(2010\)](#).

1. 5. 2. ALBIEN

L'Albien constitue l'unité chronostratigraphique la plus élevée du Crétacé inférieur et repose sous l'étage Cénomaniens du Crétacé supérieur (~ 113 à 100,5 Ma, [Ogg et Hinnov, 2012](#)). L'étage Albien a été défini la première fois par d'ORBIGNY (1840-1842) à l'Est du bassin de Paris ([Magniez-Jannin & Rat, 1980](#)) et il est divisé en trois sous-étages, chacun comprenant deux ou trois zones établies sur des associations d'ammonites distinctes mais phylogénétiquement reliées. Dans le domaine téthysien, les foraminifères benthiques, ainsi que les algues calcaires et les bivalves rudistes, jouent un rôle clé dans la biostratigraphie des plates-formes carbonatées crétacées ([E. Cruz-Abad et al 2017](#)). Une biozonation (Fig.1. 6) basée sur les foraminifères et les ostracodes a été introduite par [Chiocchini et al. \(2008\)](#).

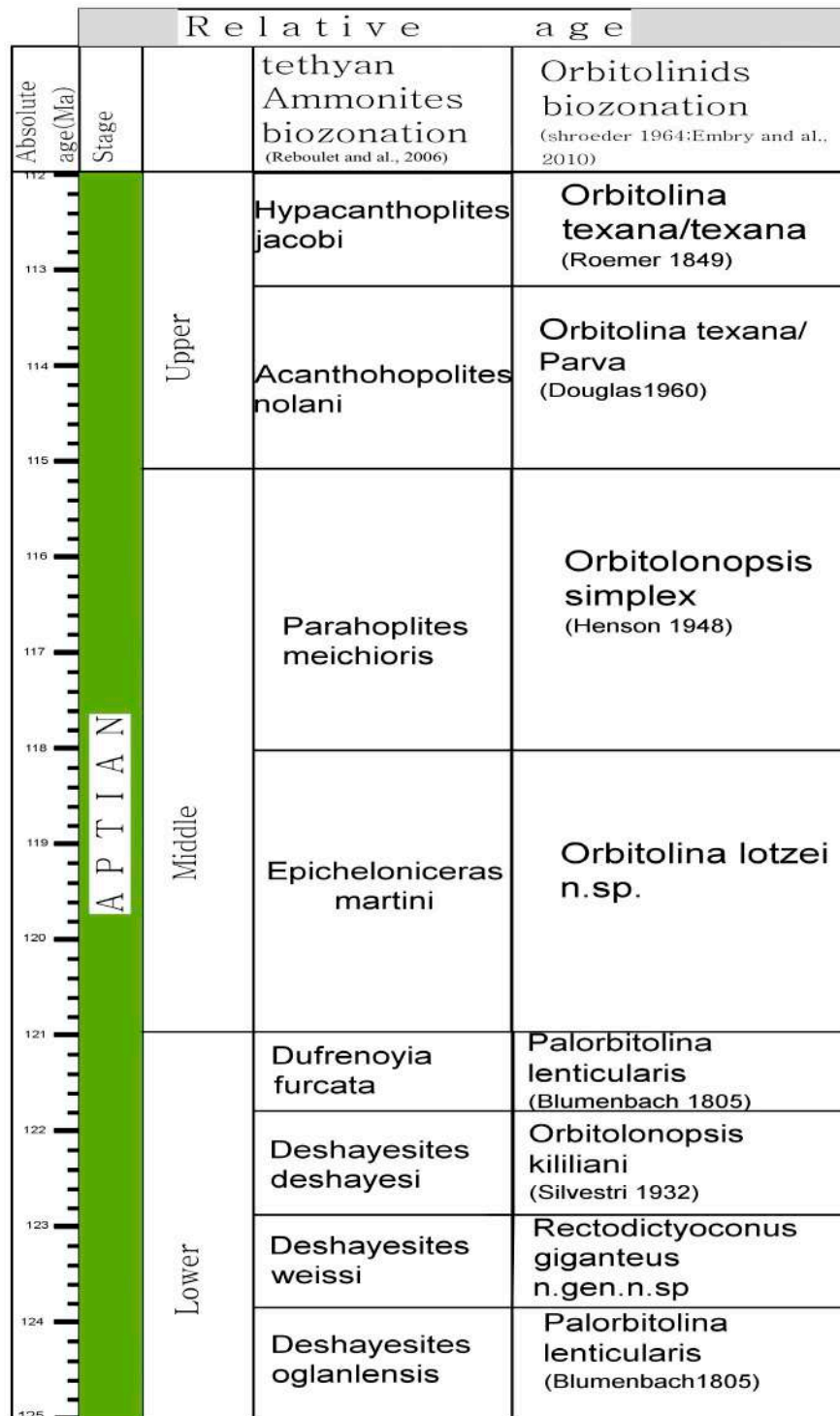


Figure. 1. 5. Correspondance entre l'échelle des temps géochronologiques de Ogg et al. (2004), avec la synthèse stratigraphique proposant les biozonations à ammonites téthysiennes et les biozonations à foraminifères benthiques.

Ma	Stage	Biozones	Biostratigraphic Events
93.9	Cenomanian	<i>C. gradata</i> & <i>P. reicheli</i>	↑ FO <i>C. fraasi</i>
		<i>P. dubia</i> & <i>P. laurinensis</i>	↑ FO <i>C. lehneri</i>
			↑ FO <i>S. viallii</i>
100.5	Albian	Ostracoda & Miliolidae	↑ FO <i>N. insolita</i>
			↑ FO <i>C. arnaudae</i>
		<i>Dictyoconus algerianus</i>	↑ FO <i>D. algerianus</i>
113	Aptian	<i>Archaealveolina reicheli</i>	↑ FO <i>A. reicheli</i>
		<i>Salpingoporella dinarica</i>	↑ FO <i>S. dinarica</i>
126.3			

Figure. 1. 6. Zonation biostratigraphique de la plateforme aptien albien
Chiocchini et al., 2008 in E. Cruz-Abad et al. (2017).

1. 6. CONTEXTE GEODYNAMIQUE

L'intervalle Aptien-Albien du Crétacé moyen (100,5-126,3 Ma ; Gradstein et al, 2012) est associé aux principaux mouvements tectoniques des plaques, au réarrangement des masses terrestres et à l'évolution tectonique du proto-Atlantique (Wagner et Pletsch, 1999; Poulsen et al., 2003). Les premiers épisodes de rifting du Crétacé en Afrique montrent de solides liens spatiaux et temporels avec l'ouverture sud de l'Océan Atlantique Equatorial (Guiraud & Maurin , 1991; Piqué et al., 1998).

Durant la phase extensive jurassique, la marge sud téthysienne est structurée en horsts et grabens, demi grabens et bloc basculé (Alouani et al., 1990; Soussi et al., 2000). Ces mouvements sont amplifiés vers la fin du Lias et une subsidence différentielle a engendré des variations rapides de faciès (Alouani, 1992; Turki, 1988). La phase de rifting de l'Aptien inférieur à l'Albien supérieur produite par une distension NE-SW, une subsidence accélérée dans les fossés (Fig. 1. 7) et la mise en place de plateformes carbonatées sur la marge téthysienne (Guiraud et al., 2005). Cette phase est synchrone d'un épisode de cisaillement senestre entre l'Afrique et l'Europe contribuant à la séparation entre les plaques africaine et nord-américaine associée à l'ouverture de l'atlantique central (Mauffret et al., 2004). Deux types de fosse ont pris naissance au Nord de l'Afrique celles de direction E-W et de NE-SW, sensiblement basculées vers le SE (Fig. 1. 8).

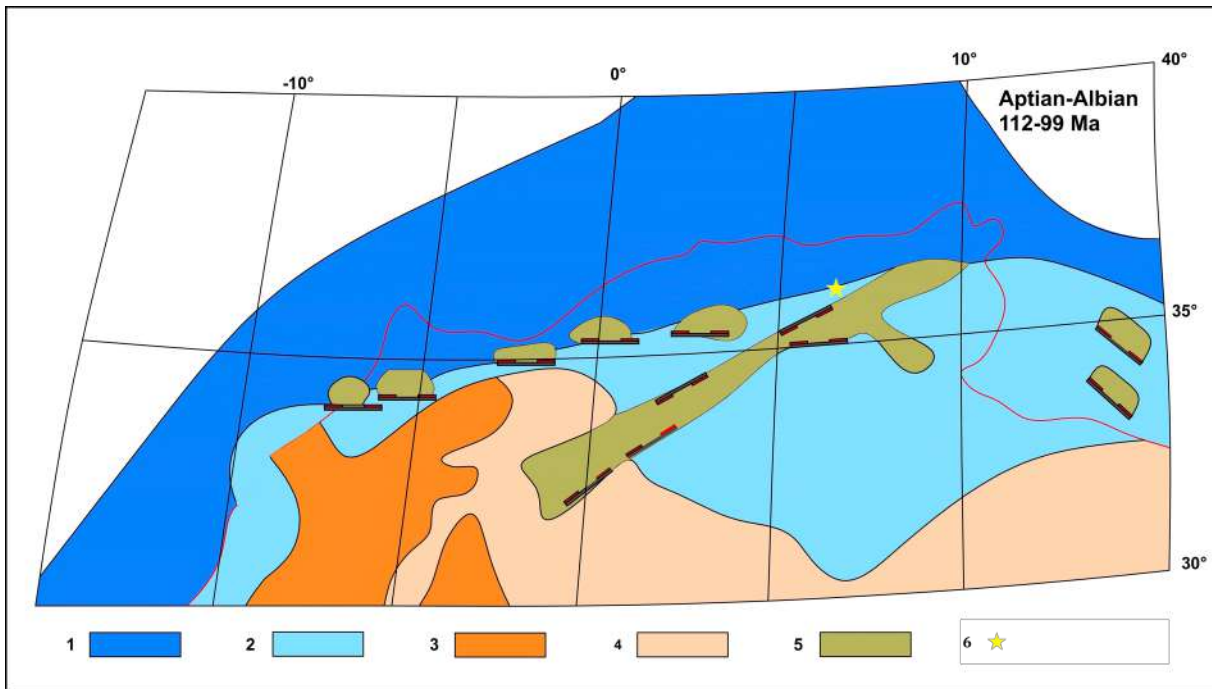


Figure. 1. 7. Carte paléogéographique des bassins nord-africains durant Aptian–Albian (112–99 Ma) [Guiraud et al., \(2005\)](#). 1: bassin profond ; 2: plateforme; 3: bassin continentaux; 4: terrains continentaux émergés; 5: bassin subsident; 6: la plateforme constantinoise.

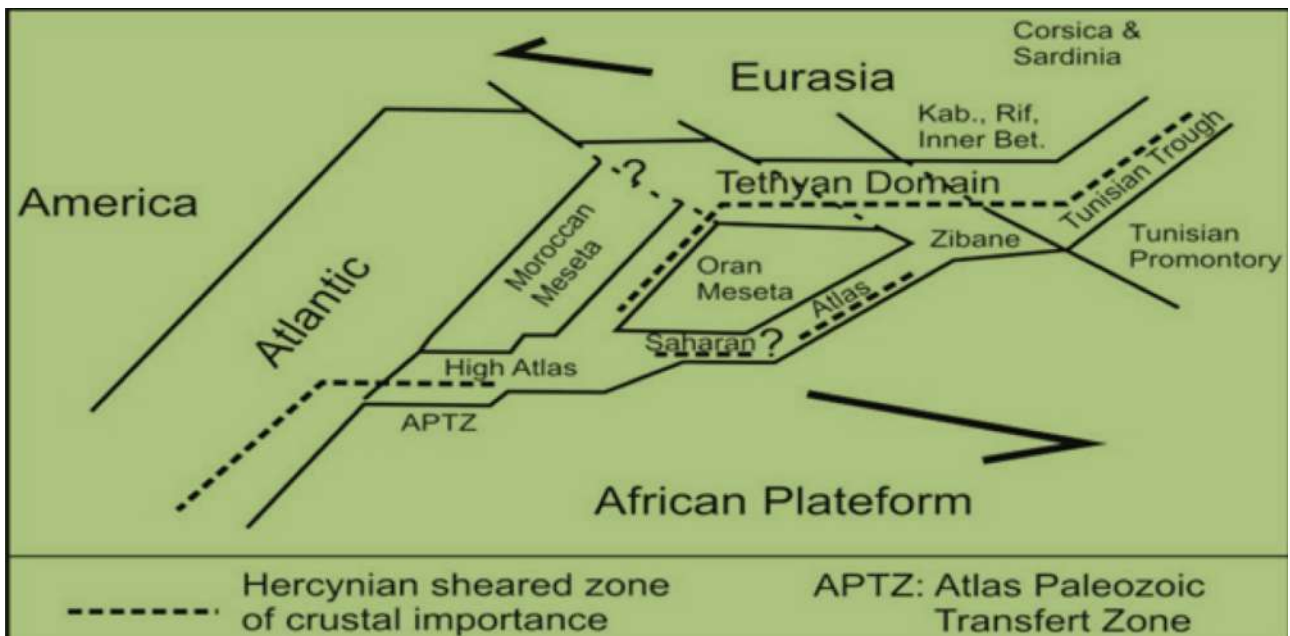


Figure. 1. 8. Structuration globale des domaines atlasiques du Maghreb durant le début du Mésozoïque ([Guiraud, 1998](#)).

2. GEOLOGIE DE LA REGION DE CONSTANTINE

Par leur affinité africaine, les monts du constantinois se rattachent aux zones externes septentrionales de la chaîne des Maghrébides(Fig. 1. 9) d'Algérie nord oriental. L'édifice orogénique de la chaîne des maghrébides résulte de la structuration du bassin maghrébin et de ses marges lors des phases tectoniques tertiaires (Durand Delga et Fontboté, 1980). Du Nord au Sud, on peut distinguer deux unités morpho structurales génétiquement différentes, la Chaîne alpine proprement dite ou bien chaîne littorale plus au Nord et l'avant pays autochtone au Sud. Ces deux unités sont séparées de la plateforme saharienne par l'accident Sud Atlasique. La région sur laquelle nous avons étendu nos recherches est située dans la partie nord-est de la province de Constantine. Elle appartient à la partie centrale de la plateforme néritique constantinoise .

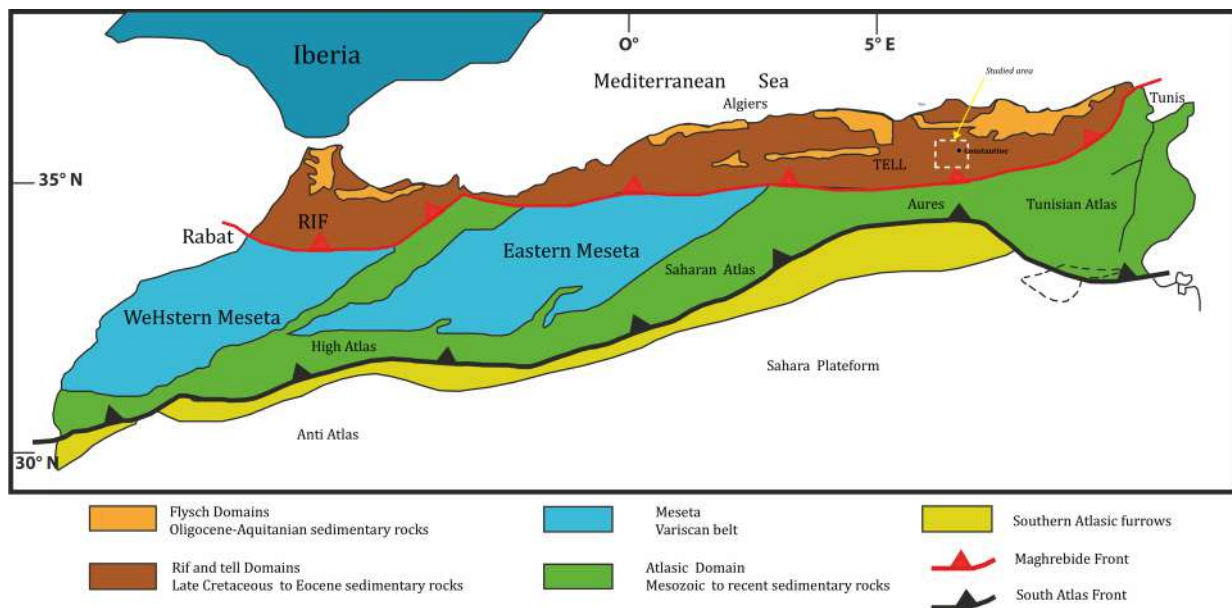


Figure. 1. 9. Positionnement actuelle de la plateforme néritique constantinoise par rapport aux domaines externes de la chaîne alpine d'Algérie nord oriental (Bureau , 1970 et Vila ,1980).

2. 1. PALEOGEOGRAPHIE ET GEODYNAMIQUE DE LA PLATEFORME CONSTANTINOISE AU MESOZOIQUE

La tectonique plio-quadernaire a dispersé les affleurements des séries néritiques constantinoises en massifs isolés par des dépressions périphériques. Les reconstitutions paléogéographiques de ces massifs durant le Crétacé montre l'individualisation d'un haut fond a sédimentation essentiellement carbonatée située entre d'une part le sillon tellien à l'Ouest et le sillon des Sellaoua à l'Est et d'autre part entre le domaine des nappes au Nord et l'avant pays atlasique au Sud (Magné 1969, Guiraud ,1990 ; Vila, 1980). Ces massifs représentent le groupe nord oriental autour de Guelma ; le groupe central autour de Constantine ; le groupe méridional autour d'Ain M'lila (Fig. 1. 10). Ces massifs comportent des formations marines continues allant du Trias au Turonien, et se relaient vers le haut par des formations discordantes à dominante marneuse datées du Sénonien et Eocène (Fig. 1. 11).

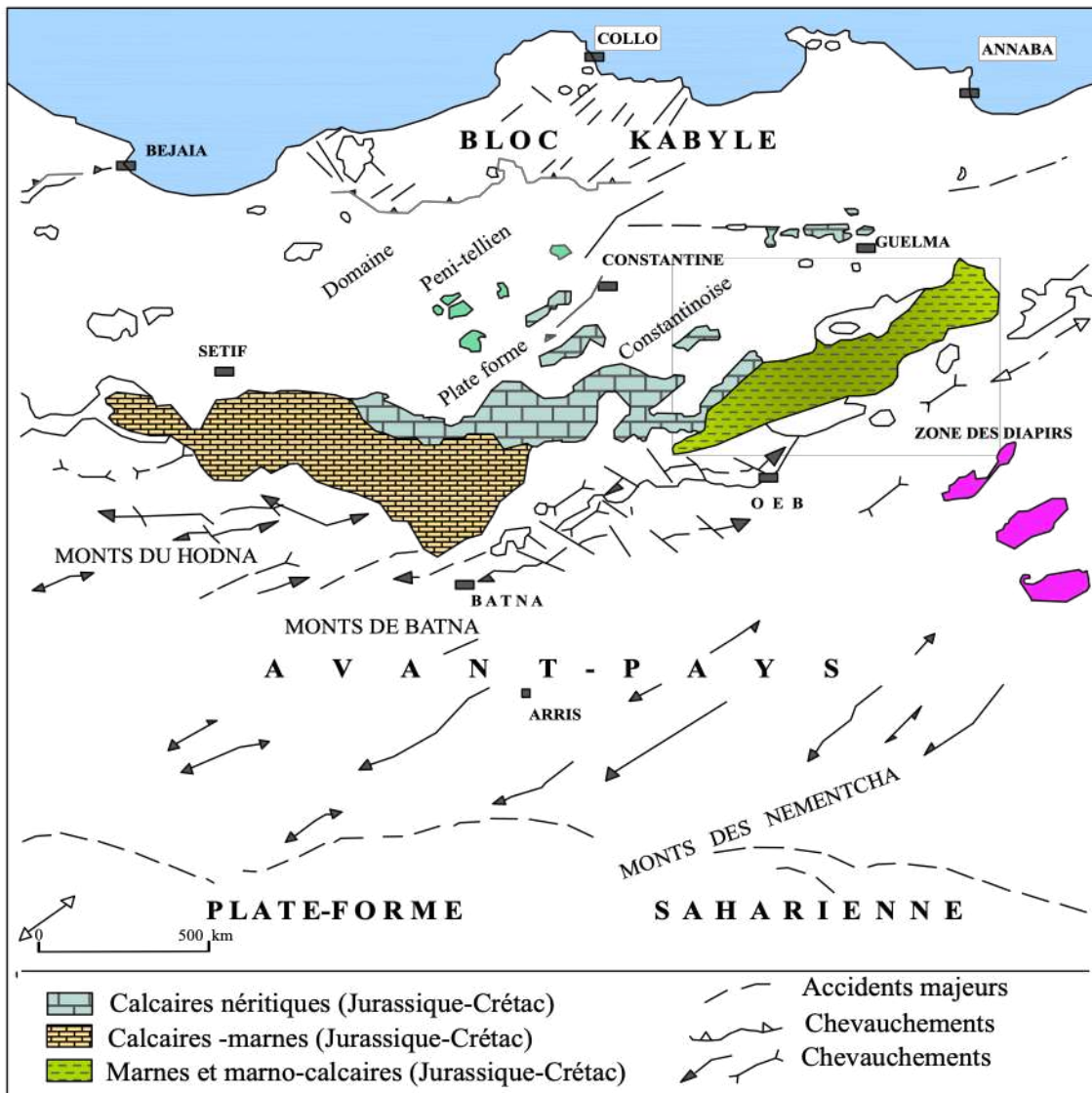


Figure. 1. 10. Positionnement actuelle de la plateforme néritique constantinoise par rapport aux domaines externes de la chaîne alpine d’Algérie nord oriental (Bureau , 1970 et vila ,1980).

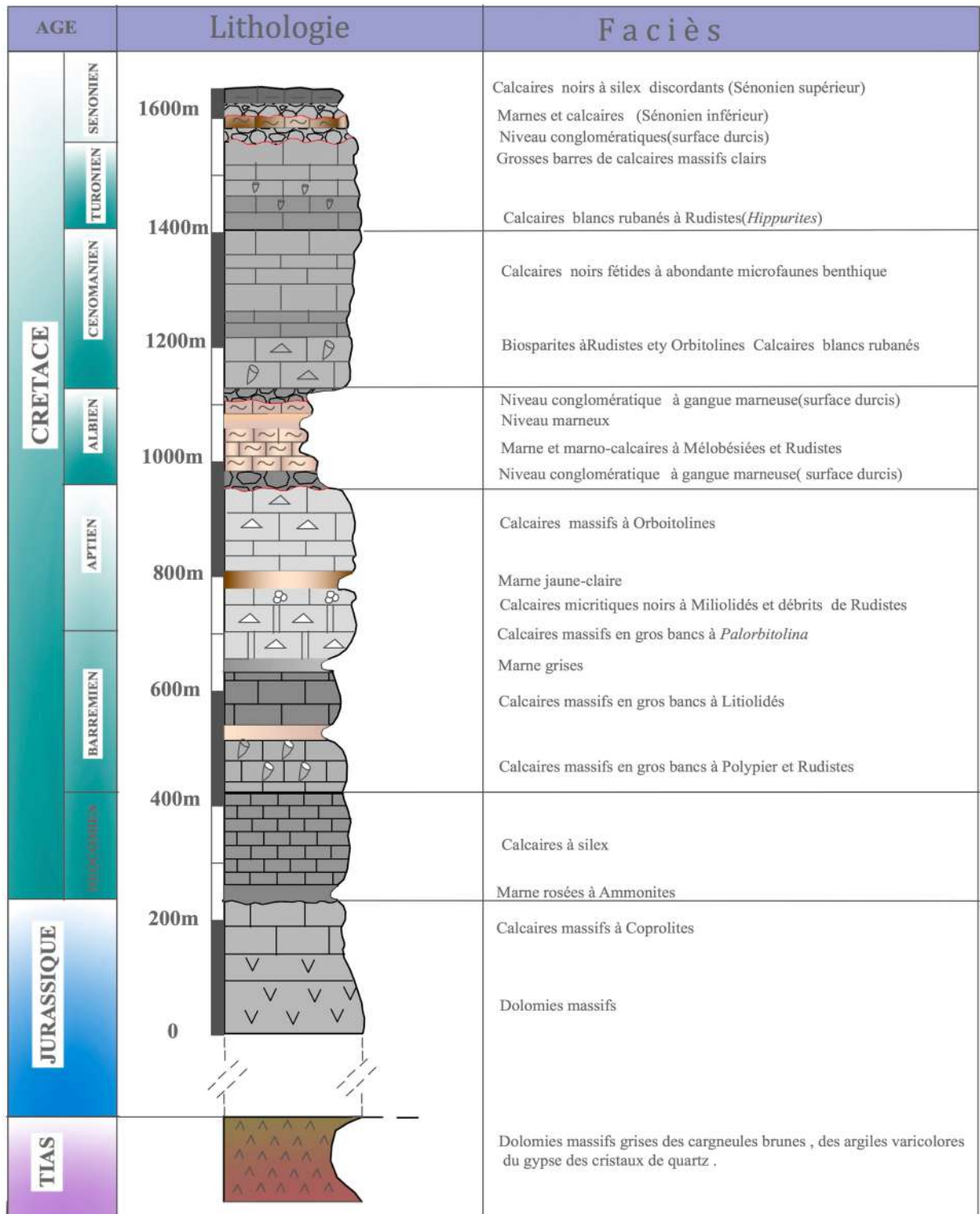


Figure. 1. 11. Log synthétique des séries mésozoïques de la plateforme Constantinoise .

L'évolution paléogéographique de cette plateforme durant le Mésozoïque montre :

2. 1. 1. TRIAS (*GENESE DU BASSIN MAGHREBIN*)

Une distension débutante probablement au début Trias (Wildi, 1983) a provoqué l'ouverture de la Téthys et la genèse de la gouttière nord-africaine. Durant les 45 Ma qu'a duré le Trias, la marge nord-africaine a reçu un matériel essentiellement évaporitique, il s'agit de masses de gypses et d'argiles de couleur rouge lie de vin très caractéristiques, qui contiennent des blocs calcaro-dolomitiques, des cargneules, des marnes bariolées verdâtres et des blocs de roches volcaniques (roches vertes ou ophites). A ces évaporites sont associés le plus souvent des minéraux libres de Quartz bi pyramidés et de dolomites en rhomboèdres. Dans la région de Constantine, le Trias se présente soit en pointement diapiriques, en lames éjectées le long des accidents ou à la base des unités charriées. À l'échelle du constantinois les affleurements les plus importants sont observés dans la partie centrale suivant la direction du fossé de Ain Smara (au sud-west de Constantine) et coincés plus au sud (la région de Ouled Rahmoune) dans les unités allochtones à matériel Eocène (Vila, 1980).

2. 1. 2. JURASSIQUE (*DEBUT DU COMPARTIMENTAGE DU SOCLE*)

Dans le bassin maghrébin, une distension mésozoïque a provoqué une subsidence différentielle où la plateforme constantinoise se distingue par un haut fond à sédimentation carbonatée dominante (Deleau, 1938 ; Voute, 1967 ; Van de Fliert, 1955). Dans le constantinois, les formations d'âge jurassique sont représentées par des dolomies noires largement cristallines bien observées au Djebel Debar (groupe nord oriental) et au Djebel Teioualt (group méridional). Cependant dans la région de Constantine, il n'affleure que le sommet de la série (Jurassique supérieur). Il s'agit de dolomies noires bien cristallisées surmontées par des calcaires massifs. Les deux affleurements correspondant au Jurassique supérieur sont observés au Djebel Kheneg (Nord-Ouest de Constantine), sur la bordure septentrionale du Djebel Kerkara (la terminaison Est) et sur la terminaison périclinale ouest du massif du Chettaba (Djebel Frikitia).

2. 1. 3. CRETACE (*DIFFERENTIATION DES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES*)

Au Crétacé la marge nord-africaine est le siège d'une grande diversité écologique et biologique. Le compartimentage du socle précambrien en blocs suivant des structures à héritage hercynien débuté vraisemblablement au Jurassique (Kazi-tani, 1986) est développé au Crétacé pour favoriser l'individualisation des différents domaines paléogéographiques. L'évolution de la plateforme néritique constantinoise est marquée par des variations brusques de faciès et des lacunes de sédimentation (Arris, 1994). Le Crétacé est représenté par une série qui débute au Néocomien par des faciès néritiques de type plateforme carbonatée, puis passant à des ensembles marno-calcaires dès la fin du Turonien. Ces marno-calcaires forment la couverture de la série calcaire jurassico-crétacée de la plateforme constantinoise (Lahondère, 1987 ; Chadi, 1991) et seraient allochtones selon Vila (1980).

- NEOCOMIEN

En allant vers la limite nord orientale du constantinois, le Néocomien est essentiellement dolomitique avec des passées calcaires ; il affleure au Kef Hahouner où la série peut dépasser 500 m (Raoult 1973). Ce faciès est observé aussi dans les massifs méridionaux (Chadi, 1991) et ne dépasse pas 300m d'épaisseurs (Dj Teioualt). Cependant dans le constantinois central un approfondissement du milieu a provoqué le développement d'une série de marnes, de calcaires argileux et de marno-calcaires contenant des niveaux de marnes jaunes à *Ammonites*. La série se termine par des calcaires massifs à silex ; elle s'observe également dans les massifs du Djebel Kheneg (200m) et le massif du Chettaba.

- BARREMIEN

Dans l'angle Nord Est du constantinois, le Barrémien inférieur est dolomitique (Djebel Garar, Djebel Taya, Djebel Debar) et se termine par des calcaires massifs à *orbitolines*, la série peut dépasser 500m.

Dans la région de Constantine, Il est visible au niveau des massifs du Chettaba, de l'Oum Settas et du Djebel Kheneg .Il correspond à une épaisse série de calcaires massifs clairs avec des intercalations de marnes grises. Les calcaires contiennent une riche microfaune à *Litiolidés*, *Textularidés*. *Choffatella decipiens* (Aris, 1994). Dans les monts d'Ain M'lila (Djebel Teioualt), le sommet de la série est représenté par des calcaires et des marnes à *Dictyoconus arrabicus* et *Palorbitomina lenticularis* (Chadi, 1991). Le passage du Barrémien à l'Aptien est marqué par quelques passées détritiques gréseuses qui seraient considérées comme des niveaux repères entre le Barrémien et l'Aptien.

- APTIEN

Durant l'Aptien, la marge nord-africaine est le siège d'une forte subsidence où se développent des dépôts carbonatés de type néritique recouvrant tout le constantinois (Fig. 1. 12), il s'agit essentiellement de calcaires gris clairs qui débutent le plus souvent par des niveaux à *charophytes* et se termine par une riche association à *orbitolines*. La série paraît constante sur tout le constantinois avec des intervalles condensés par endroit (100 m d'épaisseur au Dj Debar). Dans les monts d'Ain M'lila, L'Aptien inférieur reste régressif, alors que l'Aptien supérieur marque une légère incursion marine transgressive à son début et régressive à sa fin, marquée dans la série stratigraphique par l'apparition de faciès péri-récifaux, des dissolutions engendrant des bird eyes et une surface durcie d'extension régionale (Chadi, 1991) ; observée aussi dans les monts de Constantine près de l'Oum Settas (au Djebel Mazela). C'est également la période où l'extension maximale de la plateforme néritique constantinoise est observée (Coiffait, 1992).

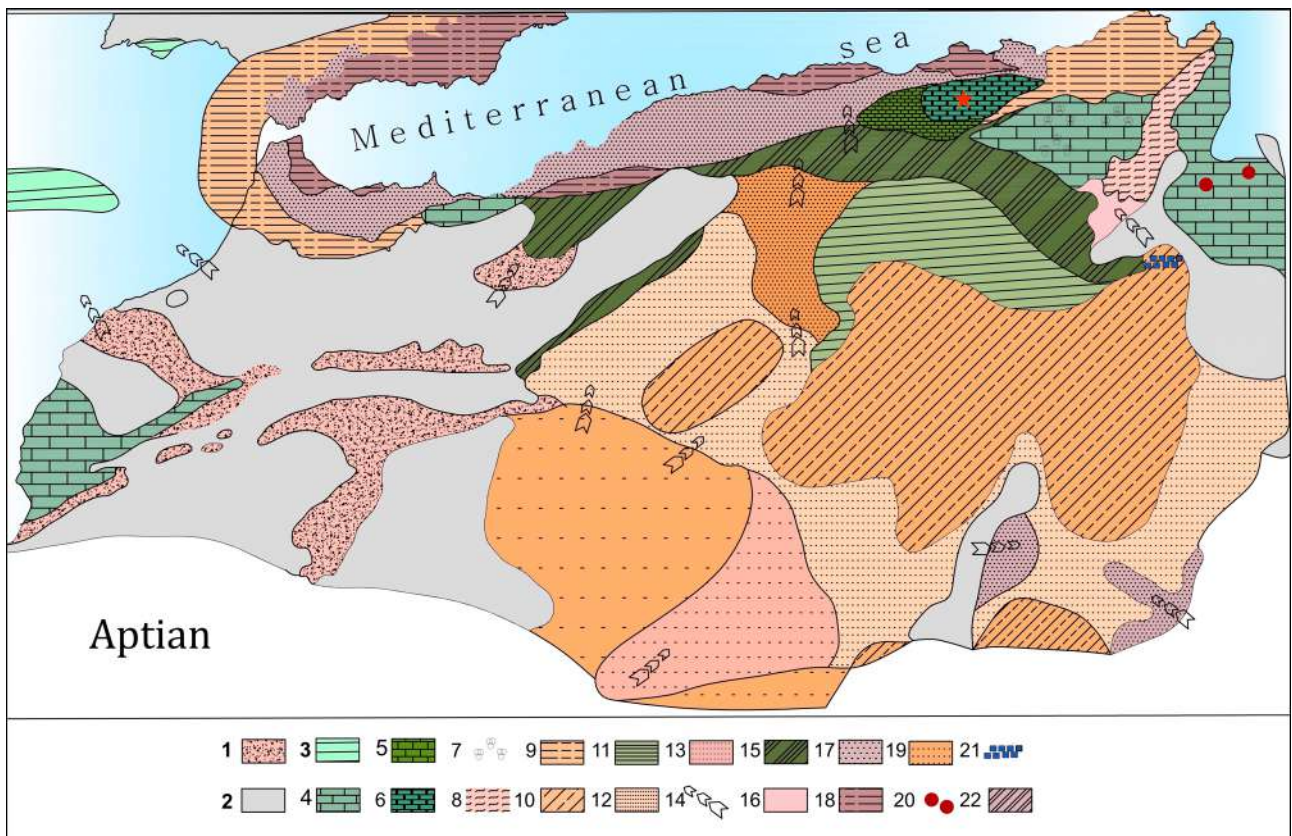


Figure. 1. 12. Répartition du faciès aptien sur le nord africain (Vila,1980).

1:grès rouges continentaux d'âge crétacé inférieur non précisé du Maroc et du Sahara, 2: zones émergées de la Meseta ibérique, de la terre des idrissides (promontoire de Saïda), du craton africain, du mole d'Elbioud, du dôme de la Djéffara et de celui des îles Kerkennah. 3: faciès argilo-gréseux de l'Algarve et du domaine atlantique; 4: Aptien transgressif carbonaté de Haha et de la plate forme carbonatée à orbitoline de Tunis; 5: plateforme sétifienne; 6: plateforme constantinoise; 7: diapirisme et récifs associés des confins algéro tunisien et de l'axe tunisien Nord-sud; 8: faciès épinitrique s subcontinentaux de l'axe tunisien nord-sud; 9: faciès marmes subbétiques, pénibétiques, rifains et nord tunisiens; 10: zones sahariennes où la barre calcaire aptienne est dépourvue de grès; 11: Barre calcaire comprise entre deux horizons gréseux; 12 zones sahariennes où la barre calcaire comprise entre deux horizons gréseux; 13: zones sahariennes où la barre calcaire contient plus de grès; 14: trajet possible du matériel gréseux; 15: alternance de calcaires, de marnes, de grès et de dolomies en Oranie, dans le Nord de l'Atlas saharine, l'Aurès et le Sud-Ouest tunisien; 16: sable littoraux deltaïques du Sud de la Tunisie; 17: flyschs et séries flyschoides tello-rifains; 18: limites est des flyschs kabyles; 19: zones internes bétiques rifaines ou kabyles dépourvues d'Aptien; 20: volcanisme tunisien; 21: évaporites tunisiennes.

- ALBIEN OU ALBO-VRACONIEN

La mer pélagique albienne a gagné plus les bassins nord-est africains et des faciès profonds ont été décrits au Nord -Est de l'Algérie et à l'Ouest de la Tunisie (Fig. 1. 13). Les plateformes carbonatées ont pris de l'espace sur le continent africain (plateformes carbonatées algéro-tunisienne).

Dans le domaine néritique constantinois, l'Albien est moins développé sur les massifs néritiques centraux et sa lithologie est globalement homogène où elle est constituée de marnes et de marno-calcaires glauconieux et localement phosphatés (massif de l'Oum Settas). Dans le massifs du Chettaba, l'Albien représente une série de marnes et de calcaires noduleux à *Ammonites* (Raoult, 1971). Vers le sommet de la série apparaissent des niveaux plus fins à *Pithonelles* indiquant le Vraconien. La corrélation lithostratigraphique montre que la série diminue d'épaisseur d'Ouest en Est et atteint son épaisseur maximale au Djebel Felten (100 m). On allant vers les monts de Guelma, la série montre une persistance des calcaires à orbitolines (Djebel Taya) de l'Albien supérieur et se termine par des niveaux à silex, elle peut atteindre 200 m d'épaisseur. Vers la bordure méridionale du Constantinois, la plupart des massifs néritiques montre un Albien qui a constitué le colmatage d'un paléo-karst (Chadi, 1991). L'Albien est représenté par une séquence binaire de marnes et calcaires microconglomératiques et se termine par une surface durcie. La phase transgressive du cénomanien a provoquée la réduction des séries albo-vraconienne et parfois même l'absence de toute la série ; c'est le cas du Djebel Oum Settas (Vila ,1980) où cette dernière est marquée le plus souvent par un niveau conglomératique de base.

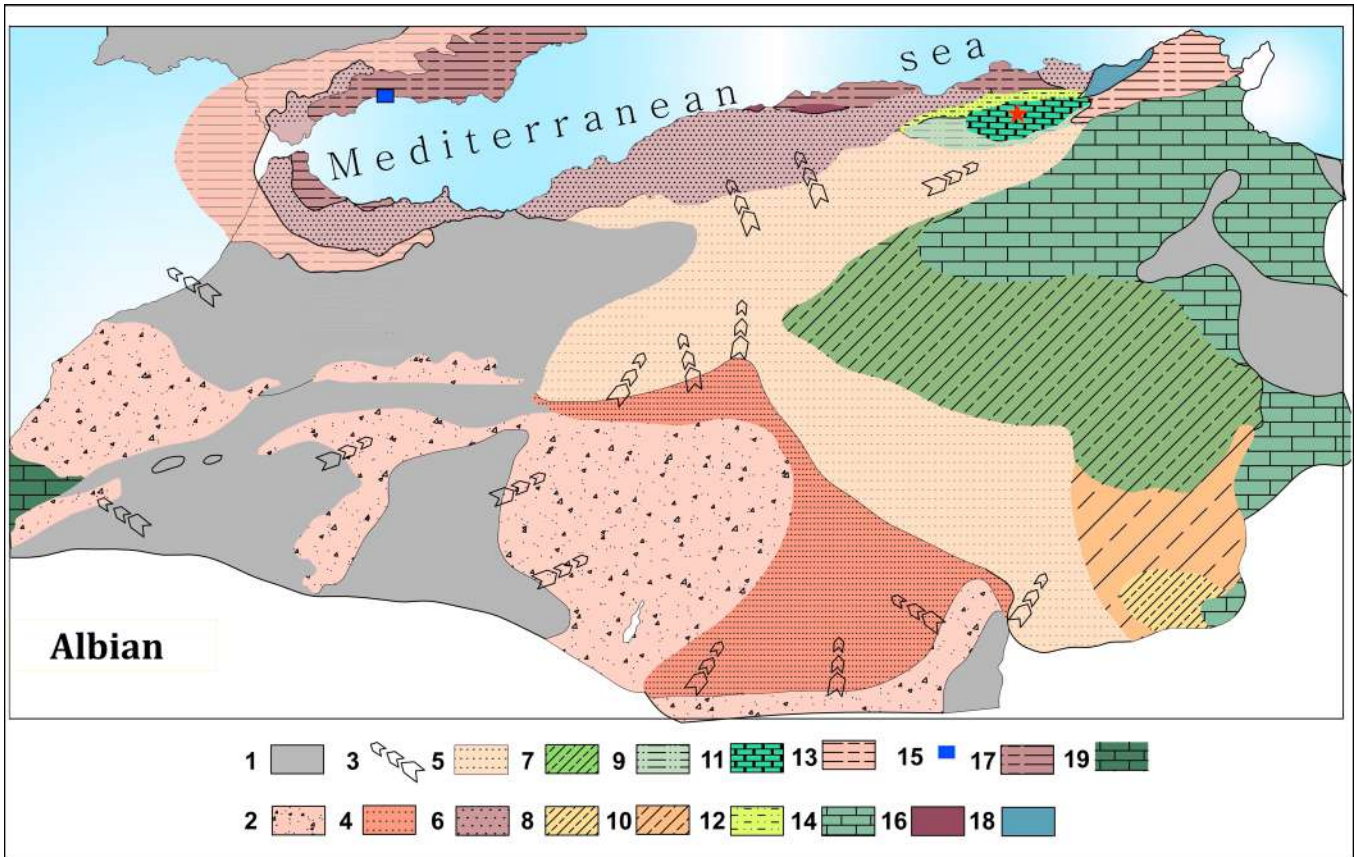


Figure.1. 13. Répartition du faciès albien sur le domaine tethysien nord africain (Vila,1980) .

1 : zones émergées de la Meseta ibérique, de la terre des idrissides(promontoire de Saida), du craton africain, du mole d'Elbiad, du dôme de la Djeffara et de celui des îles Kerkennah.2:grès rouges continentaux d'âge crétacé inférieur non précisé du Maroc et du sahara, 3 : Trajet possible du matériel gréseux ; 4 : Grès grossiers sahariens ; 5 : Série argilo-gréseuses à grès fins du Sahara et de l'Atlas Saharien ; 6 :Flyschs et séries flyschoides tello-rifaines 7 : calcaires gréseux du bas-sahara ; 8 : argiles et grès des confins algéro-libyens méridionaux ;9 :séries gréseuses et carbonatées à algues de la plate forme sétifienne ;10 : province argileuse du Grand Erg occidental; 11 : calcaires et marnes à Mélobésiées et Hedbergelles de la plateforme néritique constantinoise ;12 : faciès carbonatés bio-détritiques du domaine pénitellien ;13: faciès marneux subbétiques pénibétiques ,pré-rifains externes et faciès marneux pélagiques du sillon tunisien ; 14 : calcaires de la plateforme algéro-tunisienne ; 15 : karst albien de Malaga ;16 : albien pélagique marneux du Djurdjura ;17 :zones internes bétiques ,rifaines ou kabyles dépourvues d'Albien ; 18 : niveaux pélagiques du domaine ultratellien ;19 : Albien marin carbonaté du bassin atlantique des Haha.

- CENOMANIEN

Au cours du Cénomaniens, on assiste à une transgression généralisée sur tout le bassin maghrébin et où les hauts fonds du Constantinois sont affectés par une réorganisation paléogéographique qui a pour résultat le développement des formations à faciès néritiques (bien observés dans le constantinois central) et des formations pélagiques (monts d'Ain M'lila). Dans les monts de Constantine, le Cénomaniens est représenté par d'épaisses séries de calcaires blancs massifs associés à des barres bio-détritiques à Rudistes, des niveaux de biomicrites à Miliolidés (Guiraud, 1990). Ces séries sont visibles au massif du Kheneg, au Djebel Felten, au Rocher de Constantine, au Djebel Kelal et à l'Oum Settas (Vila et al., 1987; Laziz et al., 2018). Cependant dans le massif du Chettaba la série est à faciès pélagique, elle est représentée par des marnes et des marno-calcaires, ce qui peut être expliqué par une subsidence différentielle de la plateforme constantinoise. Dans les massifs méridionaux le Cénomaniens inférieur est à faciès néritique, conglomératique et discordant sur l'Aptien. Au Cénomaniens moyen-supérieur, on observe un changement radical de la sédimentation où les calcaires néritiques albo-aptiens succèdent les marnes pélagiques (Chadi, 1991). Ce bouleversement paléogéographique au sein de la plateforme constantinoise a été interprété dans la région de Guelma par un affaissement du môle néritique constantinois (Lahondère et Magné, 1983).

- TURONIEN

Dans les monts de Constantine, le passage Cénomano-Turonien est progressif tant du point de vue lithologique que paléontologique, ce qui indique une sédimentation continue. C'est le cas du Rocher de Constantine, de Djebel Kelal et des massifs du Djebel Felten et de l'Oum Settas. Le Turonien est représenté par des calcaires rubanés blancs à la patine et gris à la cassure, et se poursuit par de grosses barres de calcaires massifs claires à Rudistes et à minces intercalations de calcaires sombres (Vila, 1980).

À l'Ouest de Constantine, dans les massifs du Grouz, du Kheneg et du Chettaba, le Turonien est représenté par des calcaires à silex de quelques mètres d'épaisseur (Lahondère, 1983, Aris, 1992). Ces niveaux débutent localement par des assises conglomératiques remaniant les calcaires du Cénomaniens et qui sont visibles sur le massif du Kheneg et au Djebel Kerkara. On peut noter que le Turonien présente deux anomalies : Une absence totale dans les massifs méridionaux et dans la région de Guelma ; des variations rapides des épaisseurs : Le Turonien est plus développé au Djebel Oum Settas avec une épaisseur de 200m d'environ. par contre au Djebel Felten la série n'est représentée que par une cinquantaine de mètres de calcaire (Vila, 1980).

- SENONIEN

Le Sénomien inférieur est essentiellement marno-calcaire avec des séries discordantes et conglomératiques à la base. Il s'observe dans les massifs du Chettaba, du Grouz, du l'Akhral et du Kheneg. On note l'absence du Sénomien inférieur sur certains massifs (Oum Settas –Mazela). Cependant dans les massifs d'Ain M'lila et dans la région de Guelma, le Sénomien inférieur à faciès pélagique repose directement sur le Cénomaniens supérieur (Djebel Gueriou, Kef Hahouner). Le Sénomien supérieur s'observe au Nord et au Nord-Ouest de l'Oum Settas, dans le Rocher de Constantine et plus au Nord-Est dans les massifs de Guelma, le Sénomien supérieur est représenté par une série condensée de calcaires bio micritiques dans lesquels s'intercalent des marnes parfois épaisses. Dans les massifs méridionaux (Djebel Gueriou) le Sénomien supérieur est marno-calcaire et épais (500m d'épaisseur), faciès nettement épais (450 m d'épaisseur). On note qu'il y a une lacune stratigraphique régionale du Sénomien inférieur, le Sénomien supérieur peut reposer en discordance sur plusieurs termes antérieurs d'âge différent allant de l'Aptien au Turonien.

2. 2. LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Dans les plateformes carbonatées, la répartition des environnements sédimentaires est contrôlée d'une part par la topographie héritée de la marge continentale et d'autre part par les variations climatiques régnant au cours de la sédimentation. La température de l'eau et la teneur en nutriments représente les facteurs principaux qui exercent un contrôle majeur sur la répartition et les associations des producteurs de carbonate. L'évolution de producteurs photozoans (oolites, peloïdes, coraux, algues vertes,) est favorisé par une température de l'eau de mer supérieure à 20 °C et des conditions mésotrophiques à oligotrophiques, tandis que les producteurs hétérozoans (mollusques, échinodermes, bryozoaires, algues rouges,.....) sont favorisés par une température inférieure à 20°C et des conditions mésotrophiques à eutrophiques (James, 1997 ; Mutti et Hallock, 2003).

A l'échelle de la Téthys sud, les plateformes carbonatées sont caractérisées par l'accumulation des associations carbonatées hétérozoan dominée par les foraminifères benthiques (orbitolines, alvéolines) durant le Bedoulien. Le Gargasien est caractérisé par les associations Photozoans (algues, microbialites et coraux) et au Clansayésien, les associations Hétérozoans gagnent à nouveau les plateformes avec une faune benthique abondante (Van Buchem et al, 2002 ; Van Buchem et al, 2010). Durant l'Albien, les plateformes sud téthysiennes ont été envahies par les associations hétérozoans essentiellement pélagiques.

A l'échelle de la région de Constantine, sur le bloc constantinois, le faciès aptien montre des environnements peu profonds où les foraminifères benthiques sont très abondants. L'Albien est réduit et montre une séquence transgressive riche en formes pélagiques. La seule tentative de biozonation dans le domaine constantinois, en utilisant les foraminifères benthiques, a été réalisée par Shroeder, et al (1974) ; depuis, aucun travail de biostratigraphie n'a été introduit pour préciser les coupures biostratigraphiques.

En se basant sur les travaux de [Van de Fliert \(1955\)](#); [Raven et Vila \(1974\)](#), une corrélation lithobiostratigraphique a été établie afin de suivre l'évolution et la répartition latérale de biofaciès dans la plateforme constantinoise et la plateforme sud sétifienne (Fig. 1.14).

2.2.1. BLOC CONSTANTINOIS

Sur les monts de Guelma, le Kef Hahouner où la série paraît complète, l'Aptien dépasse parfois 400 m d'épaisseur et montre essentiellement des dépôts laguno-récifaux. L'Aptien inférieur livre des Charophytes (*Atopochara* sp.) suivi par des bancs massifs riches en *Salpingoporella dinarica* et en *Tripoporella cf. frassi*. L'Aptien supérieur est caractérisé par la dominance des faciès subrécifaux et la première occurrence d'*Archeoalveolina Reicheli*, *Colomiella recta* qui donne un âge Clansayésien (Celui-ci est identifié au Mexique par [Longoria 1973](#)). L'Aptien inférieur se termine par des calcaires à silex et livre des associations de *Hedbergella washitensis*, *Aghardiellopsis cretacea* d'âge Albien.

Plus au sud, dans les monts de Constantine, l'Aptien inférieur commence par un repère à Charophyte et algues vertes (*Salpingoporella dinarica*, *Henonella dinarica*) et foraminifères benthiques (*Praechrysalidina infracretacea*). L'Aptien supérieur livre une association d'*Archeoalveolina reicheli*, *Orbitolinopsis carochi*, *Mesorbitolina texana texana* ([Arris 1994](#)) avec des lumachelles à rudiste épisodiques. Au-dessus d'un hard ground, repéré dans tous les massifs, un calcaire noduleux phosphaté et des niveaux de marnes viennent coiffer cette surface.

Au sud de la ville de Constantine, les monts d'Ain M'lila montrent un amincissement remarquable de la série aptienne et par fois l'absence de l'Albien (Guelaat Ouled Sellam). L'Aptien inférieur est repéré grâce à la présence de *Praeorbitolina cf. cormyi*, associée à d'abondantes *Palorbitolina lenticularis*, *Cuneolina scarsellai*, *Debarina hahounerensis* et *Cuneolina* gr. Les faciès riches en algues vertes (niveaux à Charophyte) correspondent au repère défini dans les monts de Ain M'lila ([Bar et Magné, 1955](#)).

Au sommet, l'Aptien supérieur commence par une association à *Orbitolina subconcava*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Archeoalveolina reicheli*, *Sabaudia minuta* et à *Pseudocyclamina gr hedbergiella* sp., *Orbitolina conica*, *Neoiraqia* sp. L'Albien transgressif est très réduit en épaisseur et montre une association de *Hedbergella Archaeolithothamnium* et *Aghardiellopsis Cretacea*.

2. 2. 2. BLOC SUD SETIFIEN

La plateforme Sud Sétifienne montre la continuité sud-ouest de la plateforme constantinoise. Ces unités considérées par [Savornin \(1920\)](#) comme « bâti pré-saharien », ont été décrites par [Vila, \(1980\)](#) sous l'appellation « ensemble allochtone sud-sétifien ». Elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de type plateforme subsidant qui admettent des intercalations gréseuses crétacées à leurs limites méridionales. La lecture des biofaciès d'âge aptien -albien a mis en relief l'approfondissement remarquable de cette plateforme par rapport au bloc constantinois. Au Djebel Zdim Youssef, cette série ne dépasse pas 250 m d'épaisseur et montre des niveaux marneux à l'Aptien inférieur avec une association de *Palorbitolina lenticularis*, *Choffatella descipiens*, *Marssonella trochus*, *Gavelinella flandrini*. L'Aptien supérieur à faciès pélagique débute par des marnes à foraminifères planctoniques *Globigerina infracretacea*, *Textularia foeda Nautiloculina* sp., *Pseudocyclamina hedbergi*, puis des calcaires à *Cuneolina laurentii* et se termine par des lumachelles à *Exogyra latissima* et *Ostrea praelonga* ([Savornin, 1920](#)).

Par ailleurs plus au Nord, au Djebel Anini-Guergour l'Aptien inférieur commence par des intercalations marno calcaires qui livrent *Marssonella Oxycona*, *Globigerina infracretacea*, *Globigerina infracretacea gargasiana*, *Globigerinelloides algeriana*, *Biticinella ferreolensis*. Des carbonates massifs s'intercalent sur 100m d'épaisseur et renferment de riches associations d'orbitolines (*Mesorbitolina texana*). Vers le sommet, au-dessus d'un hard ground se développe des niveaux à algues corallinacées.

L'Albien montre à la base des niveaux calcaires riches en mélobésiées (*Lithophyllum* sp., *Archéolithothamnium* sp., *Ethelia alba*) et foraminifères (*Citharina* sp., *Favusella washitensis*, *Globigerina esheri*, *Hedbergella trocoidea*, *Valvulineria gracillina*).

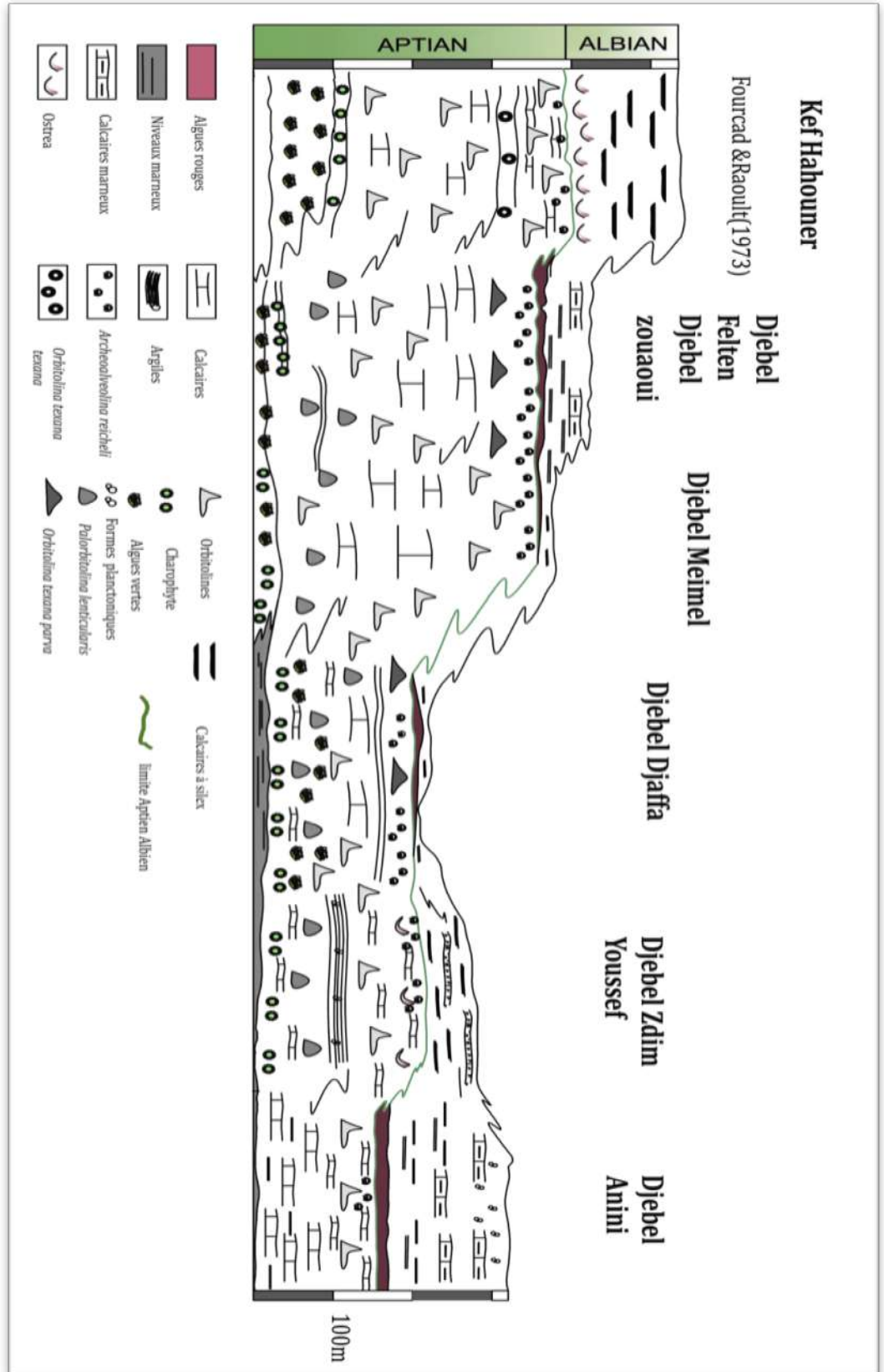


Figure. 1. 14. Evolution du faciès aptien albien sur les provinces de constantine et de Setif.

2. 3. CONTEXTE STRUCTURAL

La chaîne des maghrébides s'intègre dans un système orogénique relativement continue, dénommé la chaîne alpine, au sens large, regroupant l'ensemble des chaînes de montagnes rencontrées depuis l'Himalaya jusqu'aux Caraïbes. De nombreux domaines océaniques reconnues aujourd'hui sous le nom la Néotéthys (mésozoïque), sont à l'origine de de la mise en place de ces chaînes de montagnes (Stampfli & al., 1998, Tapponnier, 1977). Il est généralement reconnu que le domaine orogénique maghrébin résulte de la convergence Cénozoïque Eurasie-Afrique avec une asymétrie géologique forte de direction E-W (Durand-Delga and Fontboté, 1980; Bouillin, 1986; Favre et al., 1991).

2. 3. 1. PHASES TECTONIQUES

Dans le constantinois (Fig. 1.15), Aris (1992) a pu mettre en évidence une phase distensive d'âge albien associée à un système de failles normales N45°E et N60°E dominantes. Vers la fin du Crétacé, la phase laramienne marquant une compression subméridienne de direction NNW-SSE a engendré des plis E-W (Durand Delga, 1955; Deleau, 1938). Les structures issues de cette phase sont souvent déversées vers le Sud et sont liées à des discordances, à des hard grounds, à des lacunes et à des intercalations détritiques mais quoi qu'il en soit, la phase laramienne (Guiraud, 1973) semble avoir été en Algérie beaucoup moins intense que dans les cordillères bétiques et les Alpes orientales par exemple. Au tertiaire, à l'Eocène, la fermeture de la Néotéthys occidentale par la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie orientale de l'Alboran et la marge africaine tellienne. Cette phase compressive placée vers la fin du Lutétien (-37 Ma) est appelée phase atlasique par Guiraud (1973) et phase priabonienne selon Vila (1980). Cette phase est associée à des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50° E d'El Kentour qui se prolonge jusque dans l'avant pays au Sud-Ouest, entre les monts du Bélezma et ceux du Hodna correspondant à la «transversale de Constantine».

Dans l'atlas saharien où elle est manifestement la plus évidente, en raison de son intensité et du fait de l'absence ou du peu d'importance des déformations ultérieures, elle montre une direction de raccourcissement NW-SE. Au Miocène supérieur, pendant le Tortonien (11. 5 Ma), le mouvement de la plaque africaine a changé à nouveau et est devenu orienté nord-ouest. Cela a généré une transpression dextre (Guiraud et Bellion, 1995). Cette phase est caractérisée par une direction de raccourcissement N-S, elle aurait débuté plus tôt dans les zones septentrionales (Burdigalien moyen Bouillin, 1977; Courme-Raoult, 1985). Pour Vila (1980), c'est la phase majeure tortonienne à vergence sud qui est responsable des vastes recouvrements anormaux. A ces recouvrements anormaux sont associés des décrochements NW-SE respectivement dextres et senestres. Dans notre région d'étude, cette phase serait selon Vila (1980) responsable de la genèse de "l'unité méridionale à nummulites", "la nappe néritique constantinoise", des unités allochtones des Sellaoua " et " de l'ensemble sud sétifien ". Enfin, L'événement de raccourcissement N-S le long de la marge de l'Afrique du Nord-Ouest (Guiraud, 1986, 1990, Frizon de Lamotte et al., 2000) a commencé dès le Pléistocène et engendre les plis E-W et les failles inverses développés, associés aux failles décrochantes senestres NNE-SSW et dextres NW-SE. Les principales zones de failles intra-plaques ont été réactivées et les soulèvements régionaux s'intensifient.

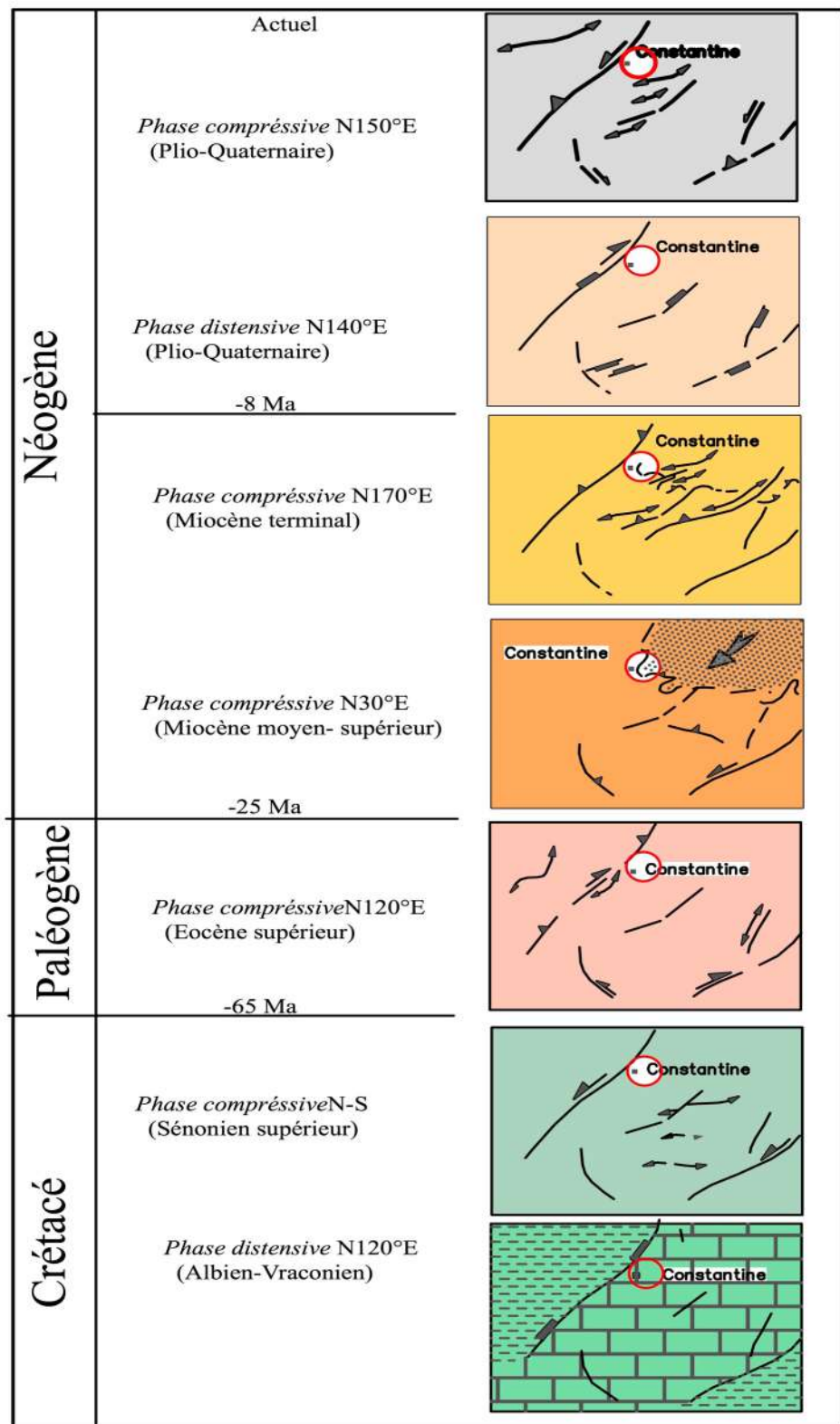


Figure. 1. 15. Géodynamique et paléogéographie de la plateforme constantinoise (Aris,1994) .

2. 3. 2. EVOLUTION DES CONCEPTES PALEOGEOGRAPHIQUES

Au sein des zones externes, les monts de Constantine regroupent un ensemble de formations calcaires jurassico-crétacés à faciès peu profond, et leur couverture marno- calcaire d'âge crétacé supérieur. Durant le Jurassique et le Crétacé, une plateforme de type haut fond s'est individualisée sur la marge téthysienne et limitée au Nord par le sillon tellien à sédimentation pélagique, elle rejoint vers le Sud-Ouest la plateforme sétifienne à sédimentation détritique et marneuse. Ce caractère est rattaché à l'existence de limites structurales matérialisée par des accidents de socle NE-SW ayant fonctionné au moins dès le Jurassique (Bureau ,1970; Kazi-Tani, 1986). Ses limites septentrionales et méridionales sont soulignées par des bassins profonds illustrant une géométrie de gouttière NE-SW. La relative homogénéité des faciès essentiellement crétacés et l'absence des apports détritiques leur acquièrent le caractère d'une plateforme isolée au sein des bassins profonds de la paléomarge téthysienne nord-africaine. Une attention particulière est attirée pour reconstituer la paléogéographie de cette plateforme dénommée autochtone néritique par Durand Delga (1951) et mole néritique constantinois par Durozoy (1960), Voute (1967) et Durand Delga (1969). Les variations rapides de faciès et les lacunes stratigraphiques cartographiées dans la région (Joleaud, 1911; Deleau ,1938, et Van de Fliert,1955) ont incité Guiraud (1973) de proposer l'allochtonie de ces massifs. En 1978, Vila a pu introduire un model structural au sein duquel s'individualise cette plateforme comme un haut fond émergé à la fin du Crétacé supérieur. Les faciès profonds de type bassins observés dans les provinces de Constantine les a rattachés à un domaine dénommé Péni-tellien à sédimentation mixte dès l'Albien. Par ailleurs Chadi (1991), dans son travail de thèse sur les monts de Ain M'lila, conteste vivement l'allochtonie de cette plateforme et interpréta les faciès profonds du Crétacé supérieur comme une couverture souple des carbonates jurassico-crétacés et proposa l'approfondissement de cette plateforme au moins à partir du Cénomani.

3. TRAVAUX ANTERIEURS

1838	le capitaine Puillon-Boblaye identifie le premier, le Tertiaire du bassin de Constantine.
Entre 1863-1901	L Hedouin, J.Tissot, A.Pomel et E.Ficheur entreprirent une étude géologique en se basant sur des levés d'ensemble à petite échelle. Ils sont parvenus à réaliser quatre cartes géologiques avec une échelle (1 \50.000) pour la carte de Constantine et de 1\80.000) pour la carte de l'Algérie du Nord.
1911 à 1954	L .Jeleaud admet l'existence de nappes de charriage dans le constantinois en considérant le Trias comme semelle plastique à ces dernières.
1962 à 1969	J.F.Raoult et J.M. Vila déduisent une phase tectonique tangentielle d'âge fini Lutétien, en se basant sur une étude faciologique et structurale de la dorsale kabyle et du domaine des flyschs.
1967 à 1973	R. Guiraud, est le premier à avoir envisagé l'allochtonie du môle néritique constantinois.
1973	J.M.Vila en collaboration avec SONATRACH aboutit à la publication d'une série de 28 cartes géologiques au (1\500.000) et les cartes au (1\200.000) de Sétif et de Constantine. Dans ce travail, J.M.Vila reprend et développe l'idée de l'allochtonie du môle néritique constantinois.
1973-1980	Dans sa longue synthèse sur la chaîne alpine d'Algérie Nord orientale, J.M.Vila met en évidence un avant pays allochtone, introduit le concept de la différence de faciès, de l'arrêt des apports gréseux et de la présence d'un "rouleau frontal" au front de la nappe néritique constantinoise chevauchant vers le sud le Miocène à l'Ouest d'Ain M'lila ;
1986	N. Kazi-tanitraite surtout l'analyse séquentielle à l'échelle de l'Algérie du Nord. Dans la région qui nous occupe, l'auteur dresse la paléogéographie de l'Algérie du Nord et interprète l'évolution structurale des monts de Constantine par un ensemble de blocs basculés.
1987	Selon J.C.Lahondère, la structuration des séries ultratelliennes résulte de

	diverticulatons mises en place lors de la phase priabonienne.
1991-1992	M. Chadi & E. Coiffait contestant vivement l'allochtonie de la couverture du môle néritique et apportent de nouvelles données qui attestent l'origine sédimentaire du contact séparant le toit de la plate forme de sa couverture marno-calcaire.
1994	Y. Arris a établi une analyse structurale et microstructurale sur le constantinois centrale pour une contribution des paléo champ de contraintes et des structures régionales associées pour chacune des phases tectoniques.
2004	M. Chadi a réalisé une révision stratigraphique et sédimentologique des séries crétacées du Néritique constantinois dont laquelle il a mis en évidence le développement de faciès pélagique céno-manien
2006	C. Benabbes dans son étude de l'évolution plio-quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie Nord orientale a réalisé une analyse morphostructurale de la région de Constantine il est arrivé à ressortir quelques particularités de la structuration complexe du môle néritique au Plio-Quaternaire.

CHAPITRE 2

MATERIELS ET METHODES



INTRODUCTION

Ce chapitre décrit brièvement l'ensemble des techniques et les principes sédimentologiques employées dans le présent travail. La problématique abordée dans cette thèse a nécessité de travailler sur deux axes: la sédimentologie et cartographie géologique. Le premier axe aborde essentiellement les analyses faciologiques basées sur l'observation sur terrain et au microscope polarisant, les observations susceptibilité magnétique, analyse diagénétique et interprétation séquentielle. Le deuxième axe consiste principalement de la cartographie géologiques en s'appuyant sur les observations sédimentologiques effectuée sur les formations aptiennes et albiennes.

1. CHOIX ET REPRÉSENTATION DES COUPES

Les coupes géologiques qui font l'objet de ce travail de thèse ont été levées en détail sur une zone d'étude allongée selon un axe nord-sud d'environ 200 kilomètres. Les levés ont été choisis de façon à ceindre les faciès de passage aptien –albien et de suivre les contacts de charriage entre l'unité péni-tellienne et la plateforme constantinoise. Quatre coupes ont été choisies et un levé banc par banc à haute résolution (centimétrique à métrique) a été effectué. Pour chaque banc, nous avons noté la lithologie, l'épaisseur, la couleur, les structures sédimentaires et les fossiles observés. Un échantillon orienté, numéroté et mentionné sur une colonne lithologique a été prélevé sur chaque banc et les épaisseurs des bancs sont minutieusement reportées (un total de plus de 680 échantillons). Pour les faciès, marneux marno-calcaires et marneux-argileux le prélèvement d'environ 500 g pour chaque échantillon a été réalisé approximativement tous les quatre à cinq mètres, parfois plus (éboulis de pentes), parfois moins, notamment en cas de variations d'apparence significatives. Chacun d'entre eux bien entendu a été prélevé après 'rafraîchissement' de la zone du prélèvement (afin d'éliminer les zones altérées), puis placé dans un sachet approprié et numéroté. Les Quatre coupes faisant l'objet de ce présent travail de recherche sont :

- La coupe du Djebel Felten, considérée comme coupe repère d'une série lithostratigraphique continue d'âge Aptien-Albien.
- la coupe du Djebel Zouaoui où la série lithostratigraphique est tronquée, ne représente que le faciès aptien surmonté par un faciès allochtone péni-tellien d'âge Sénonien.
- la coupe du Djebel Karkara, ne montre que les membres supérieurs et se terminent par une discontinuité sédimentaire sur laquelle se repose un faciès carbonaté cénomaniens.
- la coupe du Djebel Kheneg, montre une série albo-cénomaniens rapportée à l'unité péni-tellienne et chevauche les faciès aptiens de la plateforme constantinoise.

2. DESCRIPTION DES FACIÈS

La compréhension de la genèse des sédiments s'appuie essentiellement sur une analyse sédimentologique détaillée sur le terrain et au laboratoire. Cette analyse conduit à la définition de microfaciès correspondant à différents environnements de dépôt. Les descriptions qui ont été réalisées reprennent l'épaisseur et le relief des bancs, la couleur, la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu en fossiles (nature du fossile, taille, état de conservation et dispersion au sein du banc). L'échantillonnage a été réalisé de manière relativement systématique, avec un prélèvement environ tous les demi mètres ou moins si des variations lithologiques importantes le nécessitaient. Plusieurs échantillons ont été prélevés dans certains bancs en raison de leur épaisseur, de la présence de fossiles particuliers ou de variations notables au sein du banc. Une attention particulière est apportée à la description macroscopique des discontinuités sédimentaires fini-aptiennes.

2. 1. LAMES MINCES ET MICROFACIÈS

Les lames minces ont une épaisseur standard de l'ordre de 30 μm et ont été décrites afin d'en caractériser le microfaciès. Elles ont été étudiées au microscope optique pour déterminer visuellement les proportions des grains squelettiques et non squelettiques, les textures (Dunham, 1962 ; Embry et Klovan, 1971; Insalaco, 1998), allochèmes et structures sédimentaires, la granulométrie, le tri et la cimentation précoce.

Pour chaque faciès, l'hydrodynamisme et les paléobathymétries ont été estimés sur la base des structures sédimentaires et des rapport benthiques / planctoniques (Lathuilière et al., 2005). La zonation classique est utilisée, considérant des profondeurs d'environ 15 mètres pour la limite d'action des vagues de beau temps FWB (et de plus de 40 mètres pour la limite d'action des vagues de tempête SWB (Walker et James, 1992; Sahagian et al., 2006). De nombreux échantillons ont été prélevés afin de caractériser les différentes lithologies et discontinuités rencontrées. L'étude des carbonates au microscope optique : l'observation d'approximativement 650 lames minces (lumière polarisée et polarisée-analysée) a constitué la base de l'étude sédimentologique et diagenétique des carbonates de la série d'âge aptien-albien de la Plateforme Constantinoise. Ces lames ont été confectionnées à partir d'échantillons. La moitié de la surface de ces lames a été traitée à l'alizarine et au ferricyanure de potassium. Les lames minces ont dans leur grande majorité été colorées selon la procédure définie par Dickson (1965). Cette coloration permet de différencier la calcite (en rose), la calcite ferrifère (en mauve), la dolomite (non colorée) et la dolomite ferrifère (en bleu) (Evamy, 1963).

2. 2. FACIÈS MARNEUX (ROCHES MEUBLES)

L'échantillon (environ 100g) est trempé pendant plusieurs jours dans de l'eau (chaude de préférence, la réaction étant plus rapide et plus complète) additionnée d'eau oxygénée (environ une cuillère à soupe pour chaque échantillon). Les échantillons marneux, devenus complètement souples, sont lavés au travers de deux tamis, l'un de maille grossière (2 mm), et le second de maille très fine (0.063 mm). Au final, les échantillons sont donc débarrassés de leurs éventuels résidus grossiers (notamment des fragments de fossiles) et de leur fraction limono-argileuse. Pour éviter les contaminations entre échantillons, les tamis sont imprégnés d'une solution (bleu de méthylène). Le résidu du tamis fin est séché à l'air libre, et un travail de tri se fait à la loupe binoculaire. Les microfossiles récupérés sont placés dans une cellule de microfaune.

3. SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

3. 1. DEFINITION ET PRINCIPE

La susceptibilité magnétique est la mesure de la réponse d'un matériel à un champ magnétique induit (Dunlop, 1995). Les mesures de susceptibilité magnétique ont été effectuées au Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire, Université de Liège sur un appareil Kappabridge KLY-3. Le KLY- 3 possède une unité où se place l'échantillon (« pick-up unit ») et d'une unité de mesure qui traite le signal « measuring unit ». La valeur de susceptibilité magnétique de chaque échantillon représente la moyenne de trois mesures effectuées grâce à un susceptomètre (Fig 2. 1). Chaque échantillon, dont le poids doit être d'au moins 10g, a été pesé avec une précision de 0,01g. La combinaison de ces deux paramètres a permis le calcul de la susceptibilité massique de chaque échantillon et la construction d'une courbe de la susceptibilité magnétique pour chaque coupe. Dans ce travail, les courbes de susceptibilité magnétique seront comparées aux courbes d'évolution des microfaciès et donc, indirectement, de la bathymétrie (Da Silva & Boulvain, 2002).

3. 2. LES DIFFÉRENTS COMPORTEMENTS MAGNÉTIQUES

La susceptibilité magnétique montre les réponses magnétiques des minéraux à un champ magnétique induit. Dans les faciès sédimentaires, les minéraux peuvent présenter trois comportements magnétiques :

Diamagnétique

Les matériaux diamagnétiques montrent une aimantation induite avec une intensité faible et négative (orientée dans la direction opposée au champ inducteur) (calcite et quartz).

Paramagnétique

L'intensité de l'aimantation induite pour un matériel paramagnétique est faible et orientée dans la même direction que le champ inducteur (aimantation positive) (les minéraux argileux).

Ferromagnétique

Les minéraux soumis à un champ magnétique externe donnent des intensités positives et très élevée de l'aimantation induite (magnétite, hématite,)



Figure. 2. 1. Susceptomètre Kappabridge KLY3, avec l'unité où l'on place l'échantillon (« pick-up » unit) et l'unité de mesure et l'ordinateur de traitement des données.

Comportement magnétique	Minéral	k (10^{-6} m ³ /kg)
<u>Diamagnétiques</u>	Calcite	-0,0048
k < 0 et ↓	Quartz	-0,0058
	Kaolinite	-0,019
<u>Paramagnétiques</u>	Biotite	0,05-0,95
k > 0 et moyen	Illite	0,15
	Smectite	0,05-0,027
	Pyroxènes	0,04-0,94
	Sidérite	1
	Dolomite	0,011
	Pyrite	0,3
<u>Ferromagnétiques (s.l.)</u>	Goethite (antiferro.)	0,35-1,26
k > 0 et élevé	Hématite (antiferro.)	0,3-1,69
	Phyrotite (ferri.)	50
	Magnétite (ferri.)	500-1000

Tableau .1. Les principaux minéraux et leur comportement magnétique ainsi que leur valeur de SM, d'après Walden & al. (1999).

4. ANALYSE DIAGÉNÉTIQUE

Des observations en cathodoluminescence ont été réalisées pour mettre en évidence la succession des ciments liés à la diagenèse et en précisant sur les ciments développés dans les surfaces de discontinuité sédimentaires. La cathodoluminescence est « la lumière issue de la combinaison des phénomènes de fluorescence et de phosphorescence qu'émettent les centres luminogènes existant dans les minéraux soumis à une excitation électronique» (Amieux (1982), p439). Cela permet d'identifier les différentes phases de ciment caractérisées par leur luminescence propre et cela apporte de précieuses informations sur l'évolution diagénétique. La couleur ainsi que l'intensité de la luminescence dépendent de la nature des minéraux et de la présence d'activateurs et d'inhibiteurs. L'activateur principal est le Mn^{2+} qui donnera une luminescence jaune orange et l'inhibiteur principal est le Fe^{2+} (Amieux, 1982). Une des hypothèses de base sur laquelle se fonde la méthode est l'absence de diffusion des activateurs et des inhibiteurs au sein du réseau cristallin de la calcite (Meyers, 1978). L'appareil de cathodoluminescence utilisé est le Technosyn Cold cathodoluminescence Model 8200 Mk3, avec une tension de 15 à 20kV et un vide de 0,2 à 0,01Torr.

5. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

La stratigraphie séquentielle est une méthode révolutionnaire d'étude des bassins sédimentaires qui est fondée principalement sur l'identification des séquences de dépôts dans l'enregistrement sédimentaires. Elle a été conçue au début pour les séries sédimentaires détritiques des marges continentales (Vail & al., 1977, Vail, 1987 ; Posamentier & al., 1988 ; Van Wagoner & al., 1988 ; Mitchum & Van Wagoner, 1991). Les premières applications de ces concepts pour les plateformes carbonatées ont été élaborées par Schlager (1992) et Tucker (1991). Parmi les objectifs de la stratigraphie séquentielle, on peut citer la compréhension de la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre chronostratigraphique précis, c'est-à-dire : 1) de connaître la géométrie des dépôts pour établir des corrélations à l'échelle régionale ; 2) de disposer d'un modèle prédictif et reproductible de mise en place des géométries sédimentaires.

Le modèle utilisé dans cette étude est celui d'Exxon (Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977; Van Wagoner et al., 1988) qui est fondé sur l'identification des discontinuités majeures.

5. 1. SEQUENCE DE DEPOT ET ORDRE DES DEQUENCES

Une séquence de dépôt est une unité stratigraphique constituée d'une succession de corps sédimentaires génétiquement liés le long d'une coupe (Mitchum et al., 1971; Strasser et al., 1999). Cette répétition peut être liée ou non à une période de temps donnée. Le plus souvent, les séquences identifiées sont séparées par une discontinuité plus ou moins visible qui peut montrer soit une inversion de l'évolution des paramètres paléoenvironnementaux, soit un arrêt de la sédimentation. Les durées des séquences de différents ordres sont très variables et sont hiérarchisées selon les auteurs dans le tableau suivant.

Type	Other Terms	Duration (m.y.)	Probable Cause
First order	–	200-400	Major eustatic cycles caused by formation and breakup of supercontinents
Second order	Supercycle (Vail et al., 1977); sequence (Sloss, 1963)	10–100 (9–10) (Sloss; 50–100)	Eustatic cycles induced by volume changes in global midoceanic spreading ridge system
Third order	Mesothem (Ramsbottom, 1979); megacyclothem (Heckel, 1986)	1–10 (1–3) Vail	Possibly produced by ridge changes and continental ice growth and decay
Fourth order	Cyclothem (Wanless and Weller, 1932); major cycle (Heckel, 1986)	0.2–0.5 (0.1–0.5)	Milankovitch glacioeustatic cycles, astronomical forcing
Fifth order	Minor cycle (Heckel, 1986)	0.01–0.2	Milankovitch glacioeustatic cycles, astronomical forcing

Tableau . 2. Hierarchisation des séquences .

5. 2. LES CORTEGES SEDIMENTAIRES

Une séquence virtuelle ou idéale peut se subdiviser en trois composants majeurs qui ont pris naissance durant des tendances différentes de variation du niveau marin. Ces cortèges (systems tracts) sont définis principalement par la géométrie des strates (Fig.2.2) et leurs contenues faciologiques (faciès et microfaciès).

-Les cortèges de bas niveaux marins (LST) regroupent les dépôts sédimentaires formés durant la chute du niveau marin. La plateforme peu profonde sera exposée aux conditions d'érosions et de karstification et la production d'une porosité secondaire. Dans le bassin, une migration de la production des carbonates et des niveaux de condensation sont présents. Elle est comprise entre SB et ST.

-Les cortèges transgressifs (TST) sont caractérisés par l'accumulation des sédiments dès la remontée du niveau marin jusqu'à la surface de l'inondation maximale (MFS). Les cortèges transgressifs (TST) se situe entre SB et MFS et se distinguent sur les plateformes carbonatées par l'approfondissement des environnement de dépôt ou l'ouvertures vers la mer ouverte.

-Les cortèges de haut niveau marin (HST) sont formés par l'accumulation des dépôts régressifs quand le taux de la sédimentation est plus rapide que le taux de la remontée du niveau marin relatif. Les dépôts carbonatés observés dans ces cortèges sont caractérisés par une couleur clairs, des bancs massifs et des associations biotiques marines. Les milieux sédimentaires évoluent des environnements marins ouverts vers des environnements restreints fermés et traduisent une diminution de la tranche d'eau et le déplacement des milieux de dépôt vers le continent. L'installation des barrières récifales est généralement liée à la mise en place des cortèges de hauts niveaux marins (HST).

5. 3. SURFACES CLES ET LIMITES DE SEQUENCES

Les limites des séquences dans les plateformes carbonatées sont représentées par des hardgrounds. [Van wagoner et al. \(1988\)](#) et [Schlager \(1998\)](#) ont distingué trois types de surfaces :

-Surface d'émersion ou surfaces subaériennes (SB) avec une lacune de sédimentation ([Posamentier et al., 1988](#)) est formée durant une chute du niveau marin relatif au-dessous de la bordure de la plateforme. Ce type de limite de séquence est fréquent dans les plateformes barrées.(paléosols et paléokarst)

-Surface de transgression ST marque des évènements d'envolement de nature érosive ou non érosive et se caractérisent par un approfondissement rapide de l'environnement sédimentaire de la surface.

-Surface d'inondation maximale (MFS) sépare les sédiments qui se sont déposés durant la phase de transgression de ceux d'une régression. Cette surface correspond à un horizon condensé d'accumulation de faunes et souvent souligné par des niveaux de glauconie ou de phosphate traduisant un enrichissement en argile.

6. CARTOGRAPHIE DES FACIES

Une attention singulière a été accordée aux discontinuités stratigraphiques observées dans la région et surmontant en particulier les faciès carbonatés aptiens. Des coupes géologiques à haute résolution et cartographie des faciès représentent l'essentiel d'un travail d'interprétation et de reconstitution paléogéographique élaboré dans le dernier chapitre de ce travail. Cette approche est basée essentiellement sur : les limites entre les faciès de la série crétacée, le type de faciès et la géométrie des couches (surfaces de stratification et discontinuités). L'exploration géologique menée sur le terrain, les analyses sédimentologiques des faciès aptiens et albiens et l'exploitation de la photographie aérienne au 1/20 000 nous ont permis d'entreprendre des cartes géologiques à haute résolution.

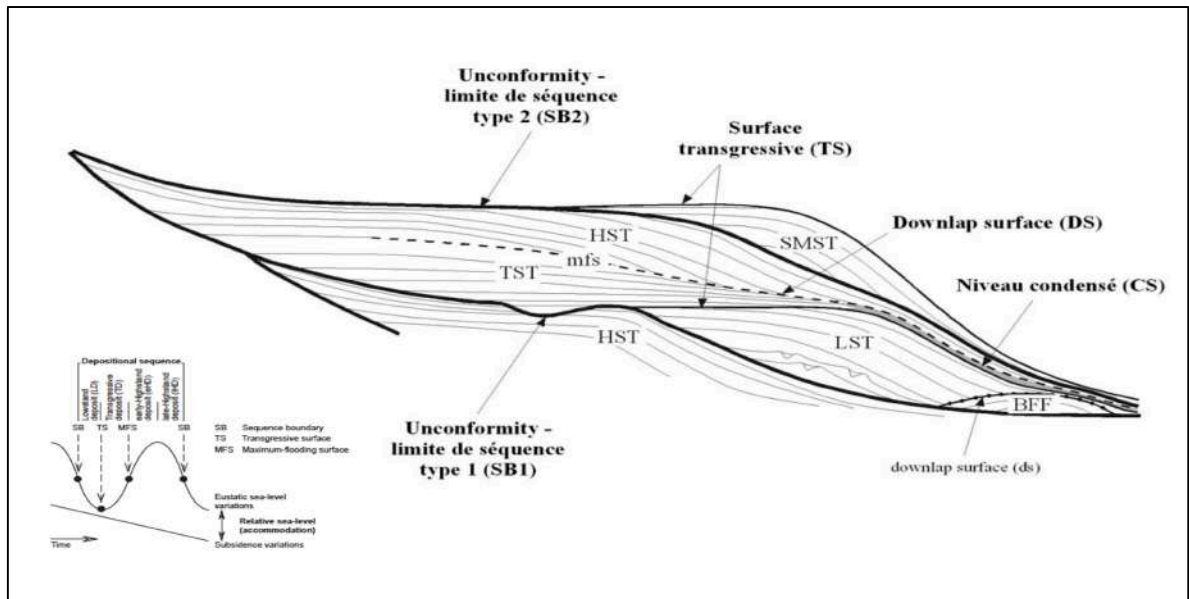


Figure. 2. 2. Séquence de dépôt et limite de séquence Les discontinuités au sein de la séquence théorique de dépôt (d'après Vail & al., 1987). HST: Highstand System Tract (prisme de haut niveau) ; TST: Transgressive System Tract (intervalle transgressif) ; LST: Lowstand System Tract (prisme de bas niveau) ; BFF: Basin Floor Fan (cône sous-marin) ; SMST : Shelf Margin System Tract (prisme de bordure de plate-forme) ; SB: Sequence Boundary (limite de séquence); TS: Transgressive Surface (surface d'inondation); mfs: Maximum Flooding Surface (surface d'inondation maximum) ; CS: Condensed section (niveau condensé).

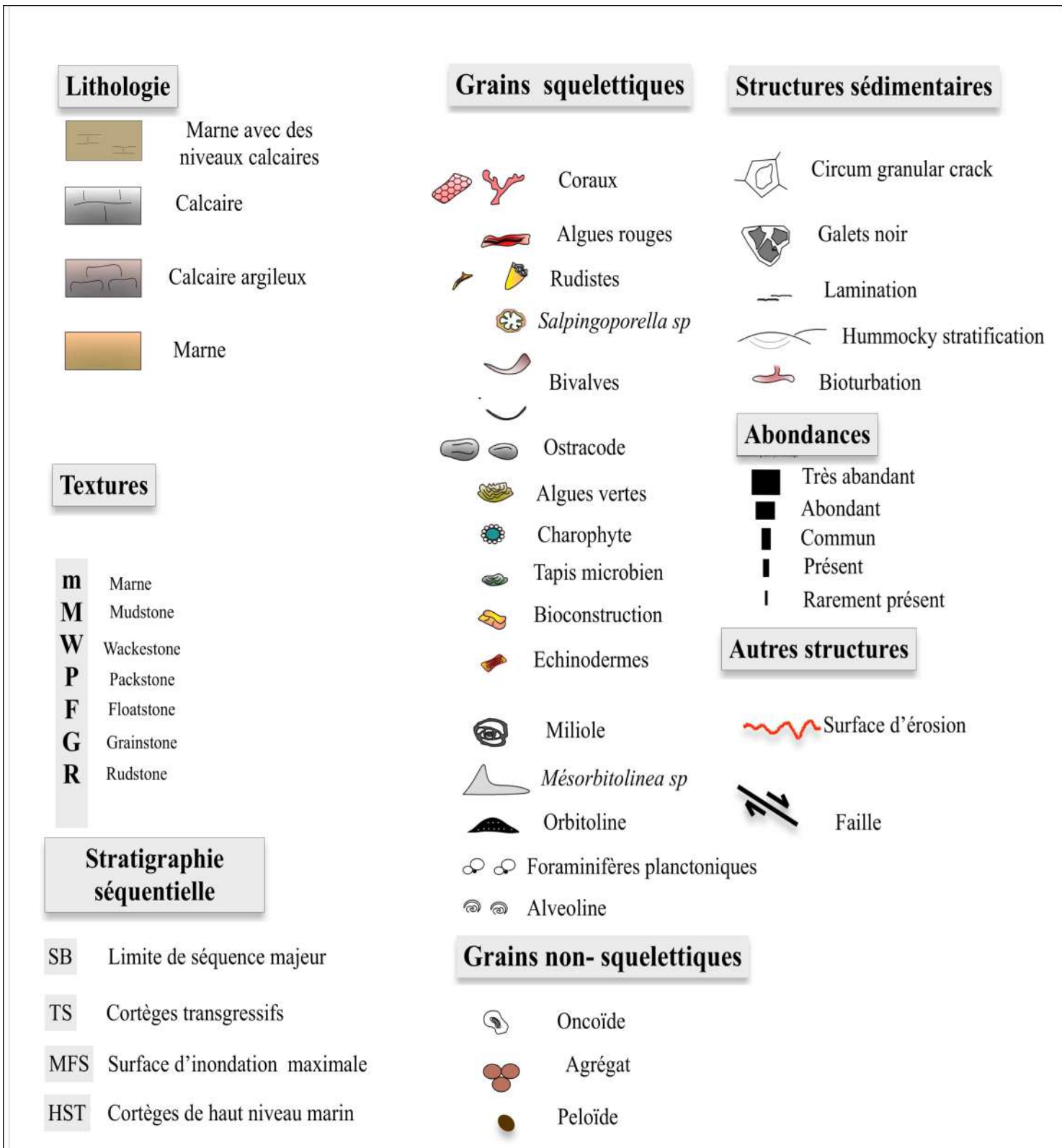
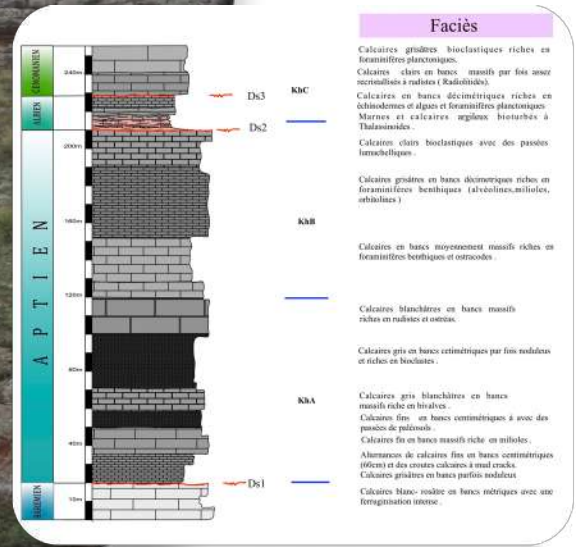


Figure. 2. 3. Légende des coupes étudiées.

CHAPITRE 3

ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES



Faciès

- Calcaires grâbles bioclastiques riches en foraminifères planctoniques.
- Calcaires clairs en bancs massifs pur fins assez micromollus à radiaires (Radiolites).
- Calcaires en bancs décimétriques riches en ophiurolites et algues et foraminifères planctoniques - Marnes et calcaires argileux bioturbés à Thalassinides.
- Calcaires clairs bioclastiques avec des passées lamellaireques.
- Calcaires grâbles en bancs décimétriques riches en foraminifères benthiques (alvéolines, milioles, orbiculines).
- Calcaires en bancs moyennement massifs riches en foraminifères benthiques et ostracodes.
- Calcaires blanchâtres en bancs massifs riches en molluscs et oursins.
- Calcaires gris en bancs centimétriques pur fins sordides et riches en bioclastes.
- Calcaires gris blanchâtres en bancs massifs riches en brachiopodes.
- Calcaires fins en bancs centimétriques à avec des passées de patinoles.
- Calcaires fins en bancs massifs riches en milioles.
- Alumettes de calcaires fins en bancs centimétriques (trifères) et des coques calcarees à small crabs.
- Calcaires grâbles en bancs parfois noduleux.
- Calcaires blanc-rosâtre en bancs métriques avec une ferrugination intense.

INTRODUCTION

L'objectif principal de ce présent travail est de suivre la dynamique des milieux sédimentaire de la plateforme néritique constantinoise durant le passage aptien-albien. Dans ce chapitre il sera question de définir les unités lithologiques, les associations floro-faunistiques identifiées et les discontinuités sédimentaires délimitant ces unités. Les limites entre les différentes unités lithostratigraphiques sont basées principalement sur les changements brutaux de l'enregistrement sédimentaire, d'un changement chronostratigraphique significatif, ou encore d'un changement des milieux (Rey, 1997). Pour cela, une investigation lithostratigraphique des monts de Constantine a été élaborée en se basant principalement sur les descriptions macroscopiques et microscopiques des faciès, sur leurs évolutions dans l'espace et dans le temps. Les descriptions des coupes s'effectueront de la base au sommet dans quatre massifs (Fig. 3.1) : Felten (Coupe **CF**), Zouaoui (Coupe **CZ**), Karkara (Coupe **CK**) et Kheneg (Coupe **CKh**).

1. DEFINITION DES FORMATIONS

Les séries crétacées cartographiées dans la région de Constantine n'ont jamais fait l'objet d'une étude lithostratigraphique détaillée et par conséquent aucune subdivision des ensembles lithostratigraphiques n'a été définie. En étudiant les faciès et les microfaciès aptien -albiens de cette région, trois formations lithostratigraphiques ont été mise en évidence : Formation des calcaires à algues de Kheneg (Aptien inférieur), Formation des bioaccumulations et bioconstructions de Zouaoui (Aptien supérieur) et Formation des marno-calcaires de Felten (Albien).

1. 1. FORMATION CALCAIRES A ALGUES KHENEG (FK)

Elle surmonte les calcaires microcristallins du Barrémien et ne dépasse pas 80 m d'épaisseur. Cette formation essentiellement calcaire, s'observe au Djebel Kheneg et au Djebel Zouaoui. Les membres inférieurs montrent des laminites microbiennes à algues vertes et ostracodes dont nous avons pu observer de riches associations d'ostracodes et d'éponges calcaires. Des surfaces de paléosols ont été repérées à la base du Djebel Kheneg et au Djebel Zouaoui. Les membres supérieurs de cette Formation sont marqués par les bioaccumulations de foraminifères benthiques (*Textularriella* sp., *Cuneolina* cf., *Laurentii*, *Sabaudia minuta*) associés aux *Salpingoporella dinarica* et se terminent par l'apparition des floatstones à rudistes non constructeurs.

1. 2. FORMATION A BIOACCUMULATION ET BIOCONSTRUCTION ZOUAOUI (FZ)

Elle surmonte la formation des calcaires à algues du Kheneg et coïncide avec la première apparition (First occurrence) d'*Archaealveolina reicheli*. Nous avons pu mettre en évidence trois termes de bioaccumulations : les accumulation microbiennes (*Microcodium aggregatum*) intercalées avec des niveaux riches en foraminifères benthiques dont les orbitolines occupaient l'essentiel du biotope. Les bioaccumulations de rudistes non constructeurs forment des calcaires graveleux moyennement stratifiés dont les textures floatstone et rudstones sont les plus dominantes. Il est à noter que dans ces bancs de bioaccumulations d'extension limitée, des rudistes constructeurs ont été observée dans les floatstones de rudistes (*Praeradiolites*).

Les constructions à coraux scléactiniaires (*Scleractinia*) ont été cartographiées pour la première fois au toit de la Formation Zouaoui, au Djebel Chettaba (coupe du Djebel Zouaoui). Ce sont des biohermes bien dégagées dans le paysage et montre un récif corallien type avec des algues rouges encroûtantes (*Lithothamnium crispatum* Hauck, 1878) bien conservées au sommet des bioconstructions.

1. 3. FORMATION MARNO-CALCAIRES FELTEN (FF)

Elle est bien développée au Djebel Frikitia, au Djebel Felten et presque masquée au Djebel Zouaoui où la tectonique a joué un rôle important. L'épaisseur de la formation est variable et elle peut atteindre 85 m au Djebel Felten dont elle a pris le nom. A la base s'observent des bancs de calcaires marneux noduleux à fragments d'algues rouges et échinodermes (*Saccocoma* sp.) et au sommet les marnes gagnent l'espace, et renferment des associations de foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp., *Ticinella roberti*) et ostracodes (*Pontocyperella recurva*, *Mauritisina coronate*). Il est à signaler qu'au Djebel Kheneg, l'épaisseur de cette formation est très réduite et seuls les bancs calcaires à algues rouges persistent. Elle se termine par les bioconstructions à Radiolitides.

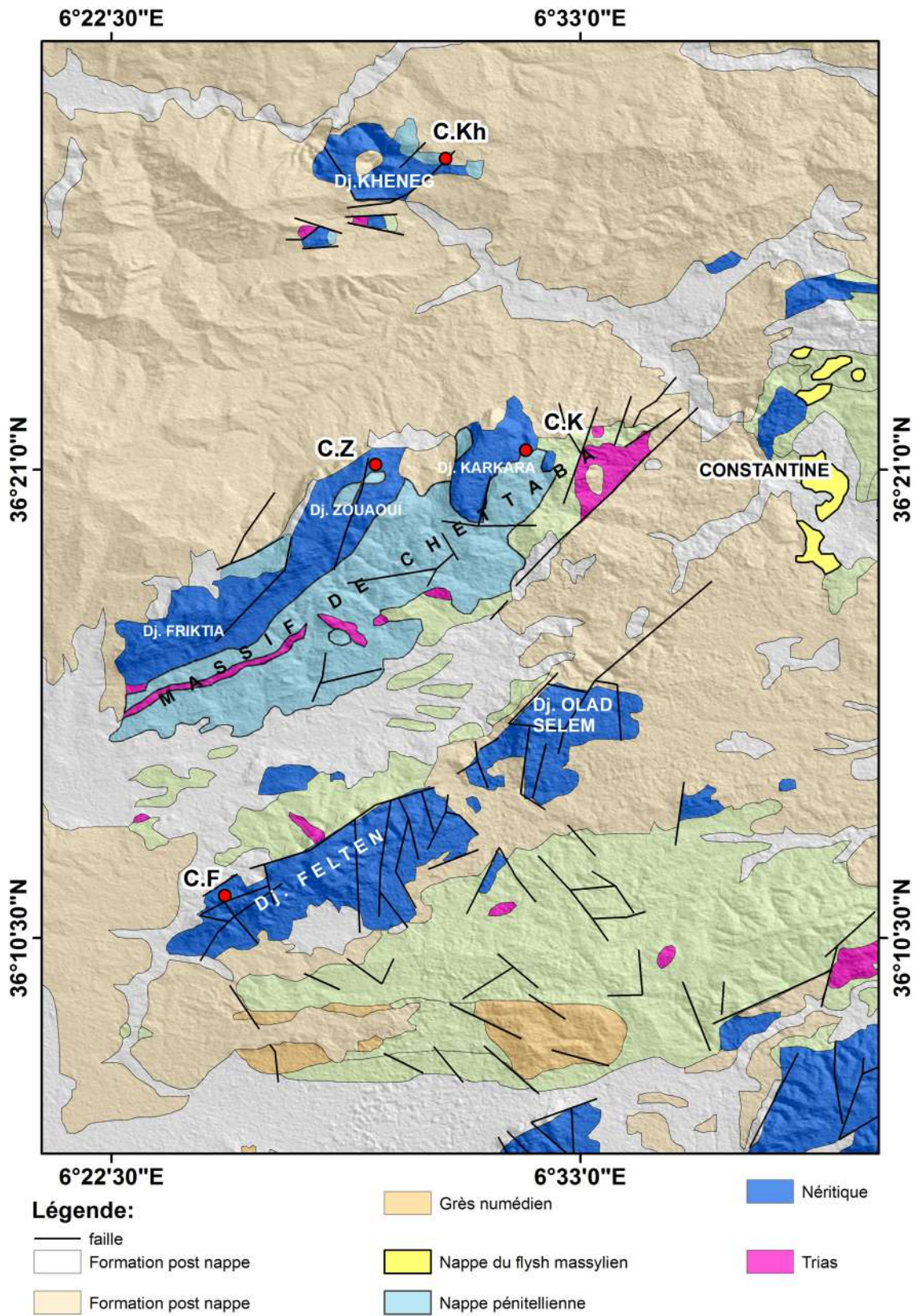


Figure. 3. 1. Carte géologique simplifiée des massifs établies dans la région de constantine. (CZ) Coupe du Djebel Zouaoui; (CK) Coupe du Djebel Karkara (CF) Coupe du Djebel Felten; (CKH) Coupe du Djebel Kheneg .

2. LES COUPES ÉTUDIÉES

2. 1. DJEBEL FELTEN

Sur la rive droite d'Oued Seguin, s'observe une série monoclinale orientée N65° E30° SE d'âge Aptien-Albien. A Draa El Sefaia, l'Aptien ne montre que 135m d'épaisseur et formant les calcaires inférieurs du Djebel Felten et ne représente que l'Aptien supérieur (Van de Fliert, 1954) et le Clansayésien à *Archeoalvéolina reicheli* (Vila, 1978). Une trilogie de facies bien visible sur terrain, montre à la base les calcaires massifs à Orbitoline et Rudiste d'âge Aptien supérieur, calcaire ruiniforme noduleux à glauconite et le faciès marneux et marno- argileux qui fait la limite. Trois termes distincts se succèdent (Fig 3. 2).

2. 1. 1. FORMATION ZOUAOUI (FA)

Elle est subdivisée en trois termes

a –Le terme inférieur, renferme un calcaire gris noirâtre en bancs métriques par fois zoogènes localement riche en rudistes et ne dépasse pas 20m d'épaisseur.

b- Le terme moyenne montre des intercalations de lumachelle à rudistes et à orbitolines en bancs (0,5 à 1 m) ne dépasse pas 50 m d'épaisseur.

c- Le terme supérieure (65 m) commence par des bancs métriques est composée de calcaire fin avec quelques passées bioclastiques. il se termine généralement par des bancs bioclastiques à rudistes.

2. 1. 2. FORMATION FELTEN (MEMBRE INFÉRIEUR FB)

Au-dessus d'une surface ferrugineuse décrite surface d'émersion DS1 (Van de Fliert, 1955 ; Vila, 1978) se développe une corniche de calcaires noduleux, grumeleux, jaunâtres, phosphatés et à aspect ruiniforme (Fig 3. 3A, D G). Ces barres calcaires discontinues ne dépassent pas 4m d'épaisseur et montrent des pendages inférieurs à 20° (N60°-65°E 15° SE). Des fragments de fossiles sont récolté notamment ; des oursins, des ostreas ferrugineuses et des moules d'ammonites indéterminées. Des traces de glauconites sont observées, imprégnées dans le sédiment. De minces intercalations marneuses ont été repéré à la base de ce membre et ne livrent que de rares ostracodes. Au sommet les concrétions ferrugineuses et les poches bioclastiques sont incrustées sur une surface durcie **Ds2** (Fig. 3. 3A, F).

2. 1. 3. FORMATION FELTEN (MEMBRE SUPERIEUR FC)

Les niveaux marneux bien distingués sur le paysage, ne dépassent pas 85m d'épaisseur et montrent un faciès marneux et argileux qui renferme des échinides, des fragments des ostréas. Les lavages de marnes élaborés sur plus de 35 échantillons ont livré de belles associations d'orbitolines, foraminifères planctonique (globigérinoïdes, globotruncanoides) et ostracodes . La série albienne se termine par des lentilles calcaires riches en bioclastes d'algues rouges, de rudistes et d'échinodermes. Le passage Albien Cénomanién n'a pas été déterminé (Ds3) serait associé aux dans les bancs calcaires à rudistes (Radiolitides).

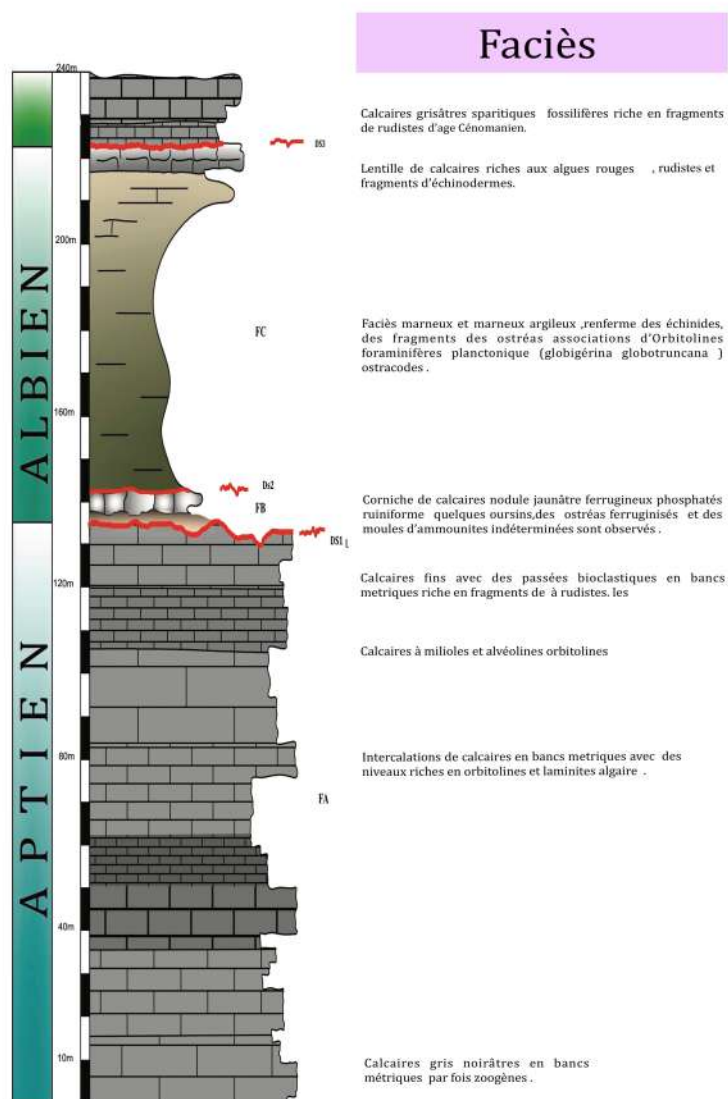


Figure. 3. 2. Log lithostratigraphique représentant les faciès aptien- albiens de la plateforme constantinoise du Djebel Felten.

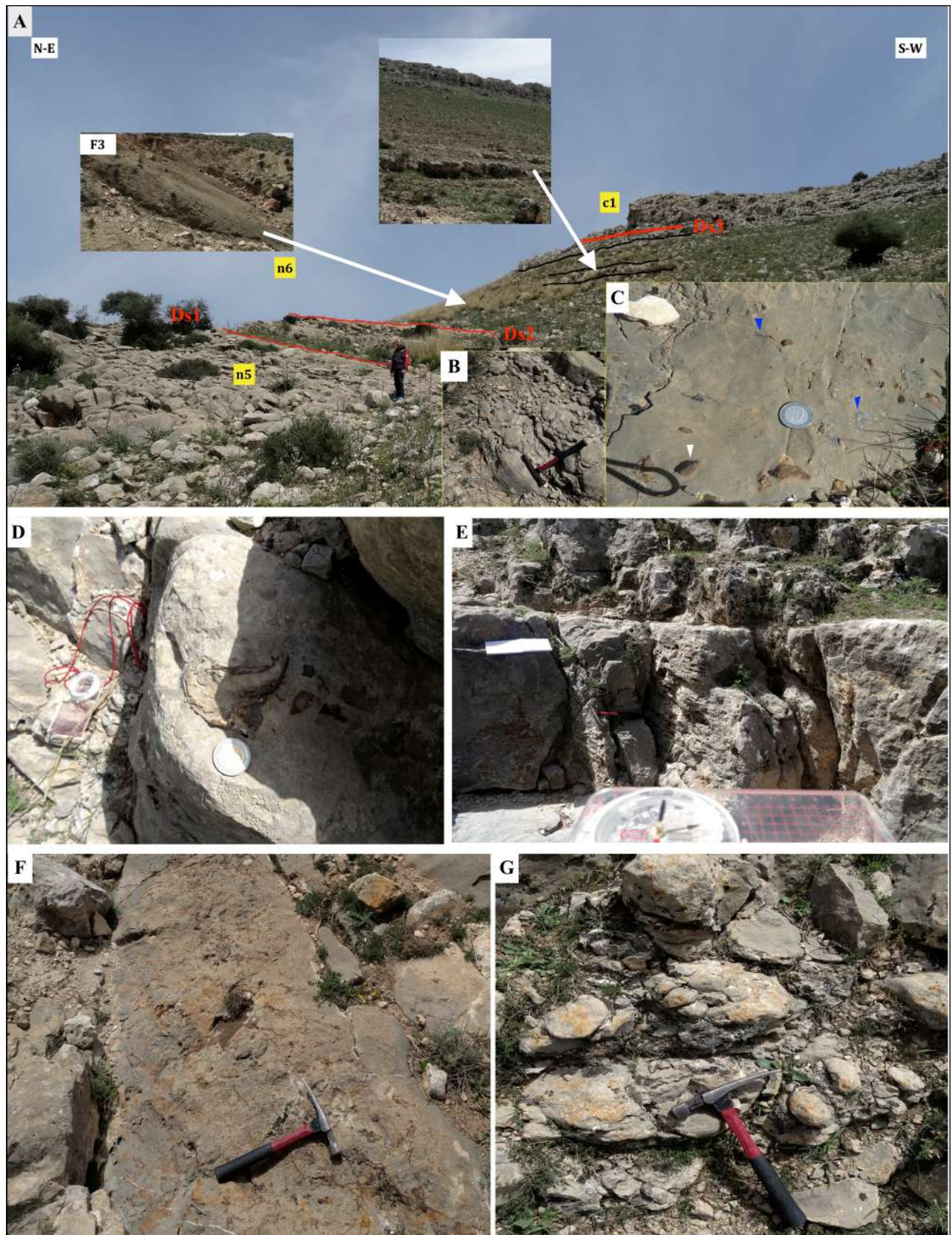


Figure 3. 3. Faciès du Djebel Felten. **A:** Ensembles lithostratigraphiques du Djebel Felten. **B et G:** Calcaire noduleux.**C:** Discontinuité sédimentaire DS1. **D:** Calcaires noduleux. **E:** Facies aptien. **F:** Discontinuité sédimentaire DS2.

2. 2. DJEBEL ZOUAOU

Au Sud-Ouest de la ville de Constantine, un relief montagneux se distingue dans le paysage avec +1300 m d'altitude au massif du Chettaba. Depuis les travaux de [Joleaud \(1911\)](#), les calcaires de la base inférieurs de ce massif sont attribués au Crétacé inférieur. Vers les années soixante-dix, un groupe des géologues français [Marre et al. \(1977\)](#) ont pu mettre au point sur l'âge des séries en se basant sur les chartes biostratigraphiques basées essentiellement sur les foraminifères benthiques et les algues calcaires. La description des faciès était sommaire et aucune coupe ne montrait l'évolution verticale des faciès. Sur terrain, Trois corniches sont bien dégagées sur le paysage et représentant l'ensemble des faciès aptien du Djebel Zouaoui (Fig. 3. 4). La limite Barrémien-Aptien est bien distinguée sur la vue panoramique des falaises et sépare les bancs massifs de calcaires clairs par fois rosâtres des calcaires noirâtres en bancs centimétriques.

2. 2. 1. FORMATION KHENEG (MEMBRE INFERIEUR ZA)

Au-dessus des calcaires graveleux claires en gros bancs d'âge barrémien ([Marre et al., 1977](#)), s'observent les premiers niveaux biomicritiques noirs à *Salpingoporella dinarica*. Ce sont les faciès habituels de l'Aptien inférieur et une surface ferrugineuse les séparent du faciès Barrémien (ne dépassent pas 30 cm). Ces faciès s'étalent sur plus de 100 m d'épaisseur et représentent à la base des calcaires en bancs centimétriques gris-sombre riches en algues et foraminifères benthiques ; *Salpingoporella dinarica*, *Textularriella sp.*, *Cuneolina cf.*, *Laurentii*, *Sabaudia minuta*. Une corniche massive riche en foraminifères benthiques et ostracodes est surmontée par des intercalations de marnes litées, des calcaires et des calcaires noduleux bien dégagés en relief. Les niveaux marneux sont coiffés par les colluvions et seuls quelques niveaux d'argiles verdâtres sont visibles sur un escarpement d'une faille

2. 2. 2. FORMATION KHENEG MEMBRE SUPERIEUR (ZB)

Au-dessus d'un niveau à aspect ruiniforme conglomératique (Fig. 3. 5) riche en Orbitolines s'observent des calcaires bioclastiques en bancs centimétriques qui ont livré une association de *Lithocodium sp.*, *Pseudocyclammina cf.*, *hedbergi* et *Mesorbitolina*. La disparition des niveaux marneux et les calcaires en bancs massifs gagnent l'espace et montrent parfois des lumachelles à foraminifères benthiques. C'est à ces niveaux que les Orbitolines prendront leurs places dans la plateforme. Vers le sommet de cet ensemble l'appauvrissement des biota est remarquable et les mudstones sont abondants.

2. 2. 3. FORMATION ZOUAOUI (ZC)

Le faciès est dominé par les calcaires massifs où les fragments de rudistes deviennent omniprésents, comme le pendage est trop faible ne dépassant pas 20 ° le sommet de la série forme une dalle sur laquelle nous avons pu observer une prairie ou tapis de coraux (Fig. 3. 5A, B et C). Une surface ferrugineuse altérée **ZDS1** montre des fentes de dessiccations où les craquelles à remplissage marneux très oxydé sont bien conservées. En continuité stratigraphique normale se mettait en place un faciès récifale à coraux (**ZReef**) ou nous avons pu déterminer quelques espèces de coraux du Crétacé téthysien (famille *Placocoeniidae*, subordre *Faviina*) famille *Microsolenidae*, subordre *Microsolenina*) (Bover-Arnal et al 2011) ou la semelle est à dominance marneuse et des oursins sont récoltés sur place; ce faciès nouvellement exploré, a été cartographié comme Sénonien conglomératique (Vila, 1978) du domaine péni-tellien (unité structurale chevauchant la plateforme Constantinoise). Toutes les observations sédimentologiques n'ont révélé aucune trace d'un faciès conglomératiques et ce faciès sera étudié en détail dans la partie « sédimentologie ».

Par ailleurs un faciès décrit comme marne cénomanienne (Vila, 1978), affleures sous forme d'une écaille qui chevauche la série néritique. Au-delà du problème de contact de charriage, l'exploration des faciès sur terrain et la description des lames minces ont montré un faciès calcaire à algues rouges et fragments d'échinodermes, faciès analogue à la série habituelle du faciès Albien de la plateforme constantinoise.

2. 2. 4. FORMATION FELTEN

Au Djebel Zouaoui, cette formation est mal conservée ou même absente. Selon les travaux antérieurs notamment Vila, 1978, le faciès marno-calcaire piégé dans les dépressions tectoniques (graben) est rapporté aux unités charriées rapportées au sillon Péni-tellien (Fig. 3. 5 E).

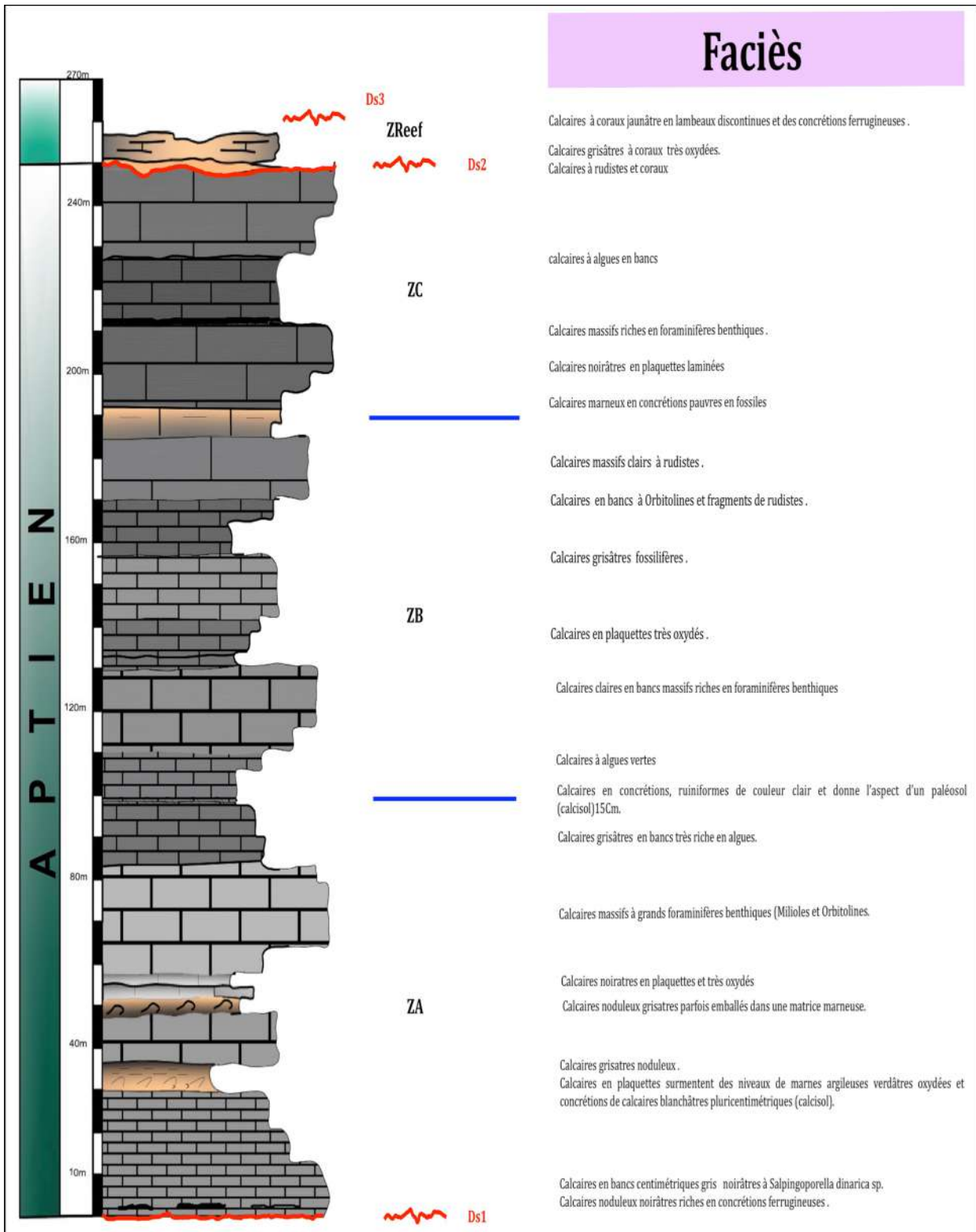


Figure 3. 4. Log lithostratigraphique des faciès aptiens du Djebel Zouaoui.

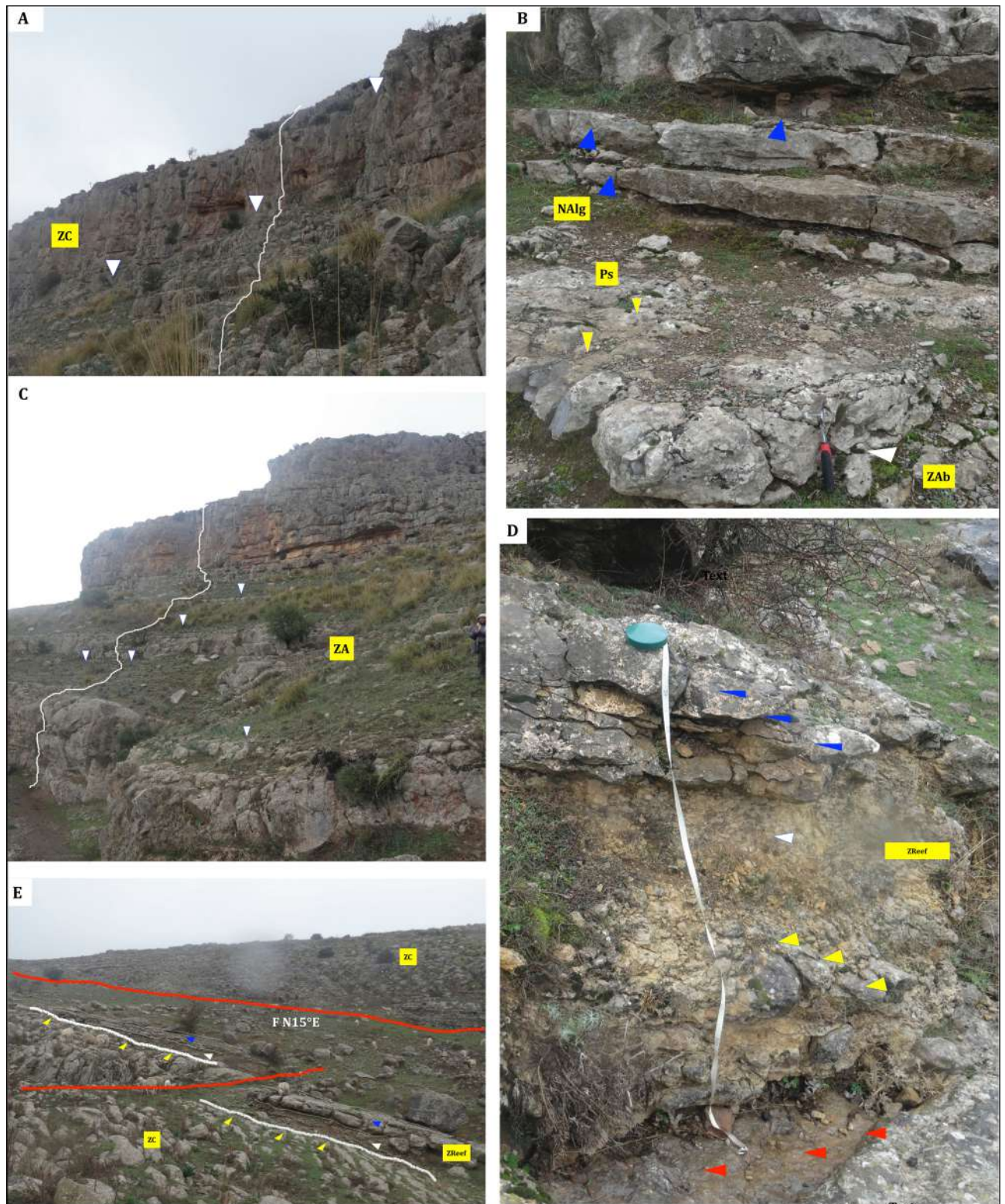


Figure. 3. 5. Faciès aptien-albiens du Djebel Zouaoui . **A** : Terme superieur de la Formation Zouaoui riche en rudistes (flèches blanches) ; **B** : Termes inferieurs à algues de ZA, calcaires noduleux (flèche blanche) ; Paléosol (Ps) (flèches jaunes) ; niveaux à *Salpingoporella Dinarica* (flèches bleux) , **C** :Ensemble inférieur à intercalations marneuses ; niveaux de calcaires noduleux (flèches blanches), **D** faciès récifal (ZReef) à coraux ; Hard ground fini Aptien flèches rouges fragments de coraux et Algues(flèches jaunes) ; marnes (flèche blanche) ; amas d'Hexacoraliaires(flèches bleux) ,**E** : contact entre le recif coralien et le faciès à rudiste de l' Aptien superieur (hard ground flèches jaunes construction récifale flèches blanche et bleux).

2. 3. DJEBEL KARKARA

Le massif du Chettaba situé à l'Ouest de la ville de Constantine, montre à sa extrémité est, une série stratigraphique continue et bien dégagée allant de l'Aptien jusqu'au Sénonien supérieur. Plusieurs surfaces durcies sont observées au sommet de l'Aptien, au sommet de l'Albien et au Cénomaniens surmontant les niveaux calcaires à rudistes. La troncature déjà placée entre un faciès néritique d'âge cénomanien et un faciès pélagique d'âge cénomanien aussi appartenant à l'unité péni-tellienne (domaine paléogéographique introduit par Vila (1978), est figurée sur terrain par une surface durcie où les concrétions ferrugineuses sont rares et seules des poches de calcaires noduleux sont observées. Ces troncatures d'ordres structuraux vont être étayé dans la partie structurale. Plusieurs géologues structuralistes, notamment ; Vila (1978), Coiffait (1994) ont pu entreprendre des modèles tectoniques et aucune analyse sédimentologique n'est introduite à l'exception de quelques observations sédimentologiques très sommaires (Calcaires à grands foraminifères benthiques). Dans ce présent travail, seules les termes supérieurs de l'Aptien sont étudiés. De la base au sommet s'observent (Fig.3.6) :

2. 3. 1. FORMATION ZOUAOUI KA (plus de 60m)

Au-dessus d'un niveau conglomératique se mettent de grands bancs de calcaires grisâtres à *Archéovalvolina Reichel*, *Cuniolina* sp., *praechrysalidina* sp. et *mesorbitolina subconcava* sp., (repère du Gargasien), ensuite viennent les niveaux à rudistes à passées dolomitiques. Des lentilles de lumachelles de rudistes et huitres sont observées au sommet (Fig. 3. 7. A, B et C) et trépassent latéralement. L'appauvrissement des produits récifaux est remarquable au sommet et seules les faciès à lamines alguaires sont observés.

2. 3. 2. FORMATION FELTEN (MEMBRE INFERIEUR KB)

Les niveaux gargasiens se terminent par une surface ferrugineuse (Ds1) affectée par une bioérosion intense et montre des bourrelets de calcaires noduleux où les fentes de dessiccations sont bien exprimées (Fig. 3. 7. E). Au-dessus de cette surface, s'observent des marnes jaunâtres (20m d'épaisseur) parfois des passées verdâtres des rostrés de bélemnites sont récoltés, et c'était dans ces niveaux là où R. Busnardo (in Coiffait, 1994) a pu déterminer *Neosaynella* sp. de l'Albien inférieur. Elles ont livré une riche association de foraminifères benthiques, planctoniques et ostracodes et montrent des rapports de P/B (foraminifère planctoniques-foraminifères benthiques) positifs, ascendants dans toute la série marneuse. Vers le sommet, une corniche bien dégagée en relief (Fig 3. 7. D), surplombe les niveaux marneux et ne dépasse pas 10m d'épaisseur. Elle commence par des niveaux à aspect conglomératique oxydé où des traces de glauconite, de phosphates et des amas de pyrite sont observées dans les microfaciès (Fig. 3. 7. F).

Ce sont des niveaux riches en algues rouges, plaques de crinoïdes et foraminifères planctoniques ; se rapportant au faciès habituel de l'Albien constantinois.

2. 3. 3. FORMATION FELTEN (Membre SUPERIEUR KC-KD)

Un hardground **Ds2** (Fig. 3. 8. B) coiffe les niveaux albiens et montre une microperforations intenses et ferruginisations modérées par rapport au **Ds1** (Fig. 3. 8. A). Des calcaires en plaquettes surmontent cette surface et ne dépassent pas 50 cm d'épaisseur ensuite viennent les calcaires massifs claires (8m d'épaisseur) fortement karstifiés et montrent des microfaciès très peu profonds à la base et des brèches de pentes aux sommets. Les associations de foraminifères observées aux microscopes et les calcaires microcristallins riches en caprinidés silicifiés annoncent déjà le Cénomaniens. Les calcaires à rudistes, faciès habituel du Cénomaniens néritique sont couverts par plus de 30 m d'intercalations de calcaires, en plaquettes oxydées et marnes riches en foraminifères planctoniques datant le Cénomaniens. Une surface ferrugineuse **Ds3** (Fig. 3. 8. C et D), sépare ces deux faciès et a déjà poussé des chercheurs notamment ; [Vila \(1978\)](#), de l'associer à une troncature tectonique séparant deux domaines paléogéographiques différents (plateforme constantinoise et sillon tellien).

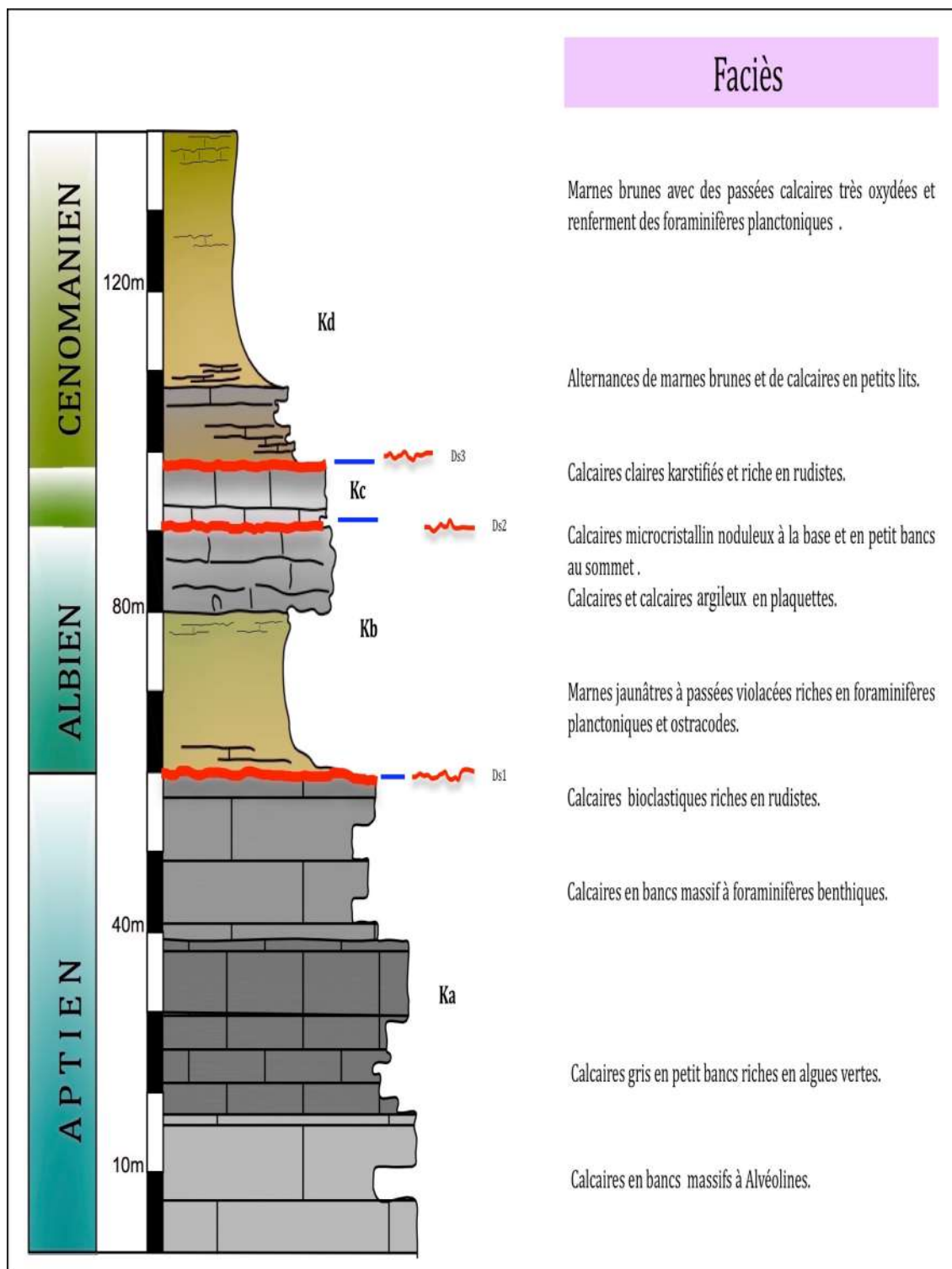


Figure. 3. 6. Ensembles lithostratigraphiques du Djebel Karkara

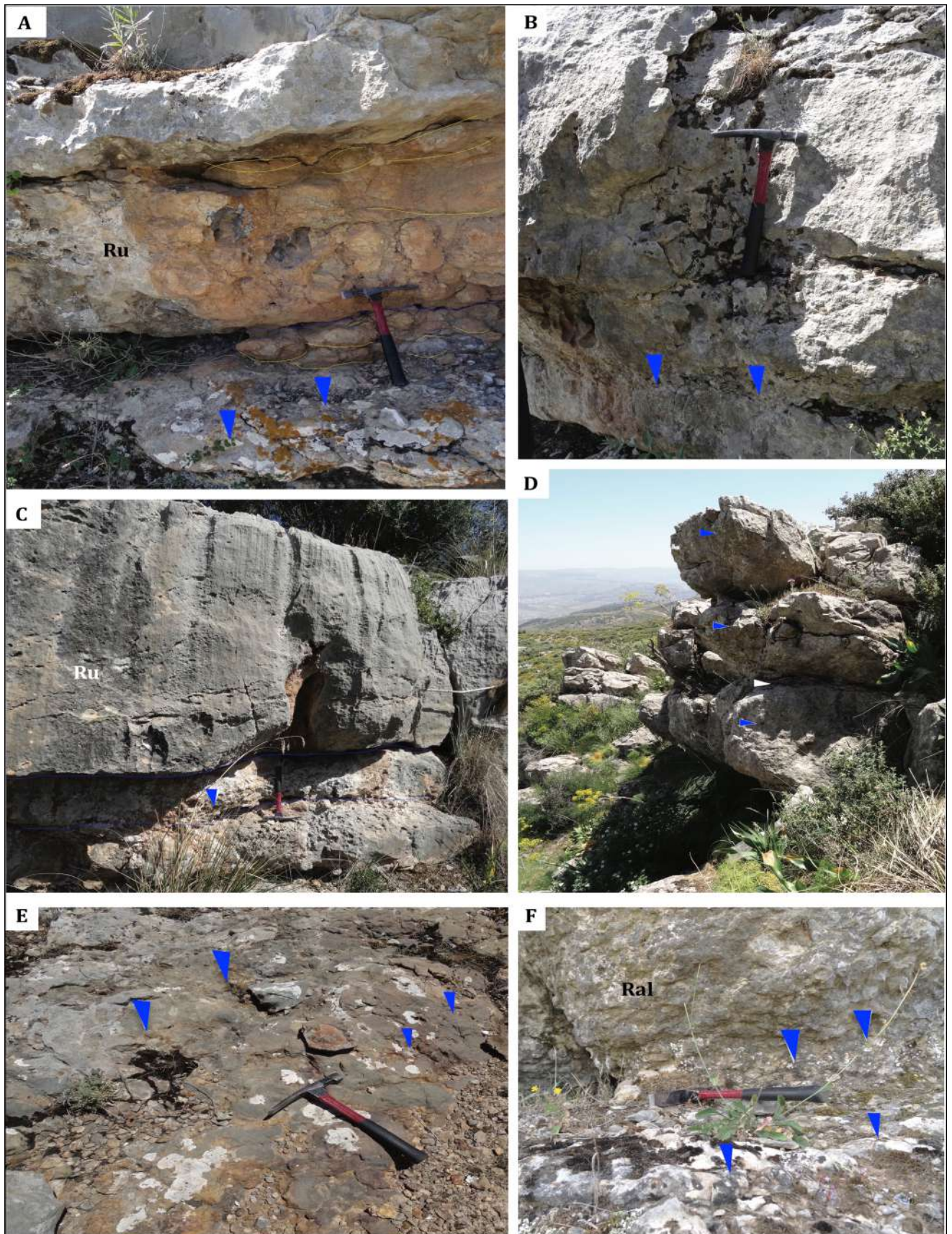


Figure. 3. 7. Ensembles lithostratigraphiques du Djebel Karkara. **A :** Calcaires en bancs ondulés à rudistes surmontant les niveaux béchiques (flèches bleues). **B :** calcaire massif surmontant des niveaux de calcrêtes et brèches de paléosol (flèches bleues) **C :** poches de nodules calcaires et argiles indiquant des paléosols. **D :** bancs calcaires à algues rouges de l’Albien avec minces niveaux conglomératiques. **E :** Discontinuité sédimentaire (Ds1) mud craks (flèches bleu) concrétions ferrugineuses (flèches blanches). **F :** calcaires bioclastiques à algues rouge et échinodermes marquant le toit de l’Albien.

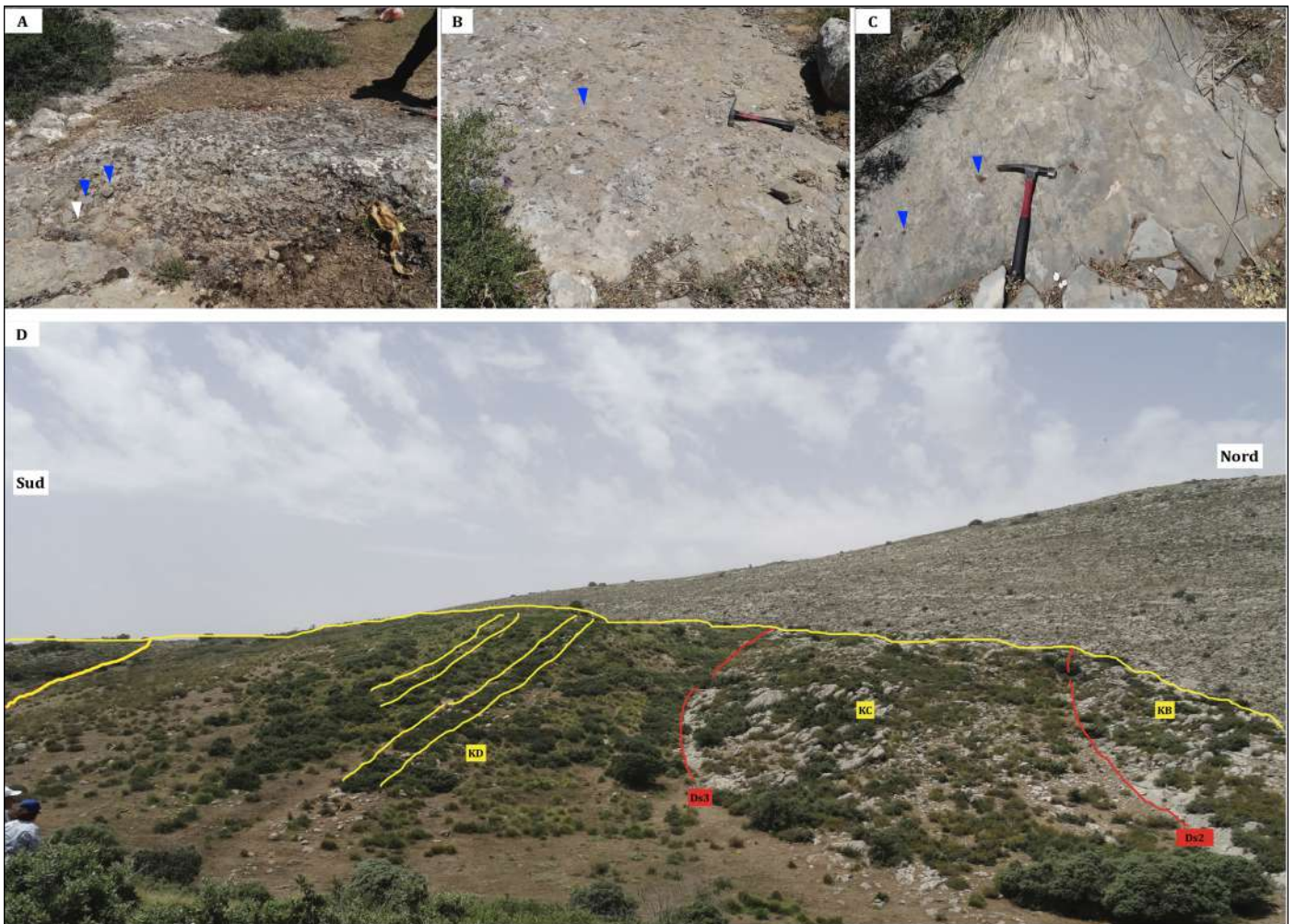


Figure 3. 8. Enchainement verticale des ensembles lithostratigraphiques du Djebel Karkara. **A:** Hard ground fini aptien (**Ds1**), brèches (flèches bleues), croutes ferrugineuses (flèches blanches). **B :** Hard ground fini albien (**Ds2**) nodules ferrugineuses (flèches bleues). **C:** Contacte mécanique (**Ds3**) entre le néritique constantinois (Cénomanien) et le péni-tellien (Cénomanien). **D:** Variations de faciès dans la coupe du Djebel Karkara.

2. 4. DJEBEL KHENEG

Sur l'angle nord-ouest de la ville de Constantine à 15 km, l'Oued R'Humel ravine les séries mésozoïques du Djebel Kheneg. Au Nord-Est de ce massif, à la Mechtat Mohamiden, s'observe des formations crétacées fortement accidentées limitées par une faille le long de laquelle des formations triasiques se sont injectées.

Sur la première carte géologique de Constantine au 1/50000, [Ficheur et al. \(1901\)](#), ont attribué ces formations au Crétacé moyen. Dans le cadre de son travail sur la plateforme néritique constantinoise dans les années soixante-dix, [Vila \(1978\)](#) a pu décrire un faciès allochtone de biosparite à *Orbitolina conica roulée* chevauchant les calcaires à orbitolines et rudiste d'âge aptien (Clansaysien). Il a pu rapporter ce faciès allochtone à un domaine paléogéographique identifié sous le nom du Péni-tellien, placé dans le talus supérieur. Dans cette partie je me suis limitée à décrire les faciès aptiens et albiens et évitée toute considération structurale.

Les observations de faciès sur terrain et l'examen microscopique de ce contact nous ont permis de le considérer comme discontinuité sédimentaire et de rattacher le faciès albien à la plateforme néritique constantinoise. De la base au sommet nous avons pu observer (Fig. 3. 9) :

2. 4. 1. FORMATION KHENEG Membre INFÉRIEUR KH A (100 m)

Au-dessus de la surface ferrugineuse **Ds1** (Fig. 3. 10. A. B), s'observent les faciès calcaires en bancs massifs à algues vertes *Salpingoporella dinarica*. Des surfaces de paléosols sont observées et montrent des galets noirs (Blacks pubbles) des laminites (croutes laminées 1,5 cm d'épaisseur) et des calcrêtes (Fig. 3. 10. C et D). Des calcaires noduleux surmontent ces faciès et montrent des mudstones à fenestras, Ostracodes et charophytes. Les foraminifères benthiques sont rares et seules quelques formes de bisériées et miliolides persistent. Ces faciès sont surmontés par des calcaires en bancs décimétriques bioclastiques et riche en foraminifères benthiques et fragments d'Huitres, de gastropodes, de bryozoaires et d'algues vertes. Ils ont livré une association très caractéristique, de foraminifères et algues notamment ; *Palorbitolina lenticularis* *Praeorbitolina cormyi*, *Salpingoporella* cf., *muehlbergi* et *Salpingoporella dinarica*. Au Djebel Gueriou (Monts de Ain M'lila) cette association a été placée au Bédoulien (Aptien inférieur) ([Fourcad, 1971](#)).

2. 4. 2. FORMATION ZOUAOUI KHB 90 m

Sur plus de 20 mètres, des bancs décimétriques de calcaires bioclastiques s'intercalent avec des bancs calcaires à rudistes en lentilles interstratifiées (Fig. 3. 10. E, F et G).

Les niveaux supérieurs (plus de 70m d'épaisseur) débutent par des lamines riches en algues vertes et bioconstructions microbiennes (lithocodium et bacinella), et après les lumachelles de rudistes envahissent la plateforme et se déposent en bancs métriques. Au sein de ce faciès nous avons pu déterminer une association de foraminifères benthiques : *Sabaudia minuta*, *Mesorbitolina subconca*, *Mesorbitolina texana*, *Pseudocyclamina* sp., *Sabaudia minuta* et *Cuneolina parva*.

Nous retrouvons ainsi au Djebel Kheneg des associations analogues à celles des calcaires gargasiens à *Ovalvéolina reicheli* de Castro du Djebel Friktia (Fourcad et al, 1971). Sur les derniers mètres (6m d'épaisseur) de cette série, les faciès à miliolites et ostracodes sont les plus dominants avec quelques foraminifères benthiques. Au toit de ces calcaires s'observe une discontinuité sédimentaire (Ds2) avec encroutement et petits nodules ferrugineux.

2. 4. 3. FORMTION FELTEN KH C

Au-dessus de la discontinuité qui marque la fin de l'Aptien (Vila et al., 1979), ils s'observent quelques décimètres de calcaires argileux noduleux très oxydés, suivis par des calcaires en bancs (1 m d'épaisseur) dans lesquels des traces de glauconite sont observées (Fig. 3. 10. H et I). Ces niveaux surmontés par des calcaires bioturbés à thalassinoides et calcaires noduleux se terminent par des marnes jaunâtres phosphatées, pauvres en fossiles, et c'est probablement là que Joleaud (1914) a pu déterminer *Parahoplites* cf. *milleli* (D'Orb), forme attribuée ultérieurement à l'Albien inférieur (Van de Fliert, 1955 ; Fourcade et al., 1971). Au toit de cet ensemble de calcaires argileux et marnes, s'observe une surface ferrugineuse avec des encroutements d'huitres. Au-dessus de cette surface, viennent des bancs de calcaires à algues rouges et échinodermes et des foraminifères planctoniques. Si la limite inférieure de cet étage albien est facile à matérialiser **Ds2**, sa limite supérieure et ses subdivisions internes restent souvent subjectives. Plusieurs auteurs ont donc défini différentes unités en se basant sur la lithologie. Ces découpages restent cependant incertains, du fait du manque de données biostratigraphiques. Les termes du Vraconien montrent des calcaires sparitiques à rudistes, des micrites noires à Globigerinoides au toit de cet ensemble et un faciès de bassin est défini dans ces niveaux.

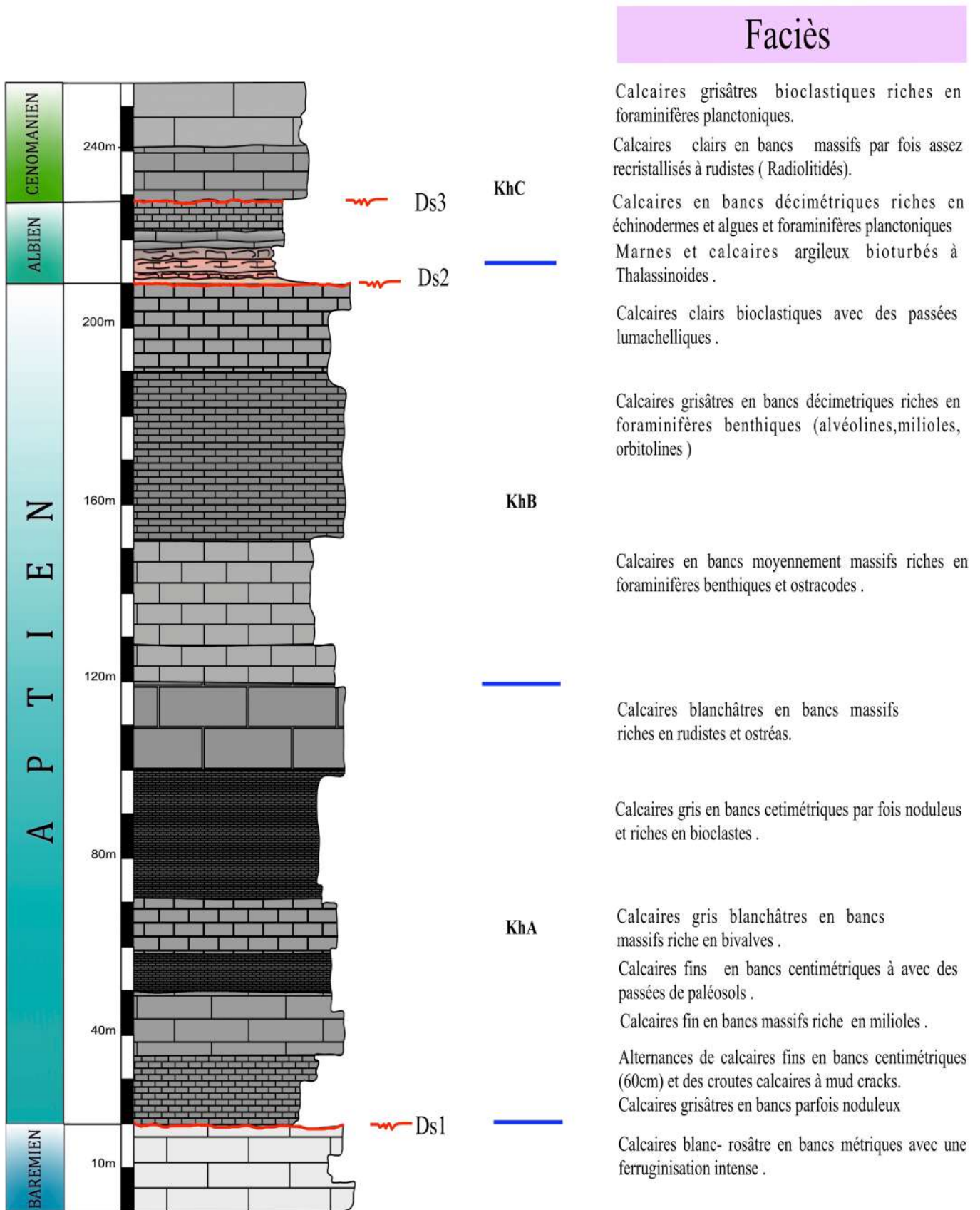


Figure. 3. 9. Colonne lithostratigraphique du Djebel Kheneg.



Figure. 3. 10. Faciès aptien-albien du Djebel Kheneg; **A:** contact entre le faciès triasique le Barémien n4 et l'Aptien n5. **B:** Calcaire à spicules d'éponges en contact avec les argiles versicolores du Trias. **C:** Calcaire laminés à Algues vertes (*Salpingoporella dinarica*) de l'Aptien inférieur ; **D:** niveaux de paléosols (flèches bleues) ; faciès à galets noirs (flèches blanches); calcaires noduleux à fenestrae et calcrêtes (flèches jaunes); **E:** Calcaires à rudistes (Floatstone parautochtones) **F et G:** Calcaires à rudistes allochtones, flèches bleues; rudistes; **H:** Calcaires bioturbés, flèches jaunes Thalassinoides (thalassinoids burrow); **I:** Calcaires micritiques riches en algues et échinodermes.

CONCLUSION

L'absence des travaux biostratigraphiques et sédimentologiques sur la plateforme constantinoise et les régions avoisinantes a rendu les analyses lithostratigraphiques élaborées sur la région d'étude relativement lacuneuses. De ce fait, les limites stratigraphiques établies entre l'Aptien et l'Albien sont maintenues. Les travaux géologiques menés sur la région, sont basés essentiellement sur les descriptions faciologiques élaborées sur terrain et au laboratoire. Selon les associations floro-faunistiques et les limites lithologiques observées sur terrain et en lames minces, trois formations lithostratigraphiques ont été distinguées :

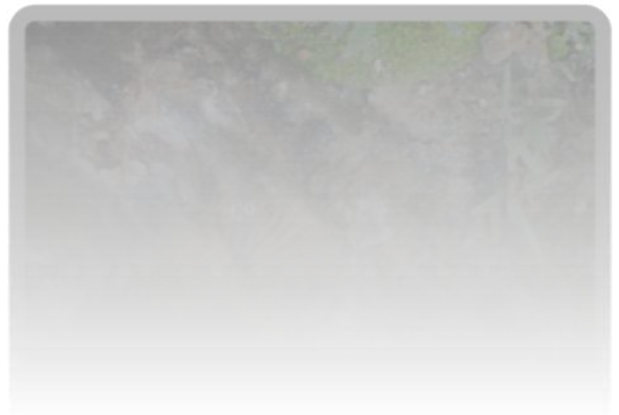
-Formation calcaire à algues du Kheneg: Elle est essentiellement calcaire et marquée par l'abondance des algues telles que *Salpingoporella dinarica*, et s'observe au Djebel Kheneg et au Djebel Zouaoui. Des surfaces de paléosols ont été repérées dans les termes moyens de cette formation.

-Formation à bioaccumulation et bioconstruction du Zouaoui: Ce sont des calcaires en bancs par fois massifs marqués à la base par la première apparition (First occurrence) d'*Archaealveolina reicheli* et renferme des bioaccumulations et des bioconstructions à rudistes et ostréas. Cette formation montre des niveaux riches en orbitolines. Le toit de cette formation est marqué par une surface d'émersion.

-Formation marn-ocalcaires Felten (Ff) est développée au Djebel Frikitia, au Djebel Felten et qui n'affleure que très rarement au Djebel Zouaoui. Ce sont des calcaires marneux noduleux à fragments d'algues rouges et échinodermes et marnes à foraminifères planctoniques et ostracodes qui présentent au sommet des bioaccumulation à rudistes (radiolitides).

CHAPITRE 4

FACIES ET MODELE DE DEPOT



INTRODUCTION

Les cortèges sédimentaires forment des archives de l'histoire de la Terre. Les processus d'érosion, de transport, de dépôt, l'évolution diagénétique des sédiments et la dynamique des bassins sédimentaires, le long des marges continentales sont en effet essentiellement conditionnés par l'évolution, à différentes échelles spatio-temporelles du contexte géologique régional et des conditions climato-eustatiques. Parmi ces séries sédimentaires, les plateformes peu profondes constituent les accumulations les plus volumineuses au pied des marges continentales. La reconstitution des systèmes sédimentaires nécessite une approche récurrente entre analyse de faciès évènements diagénétiques et interprétation séquentielle. L'interprétation des faciès en termes d'environnement de dépôt est basée en premier lieu sur l'analyse des faciès (texture, éléments figurés, associations biologiques, structures sédimentaires, géométries des dépôts, etc.), des séquences /associations de faciès, et par la suite sur leur organisation spéciale déterminée à partir des corrélations stratigraphiques réalisées entre les différentes coupes sédimentologiques. Les environnements de dépôts de la série étudiée sont considérés comme un modèle de plateforme de type haut fond, isolée et évoluée suivant deux systèmes sédimentaires successifs qui se distinguent principalement par l'individualisation ou non d'une barrière, par des apports clastiques sur la plate-forme ou par la géométrie des dépôts.

-Morphologie de plateforme barrée à sédimentation carbonatée durant l'Aptien.

-Morphologie de plateforme externe à sédimentation mixte argilo-carbonatée durant l'Albien.

Les associations de faciès de ces deux systèmes sont décrites des plus distaux vers les proximaux. La nomenclature utilisée pour les associations de faciès à l'affleurement sera la même que celle utilisée pour les faciès décrits en lames minces. Les résultats de l'étude semi-quantitative sur lames minces du contenu bioclastique des carbonates des monts de Constantine sont rapportés. 22 faciès de dépôt ont pu être déterminés à partir des critères suivants : 1) la texture, 2) la composition bioclastique, 3) les associations de foraminifères. Les foraminifères benthiques, les rudistes, les coraux, les échinodermes et les algues sont les principaux marqueurs biogéniques utilisés pour la reconstitution des paléoenvironnements.

1. PRINCIPES ET DEFINITIONS

1. 1. FACIES

Le faciès est l'unité fondamentale pour les études sédimentologiques. Le terme était d'abord introduit pour la première fois par [Gressly en 1838](#) pour décrire les aspects lithologiques et paléontologiques d'une roche sédimentaire ([Middleton, 1973, Walker & James, 1992](#)).

Par ailleurs, le terme microfaciès définie par [Brown \(1943\)](#) et après par [Cuvillier \(1952, 1962\)](#) détermine le lithofaciès et le biofaciès à l'échelle de la lame mince. Depuis lors, il a été utilisé, non seulement à des fins descriptives, mais aussi pour caractérisations génétiques et interprétations environnementales ([Middleton, 1978](#) ; [Walker, 1992](#)). Dans le présent travail ce terme regroupe toutes les informations : sédimentologiques, paléontologiques décrites à partir des échantillons, des sections polis ou encore des lames minces. L'interprétation des faciès est principalement basée sur les travaux de [Wilson \(1975\)](#), [Flügel \(1982\)](#), [Scholle et al. \(1983\)](#) et [Tucker \(1991\)](#). L'interprétation sédimentologique de chacune des coupes étudiées est présentée en détail dans la deuxième partie de ce chapitre. Elle est essentielle dans la mesure où l'interprétation séquentielle des coupes se basent en majeure partie sur l'évolution au cours du temps des milieux de dépôt. Les descriptions de faciès ci-après sont suivies par une discussion de leurs processus de dépôt probables, des paléoenvironnements et des géométries sédimentaires. Les faciès, en tant qu'éléments fondamentaux, sont ensuite regroupés en associations de faciès afin de comprendre les relations de faciès et leur signification environnementale ([Collinson, 1969](#); [Walker et James, 1992](#)).

1. 2. PLATEFORME CARBONATEE

Les plateformes carbonatées constituent les milieux marins peu profonds à sédimentation essentiellement carbonatée. L'individualisation et le développement des systèmes sédimentaires des plateformes dépendent d'une hiérarchie d'interactions entre les facteurs physiques, biotique taphonomiques et diagénétiques, agissant dans le bassin sédimentaire. Sur la base des caractéristiques morphologiques, plusieurs types de plateformes ont été définis ([Tucker et al ,1990](#)) englobant les rampes, les plateformes barrées et les plates-formes isolées. Ces plateformes sont caractérisées par une production carbonatée marine (biotique et abiotique) liée aux conditions intrinsèques du milieu ([Flügel, 2004](#); [Schlager, 2005](#)) et aux contexte climatique et géodynamique global ([Burchette & Wright, 1992](#) ; [Pomar, 2001](#) ; [Bosence, 2005](#)). Les producteurs (biotique et abiotique) carbonatés qui existent dans les milieux peu profonds sont très sensibles aux légères fluctuations de l'environnement. Une baisse du niveau de la mer de seulement quelques mètres mène à l'exposition sous-aérienne de grandes zones sur la plate-forme, et une montée rapide du niveau de la mer de quelques mètres peut entraîner l'ennoiement de la plateforme.

1. 3. ASSOCIATION DE FACIES

Les environnements sédimentaires marins ou continentaux montrent une large diversification de faciès dans l'espace et dans le temps.

En se basant essentiellement sur les critères génétiques de chaque faciès, la notion des associations ou assemblages de faciès a été introduite (Flügel, 1972; 2004) dans le but de reconstituer des environnements de dépôts standards (modèle de dépôt) (Flügel 2004).

1. 4. ZONES DE FACIES (type de faciès FT)

Les zones de faciès standard (FZ) retracent les ceintures de faciès idéalisées le long d'une coupe allant d'un bassin profond en mer ouverte à travers une pente, une bordure de plate-forme marginale et une plate-forme interne à la côte (Wilson, 1975). Les zones de faciès diffèrent par leurs environnements, leurs sédiments dominants, leurs biotas et leurs lithofaciès communs. Les carbonates formés dans ces zones de faciès présentent souvent des assemblages spécifiques de types «microfaciès standard» (SMF) qui servent de critères supplémentaires pour la reconnaissance des principales ceintures de faciès (Flügel, 2004). Les types de microfaciès standard sont des catégories virtuelles qui résument les microfaciès avec des critères identiques. Ces critères sont simples et faciles à reconnaître. Les types SMF révisés sont des outils utiles pour le traçage des courroies de faciès, mais ils doivent être utilisés avec précaution. La plupart des types de fichiers SMF ne reposent que sur quelques caractéristiques dominantes comprenant des types de grains, du biota ou des textures de dépôt (Flügel, 2004).

Wilson a distingué 24 types de SMF et a utilisé ces types comme critère supplémentaire pour différencier les principales ceintures de faciès d'une étagère en carbonate à rebord idéalisé.

2. GRAINS SQUELETIQUES

2. 1. LES ALGUES

2. 1. 1. ALGUES ROUGES

Les algues rouges (Rhodophyta) sont représentées essentiellement par les algues corallinacées et solenoporacées (Planche 1). Les algues corallinacées (corallinean red algae) sont surtout représentées dans les environnements récifaux (Johansen, 1981, Bonsence, 1983). Durant l'Aptien, voir même l'Albien, les faciès récifaux de la plateforme néritique constantinoise sont caractérisés par des encroutements en lamines minces qui ne dépassent pas 2cm d'épaisseur. Ces algues calcaires sont aussi très fréquentes dans les faciès de mer ouverte d'âge Albien et apparues principalement en bioclastes subarrondis et micritisés. Ces algues calcaires constituent une association de faciès de packstone à fragments d'échinodermes d'âge probablement albien inférieur.

Des sections de lithothamnium sporolithon (genre melobesoides) (*Marinella lugeoni* sp) (Granier et al, 2017) ont été déterminées dans cet intervalle. Des encroûtements d'algues coralinacées (*Archaeolithothamnium gosaviense* Rothpletz) sont observés dans les faciès de boundstones des coraux sclératiniaires du Djebel Zouaoui (Formation Zoaoui). Les Solenoporaceae ont longtemps été considérée comme une famille importante d'algues calcifiées apparues dans l'Ordovicien et ayant survécu au Miocène (Edwards et al, 1993 ; Dybowski 1877), mais sa réinterprétation comme une algue rouge (Brown, 1894) a été largement acceptée. Pia (1927) a créé la famille des Solenoporaceae, et depuis lors, on a généralement supposé qu'au cours de leur longue histoire, les solénoporacés ont donné naissance à des corallines : les algues rouges encroûtantes largement répandues au Paléozoïques et Mésosoïque, contribuent de manière significative aux récifs et forment des nodules de rhodolithes dans les mers actuelles (Johnson, 1961; Wray, 1977). Les algues corallines sont maintenant abondantes et diversifiées (Aguirre et al, 2000), alors que les solénoporacés sont éteints. Steneck (1983) a suggéré que les solénoporacés étaient moins résistants à l'herbivorie que les corallines, et que le déclin et l'extinction cénozoïques des solénoporacés coïncidaient avec la diversification coralline. Elles abritent les milieux subtidaux ouverts, les récifs et les pentes récifales (Johnson, 1960 ; Mamet et Roux, 1977 ; Moussavian ,1989 ; Wright, 1985). Par ailleurs Montagioni (1979) a décrit des algues développées sur la pente d'avant récif (fore reef slope) entre 25-60m de profondeur par ailleurs Shinn (1980) a reporté quelques espèces rhodolithes à 35-55 m de profondeur sur le récif de la Floride. Dans la plateforme néritique constantinoise, ces formes (Planche 2) sont repérées dans les niveaux calcaires albiens et sont représentées essentiellement par *Cordilites cretosus* REUS, 1846 et *Marinella lugeoni* PFENDER, 1939.

2. 1. 2. LITHOCODIUM AGGREGATUM ET BACINELLA (Microproblematica)

Le Lithocodium, un microorganisme encroûtant vivant généralement dans les milieux très peu profond (Segonzac & Marin, 1972), a été initialement interprété comme algues rouges, éponges et algues vertes en filament (order Ulotrionales? par Schlagintweit et al, 2010). Pendant le Trias supérieur et le Jurassique, ces formes ont joué un rôle important dans les communautés récifales. Au cours du Crétacé inférieur, le Lithocodium atteint sa plus grande expansion dans les mers à l'échelle du globe et entraînant la formation de récifs. Deux espèces sont déterminée (Lithocodium aggregatum Elliott ,1956 et Bacinella irregularis Radoicic, 1959). Récemment, Cherchi et Schroeder (2006) ont interprété ces micro-organismes comme des colonies de cyanobactéries calcaires.

L'association *Bacinella-Lithocodium* caractérise les milieux lagunaires présentant des conditions oligotropes, un faible taux d'accumulation, des eaux marines claires, oxygénées, peu profondes et normales (Leinfelder et al., 1993; Dupraz et Strasser, 1999; Immehauser et al., 2005). *Bacinella* et *Lithocodium* ont également été identifiées dans les croûtes microbiennes associées aux récifs coralliens et éponges (Olivier et al, 2004; Shiraishi et Kano, 2004). Dans la région de Constantine, ces microorganismes (Planche 3) en forme de lentille ou en rameaux, se trouvent associés avec des foraminifères benthiques et ostracodes et caractérisant un faciès de lagon ouvert. Des formes encroûtantes sont repérées dans les constructions récifales associées aux algues rouges filamenteuses (*Polystrata alba* sp.) et rudistes (Annexe, Planche 4 et 5).

2. 1. 3. CYANOBACTERIES

Dans le domaine marin, les formes calcifiées sont communes pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque (Konhauser et Riding, 2012). Ces formes ont joué d'importants rôles sédimentologiques dans la construction des récifs, des stromatolites et des thrombolites, ainsi que dans la production des lithoclastes et les sédiments fins (Riding, 1991 ; Flügel, 2004) en contribuant à la formation des mats microbiens et les récifs et à la destruction des sédiments (boring and micritization) (Elicki, 1999). Elles sont abondantes dans les faciès subitaux aptiens du Djebel Zouaoui et au Djebel Kheneg.

2. 1. 4. ALGUES DASYCLADACEES

Elles sont très développées dans les faciès lagunaires du Bedoulien et rarement avec les floatstones à rudistes (construction récifale). Les assemblages d'algues dasycladacées (Annexe, Planche 5) identifiées dans les échantillons étudiés comprennent : *Andreiella rajkae* ?, *Montiella elitzae*, *Salpingoporella muehlbergi* Lorenz ?, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Salpingoporella* sp.,? *Triploporella* sp, *Mizzia velebitana*, *salpingoporella dinarica* (*Salpingoporella dinarica* Radoicic et *Salpingoporella annulata* Carozzi). *Salpingoporella dinarica* est une algue calcaire qui était isochrone dans le domaine centre et sud de la Tethys (y compris la Province des Caraïbes du Sud) avec son acmé dans l'Aptien (Vlahovic et al., 2003 ; Carras et al., 2006). *Salpingoporella dinarica* est un groupe stratigraphique général du Valanginien à l'Albien et connu d'être indicatif de l'intervalle de temps Aptien (partie supérieure de l'Aptien inférieur) (Granier & Deloffre 1993, Bucur 1999). Dans la région d'étude, ces algues calcaires (Annexe, Planche 6) sont abondantes dans les membres inférieurs de la formation Kheneg en association avec *Palorbitolina lenticularis* Blumenbach.

2. 1. 5. UDOTACEES (Halimeda)

Ce sont des algues calcaires vertes connues depuis l'Ordovicien et ont toujours contribuées à la formation des muds carbonatés dans les environnements crétacés téthysiens. Ces algues se prolifèrent dans des milieux peu profonds à faible ou moyenne agitation (Bassoulet, 1983 ; Flügel, 1988). Les algues similaires aux halimeda se trouvent dans les mers avec salinité normale dans les environnements lagunaires et récifaux. Dans la région d'étude, ce sont les faciès intertidaux qui renferment des nodules à Halimeda. L'observation microscopique des faciès aptiens du secteur d'étude a montré une répartition hétérogène des udoteacées très rares au Djebel Felten et au Djebel Karkra, par contre au Djebel Kheneg, elles trouvent leurs épanouissements dans les environnements lagunaires moyennement ouverts.

2. 1. 6. CHAROPHYTES

C'est des algues vertes macrophytiques et seule la partie calcifiée de l'oogonium (appelée Gyrogonite) est préservée comme fossile (Feist et Grambard-Fessard, 1991). Les niches écologiques abritées par les charophytes indiquent des environnements côtiers régulièrement approvisionnés en eau douce et salée sous des climats chauds et tempérés et tropicaux (Racki et Racki, 1989). Certains faciès de basse énergie du Bedoulien de la plateforme constantinoise contiennent des gyrogonites de charophytes associés à des miliolites et des ostracodes. Elles montrent des associations de faciès avec des wackestones-mudstones à ostracodes.

2. 2. RUDISTES

Les rudistes, coraux et éponges (stromatoporoides) sont les éléments récifaux les plus importants formant les plateformes carbonates crétacées (Wilson, 1975). Les rudistes représentés essentiellement par des caprinidés et radiolitidés se développent dans les plateformes carbonatées peu profondes dans la zone photique. Ils s'observent sous forme de bioconstructions (mono- à multispécifiques) biostrome, de monticule (mud mound), de patchreefs ou étendu comme les récifs (Masse & Philipp, 1981 ; Kauffman & Johnson, 1988 ; Sanders & Höfling 2000 ; Höfling et Scott, 2002). Le passage Aptien-Albian est marqué par le début de radiation de la famille des Radiolitidae (Annexe, Planche 2. A et B), suite à la crise de l'Aptien moyen touchant les biotas des plateformes carbonatées peu profondes (Masse, 1989; Masse and Gallo-Maresca, 1997 ; Masse et al., 2020).

Dans les formations étudiées, les rudistes figurent sous plusieurs textures dans lesquelles les rudstones et les floatstones (autochtone peu ou pas transportées) constituent les principaux éléments des récifs aptiens (Annexe, Planche 7 et 8).

2. 3. CORAUX

Les coraux scleratiniaires (sous-classe hexacorallia) sont les constructeurs principaux, à côté des rudistes des récifs crétacés dans les mers tropicales et subtropicales (Wells, 1956 et Veron, 1995). Dans les environnements néritiques l'installation des constructions récifales (coral rubble) est liée aux crises anoxiques (Bover-Arnal, et al., 2011). Le manque et les différences entre les niches de récifs coralliens du Crétacé et la plupart de leurs homologues actuels, et le développement modéré de "véritables récifs" au Crétacé inférieur, pourraient être attribués au climat prévalant à cette époque. Ce climat était caractérisé par un intervalle de greenhouse avec un faible rapport ratio Mg/Ca mole défavorable (Stanley et Hardie, 1998). Dans la région d'étude, les coraux (Boundstone à Microsolenidae) sont observés seulement à Djebel Zouaoui et surmontent la zone de *Palorbitolina lenticularis* et *Archéoalveolina reichel*. Au Djebel Zouaoui (Bioherme) des coraux ont été déterminé notamment la famille Microsolenidae (suborder Microsolenina) et la famille Placocoeniidae (suborder Faviina).

2. 4. EPONGES

Les éponges (Porifera) sont des métazoaires benthiques sessiles (calcaires ou siliceux) qui s'observent dans les milieux marins peu profonds et profonds (Hartman et al., 1980). Dans les faciès aptiens de la plateforme néritique constantinoise, les spicules de type monaxone (Démospoges *Monactinellides*) sont associés à de nombreux bivalves et ostracodes dans des faciès de basse énergie d'environnements semi-restreints ou à salinité normale. Les éponges calcaires sont très mal représentées et seules des fragments de Sphinctozoaires figurent dans les floatstones et rudstones à rudistes. Les faciès les plus distaux sont les wackestones à spicules d'éponges.

2. 5. OSTRACODES

Les ostracodes vivent dans tous les milieux et montrent un intérêt paléoécologique important (Piovesan et al., 2009 ; Piovesan et al., 2013; Kaye, 1963, 1964, 1965; Moysey et Maddocks, 1982; Babinot et al., 1985; Babinot et al., 2009; Bassoulet et Damotte, 1969). Dans l'intervalle aptien-albien de la plateforme néritique constantinoise, les ostracodes sont représentés par la famille des cytherellidae (Cytherellidae Sars, 1866 in Antonietto et al., 2016) dans les calcaires aptiens et montrent des associations de mudstones et wackestones à miliolles. Le genre *Cytherlla* sp s'observe actuellement dans les eaux marines chaudes (Viviers et al., 2000).

Des formes de plateforme ouverte ont été déterminées au sein des marnes albiennes du Djebel Felten et au Djebel Karkara notamment : *Conchoecia* sp., *Cytherelloidea*, *Robsoniella falklandensis*, *Xestoleberis* sp., *Harbinia sinuata*, *Paracypris eniotmetos*, *Algeriana* sp., *Gabonorygma sergipana*, *Mauritisina coronate*, *Xestoleberis tunisiensis* (Albien, Cénomaniens), *Rehacythereis blaterensis interstincta* (Aptien, Albien).

2. 6. ECHINODERMES

Les échinodermes sont très fréquents dans les plateformes carbonatées caractérisant les mers ouvertes peu profondes (Donovan, 1991). Ils sont abondants dans les séries calcaires sous formes de fragments et en formes entières (oursins) récoltés dans les marnes albiennes du Djebel Felten et Djebel Karkara. Des fragments d'ophiurides sont aussi observés à Djebel Zouaoui en association avec les boundstones à coraux. Les formes de spatangoides sont repérées dans les niveaux calcaires albiens dont les plaques et les radioles sont observés en lames minces. Des articles de crinoïdes planctoniques (*Saccocoma* sp.) sont repérés dans les faciès albiens du Djebel Kheneg (Annexe, planche.9).

2. 7. FORAMINIFERES

2. 7. 1. FORAMINIFERES BENTHIQUES

Les formes observées dans l'intervalle étudié (Aptien) appartiennent principalement aux sous-ordres Miliolina et Textulariina. Les faciès lagunaires aptiens sont largement dominés par la prolifération des textulariina. Ce sont essentiellement, *Debarina hahounerensis* Fourcade, *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Mesorbitolina texana* (Roemer), *Mesorbitolina texana parva* Douglas, *Palorbitolina lenticularis* Blumanbach, *Mesorbitolina texana* Roemer, *Palaeodictyoconus arabicus* Henson, *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, *Cuneolina d'orbigny*, *Dicyclina* Munier-Chalmas, *Sabaudia minuta* Hofker. Les Miliolides sont représentées essentiellement par le genre de *Archaealveolina reicheli* de Castro (famille des Alveolinidae Ehrenberg, 1839) (Annexe, Planche 10).

2. 7. 2. FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

Les foraminifères planctoniques, apparus déjà au Jurassique sont très abondants dans les mers crétacées. Dans la région d'étude les faciès aptiens peu profonds sont dépourvus de formes planctoniques voir même absents par contre les premières formes planctoniques sont observées dans les packstones à algues.

Les marnes albiennes ont livré d'abondantes formes et sont essentiellement les familles des Globigerinidés, Praeglobotruncanidés et Hétérohelicidés.

2. 8. GASTROPODES

Les gastropodes sont décrits comme des organismes très tolérants aux variations environnementales, pouvant vivre dans des environnements continentaux, ouverts, saumâtres, de salinité normale ou hypersalins (Heckel, 1972). Dans le secteur d'étude les gastropodes sont associés aux faciès récifaux et périrécifaux de l'Aptien supérieur.

2. 9. CALCISPHERES

Les calcisphères constituent un groupe hétérogène comprenant des formes d'attribution diverses et d'autres ont origine inconnue. Comme le nom l'indique, les calcisphères sont surtout de petites sphères calcitiques creuses (100-500 microns), la structure de la paroi mince (25microns) est fibro-radiée. Les origines supposées sont diverses : foraminifères, algues charophytes et spores. L'utilisation des calcisphères comme indicateur de faciès est liée à leurs attributions. Dans les faciès étudiés la majeure partie des calcisphères fossiles sont interprétées comme kyste d'algues dasycladacées.

3. GRAINS NON SQUELETTIQUES

3. 1. CORTOÏDES

Les cortoïdes (Flügel, 1982) sont définis comme des corpuscules à enveloppe micritique (Bathurst, 1964, 1966) et sont également liés à une multitude de processus de formation : (1) la micritisation par l'intermédiaire de micro-organismes qui attaquent et perforent la surface des bioclastes et des autres particules et produisent des petites cavités qui sont remplies par de la micrite (bacteria precipitated) après la mort des organismes ; (2) la dissolution sélective due à la solubilité différente de l'aragonite et de la calcite magnésienne ; (3) la croissance d'algues filamenteuses calcifiées. Deux modes de formation de l'enveloppe micritique ont été mis en évidence ; dans le premier cas, les cortoïdes constructifs peuvent montrer des irrégularités sur la surface extérieure des grains et l'enveloppe micritique peut être d'épaisseur variable, alors que les cortoïdes destructifs présentent des irrégularités à l'intérieur des grains et révèlent souvent des reliquats de micro perforations (Perry, 1998 ; Peryt, 1983 ; Reid et Macintyre, 2000). Les deux modes sont liés à l'activité des microbes, des algues et des champignons. Les cortoïdes sont fréquents dans les milieux marins peu profonds et ils sont parfois associés avec patch reef et avant récifs (Wilson, 1975) (standard microfacies type 11; coated bioclastic grainstone). Dans la région d'études les cortoïdes destructifs sont les plus abondants ou les algues corallinacées jouent un rôle important dans les microperforations des rudistes et les échinodermes.

Les cortoïdes sont le plus souvent subarrondis et associés au faciès plus externes (avant récifs).

3. 2. PELOÏDES

Peloïdes est un terme descriptif pour les grains polygéniques composés de carbonate micro- et cryptocristallin (McKee et Gutschick, 1969). Les Peloïdes sont généralement dépourvus de structures internes mais peuvent contenir des débris squelettiques à grains fins ou d'autres grains. L'origine multiple de la genèse des peloïdes a été proposée par plusieurs auteurs (Flügel, 1982; Macintyre, 1985; Chafetz, 1986). Ces derniers auteurs les ont attribués à des pelotes fécales, des intraclastes, des bioclastes totalement micritisés, des filaments algaïres calcifiés ou par la précipitation in situ de carbonates. Plusieurs types ont été déterminés dans l'intervalle étudié notamment ; peloïdes algaïres, peloïdes microbiens and Peloïdes micritiques.

3. 3. ONCOÏDES

Ce sont des nodules (Heim, 1916 ; du grec onkos, nodule) le plus souvent de nature calcaire et possèdent une structure concentrique enrobée par une enveloppe micritique de taille mm ou cm. Ils se présentent en forme sphérique, en lobe ou sans contours apparents. Ces grains représentent un excellent indicateur de paléoenvironnements, du climat et des fluctuations du niveau marin. Les oncoïdes sont peu diversifiés dans l'intervalle étudié et seuls les faciès lagunaires et périrécifaux de l'Aptien inférieur renferment ce type de grains. Deux formes différentes ont été observées. Le type 1 correspond à une trame micritique ou péloïdale, elliptique, mesurant un centimètre en moyenne et est composée d'un cortex, avec ou sans nucléus, relativement épais de lamines concentriques, continues ou discontinues, à Lithocodium (cyanobactéries). Le contour de ces particules est confus et présente parfois des excroissances. Cette forme est équivalente au type II de Dahanayake (1977) qui est caractéristique d'un environnement régulièrement agité. Ces corpuscules calcaires sont associés aux cortoïdes de rudistes, aux coraux et ce qui suggère des paléoenvironnements d'avant récif (BR). Le type 2 était le produit de la micritisation des oncoïdes microbiens et des lithoclastes et ne contient généralement ni nucléus ni lamines visibles au microscope polarisant (litho-oncoïdes). Notons qu'une forme d'oncoïdes phosphatées un peu rare a été observée dans les séries étudiées et plus exactement développées dans les hard grounds (Lambooy, 1990) fini aptiens.

Ce sont des constructions microbiennes de structures stromatolitiques qui prennent naissance surtout dans les surfaces de discontinuités des plateformes noyées (drowned carbonate platform) (Krajewski et al., 2000; Föllmi, 1996; Soudry, 2000).

3. 4. GALETS NOIRS (Black pebbles)

Ce sont des lithoclastes carbonatés caractérisées par la couleur noire ou grise sombre très abondants dans les anciens caliches carbonatés. Certains auteurs ont suggéré que les sulfures de Fe ou de Mn sont responsables du noircissement des grains (Choffat, 1877 ; Joukowsky & Favre, 1913; Sugden, 1966; Maiklem, 1967); et d'autres attribuent cette couleur à l'imprégnation de la matière organique sous l'effet de la pédogenèse (Cotillon, 1960; Strasser, 1984; Lang & Tucci, 1997). Les lithoclastes noirs ou gris sont des éléments indicateurs des émergences partielles ou complètes, des conditions subaériennes et des paléosols (Strasser & Davaud 1983). Certains auteurs ont liés les galets noirs aux discontinuités sédimentaires (diastèmes et hard grounds...etc) (Chudziekiewicz & Wieszorek, 1985). Des niveaux de paléosols ont été repérés à la base de l'Aptien inférieur du Djebel Zouaoui au-dessous des faciès de wackestones à *Salpingoporella dinarica* Rradoicic. Ils forment des niveaux centimétriques associés à des formes de pisolites et des brèches polygéniques. Au Djebel Kheneg, ces grains sont abondants au Bédoulien et le plus souvent se trouvent ancrés dans les paléocaliches.

4. GRAINS NON CARBONATES

4.1. QUARTZ

Le quartz détritique est complètement absent et seules des minéraux authigènes de quartz (Euhedral crystal terminations) s'observent en remplaçant la boue carbonatée dans les faciès lagunaires restreints. Ces minéraux sont aussi observés dans les faciès récifaux et périrécifaux en substituant les couches calcitiques fibro-prismatiques de rudistes.

4.2. PYRITE

La pyrite se forme essentiellement dans les milieux marins ouverts elle est authigène et remplace la matière organique dans le milieu réducteur. Dans la région d'étude, des formes en aiguille de pyrite se sont développées dans les boundstone à coraux de l'Aptien supérieur du Djebel Zouaoui.

4. 3. GLAUCONITE

La cristallisation se produit généralement dans des conditions sous-marines dans les zones à faible taux de sédimentation dont les profondeurs oscillent entre 100 et 300 m. (Odin et Letolle, 1980; Odin et Fullagar , 1988). Des nodules glauconitiques ou grains de glauconite s'observent en très faible taux dans la matrice des faciès de mer ouverte.

Dans la région d'étude les imprégnations de glauconite s'observent dans les biosparites à échinodermes rapportées aux faciès albien.

4. 4. PHOSPHATES

Dans la région d'étude, les particules phosphatées formées suite aux remplacements des grains carbonatés, sont associées aux faciès wackestones à algues corallinacées de mer ouverte. Par ailleurs des niveaux millimétriques d'oncoïdes phosphatés ont été observés dans les faciès associés aux hard grounds.

5. DIAGENÈSE

La diagenèse précoce enregistrée dans les corps sédimentaires, regroupe les processus de modification physico-chimique qui affecte le sédiment juste après le dépôt. Elle représente l'élément fondamental pour l'identification des milieux de dépôt. Les phases diagénétiques sont par conséquent des éléments d'interprétation très importants dans les reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques. Pour répondre à la problématique introduite dans ce présent travail, la diagenèse précoce qui affecte les discontinuités sédimentaires de la limite aptien-albien représente un élément majeur pour identifier et caractériser le type de ces discontinuités.

5. 1. CIMENTATION

Après le dépôt, un premier ciment fibreux très précoce apparaît beaucoup plus dans les faciès de grainstone-rudstone où il forme des contours clairs autour des éléments. Deux types de ciments sont observés dans les faciès associés aux discontinuités fini-aptiennes. La cimentation identifiée dans les surfaces sédimentaires clés sont les ciments phréatiques et ciments vadoses.

5. 2. MICRITISATION

La micritisation est le processus diagénétique majeur des environnements marins peu profonds et protégés (Tucker & Bathurst, 1990) elle est considérée comme le résultat des processus biogéniques de bioérosion et processus diagénétiques par dissolution-précipitation de l'aragonite (Bathurst, 1975).

5. 3. BIOEROSION

Le terme anglo-saxon de « bioérosion » correspond à la dégradation par un organisme d'un sédiment consolidé ou de tout autre substrat induré, par des processus mécaniques ou biochimiques (Frey, 1978).

Les structures de bioérosion les plus répandus sont les perforations (« borings ») des rudistes et des coraux. Ces phénomènes diagenétiques précoces jouent un rôle très important dans les modifications texturales du sédiment.

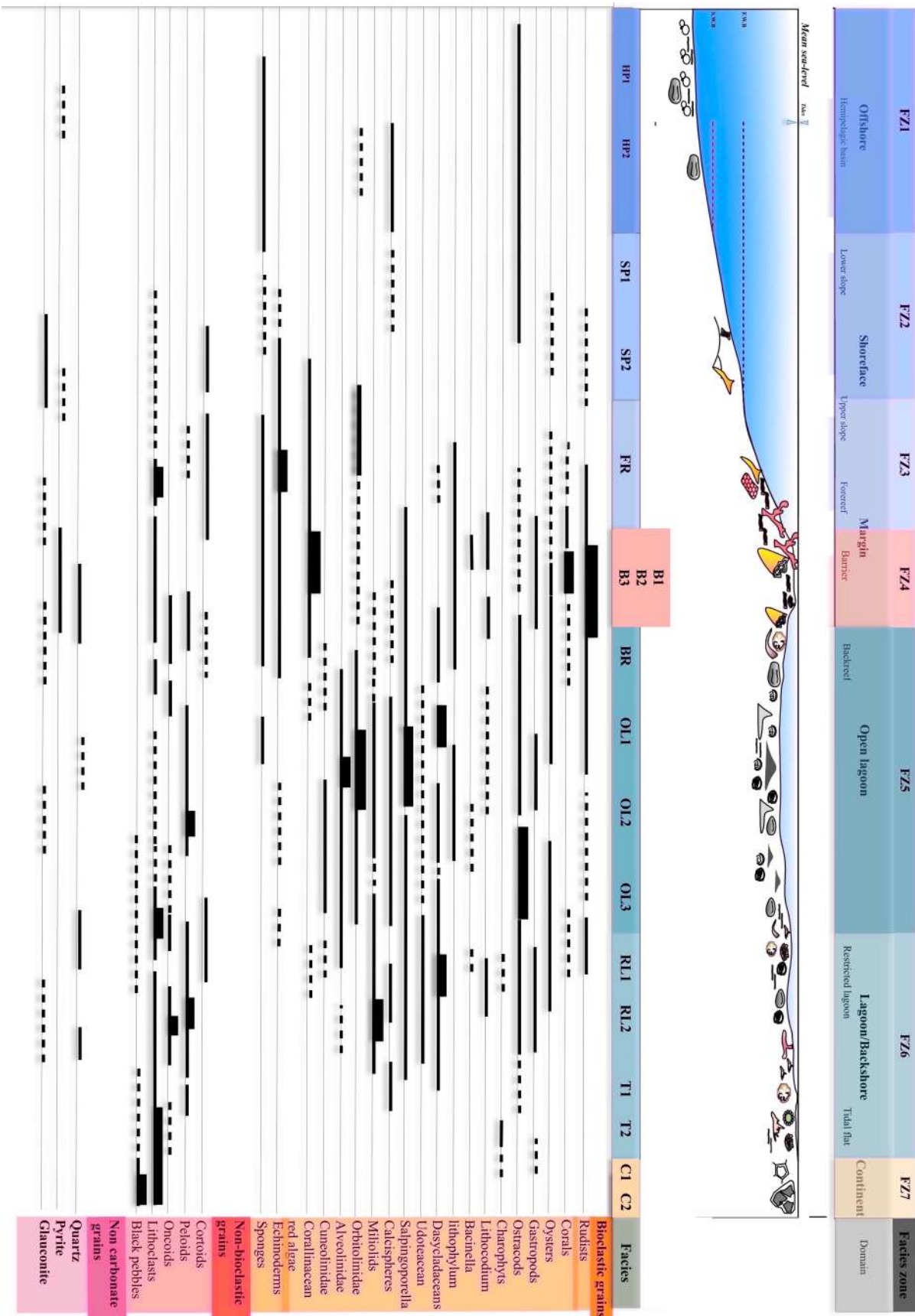


Figure. 4 .1. Profil schématique de la plateforme aptienne –albiennne dans les monts de Constantine. Les profondeurs de l'eau sont estimées. Les principales composantes des environnements de dépôt sont indiquées en fonction de leur fréquence d'apparition:

Présent et abondant **—————** Habituellement présent **—————** Rare **- - - - -**

6. MICROFACIES ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS

Les facies, initialement étudiés sur terrain, ont fait l'objet par la suite d'une description, une analyse et une interprétation sédimentologique basées essentiellement sur les observations microscopiques. Les analyses microfaciologiques nous ont permis de différencier 18 microfaciès et leurs noms étaient attribués principalement selon les classifications de Dunham (1962) et de Embry & Klovan (1971). Les grains squelettiques et non squelettiques étant cités par ordre d'abondance décroissante relative suivie par l'interprétation des paléoenvironnements et leur correspondant dans les séquences idéalisées dans vingt-quatre microfaciès standard (SMF) définis par Wilson (1975). L'enchaînement de description des microfaciès définit la séquence standard de la série et marque le passage d'un milieu marin franc situé sous la zone d'action des vagues et des tempêtes (SWB) à un milieu supratidal de plus en plus restreint et parfois émergé. La figure (4.1), sous forme schématique, montre les successions faciologiques des coupes étudiées ainsi que leurs constituants pétrographiques estimés d'une manière semi-quantitative et suivant une échelle linéaire en quatre divisions adoptées par (Lees et Hennebert, 1982). Les chartes utilisées pour ce type d'étude sont celles de Baccelle et Bosellini (1965), Matthew et al., (1991) et Schafer (1969).

6. 1. MICROFACIES DE MER OUVERTE FZ1(OFFSHORE BASIN) HP

6. 1. 1. MARNES ET ARGILES VERTES À OSTRACODES ET FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES HP1.

Cette association de faciès bien développée au Djebel Felten (70m d'épaisseur), apparaît sous forme de couches métriques à plurimétriques de marnes argileuses jaunes à vertes. Ces faciès sont riches en fossiles notamment ostracodes, échinodermes et des formes d'ammonites indéterminées. Par ailleurs des horizons à Orbitolines sont repérés et montrent des moules de fossiles non identifiés des formes d'ammonites, d'oursins et de rostrés de bélemnites. Dans les niveaux argileux, des foraminifères planctoniques (*Globigerina esheri*, *hedbergella trocoidea* *Textularia* sp, *Favusella washitensis*) sont identifiés. Ponctuellement, des accumulations d'orbitolines, des horizons riches en échinodermes ou de rares petites ammonites sont associées à ces dépôts, de même de fines couches de mudstones noduleux sont parfois intercalées dans ces marnes. Ces faciès forment à l'affleurement des unités aisément repérables et sont bien préservées.

Des formes d'ostracodes de plateforme externe (infratidal inférieur) ont été déterminées et elles sont représentées essentiellement par *Pontocyperella recurva*, *Mauritina coronata*, *Xestoleberis tunisiensis*, *Cytherella gr ovata*. Roemer (Formation Felten), *Rehacythereis blaterensis interstincta*, *Rehacythereis btaterensis btaterensis*, *Sergipella grosdidieri* sp.

Interprétation paléoenvironnementale: Les dépôts marneux témoignent d'un milieu marin protégé peu profond. Cependant, la présence de faunes pélagiques (échinodermes, ammonites globigerinoides) et des formes d'ostracodes d'environnements marins ouverts peu profonds (Rosenfeld & Raap, 1984) associés à ces dépôts de plate-forme suggère un milieu ouvert profond au-dessous de la zone d'action des vagues de tempêtes

6. 1. 2. WACKESTONES- PACKSTONE À SPICULES D'EPONGES SILICIFIÉES HP1 (Fig 4.2.B)

Ce faciès s'organise en lits clairs, rougeâtres au-dessous de la formation Kheneg observée au Djebel Kheneg. Ce sont des calcaires oxydés argileux, clairs, riches en spicules d'éponges intercalés avec des lamines argileuses. Les éponges siliceuses observées dans le faciès barrémien et Albien ont été décrites comme « Megascleres monaxone » (Brachert, 1991 ; Rigby, 1995). C'est le faciès *SMF 1* (speculite wackestone ou packstone avec calcisiltite matrix) décrit par Wilson (1975). Les grains squelettiques sont représentés par des fragments d'échinodermes, de globigerinoides et de rares fragments d'algues rouges. Les « spéculites » sont généralement abondants dans les eaux profondes froides mais aussi se rencontrent dans les plateformes carbonatées avec une sédimentation lente en association avec des corps hétérozoan interprétés comme ayant été déposés dans des eaux peu profondes des environnements de moyenne à basse latitude (Folk, 1973; Chowns et Elkins, 1974; James and Bone, 2000; Gammon et al, 2000).

6.1. 3. WACKESTONE À FRAGMENTT DE CRINOIDES PÉLAGIQUES HP2 (FIG 4.2. A et E)

Des niveaux de calcaires bioclastiques de couleur gris, sombre, forment des bancs minces (40 cm à 60 cm) et s'observent juste au-dessus de la formation Felten au Djebel Kheneg. Ils montrent des wackestones ou packstone argileux bioturbés à articles de crinoïdes pélagiques (*Saccocoma* sp.) et fragments d'ophiurides ? La matrice est bien développée en formant une micrite homogène (calcisiltite) souvent recristallisée en microsparite dans des zones bioturbées.

Ce faciès partiellement bien classé, renferme des formes de globigérines et des spicules d'échinodermes. Des fragments de spatangoïdes et ophiurides sont également présents. La fraction non carbonatée est figurée par des traces de glauconite parfois même des peloïdes et la pyrite.

6. 1. 4. WACKESTONE A FORAMINIFERES PLANCTONIQUE Hp2 (Fig 4.2. C, D, F).

Un calcaire brun-clair organisé en bancs centimétriques a été décrit au toit de la formation Felten ; au Djebel karkara et au Djebel Kheneg. Au Djebel Friktia, ces niveaux riches en foraminifères planctoniques ont été signalés pour la première fois par Fourcad et Raoult (1971). Ce sont des biomicrites constitués par des grains squelettiques occupant 25% à 35% du volume et montrent une riche association de formes de Globigerines (*Globigerinelloides ferreolensis* Moullade, *Favusella* sp). Des packstones recristallisés à échinodermes et foraminifères planctoniques (Fig. 4. 2. D) ont été repérés au sein de ces faciès. La matrice est constituée par la micrite et le sédiment parfois stabilisé par une cimentation syntaxique. Ces biomicrites correspondent au milieu très calme ouvert avec l'océan.

Interprétation paléoenvironnementale: L'abondance des fragments de Crinoïdes pélagiques, les foraminifères planctoniques dans une matrice calcisiltitique suggère un milieu ouvert moyennement calme. Les faciès à saccocoma déjà repérés en abondance dans les mers ouvertes d'âge jurassique (Mtyszkiewics, 1996 ; Keupp et Mtyszkiewics, 1997) indiquent un milieu hemipélagique ouvert au-dessous de l'action des vagues de tempêtes. Ce faciès est interprété comme indicateur de la phase d'ennoiement de la plateforme constantinoise, précédant son enfouissement sous les dépôts laguno-récifaux de l'Aptien supérieur.

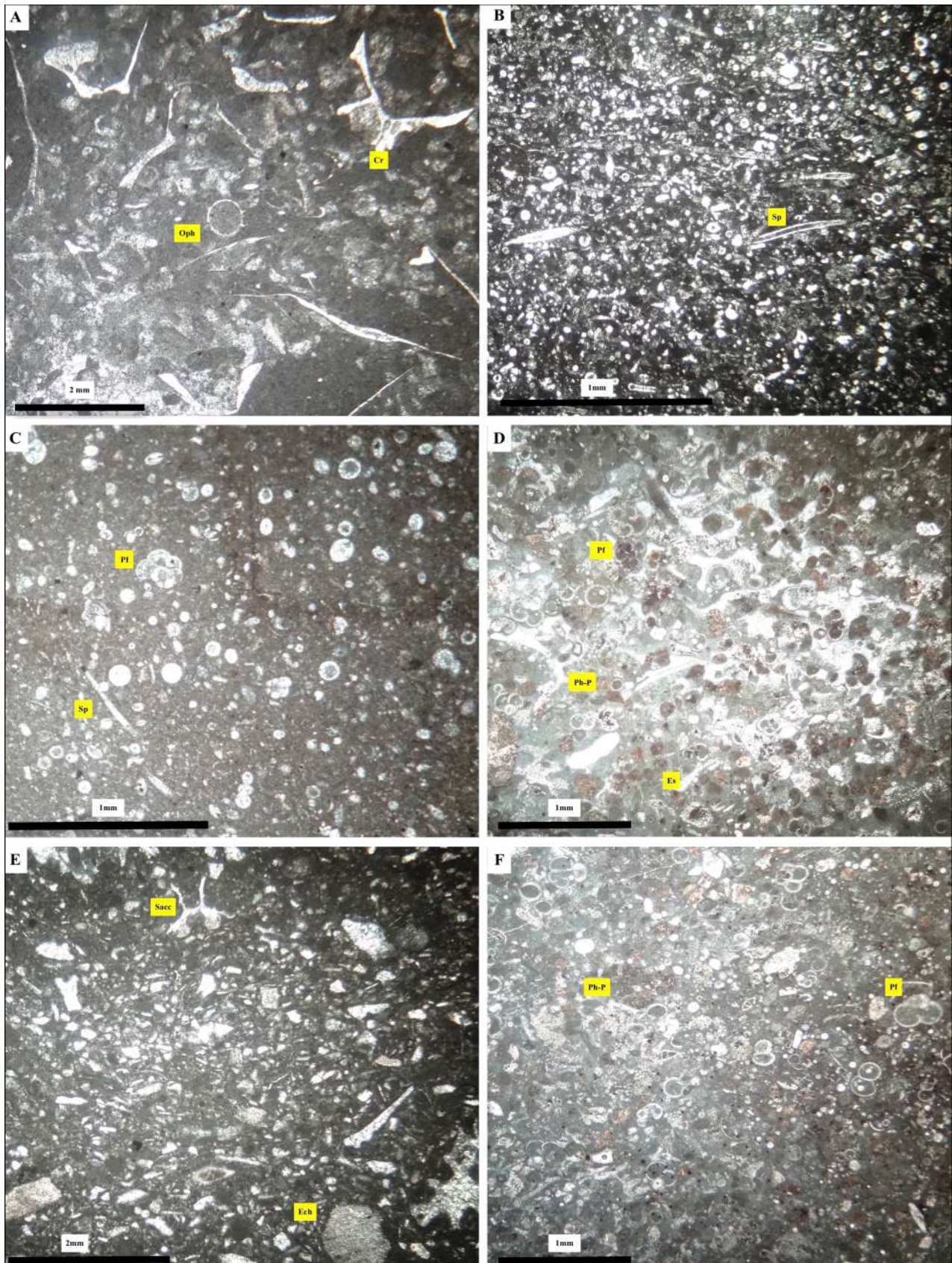


Figure 4. 2. Faciès pélagiques et hémipélagiques. **A :** wackestone à crinoïdes (saccocoma arm element ; brachialia). **B :** Packstone à spicules d'éponges silicifiées. **C :** wackestone à globigérines (*Globigerinelloides ferreolensis* Moullade) et spicules d'éponge siliceux **D :** packstone à globigérines, fragments d'échinodermes et peloïdes phosphatés. **E :** wackestone à fragments d'échinodermes. **F :** Packstone à globigérines et peloïdes phosphatés. (**Cr**) fragments de crinoïdes (bras de Saccocoma) ; (**Oph**) fragment d'ophiurides ; (**Sp**) Spicules d'éponges ; (**Pf**) Foraminifères planctoniques ; (**Ph-p**) Peloïdes phosphatés ; (**Ech**) Plaques de crinoïdes.

6. 2. MICROFACIES DE PLATEFORME EXTERNE PROXIMALE FZ2 (Shoreface)

5. 2. 1. WACKESTONE /PACKSTONE A FRAGMENTS D'ALGUES ROUGES SP1 (Fig. 4. 3 ; A et E)

A l'affleurement, ces faciès forment des bancs lenticulaires métriques de calcaires noduleux de couleur beige clair, bien dégagés par l'érosion. Cette association de faciès s'observe au toit de la Formation Felten au Djebel Karkara, Djebel Zouaoui et Djebel Kheneg. Les microfaciès montrent des biomicrites riches en bioclastes où les grains squelettiques occupent plus 40% du volume. Ce sont par ordre décroissant, des fragments partiellement micritisés de solenoporacées, de lithothamnium, des fragments d'échinodermes, foraminifères planctoniques et de rares foraminifères benthiques. Les algues font leur première apparition et elles sont représentées par des fragments de solenoparacé (*Cordilites cretosus* et *Marinella lugeoni*) arrondis, usés et partiellement micritisés. Ce microfaciès présente fréquemment une légère lamination soulignée par une accumulation argileuse, des stylolithes, des niveaux plus ou moins riches en crinoïdes, des coquilles d'ostracodes ou encore des niveaux de grainstone (**Fig. 4. 3. F**). Certains intervalles présentent une bioturbation intense caractérisée par des terriers centimétriques de type thalassinoides.

Interprétation paléoenvironnementale : l'intense fragmentation des algues et leur formes arrondis indiquent un transport important, la dominance des débris de solenoporacés, la micritisation intense des bioclastes et l'abondance des fragments allochtones d'algues rouges suggèrent un milieu marin francs (Johnson, 1960; Mamet et al.,1977; Moussavian ,1989; Wright, 1985). La matrice micritique et la texture packstone impliquent un milieu de dépôt relativement calme (Wright & Burchette, 1996). Ces observations nous ont amenés à placer ces microfaciès au-dessous de la zone d'action des vagues de tempêtes (SWB).

6. 2. 2. GRAINSTONE A ECHINODERMES ET FORAMINIFERES PLANCTONIQUE SP1 (Fig 4.4. F)

Ce faciès forme des bancs décimétriques de calcaires de couleur bleue à grise, observé au toit de la Formations Felten. Il montre des alternances de lamines claires et lamines sombres observables à l'affleurement et se termine par une surface ferrugineuse. C'est dans ces bancs calcaires intercalés dans les marnes de la Formation Felten où Van de Fliert (1955) a signalé un *Acanthoceras* sp du Cénomaniens. Fourcade et Raoult (1971) ont pu déterminer des formes d'Hedbergelles (*Agardhielopsis cretacea* Lem) dans ces faciès.

Les grains squelettiques dominés par les fragments d'échinodermes ne dépassent pas les 40 % du volume du microfaciès caractérisant un grainstone crinoïdique à grains micritisés et peloïdes (cimentation syntaxique bien développée autour des fragments d'échinodermes). De nombreux peloïdes irréguliers et petits intraclastes (0,2 mm) sont observés dans les grainstones.

Interprétation paléoenvironnementale: Le manque de boue suggère un milieu à hydrodynamisme relativement élevé sous la base des vagues de beau temps (Stein et al., 2012). L'accumulation du grainstone bioclastique reflète, bien l'énergie du courant qui a pu éliminer la matrice fine (Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990). C'est un milieu marin franc localisé à proximité des prairies à échinodermes situé dans la zone des vagues de tempêtes (SWB).

6. 2. 3. PACKSTONE / RUDSTONE A ECHINODERMES Sp1-Sp2 (Fig 4.4; D)

Des bancs de calcaires en bancs centimétriques de couleur gris sombre souvent à aspect granulaire, s'observent au toit de la formation Zouaoui. Le microfaciès montre une diversification entre fragments bioclastiques (échinodermes, bivalves, bryozoaires, rudistes crinoïdes, algues vertes), des extraclastes et de rares peloïdes. Ces biomicrites mal classées montrent des similitudes avec le microfaciès standard SMF4 de Wilson (1975) (Debris flow in toe of slope). Ce sont des microbrèches (Calcirudite- calcisiltite) à éléments subanguleux à subarrondis. La recristallisation bien développée affecte les bioclastes d'origine aragonitique (rudistes) et partiellement les bioclastes d'origine calcitique (crinoïdes). Ce faciès constitué essentiellement par des éléments allochtones est dominé par les bioclastes hemipélagiques associés à une matrice micritique.

Interprétation paléoenvironnementale: La faune benthique et planctonique, semblable à celle du faciès Hp2, exprime un environnement de partie distale d'une pente récifale, à profondeur d'eau probablement supérieure à 40m. Cette interprétation est en accord avec le fait que des accumulations de thalles d'Halimeda ont été rencontrées au pied des pentes actuelles des récifs de la Grande Barrière, jusqu'à des profondeurs de 100m (Drew and Abel, 1988). De plus rappelons que l'algue calcaire Halimeda se développe préférentiellement dans des eaux riches en nutriments (Davies et Marshall, 1985 ; Drew et Abel, 1985). Ces faciès correspondent au milieu marin franc développé dans la zone d'action des vagues de tempêtes (SWB) (Flügel 2004).

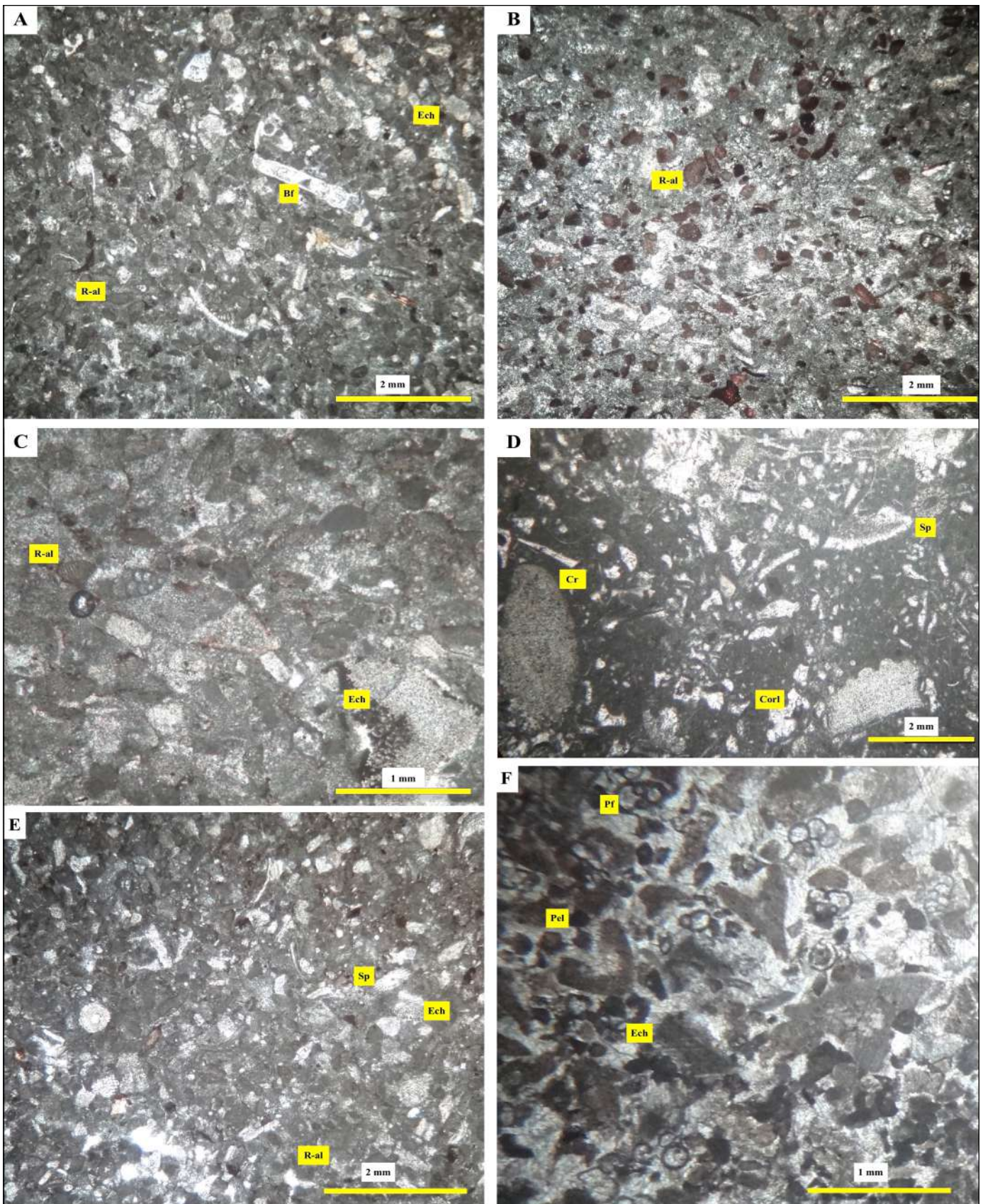


Figure 4. 3. Faciès de mer ouverte. **A** et **C**: Packstone à algues solenoporacées *Cordilites cretosus* (REUS 1846). **B** : wackestone à algues rouges phosphatées et fragments d'échinodermes recristallisés. **D**: wackestone-packstone à bioclastes (polymict clast microbreccia SMF4). **E**: Pachstone à fragments d'échinodermes, d'algues rouges et rudistes. **F**: Grainstone à échinodermes et foraminifères planctoniques (*Heterohelix moremanni*); cimentation syntaxique bien développée autour des fragments d'échinodermes. (**R-al**) fragments d'algues rouges; (**Ech**) fragment d'échinodermes; (**Bf**) foraminifères benthiques (*Dentalina* sp); (**Sp-Ech**) spicules d'échinodermes.

6. 3. AVANT RECIF PLATIER RECIFAL FZ3

6. 3. 1. RUDSTONE – FLOATSTONE A BIOCLASTES (DEBRIS FLOW SMF6) Fr (fig. 4. 4. A, E, F)

Ce faciès est de couleur bleuâtre à brunâtre, montrant à la base des laminations de l'ordre du cm et des bancs à aspect concrétionné de 70 cm en moyenne. Il correspond à un sédiment bien trié, à grain moyen à grossier, dominé par les fragments d'échinodermes (>40%), peloïdes et les foraminifères y sont rares (<10%). Les principaux foraminifères planctoniques dont les tests sont souvent abrasés sont représentés par les globigérines. Le matériel squelettique est associé à des bryozoaires, des peloïdes, des fragments de rudistes (flottants tous dans une matrice de micrites) et des orbitolines. Les éléments squelettiques sont triés sous le contrôle hydrodynamique par endroit, ce qui représente probablement des lits de tempête distaux, alors qu'ils sont chaotiques ailleurs.

5. 3. 2. RUDSTONE A BIOCLASTES Fr (Fig. 4. 4. A et D)

Ce sont des bancs calcaires de couleur grisâtre à aspect chaotique, observés au toit de la Formation Felten dans le Djebel Kheneg. Avec une épaisseur réduite (1 m) et variable, ces faciès marquent le plus souvent le passage albien- cénomaniens. Ce sont essentiellement des calcirudites bioclastiques présentant un mauvais classement dans une matrice fine. La fraction bioclastique représentée principalement par échinodermes, bivalves, bryozoaires et coraux, occupe le plus souvent plus 20-30 % du volume et peut atteindre les 50 %. Les fragments de rudistes constituent plus de 50 % des grains squelettiques. Les grains non squelettiques sont rares (5 % du volume). Les allochèmes essentiellement allochtones, à grains érodés, sont observés en texture packstone au sein d'une matrice sombre parfois argileuse.

Interprétation paléoenvironnementale: Les échinodermes se trouvent habituellement dans les environnements subtidaux avec une salinité normale et peut-être avec des ressources trophiques élevées (Nield et Tucker 1985; Flügel, 2004.) et ne tolèrent pas particulièrement les conditions de manque d'oxygène. Cependant, leur association avec les bryozoaires, les foraminifères planctoniques et la rareté des formes de lagon peuvent indiquer un milieu de plateforme externe ouvert, situé au-dessus de la zone d'actions des vagues de tempêtes.

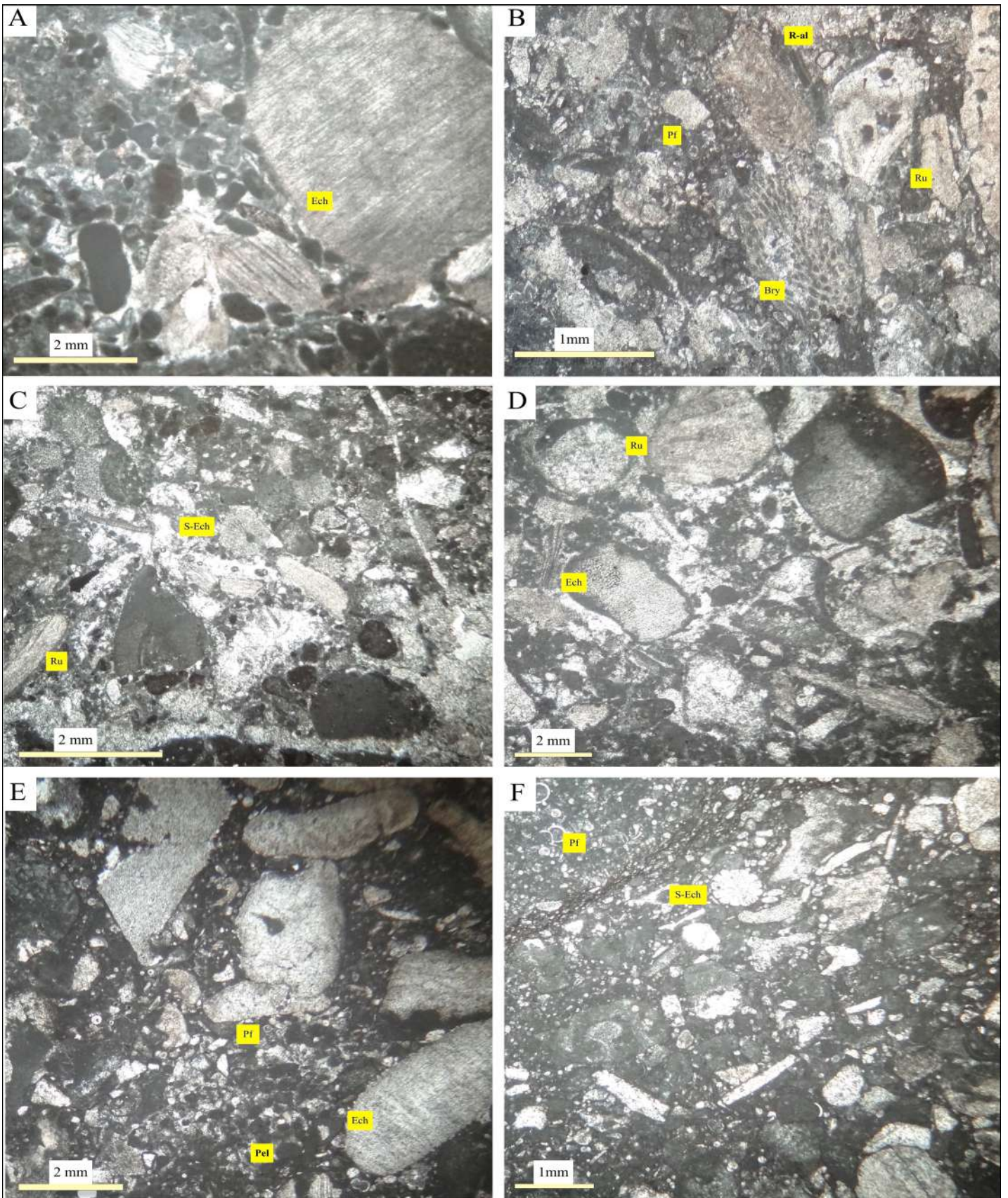


Figure 4. 4. Facies de l'offshore proximal. **A** : Rudstone à échinodermes et peloïdes. **B** : Packstone à rudistes et bryozoaires. **C** : Packstone –rudstone à échinodermes et rudistes. **E** : Floatstone –Rudstone à échinodermes et foraminifères planctoniques. **F**: Packstone-wackestone à fragments d'échinodermes et foraminifères planctoniques. (**Ech**) Plaque de Crinoïdes ; (**R-al**) Algues rouges ; (**Bry**) Bryzoaire ; (**Ru**) Rudiste ; (**Pf**) Foraminifère planctonique ; (**Pel**) Peloïde ; (**S-Ech**) Spicule d'échinoderme.

6. 4. BARRIERE RECIFALE **FZ4** (PLATFORM MARGIN REEF)

6. 4. 1. BOUNDSTONE CORALLIEN **B** (Fig. 4. 5 et 4. 6).

Au sommet de la formation Zouaoui, des biostromes coralliens sont observés au-dessus du hard ground qui caractérise le toit de l’Aptien supérieur de la plateforme néritique constantinoise. Ces lithosomes décrits pour la première fois dans le massif du Chettaba, est cartographié ultérieurement par certains auteurs comme des calcaire à aspect conglomératique d’âge sénonien et nous y reviendrons après dans le dernier chapitre. Ce faciès est constitué de lits de calcirudite à fragments de coraux, qui présentent localement une stratification croisée à faible angle. Les grains bioclastiques sont constitués par des fragments de crinoïdes, de bivalves, de coraux et d’algues coralliennes. Les coraux sont en position de croissance et généralement cristallisés et parfois silicifiés. Ils présentent diverses morphologies de croissance, allant des formes lamellaires au tabulaires (*Felixigra turbinata* de Fromentel, 1877) ou encore en feuille (sheet-like). De minces croûtes d’algues rouge corallinacées (*Sporolithon rude*) et peyssonneliaciennes (*Polysstrata alba*) recouvrent la surface supérieure des coraux. Les stromatolites, à tissu peloïdal coagulé, incrustent les surfaces coralliennes supérieures directement sur leurs minces placages squelettiques. Les coraux sont très communs et riches en espèces. Les coraux et autres composants présentent des signes de perforation par les éponges et les bivalves (lithophages). La pyrite et l’hématite disséminées sont généralement présentes. Les cavités des coraux sont remplies de dolomite secondaire et ciment ferrugineux.

Interprétation paléoenvironnementale: Ce faciès (domal colonies) bioconstruit avec des niveaux infimes de fragments de coraux et de crinoïdes érodés indique un milieu de plateforme récifale sous faible à moyenne énergie. Le degré de fragmentation et de micritisation des fossiles est relativement faible et les fragmentations observées des formes coloniales indiquent des épisodes à haute énergie, mais la domination de la micrite indique que le niveau d’énergie élevé n’était pas constant. L’incrustation des coraux est probablement survenue pendant les phases calmes (Kiessling et Flügel, 1999). Le substrat était dur, approprié pour l’attachement de divers organismes coloniaux et ces microfaciès sont interprétés comme ayant été formés par des organismes in situ comme récif organique (Wendt et al., 1989).

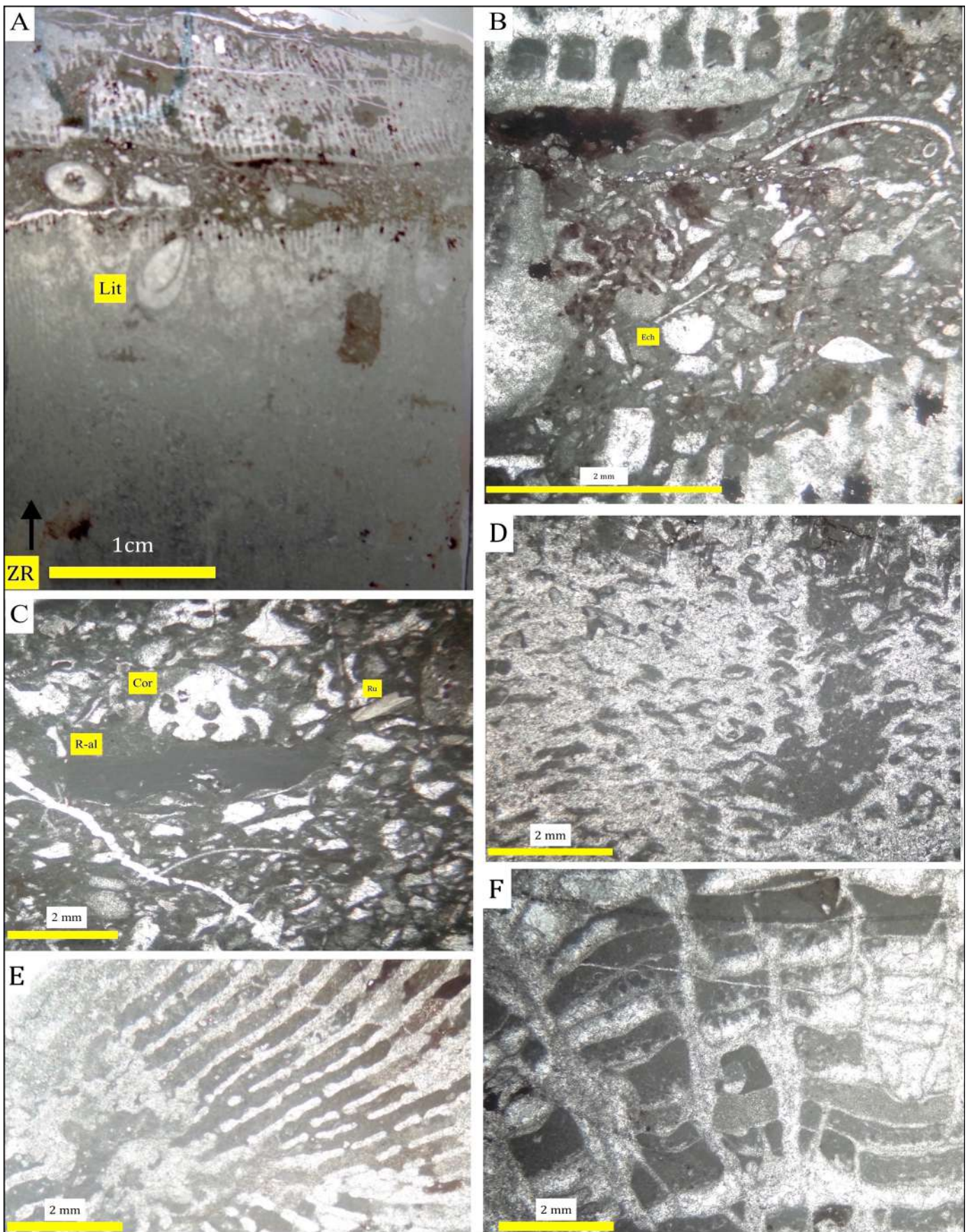


Figure 4. 5. Faciès et association biotique des bioconstructions récifales (Faciès récifal (Reef margin). **A:** photo de lame mince de boundstone Rudstone. **C:** Rudstone-packstone à fragments de coraux et algues rouges. **D:** Boundstone de coraux (family Microsolenidae, suborder Microsolenina). **E:** Détail de fragment de corail (family Placocoeniidae, suborder Faviina). **F:** Détail de fragment de *Eohydnophora tosaensis* Yabe and Eguchi, 1936.

6. 4. 2. FLOATSTONE - RUDSTONE A RUDISTES B2 (Planche 3 et 4)

Il s'agit d'un sédiment (rudist-bearing lithosome) repéré principalement dans les membres inférieurs de la Formation Zouaoui. Ce sont des calcaires gris-clairs en bancs, parfois lenticulaires, à lits épais contenant des rudistes représentés majoritairement par les Caprinidae (*Caprina douviellei* sp, *Caprina* sp), Requiénidae (*Toucasia carinata*) et Radiolitidae (fig 4.3h, 5f). En plus des fragments de rudistes (60 %), il existe des fragments d'échinodermes, de brachiopodes et de foraminifères benthiques. Ces bioaccumulations montrent une épaisseur variable dans les formations de l'intervalle Aptien-Albien et montrent des associations de faciès marins de lagon ouvert, riches en orbitolines (*Mesorbitolina texana*, *Mesorbitolina parva*). Cette association de faciès est composée d'une matrice micritique et plus de 50% de fragments de rudistes. Les autres grains squelettiques allochtones sont représentés par des foraminifères benthiques, des ostracodes et des échinodermes. Par ailleurs les algues encroutantes notamment *Lithocodium aggregatum* et *Bacinella* (Annexe, Planche 5) sont bien conservées et montrent des wackestones avec des foraminifères benthiques (*Palorbitolina lenticularis*).

Interprétation paléoenvironnementale: Les bioconstructions à rudiste, font partie du système biosédimentaire urgonien (Rat et Pascal, 1979), ont pris naissance dans les plates-formes carbonatées de paléolatitudes basses de la région centrale et méridionale de la Téthys (situées environ 20° de chaque côté du paléoéquateur). La famille Caprinidae et Radiolitidae ont généralement conservé leur dominance dans les faciès de la marge de la plate-forme (Skelton et Masse, 1998; Skelton, 2003) en constituant souvent de fortes quantités de débris bioclastiques. Les faciès observés dans la région d'étude montrant des bioaccumulations de rudistes, de coraux et d'algues vertes, ont été interprétés comme des barrières bioclastiques et des biostromes / récifs rudistes. Les biostromes à rudistes formaient couramment, dans les plateformes crétacées tropicales et subtropicales, des barrières (Ross et Skelton, 1993 ; Castro et al., 2008; Schroeder et al., 2010; Skelton et Gili, 2012).

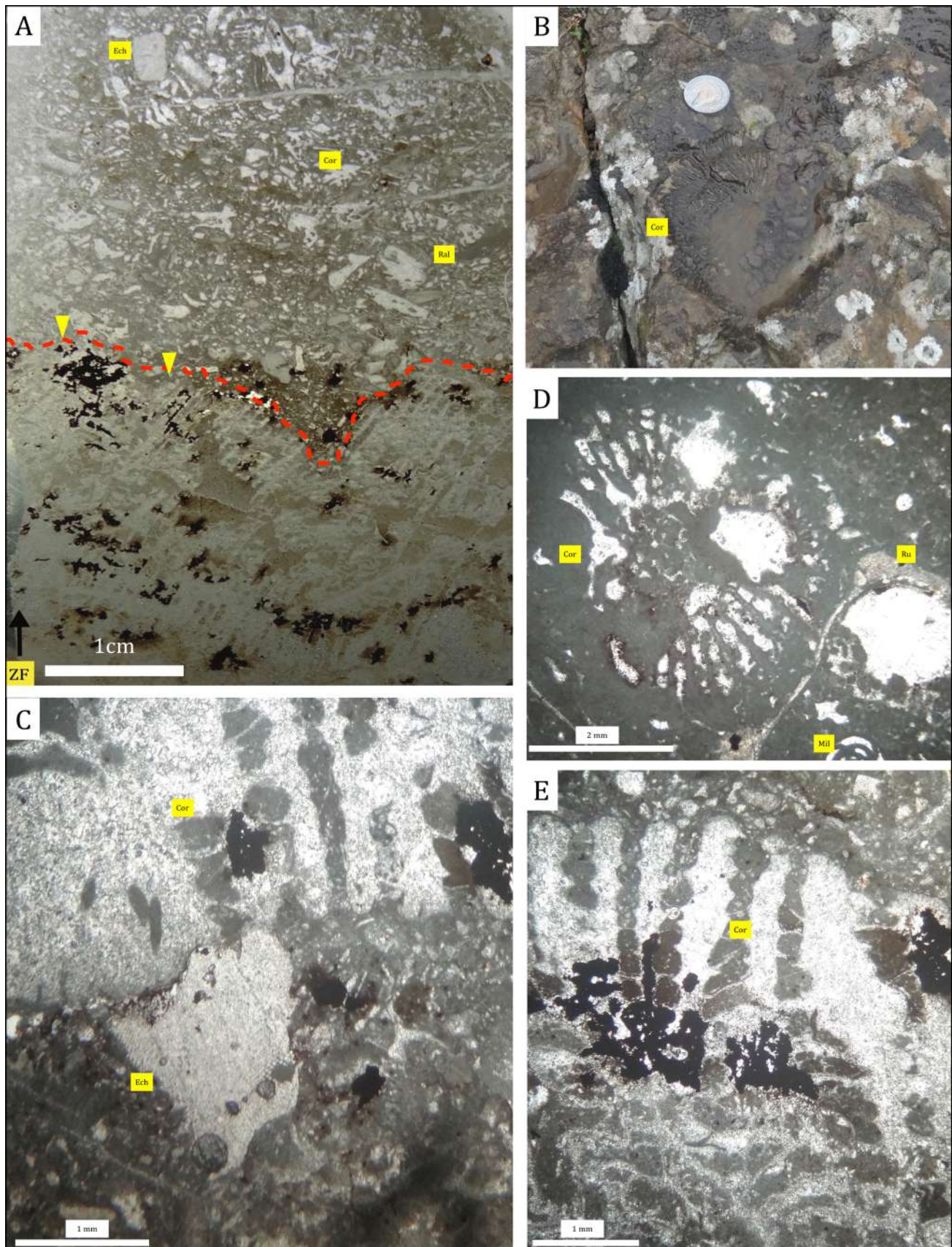


Figure. 4. 6. Boundstone-Rudstone corallien. A: Photo de lame mince prise sur les bioconstructions coralliennes. B et D: coraux solitaires. C et E: Fragments de coraux (famille Microsolenidae, subordre Microsolenina). (**Echi**) Plaque de crinoïdes; (**Mil**) Miliole ; (**Cor**) Corail; (**ZF**) Faciès Zouaoui ; Flèches jaunes indiquent une surface érosive.

6. 4. 3. RUDSTONE - GRAINSTONE BIOCLASTIQUE B3 (shoals banc) (Fig. 4.7)

C'est un faciès bien dégagé dans le relief et forme des lentilles de calcaires décimétriques de couleur grisâtre où les gros fragments de rudistes sont facilement perceptibles. Des bancs noduleux bioclastiques sont observées dans les membres supérieurs de la Formation Zouaoui. La taille moyenne des grains squelettiques oscille entre 0.5 mm et 5 mm et sont représentés par des fragments usés de bivalves, d'algues vertes formées par les encroûtements de lithocodium agrégatum, par endroit les textures grainstones gagnent de l'espace. Les grainstones à cortoïdes où la plupart des grains squelettiques sont auréolés par une couche micritique et parfois des encroûtements microbiens d'algues. Ce faciès composé de bioclastes moyennement triés (40%) et de lithoclastes (20%) entourés d'un ciment sparitique fibreux. Les grains squelettiques arrondis ou sub-arrondis sont généralement de taille importante, allant de 0,5 à 4 mm, avec une moyenne de 2,5mm. Ce sont principalement des fragments, d'algues, d'huitres, de rudistes et de coraux cimentés par la sparite. Les éléments sont allochtones et les foraminifères benthiques (orbitolines) usées flottent dans la sparite et montrent parfois des stratifications entrecroisées avec les coquilles de bivalves, notamment les rudistes (rudstone). Par ailleurs, un pôle de packstone-grainstone bioclastique est observé en parallèle avec les rudstones, ces facies représentés essentiellement par les fragments de rudistes et les algues rouges occupent de plus en plus le biotope et les barres de shoals deviennent plus fréquentes au sommet de la Formation Zouaoui au Djebel Felten. Ces associations sont dominées par les bioclastes (60 %), les lithoclastes y sont rares et la micritisation qui a affecté de nombreux fragments ne laisse que des contours fantômes (Fig.4.7. D).

Interprétation paléoenvironnementale: Les shoals bioclastiques séparent fréquemment les environnements lagunaires restreints des milieux marins profonds et ils peuvent agir comme barrières (Flügel, 2010). La texture rudstone implique une accumulation dans la zone FWB. Les grainstones associées sont souvent interprétées comme des dépôts formés par les vagues de tempête érosion, et remaniement de divers types de sédiments survenant dans des environnements marins ouverts dans les zones à haute énergie (Flügel, 2010). De même, les grandes tailles de grains calcaires, leurs sphéricité et la présence de sparite indiquent des environnements à haute énergie (Irwin, 1965; Tucker et Wright, 1990). Le bon classement des rudstones intercalés par des laminations entrecroisées des grainstones et des packstones à cortoïdes reflètent un milieu moyennement à fortement agité (Wilmsen et al., 2010). L'accumulation des grains micritisés, le piégeage de la boue peuvent indiquer une interruption de l'accumulation des sédiments (Hips and Haas, 2009).

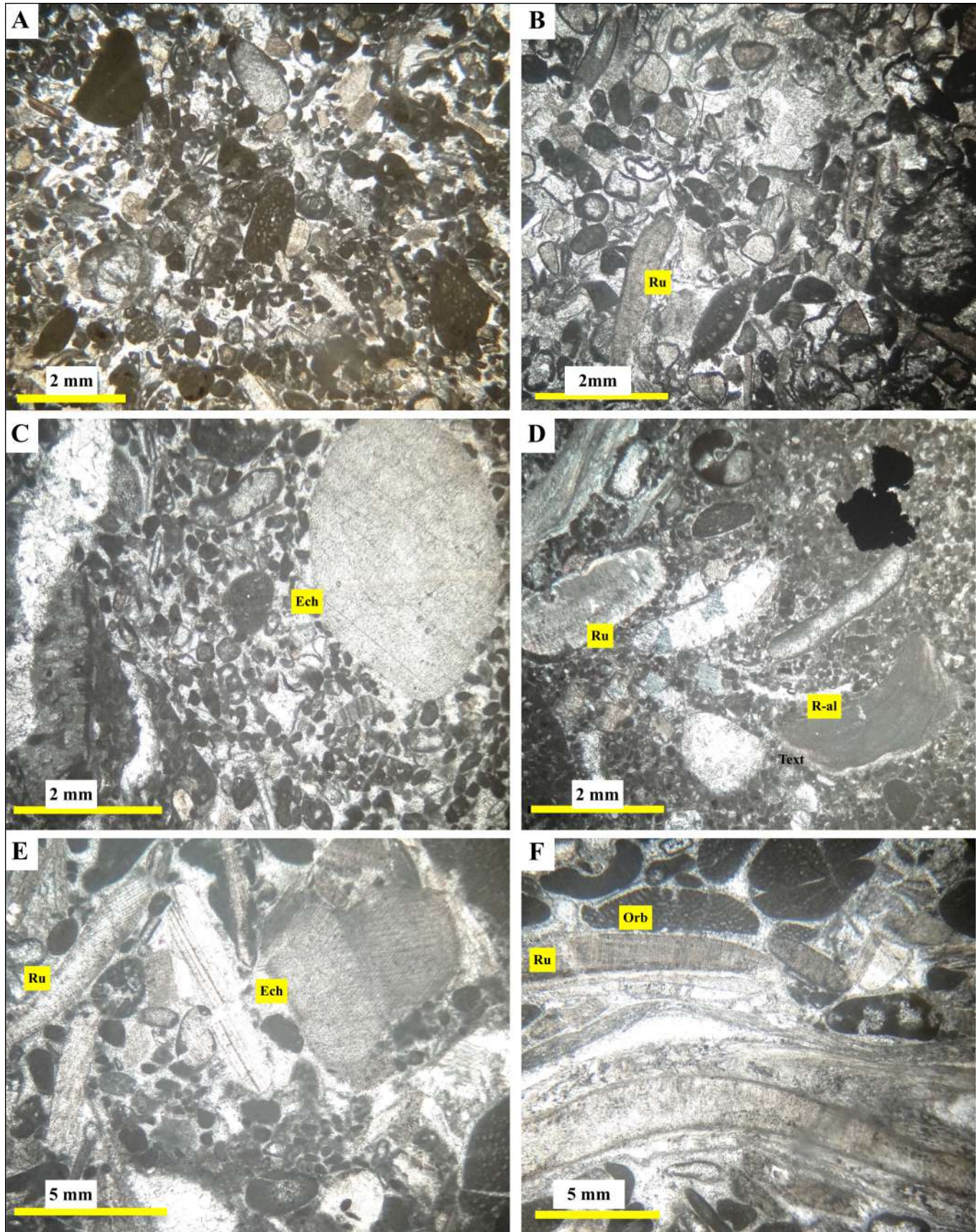


Figure. 4. 7. Facies de shoals et bancs bioclastique B3. **A:** Grainstone bioclastique. **B:** Grainstone à mud coated grains .**C et E:** Rudstone à échinodermes et rudistes. **D:** Rudstone à rudistes et algues rouges. **F:** Rudstone à rudistes et orbitolines. (**Ru**) Rudiste ; (**Ech**) Plaque de crinoïde (**R-al**) Algue rouge ; (**Orb**) Orbitoline .

6. 5. LAGON OUVERT FZ5 (faciès subtidaux)

6.5.1. FLOASTONE- WACKESTONE BIOCLASTIQUES BR (Fig. 4. 8)

Cette association de faciès représentée généralement par des unités massives (bancs métriques à plurimétriques), montre des textures floatstones riches en rudistes et huitres (taille supérieure à 1cm). Les formes de rudistes bien conservées, perforées et parfois recristallisées, sont représentées principalement par Caprinidae et plus rarement de type Radiolitidae. Ces faciès renferment aussi des échinodermes et des mollusques (gastéropodes, bivalves). La matrice principalement micritique montre aussi des foraminifères benthiques (Alvéolinidae, Miliolidae, Chrysalidinae...), des algues vertes (Dasycladaceae) et des ostracodes. Certains faciès montrent une bioturbation diffuse qui leur confère un aspect noduleux. Latéralement ils passent à des wackestone – packstone bioclastiques. Les pores intergranulaires sont généralement colmatés par plusieurs phases de remplissages géotropes de micrite homogène à péloïdale et de ciments fibreux isopaques. Les bioclastes sont fréquemment bio-perforés. Les rudistes sont communément encroûtés par des algues corallinacées.

Interprétation paléoenvironnementale: Cette association ne forme pas une ceinture de faciès continue mais s'organise de manière irrégulière dans la partie externe du lagon. Elle est interprétée comme correspondant à des platiers carbonatés "boueux" à rudistes, coraux et gastéropodes dans un système protégé d'arrière-barrière. C'est l'équivalent du SMF 8 de (whole fossile wackestone-floatstone) (Flügel, 2004).

6. 5. 2. WACKESTONE – PACKSTONE À FORAMINIFERES BENTHIQUES OL1 (Fig 4.9)

Il s'agit d'un sédiment bien dégagé sur terrain où les bioclastes, essentiellement benthiques, atteignent des tailles assez importantes (5mm). Ces facies ont été repérés dans la Formation Zouaoui et dans les membres supérieurs de la Formation Kheneg. Les faciès sont composés d'une matrice micritique où les grands orbitolinidés occupent l'essentiel des packstones (60% du volume) et constituent parfois des floastones repérables sur terrain. Les grains squelettiques sont représentés aussi par des alvéolines (miliolidés) notamment *Archeoalveolina reichel*, des ostracodes, d'algues vertes, des fragments de rudistes et des fragments d'algues rouges fortement micritisés. Ces faciès sont dominés par une riches association de foraminifères benthiques (*Palorbitolina lenticularis*, *Paleodictyoconus* sp., *Sabaudia minuta*, *Debarina hahounerensis*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Sabaudia briacensis*, *Nezzazatinella* sp) et des algues (*Lithocodium aggregatum*, *Bacinella irregularis*).

Dans la Formation Zouaoui, cette association de faciès (Fig 4. 9 E et F) est marquée par l'occurrence de *Archaeoalveolina reicheli* (DE CASTRO, 1966) et montre des biomicrites bioturbées riches en foraminifères benthiques et ostracodes (*Mesorbitolina texana*, *Mesorbitolina subconcava*, *Debarina hahounerensis*, *Praechrysalidina infracretacea*). Les packstones sont aussi occupés par des fragments de serpulides, de gastéropodes et de rudistes. Les grains non squelettiques sont dominés par des agrégats et des peloïdes. De plus, des grains de quartz authigène très fins ont été observés. Ces faciès, montrent parfois de minces bancs de calcaires 0.2m à litage mamelonnée (hummocky cross-stratifications) riches en foraminifères benthique roulées. Les wackestones passent par fois aux floatstones, surtout en se rapprochant des patch reef ou encore de l'arrière récif où nous avons pu décrire une association riche en fragments de rudistes et d'huitres. Cette association renferme aussi des floatstones-rudstones à rudistes.

Interprétation paléoenvironnementale: Les foraminifères ont colonisé les lagons ouverts et les Orbitolinides, notamment Palorbitolina et Mesorbitolina sont très caractéristiques avec un test conique, ce qui suggère un mode épifaunal libre de la vie (Masse, 1976), vivant sur des substrats mous avec le plat base de leur test conique sur la face aperturale (Arnaud Vanneau, 1975; Boudagher-Fadel, 2008). Les poches de grainstones agités sont interprétées comme tempestites proximales. La présence de hummocky cross stratification indique l'amalgamation de dépôts de tempêtes dans le sommet de la SWB (Wright & Burchette, 1996). Ces environnements représentent la partie distale de la plateforme interne peu profonde.

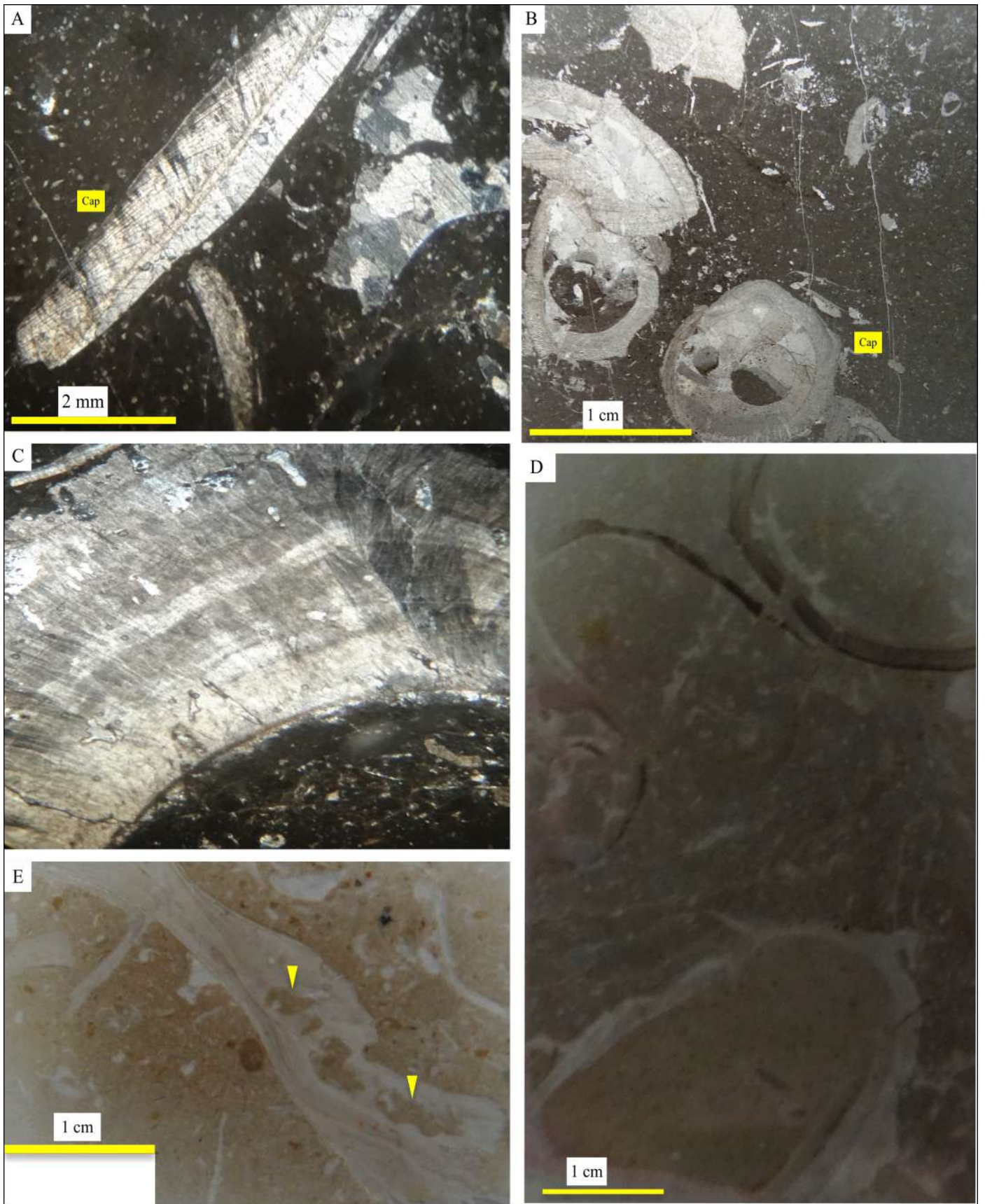


Figure. 4. 8. Faciès de l'avant récif et lagon ouvert (Br-OL). **A:** Floatstone à rudistes (Caprinidae). **B et C:** Floatstone–wackestone à rudistes (Caprinidea). **D:** Floatstone–Rudstone rudistes. **E:** Floatstone à rudistes et foraminifères benthiques. **(Cap)** Caprinidae ; Flèches jaunes montre perforation de la coquille d'un rudiste.

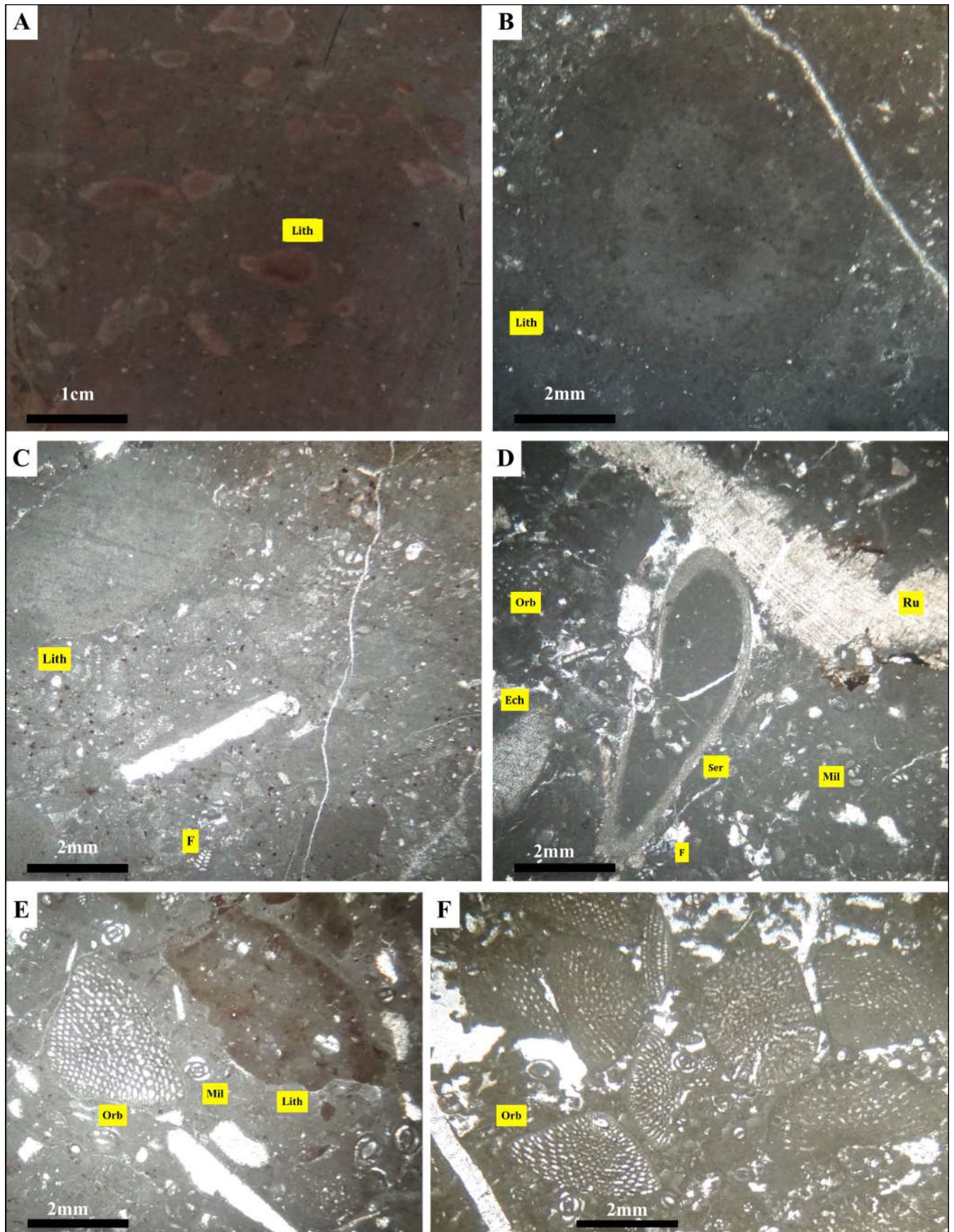


Figure. 4. 9. Faciès du lagon ouvert (OL1). **A:** floatstone à extraclastes (calcirudites) . **B:** Packstone - wackestone à extraclaste oncoïdale (forme d'un oncoïdes). **C :** Wackestone–floatstone à lithoclastes. **D:** Floatstone–Rudstone à serpulides et rudistes. **E:** Wackestone à orbitolines et rudistes. **F:** Packstone–grainstone à orbitolines. **(Li)** lithoclaste; **(Orb)** Orbitoline; **(F)** foraminifère; **(Ser)** Serpulide; **(Ru)** Rudiste; **(Mil)** Miliole.

6. 5. 3. WACKESTONE- PACKSTONE A ALGUES VERTES ET OSTRACODES **OL2** (Fig 4. 10)

Il s'agit de calcaire massif de couleur grisâtre qui montre parfois des alternances de lits clairs à fenestreae. Ces faciès occupent surtout les membres inférieurs de la Formation Kheneg. Ce sont essentiellement des wackestones formés par des biomicrites avec une faune abondante figurées par: des ostracodes, des dasycladacés et des bivalves. Les grains non squelettiques sont représentés par peloïdes, oncoïdes et rare coated grains. Ce faciès correspond à un sédiment à grandes orbitolines (40-60%) ostracodes (20-40%), et contenant fréquemment des dasycladacées (10-20%), alvéolines et textularia (<5%). Les fragments de coraux sont très occasionnels. Des lits centimétriques de wackestone à *Salpingoporella dinarica* sont associés aux biomicrites à ostracodes.

Interprétation paléoenvironnementale: Les foraminifères benthiques, les algues dasycladacées, et les ostracodes indiquent un milieu très peu profond (nearshore shallow zone) (Flügel, 2004; Lézin et al., 2012; Hallock et Glenn, 1986). Dans les environnements actuels les miliolles s'abritent dans les milieux marins restreints, chauds et parfois sont observées associées aux constructions récifales (Fang, 2003). Les miliolles sont représentés principalement par Quinqueloculina, un genre qui indique un milieu très peu profond (Bhalla and Abba, 1984 ; Hughes, 2004). Les espèces actuelles de Quinqueloculina sont des formes typiques des mers chaudes peu profondes (BouDagher-Fadel, 2008). La proportion dominante de miliolidés dans l'association de foraminifères suggère une sédimentation dans un domaine protégé et relativement profond de plateforme interne (Hallock et Glenn, 1986). Ce type de faciès correspond au milieu intertidal et les dissolutions affectant les éléments figurés sont sans doute due à l'influence des eaux météoriques et indiquerait des conditions proches de l'émersion.

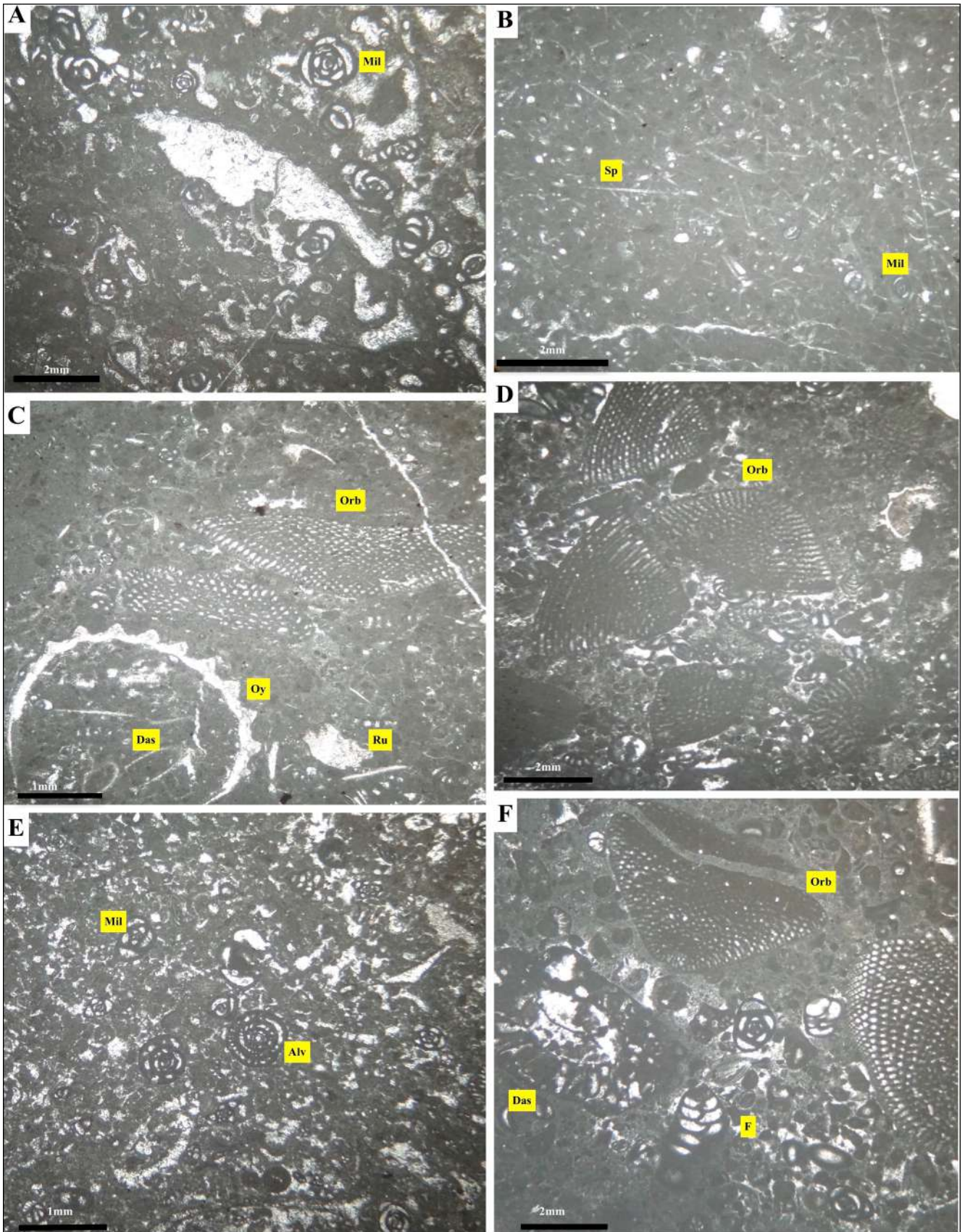


Figure. 4. 10. Associations de faciès de lagon ouvert O12. **A:** Packstone à foraminifères benthiques. **B:** Wackestone à spicule d'éponges calcaires. **C:** Wackestone-Packstone à orbitolines et huîtres. **D:** Packstone à orbitolines. **E:** Wackestone –Packstone à foraminifères benthiques. **F:** Wackestone –Packstone à foraminifères benthiques et algues vertes. (**Alv**) *Archeoalveolina reicheli*; (**Sp**) Spicule d'éponges; (**Mil**) Miliolidés; (**Orb**) Orbitolines; (**F**) Foraminifères benthiques; (**Das**) Dasycladacée; (**Ru**) Rudiste; (**Oy**) Huitre.

6. 5. 4. WACKESTONE –PACKSTONE A PELOIDES OL3 (Fig. 4. 11. C et E)

Ce faciès observé exclusivement dans les membres inférieurs de la Formation Kheneg au-dessus des niveaux de paléosols ; l'épaisseur des bancs ne dépasse pas 0.2 m. Ce faciès est constitué principalement par des grainstones bioclastiques à milioles et ostracodes. Des niveaux à peloïdes s'intercales dans ces faciès et montrent des packstones à peloïdes et extraclastes où la plupart des peloïdes sont de taille uniforme (Fig. 4.11E). Les débris squelettiques forment moins de 30% de ce faciès et consistent en des ostracodes, des algues et de rares foraminifères benthiques (*Cuneolina* sp., *Pseudotextularia* sp.). Ces pelmicrites se distinguent par l'abondance de lamines claires essentiellement en grainstone et lamines sombre en packstone.

Interprétation paléoenvironnemental: Ces microfaciès sont interprétés comme étant appartenant au faciès lagunaire. Dans les bandes peloïdales, la présence de bioclastes et la prédominance des peloïdes indiquent un dépôt sous énergie faible, de milieu peu profond avec une mauvaise connexion avec la mer ouverte (Tomasovych, 2004) et la faible variété de fossiles indique un dépôt dans un environnement subtidal fermé et peu profond avec faible taux de sédimentation dans des environnement restreints (Wilson, 1975; Tucker, 2001; Flügel, 2010). Ces faciès très bien classés, représentés par les couplets laminaires mudstone/grainstone sont des textures typiques des tapis alguaire (Flügel, 2004). Ceci indiquerait un milieu de dépôt intertidal relativement restreint.

6. 5. 5. WACKESTONE- BINDSTONE A ALGUES ET STROMATACTIS OL3 (Fig 4. 11. A, B, D et F)

Il s'agit d'un sédiment abondant dans les membres inférieurs de la Formation Kheneg et s'observe en banc centimétrique de couleur sombre à aspect concrétionné. Dans la Formation Zouaoui, ce faciès est représenté par des niveaux centimétriques de calcaires gris clair à foncé qui montrent parfois des lamines de bindstones microbiennes. Les grains carbonatés sont représentés principalement par les *salpingoporella dinarica* (environ 35%), d'ostracodes (5%) et de peloïdes flottants dans la matrice. Cette structure laminaire est relativement parallèle à la stratification.

Interprétation paléoenvironnementale: La faible présence de la faune marine dans les wackestones, suggère que le dépôt était formé dans une eau calme à environnement lagunaire restreint (Wilson, 1975). Ce faciès serait déposé principalement dans un environnement abrité avec une circulation marine sous énergie faible à modérée près des hauts-fonds. Les fenestraes ont une forme stromatactique et forment les laminites alguaire des milieux intertidaux.

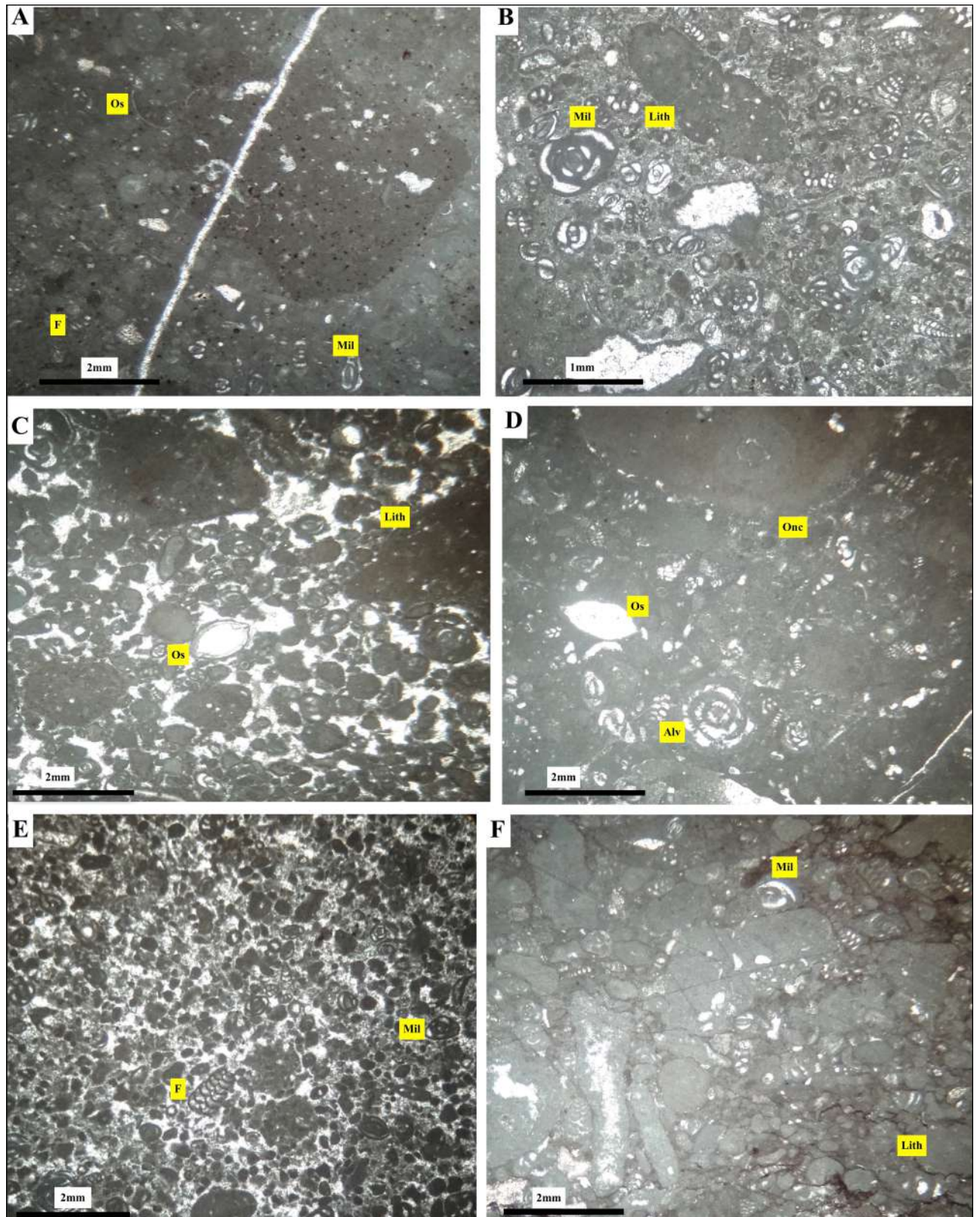


Figure. 4. 11. Faciès du lagon ouvert (OL3). **A:** Packstone bio lithoclastique (Calcurudite). **B :** Wackestone à foraminifères benthique. **C:** Grainstone bio-lithoclastique . **D :** Packstone à foraminifères benthiques. **E:** Grainstone-Packstone lithoclastique. **(F)** Foraminifère ; **(Mil)** Miliolle ; **(Lith)** Lithoclaste ; **(Os)** Ostracode ; **(Alv)** *Archeoalveolina reicheli* ; **(Onc)** Oncoïdes.

6. 6. LAGON RESTREINT (BACKSHORE) FZ6

6. 6. 1. WACKESTONES, PACKSTONE À LITHOCODIUM RL1 (Fig. 4.12 A, B, E et F)

C'est un sédiment visible à la base de la formation Kheneg et s'observe en bancs décimétriques parfois en formes lenticulaires, limités par des surfaces de discontinuités. Le faciès dominé par les algues et les bactéries montre parfois des formes de charophytes et d'ostracodes (*Harbinia crepata* sp, *Harbinia sinuata* sp). Les textures boundstones laminés à cyanobactéries (*Cayeuxia* sp., *Lithocodium aggregatum* Elliott ,1956 et *Bacinella irregularis* Radoicic, 1959) forment des intercalations de lits micritiques et de lits à peloïdes alguaires (Planche 3 et 4). Des wackestone bioclastiques à ostracodes et rare foraminifères sont piégés dans ces lamines et sont affectés par une bioturbation diffuse qui lui confère un aspect noduleux contrastant avec les mudstones à terriers verticaux. La base de ces bancs, d'épaisseur décimétrique à métrique, se matérialise par des surfaces érosives sur les faciès de mudstones bioturbés.

Interprétation paléoenvironnementale: Les formes *Bacinella* et *Lithocodium* ont également été identifiées dans les croûtes microbiennes associées aux récifs coralliens et éponges (Olivier et al. 2004; Shiraishi et Kano, 2004). Avec la présence de charophytes, de stromatolithes et de fenestreae, le faciès montre des similitudes avec les faciès standards définis par Wilson, ,1975 (SMF 21, Fenestral bindstone) situé dans la plateforme interne restreinte, dans la zone de transition entre les eaux douces et les eaux marines (Bate, 1972; Antonietto et al ., 2013, 2015; Dupraz, 1999).

6. 6. 2. PACKSTONE, BINDSTONE STROMATOLITIQUE RL2 (Fig. 4. 12. C et D)

C'est un calcaire clair à aspect concrétionné formant des bancs à épaisseur variable (1m à 50 cm). Les microfaciès renferment des algues stromatolitiques en lamines sombres affectées par une érosion vadose (agrégats d'érosion). Ce microfaciès à sable bioclastique, montre aussi des intraclastes dolomitiques clairs issus de la fragmentation des faciès du chenal de marée T2, des fentes de dessiccations, un tapis alguaire associé parfois à des spongiaires, de nombreuses fenestreae, des sulfates pseudomorphisés ; des structures géotropes y sont fréquentes et de rares foraminifères (milioles). Des niveaux d'algues vertes (*Salpingoporellu dinarica* Radoicic) sont repérés dans les niveaux inférieurs de l'Aptien inférieur.

Interprétation paléoenvironnementale: Le milieu de sédimentation se place à la limite du domaine marin et continentale vadose, situé dans les zones intertidales supérieures et supratidales régulièrement émergées. De nombreuses structures de dissolutions s'observent dans les conditions subaériennes. Ce microfaciès n'a pas d'équivalent précis dans les microfaciès standards définis par Wilson (1975)

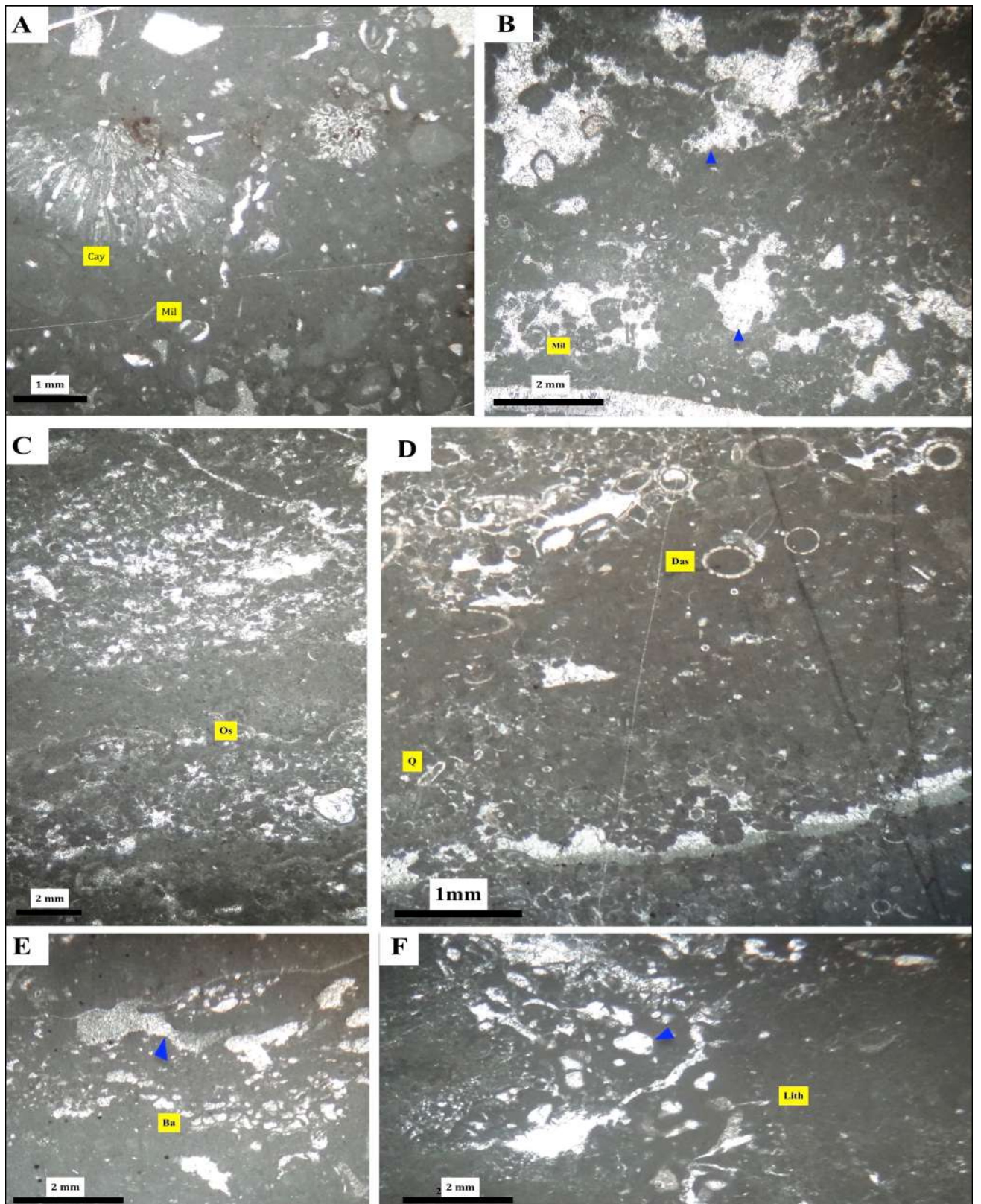


Figure. 4. 12. Faciès de lagon restreint (RL). A et B: Wackestone à peloïdes et algues vertes. C et D : Wackestone à *Salpingoporella dinarica*. E et F: Bindstone -wackestone à tapis microbien et peloïdes. (Flèches bleues) Fenestrae; (Os) Ostracode; (Mil) miliole; (Ba) *Bacinella irregularis*. (Cay) *Cayeuxia* sp ;(Lith) lithocodium aggregatum ; (Q) quartz ; (Das) *Salpingoporella dinarica*.

6.7. CHENAL DE MARÉE FZ6 (BACKSHORE)

6.7. 1. MUDSTONE WACKESTONE À BIOCLASTES T1 (FIG. 4. 13. A, C, E et G)

Ces microfaciès s'observent surtout dans les calcaires fins en bancs centimétriques de l'Aptien inférieur, au-dessus des croûtes à galets noirs. Les premières traces de flores sont localisées, dans les wackestones à salpingoporella (*Salpingoporellu dinarica* Radoicic). Les wackestones sont moyennement riches en formes indéterminées d'ostracodes, de gastropodes, de rares miliolides et d'annélides (tubicoles calcaires). Des ondulations stromatolitiques d'origine cryptalguaires bien dispersées surtout dans les mudstones des termes inférieurs de l'Aptien du Djebel Kheneg et Djebel Zouaoui. Des niveaux de mudstone dolomitique sont observés dans ces faciès. Les niveaux à fenestraes montrent des cavités de formes sphériques et subsphériques non connecté (Vugs) montrent des textures wackestones à peloïdes (Fig .4.13.C).

Interprétation paléoenvironnementale: Dans les carbonates étudiés les «bird's eyes» sont le plus souvent associés avec les faciès de lagon restreint et de chenal de marée (RL et T), à laminations cryptalguaires, ce qui tenterait à corroborer l'hypothèse d'une origine liée à l'activité organique. Les fenestrae angulaires remplies de pelloïdes peuvent se relier à des tapis alguaires qui se développent depuis la partie supérieure de la zone intertidale jusque dans la zone supratidale (Flügel, 2004). En règle générale, les «bird's eyes» sont considérés comme des formes sédimentologiques caractéristiques du milieu intertidal à subtidal haut. Cependant, dans la formation Zouaoui, les faciès de dolomies à «bird's eyes» montrent des structures témoignant de conditions proches de l'émersion. Les mudstones dolomitiques, les fenestraes et la rareté de la faune suggèrent que le dépôt s'est développé dans une zone à très faible énergie et proche à l'émersion (Wilson et Evans 2002; Flügel, 2010). Ce faciès peut être considéré comme caractéristique de la zone supratidale à intertidale haute (supralittorale).

6. 7. 2. MUDSTONE- WACKESTONE T2 (Fig.4.13B, D et F)

Il s'agit d'un sédiment fin et sombre avec de rare laminations claires et ne dépasse pas les 20 cm d'épaisseur. Le microfaciès, en dismicrites parfois silteuses, montre des structures de stromatactis disséminées dans le mudstone; ces formes sont tapissées par des microsparites drusiques (par endroit sparite blocky). Les microfaciès sont caractérisés par une matrice micritique imprégnée d'oxydes de fer avec des agrégats (lumps), des peloïdes, de rares miliolids et des mud craks remplies de sparite équigranulaire (0.5mm). Ces structures regroupent des éléments caractéristiques de zones temporairement émergées (Read, 1973). Ces faciès peuvent passer latéralement aux surfaces d'émersions ou aux faciès de paléosols C2. Ce microfaciès pourrait se rapprocher du SMF-21, décrit par Wilson (1975): *fenestral packstonse and bindstones*.

Interprétation paléoenvironnementale: L'absence de bioturbation indique un milieu peu favorable à l'endofaune. C'est un milieu très peu profond, intertidal haut à supratidal (tidal flat) des plateformes barrées et lagon évaporitique. Les encroûtements algaux observés indiquent des milieux relativement abrités et d'énergie faible ou modérée. Ce sont des milieux de chenal de marée située dans la zone supratidale intertidale faiblement agitée.

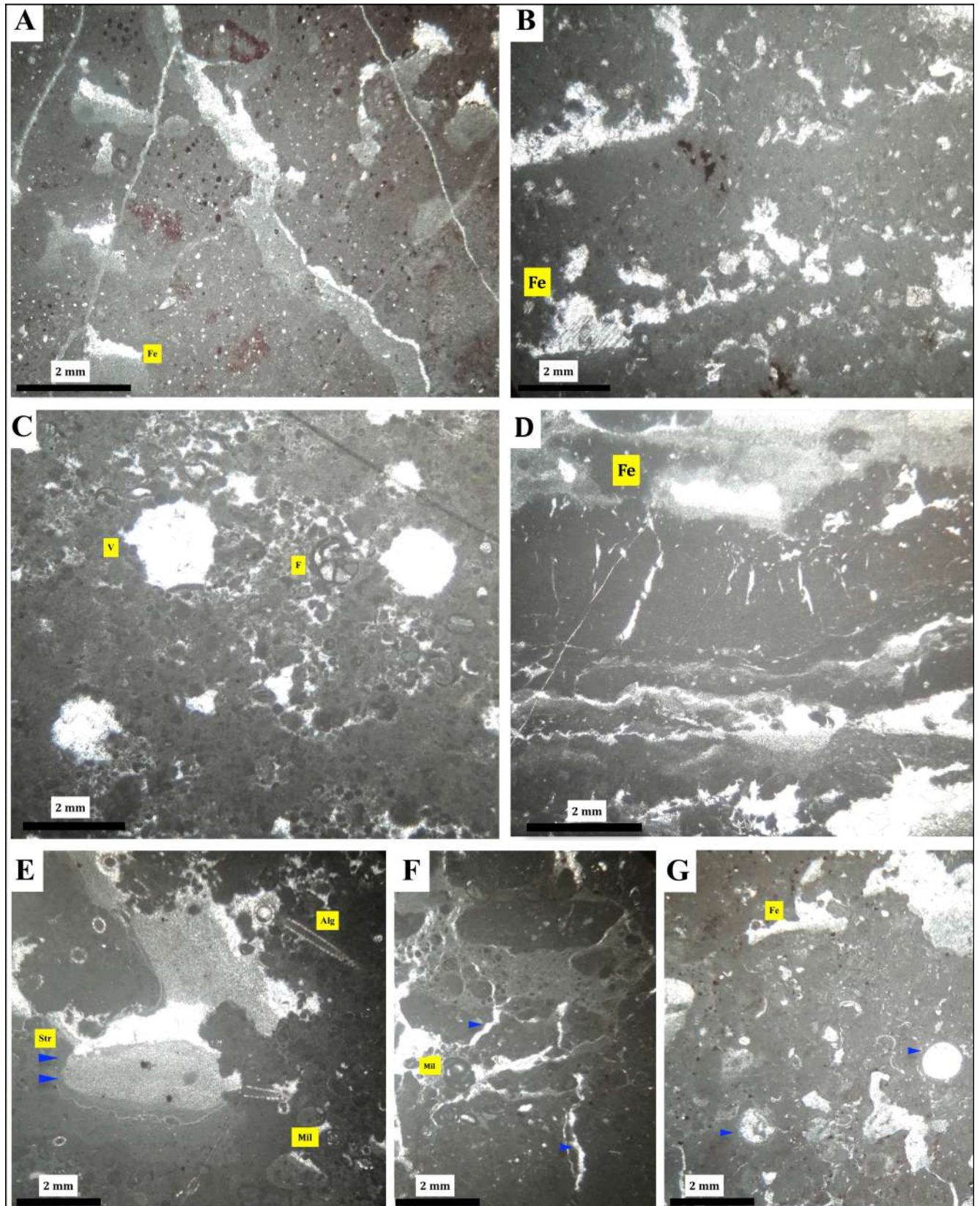


Figure. 4. 13. Faciès de chenal des marées (tidal flats). **A:** Mudstone à fenestrae. **B:** Bindstone à stromatactis. **C:** Wackestone-bindstone à peloïdes. **D:** Mudstone-bindstone en lamine. **E:** Bindstone à rares ostracodes et fenestrae stromatactoides. **F:** wackestone à microbrèches et fentes de dessiccation. **G:** Wackestone à annélides (flèches bleues). (**Alg**) *Salpingoporella dinarica* Radoicic; (**v**) cavité; (**f**) Foraminifère; (**Str**) fenestrae en stromatactis; (**Q**) Quartz; (**Fe**) Fenestrae; (**Mil**) Miliole.

6. 8. PALÉOSOLS ET PALÉOCALICHES FZ7

6. 8. 1. WACKESTONES A MICROBRECHES MULTICOLORES C1 (Fig. 4.14 A, B et D)

Des niveaux centimétriques de brèches monogéniques et plygéniques (Fig 4 .14 A et B) sont repérés dans termes inférieurs du Bedoulien du Djebel Zouaoui et le massif du Kheneg. Ce sont des brèches à galets noirs de taille millimétrique à décimétrique formant des croûtes discontinues, parfois lenticulaires et s'observent le plus souvent au-dessus d'une surface érosive. Des brèches monogéniques mal classées à éléments subanguleux pourraient se rapporter aux brèches de collapse et pourraient être conditionnées par une influence continentale (Friedman, 1997). Des croûtes de spéléothèmes bréchifiées de type stromatolitique montrent une karstification modérée (Dreybrodt ,1988; Davies, 199; Frisia et al., 2000) affectant essentiellement les hard grounds fini-aptien. Des poches centimétriques remplies par une fraction argileuse versicolore sont parfois observées sur ces surfaces. Ce faciès est interprété comme un exokarst syngénétique peu évolué (Wright, 1991).

6. 8. 2. MUDSTONES A BINDSTONE C2 (Fig. 4. 14 C, E et F)

Ce faciès s'organise en lamines d'épaisseur millimétrique à centimétrique discontinues, parfois ondulées et montrent des alternances de lamines de micrite et de calcite fibreuse. Elles sont observées dans les termes inférieurs du Bédoulien du Djebel Kheneg et du Djebel Zouaoui. Ces lamines tapissent aussi la discontinuité sédimentaire qui sépare l'Aptien supérieur de l'Albien inférieur et s'accompagnent souvent de minéralisations, essentiellement de la pyrite (sous forme de cristaux en cubes ou de structures framboïdes) et de l'hématite qui suivent généralement la stratification ou se disposent de manière concentrique autour des clastes. Des nodules ou concrétions calcaires emballés dans une matrice d'argiles verdâtres d'épaisseur millimétriques surmontent parfois ces lamines (Bédoulien du Djebel Zouaoui). L'examen microscopique montre des faciès de mudstone et bindstone à micrite sombre, des péloïdes et de rares charophytes et ostacodes. Des nodules ferrugineux, des passées microbréchiques à éléments de taille millimétrique, des fentes circum-granulaires (*circum-granular cracks*) ainsi que des spéléothèmes y sont très fréquents. Plusieurs formes de fentes circumgranulaires (*curved planes by Freytet and Plaziat, 1982 et circumgranular cracks by Swineford et al., 1958*) ont été déterminé dans ces niveaux.

Interprétation paléoenvironnementale: Ce faciès ressemble aux croûtes laminées décrites par Wright (1994) qui se forment en milieu semi-aride, à l'interface air-sédiment. Les fentes circum-granulaires attestent d'un milieu soumis à une déshydratation sinon dessiccation.

Les calcrètes indiquent le développement de paléosols soumis à des processus pédogénétiques (Freytet, 1973; Riding et Wright, 1981). La couleur noire de la micrite (Fig. 4. 14, D) correspond à l'adsorption de matière organique dissoute, colloïdale ou en particules fines, dérivée d'algues (Strasser et Davaud, 1983) ou encore de plantes terrestres ayant subi une combustion (Strasser, 1984). Les fentes verticales (Fig 4. 14. A) indiquent des cycles saisonniers de contraction localisés dans la zone supratidale (Flügel, 2004). Les Paléosols ont été décrits la première fois dans des dépôt continentaux, éoliens (Soreghan et al, 1997) et palustres (Tandon et al, 1995; Wright et Platt, 1995; Tandon et Gibling, 1997). Les paléosols peuvent apparaître dans les environnements marins quand la baisse du niveau marin fait exposer les sédiments marins? (Lander et al, 1991; Wright, 1994; Driese et al, 1994; Webb, 1994)

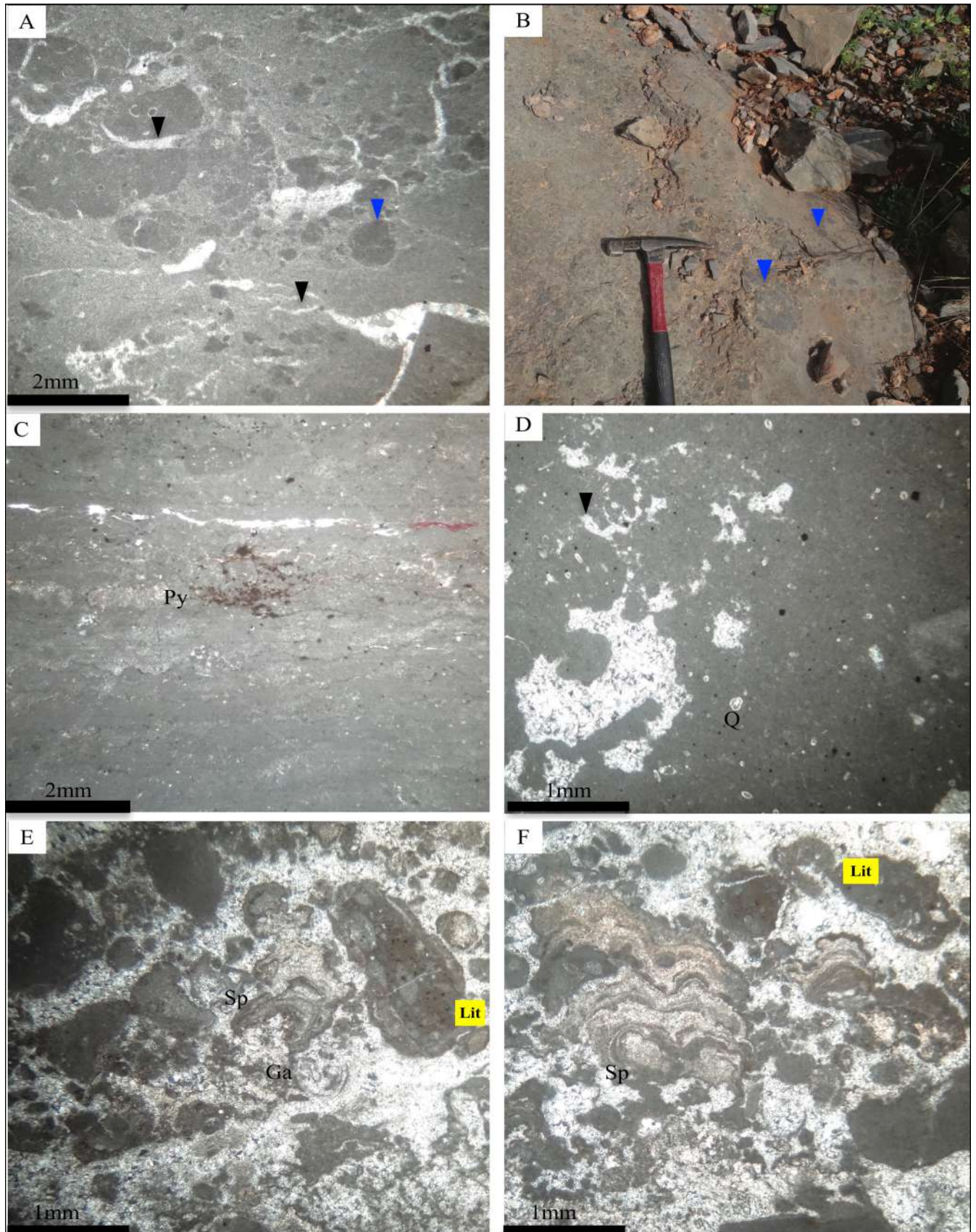


Figure. 4. 14. Facies et structures de paléosols. **A** et **B** : Galets noirs (flèches bleux) ; fentes circumgranulaires (flèches noirs). **C** : Croûte laminée. **D** : Nodule d'une paléocaliche calcaire avec circumgranular cracks. **E**: Brèche polygénique. **F** : Croûte de spéléothèmes bréchifiées. (**Py**) pyrite ; (**Sp**) spéléothèmes ; (**Ga**) gastropodes (**L**) lithoclastes (**Q**) ;quartz authigène.

7. DISCUSSION DU MODEL PROPOSE

Le modèle sédimentaire reconstitué est celui d'une plateforme carbonatée isolée peu profonde évoluant en une plate-forme carbonatée mixte silico carbonatée (Wilson, 1975 ; Tucker et al, 1990; Schlager, 2005). Cette évolution transgressive connue dans la marge téthysienne, montre le passage des environnements marins restreints proches à l'émersion (Formation de Kheneg) aux milieux marins ouverts au-dessus d'action des vagues de tempêtes (60-80 m) (les membres supérieurs de la Formation Felten) passant par les milieux récifaux (le toit de la Formation Zouaoui). Les microfaciès albo-aptiens ont montré les caractéristiques suivantes: (1) sédimentation dominée par la production carbonatée et interrompu parfois par les apports détritiques ; (2) Système sédimentaire continue dans l'espace et évolue dans des environnements de plateforme isolée; (3) installation d'une barrières récifale et de vaste lagon restreint ; (4) les shoals pauvres en ooïdes; (5) les rudistes (Caprinidae, Radiolitidae) construisent des patch reef au sein du lagon ouvert ; (6) une rupture de sédimentation marquant le passage aptien- albien. L'évolution verticale des associations de faciès, observée dans la série étudiée a permis de distinguer deux ensembles sédimentaires, délimités par une discontinuité majeure, de part et d'autre de laquelle se sont manifestés des changements radicaux de sédimentation passant rapidement du faciès lagunaire et récifal d'âge aptien au faciès de mer ouverte profonde d'âge albien (Fig. 4.15). L'analyse des successions des faciès a permis de subdiviser la plateforme en 7 zones ou ceintures de faciès :

7. 1. ZONE DE FACIES 1 (Bassin Hémipélagique)

Ce sont des milieux profonds (dizaines voire centaines de mètres de profondeur) (FZ1 (HP1, HP2) situés au-dessous de SWB et correspond aux faciès influencés par une fraction terrigène importante. Le sédiment montre des alternances de calcaire, marnes et marnes argileuses observées particulièrement dans les formations albiennes. La vie est figurée par des formes nectoniques (Ammonites, bélemnites), planctoniques (crinoïdes, foraminifères) et benthiques (spicules d'éponges).

7. 2. ZONE DE FACIES 2 (Slope facies)

Ce sont des milieux situés dans le shoreface, au-dessus de l'action des vagues de tempête inférieur. C'est le siège des faciès de calcirudites à fragments d'algues de rudistes et de coraux. Ce milieu est caractérisé par une sédimentation exportée depuis la plateforme formant des dépôts épars de tempêtes. Les grains sont le plus souvent érodés, micritisés ou même auréolés par des algues encroûtantes. Les tempêtes sont à l'origine des structures hydrodynamiques intermittentes et la vie est dominée par les crinoïdes pélagiques (*Saccocoma* sp).

7. 3. ZONE DE FACIES 3 (slope and forereef)

Sur la pente récifale, dans la zone d'action des vagues de beaux temps (FWB) les éléments issus de la dégradation du récif par les courants de marée tapissent le talus proximal et forme un faciès à cachet récifal (Fr). La pente moyenne à forte (Upper Slope) favorise le déplacement des éléments benthiques et récifaux vers le large. Les faciès sont dominés par les microconglomérats à éléments subarrondis riche en formes benthiques transportées, quelques formes planctoniques (Globigérinoïdes), algues rouges et Oncoïdes.

7. 4. ZONE DE FACIES 4 (platform margin)

Ce sont des milieux caractéristiques des plateformes barrées. Ils se développent dans une zone à faible profondeur, fortement exposé aux marées et située dans la zone photique. L'individualisation des ces milieux est typiquement contrôlé par l'âge et la paléogéographie de la plateforme. Dans la plateforme étudiée dans ce travail, c'est les coraux scléactiniaires et les rudistes qui ont construit la barrière à la fin de l'Aptien (zone *Archéovalvolina reicheli*). Les faciès de shoal, accumulés essentiellement sous une haute énergie, ont formés des barrières sur la marge de la plateforme en protégeant les faciès lagunaires dominés par la vie benthique (Flügel, 2010).

7. 5. ZONE DE FACIES 5 (Open lagoon)

C'est un milieu situé au-dessus de la zone d'action des vagues de beaux temps dans la zone euphotique (flat platform) oligotrophe et isolée du bassin par une barrière récifale ou shoals. La vie benthique très développée, montre de riches associations de foraminifères benthiques (alveolines, orbitolines), rudistes (réquinidae), gasteropodes, huîtres et algues vertes. Les courants peuvent transporter les éléments issus de la dégradation des constructions récifales et les déposer dans le lagon. Quelques familles de rudistes (Caprinidae et Radiolitidae) peuvent construire des patches reef dans le lagon.

7. 6. ZONE DE FACIES 6 (Backshore)

C'est un milieu protégé avec une faible connexion avec le lagon ouvert, montre dans sa partie externe la mise en place d'un lagon restreint, et une zone de tidal flats dans sa partie interne. Le lagon situé dans la zone photique avec une température et un taux de salinité variable est caractérisé par un faible taux de sédimentation et de vies restreintes. Les formes existantes sont représentées par des formes de miliolidés, des ostracodes, des gastropodes, des algues vertes et des cyanobactéries. La zone de Tidal flat proche du continent est influencée par des épisodes émergifs (milieu supratidal) avec une vie très limitée et ne montre que des tapis microbiens (structures stromatomithiques), des charophytes et de rares ostracodes.

7. 7. FACIES ZONE 7 (Continent)

Ce milieu continental est caractérisé essentiellement par des indices d'émersions et le développement des faciès de paléokarsts (C1) et de paléosols (C2). Ces conditions environnementales ont favorisé la mise en place de microconglomérats polygéniques, des croûtes de spéléothèmes bréchifiées, des fentes de dessiccations, galets noirs, des fentes circumgranulaires, des Croûte laminées, nodules de paléocaliche calcaire. C'est la zone du continent et ces faciès sont liés aux surfaces d'émersions épisodiques ou prolongées.

CONCLUSION

Les descriptions et les analyses faciologiques établies à partir des coupes, nous ont permis d'opter pour un modèle unique (model de dépôt standardisé par [Wilson 1975](#), modifié et simplifié par [Flügel ,2004](#)) de variations des paléoenvironnements enregistrées dans les faciès albo-aptiens de la région de Constantine. C'est une plateforme isolée (unattached platform) ([Bosence, 2005](#)) sur la marge sud téthysienne (Fault-block platforms) qui a reçu une sédimentation carbonatée dominée par les faciès laguno-récifaux durant l'Aptien. Durant l'Albien, l'approfondissement de cette plateforme a engendré la mise en place des faciès de mer ouverte. Les faciès les plus profonds situés dans la zone de l'offshore, sont représentés par les calcaires argileux, les marnes à foraminifères planctoniques (HP1) et les calcaires à crinoïdes d'âge albien (HP2) qui ont été déposés sous la zone d'action des vagues de tempêtes, en environnements hémipélagiques relativement calmes. Dans la zone du Shoreface, les faciès de pente sont dominés par des rudstone-floatstones à fragments de rudistes, de coraux et de crinoïdes à matrice silteuse (RS4 et RS5) déposés dans un milieu à agitation intermittente (base de la zone d'action des vagues). Dans la zone d'action des vagues plus externe (Margin), des rudstones à éléments récifaux sont abondants (Fr) et des biostromes à scléactinia se sont installés. Les shoals dominés par les rudstone-grainstones à éléments érodés, bien classés, se sont formés sous la zone de FWB développant une barrière sur la plateforme. La zone du lagon ouvert (OL), peu profond, se caractérise essentiellement par des faciès de wackestones-packstones à foraminifères benthiques, algues et rudistes (patch reef) qui peuvent constituer des bio-accumulations pluridécamétriques très monotones dans les faciès aptiens (*Zone Archealveolina reicheli*).

En connexion avec le continent, les faciès déposés dans le lagon restreint, dominé par les bindstones et Wackestones à peloïdes, ostracodes et charophytes (RL et T), ont coiffé les faciès d'émersion de paléokarsts (C1) et de paléosols (C2).

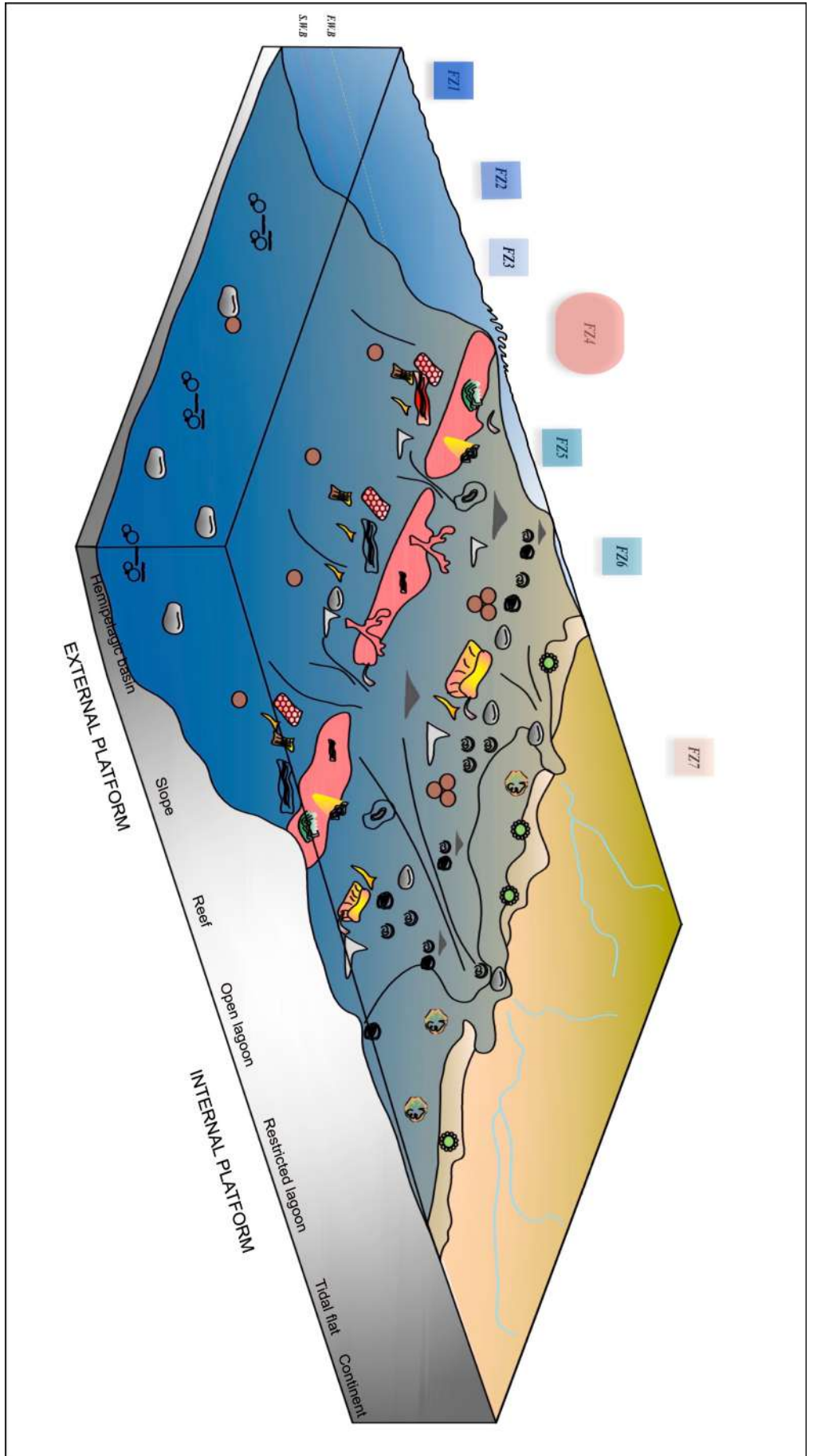
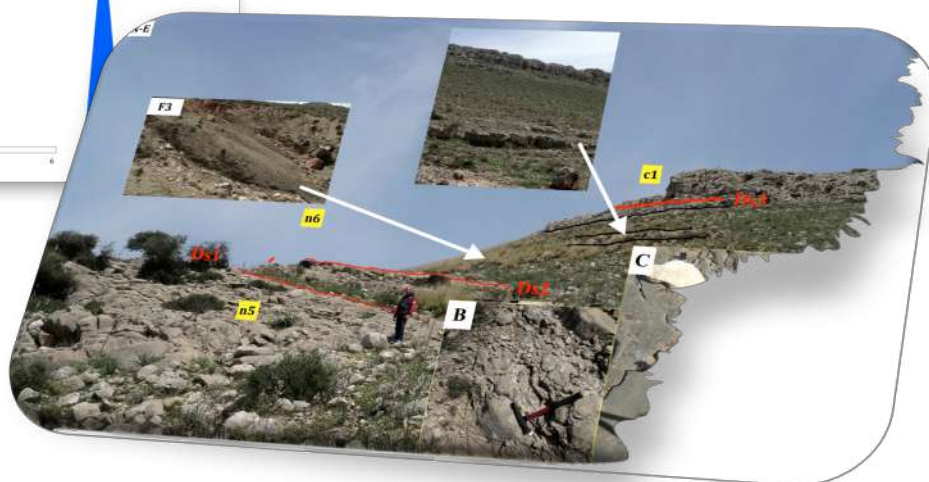
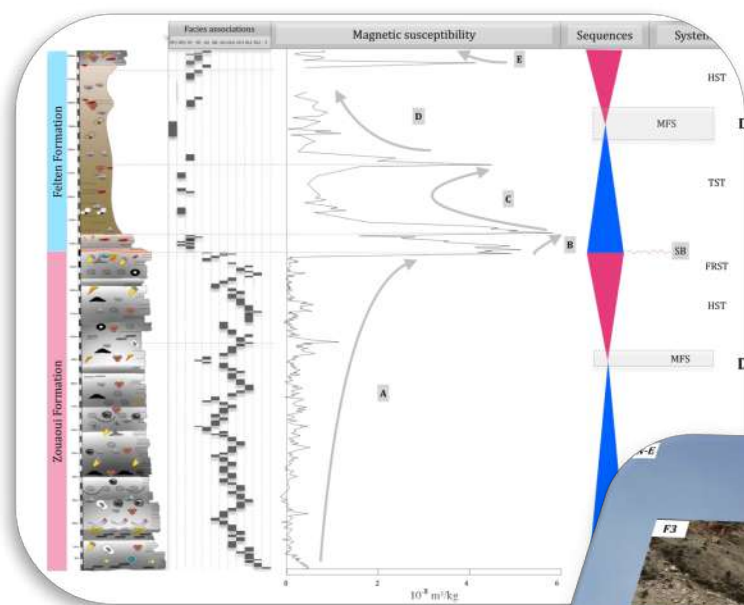


Figure. 4.15. Model de dépôt de la plateforme constantinoise durant l'intervalle Aptien) Albien et les faciès associés.

CHAPITRE 5

INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE



INTRODUCTION

L'étude sédimentologique de différentes coupes géologiques dans ce présent travail a montré une grande diversité des milieux de dépôt et des changements frappants des niveaux marins relatifs ainsi que différents types d'association biogéniques-lithogéniques de la plateforme carbonatée de la région de Constantine durant l'Aptien et l'Albien. Cette diversité de faciès rend illusoire tout essai de reconstitution d'un modèle paléogéographique unique plausible pour toutes les formations lithostratigraphiques d'âge Aptien-Albien. Il nous est apparu utile de proposer une étude détaillée de chaque massif et de suivre l'évolution spatio-temporelle des environnements sédimentaires durant cet intervalle. Ce chapitre est réparti selon trois axes : l'évolution verticale et latérale de faciès, les variations des valeurs de susceptibilité magnétique (SM), l'enchainements vertical des séquences de dépôts et les phases diagénétiques précoces enregistrées dans les sédiments. Cette approche, bien qu'utilisée en sédimentologie pour reconstituer les paléoenvironnements, nous a permis essentiellement d'identifier les discontinuités sédimentaires et de les placer dans le contexte tectono-sédimentaire de la plateforme étudiée.

1. EVOLUTION DES FACIÈS ET SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

La mesure de la susceptibilité magnétique (SM) d'un échantillon est une sorte de quantification de la réponse magnétique d'un échantillon soumis à un champ magnétique externe. La réponse magnétique positive des minéraux issus du continent rend la méthode des mesures de la SM utile dans l'étude des sédiments marins (Crick et al., 2001). Depuis une quinzaine d'années, la SM est utilisée comme un outil de corrélation à haute résolution (Crick et al., 2001; Crick et al., 2002; Ellwood et al., 2003). Ces corrélations sont considérées comme indépendantes des faciès et plus précises que la biostratigraphie.

1. 1. COUPE DU DJEBEL FELTEN

La série aptienne-albienne étudiée au Djebel Felten est subdivisée en deux formations lithostratigraphiques séparées par une surface d'émersion (Fig. 5. 1). L'évolution verticale des faciès et les reconstitutions des paléoenvironnements ont permis de subdiviser la série en quatre unités sédimentologiques.

La première unité (**U1**), observés à la base de la formation Zouaoui, montre des associations de type lagon restreint (RL) dominées par des algues vertes et tapis microbien suivi par les faciès de lagon ouvert. Cette unité marquée globalement par les tendances transgressives est caractérisée par l'envahissement de la plateforme par des associations de foraminifères benthiques, ostracodes et bivalves (OL2) et l'apparition des niveaux de rudstone à rudistes. Les associations biotiques photozoan sont remplacées au sommet par les associations hétérozoan représentées par des niveaux lumachelliques et des foraminifères benthiques (*Mésorbitolina parva*, *mésorbitolina* sp.). Le sommet de cette unité, caractérisé par les faciès les plus distaux est représenté par des rudstones-packstone à échinodermes de mer ouverte. Ce sont les prémices de l'installation d'une bioconstruction à rudiste déjà annoncées dans les faciès précédents.

La deuxième unité **U2** commence juste au-dessus des lumachelles à orbitolines et rudistes et évolue vers les faciès de lagon restreint (RL). Des bindstones à fenestreae et tapis microbien sont fréquents mais aucune surface d'émersion n'est observée. Les faciès de lagon ouvert sont présents et les niveaux à orbitolines et alvéolines sont fréquents. Au sommet de cette unité une inversion brusque est observée au niveau des faciès de shoals (B3) des milieux agités. Ces faciès sont coiffés par une surface ferrugineuse affectée par des microperforations. Cette surface bien dégagée à l'affleurement présente un enrichissement en oxydes de fer développé soit sous forme d'une fine "croûte" centimétrique d'oxyde de fer, soit sous forme de nodules centimétriques plus ou moins dispersés.

La troisième unité **U3** est placée au-dessus d'un hardground **Ds1** connue à l'échelle régionale et marque la fin de l'Aptien. Un changement majeur de faciès est indiqué par des faciès, de mer ouverte hémipélagique, dominés par des échinodermes, algues rouges et des foraminifères planctoniques (*Hedbergella* sp., *Ticinella roberti* (Gandolfi)). Ces faciès de l'offshore, sont marqués par la présence de glauconie, de bioclastes phosphatés et de surfaces bioturbées. Ces faciès montrent une coupure sédimentologique majeure entre l'Aptien supérieur et l'Albien, corrélable sur les bassins téthysiens nord africains. Au-dessus d'un hardground de type subtidal profond, un apport accru de la sédimentation silico-clastique accompagné d'une diminution de la production des carbonates.

Ces faciès de marnes à foraminifères planctoniques et échinodermes, caractérisent les environnements de mer ouverte, montrent une tendance transgressive observée à l'Albien inférieur.

La Quatrième unité **U4**, identifiée dans les niveaux marneux de la formation Felten commence par des marnes en plaquettes riches en foraminifères benthiques et planctoniques et évolue vers des niveaux bioclastiques riche en échinodermes. Les bancs calcaires montrent des faciès packstones à échinodermes et algues rouges et se terminent avec l'occurrence de quelques niveaux construits de packstone-rudstone à rudistes (*Eoradiolite jumillensis* sp.). La tendance régressive est relativement cachée.

La courbe de susceptibilité magnétique montre cinq phases d'évolution différentes (Fig. 5. 2) :

La première phase (**A**) coïncide avec la tendance transgressive (U1) dans laquelle la courbe des microfaciès montre une évolution relativement parallèle à la courbe des microfaciès. Les valeurs de SM sont moyennement faibles et oscillent entre $0,01 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ et $0,7 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. La courbe paraît linéaire et des valeurs négatives sont enregistrées dans les faciès de lagon ouvert **OL**. La tendance régressive de l'U2 ne montre aucun changement au niveau de la courbe de SM et seules les faciès observés au-dessus de la discontinuité fini aptienne montrent un pic de $4,83 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$.

La deuxième phase (**B**) affiche une augmentation des valeurs de SM de $0,65 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ à $5,14 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ et enregistre une valeur extrême de $5,75 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ dans les faciès du hardground Ds2. La courbe de susceptibilité magnétique s'inverse partiellement à la courbe des microfaciès de mer ouverte (toe of slope Sp).

La troisième phase (**C**) montre une diminution des valeurs de SM de $5,75 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ à $0,6 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ dans le sens de la transgression (U3).

La quatrième Phase (**D**) indique des valeurs de SM qui oscillent relativement dans le sens de la courbe des microfaciès. Une tendance à l'augmentation de la courbe de SM est observée au sommet de cette phase et coïncide avec la mise en place des faciès de plateforme (FR et SP).

La cinquième phase (**E**) est marquée par une diminution des valeurs de SM de $4,28 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ à $0,25 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ avec des valeurs extrêmes enregistrées dans la discontinuités Ds3. Les phases (C) et (D) avec une moyenne de $1,35 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ sont marquée par une tendance de diminution de la SM avec des valeurs supérieures à celles enregistrées dans la phase (**A**).

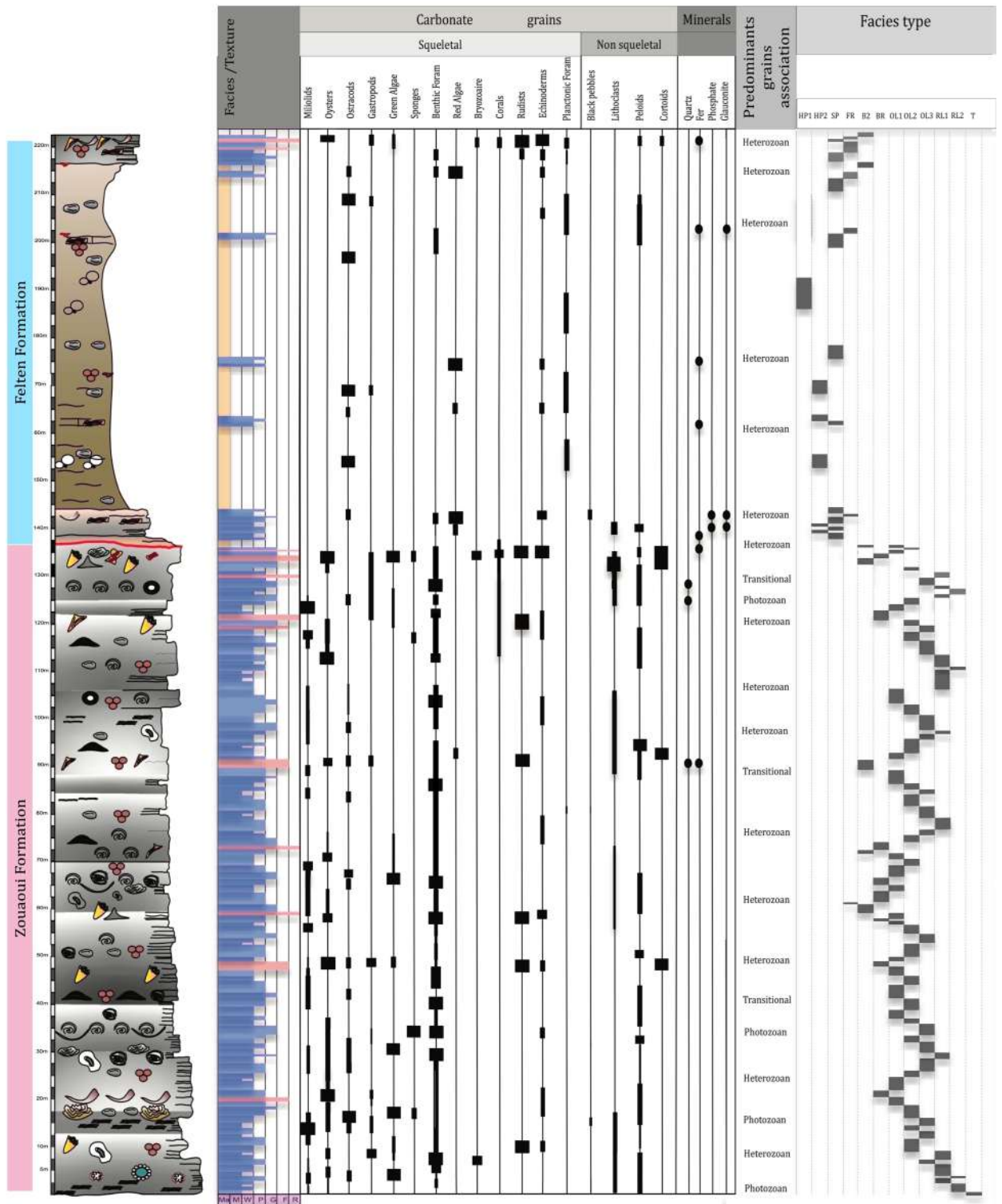


Figure . 5. 1. Evolution verticale des faciès, leurs contenus biotiques et abiotiques et le changement vertical des environnements de dépôt du Djebel Felten.

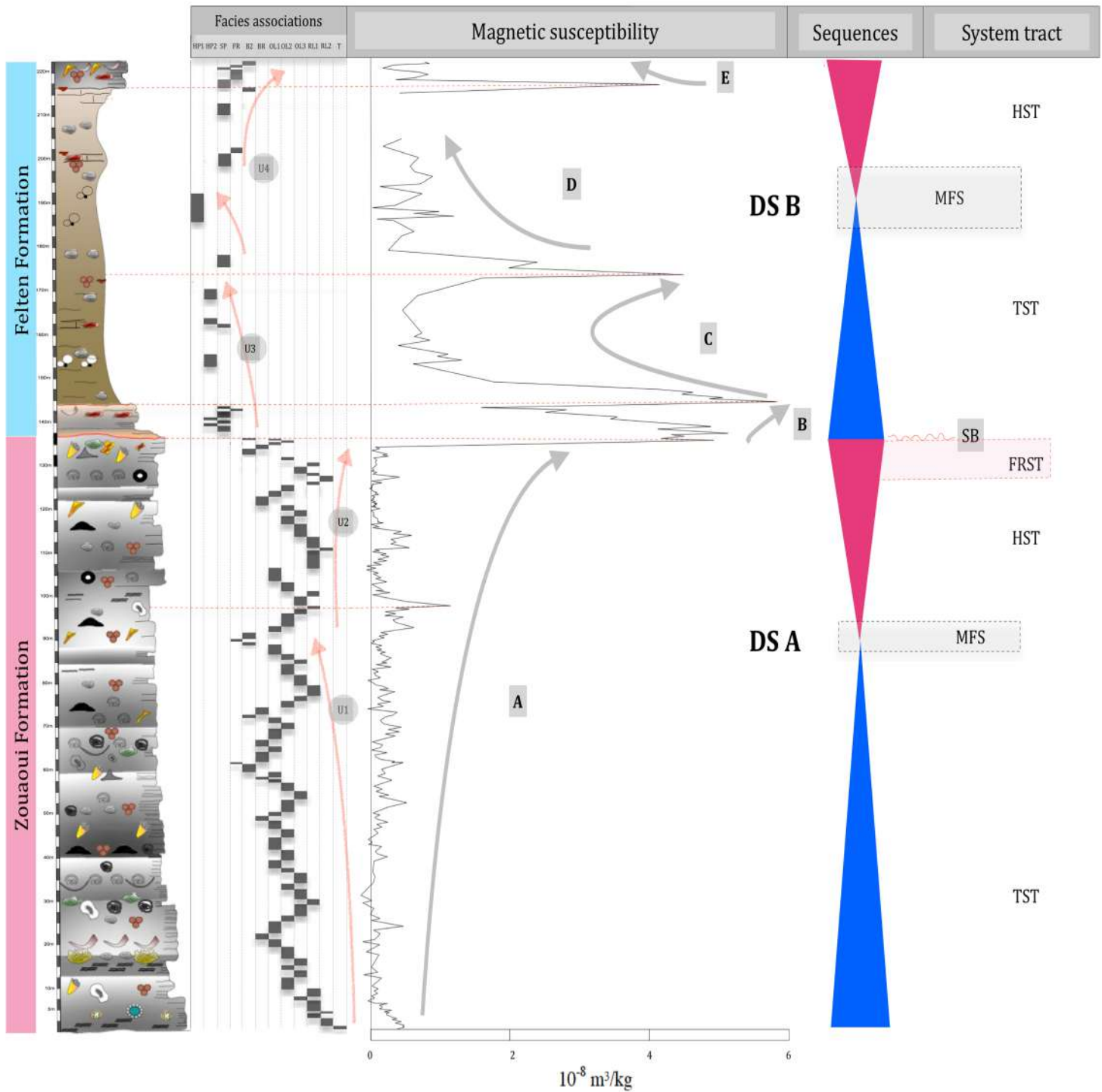


Figure. 5. 2. Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Felten. (TST) cortège transgressif; (MFS) surface de haut niveau marin; (HST) cortège de haut niveau marin; (FRST) cortège de régression forcée; (DS) Séquence de dépôt.

1. 2. COUPE DU DJEBEL ZOUAOU

Au Djebel Zouaoui s'observe une série aptienne fortement accidentée et seuls quelques lambeaux de la série albiennes sont piégés dans un petit graben au sommet du massif. L'évolution verticale des faciès et les reconstitutions des paléoenvironnements a permis de subdiviser la série en cinq unités sédimentologiques (Fig. 5. 3).

La première unité **U1** placée au-dessus d'une surface ferrugineuse à aspect graveleux probablement d'âge Aptien inférieur (Zone *Salpingoporella dinarica*). La courbe d'évolution des microfaciès montre une tendance progradante où se développent uniquement les microfaciès de la plaine tidale (back-shore supérieure) et lagon restreint (RL et T). La sédimentation avec une association biotique essentiellement de type photozoan est largement dominée par les algues vertes (*Salpingoporella annulata carozzi*, *Salpingoporella sp.*). Deux surfaces érosives ont été repérées dans cette unité et montrent des faciès de microconglomérats (calcirudites) avec une matrice argileuse qui indiquent l'émersion de la plateforme. Un ciment météorique à vadose est observé dans les faciès de bindstones à tapis microbiens. Les niveaux marneux (abondance de matériel détritique) associés à la pauvreté de la faune indique des conditions très proximales, voire supratidales (back-shore) de ces environnements.

La deuxième unité **U2** limitée à la base par une surface érosive Ds1, montre généralement une tendance transgressive vers les milieux lagunaires ouverts. Cette unité montre une évolution graduelle des domaines de chenaux de marées (T1 et T2) vers un lagon restreint (RL) dans laquelle la sédimentation est dominée par des associations biotiques de types hétérozoan (*Sabaudia minuta*, *Orbitolinopsis sp.*). Des niveaux à orbitolines (première occurrence de *Palorbitolina lenticularis*) de lagon ouvert sont observés au sommet de cette unité et marque le paroxysme des faciès rétrogradants.

La troisième unité **U3** est placée au-dessus des faciès lagunaires ouverts. Elle montre une sédimentation de mer peu profonde dominée généralement par des associations biotiques hétérozoan à la base et photozoan au sommet. La courbe des microfaciès montre une tendance aggradante sur la majeure partie de cette unité avec une dominance de packstones bioclastiques de rudistes (Requiénidae (*Toucassia carinata sp.*), d'algues bleues (*Lithocodium sp.*) et de foraminifères benthiques (*Pseudocyclamina sp. et Mesorbitolina*). Au sommet de cette unité, les faciès du back-shore (T) sont de plus en plus abondants et se terminent par une surface d'émersion (brèches de dissolution, stromatolites).

La quatrième unité **U4** commence au-dessus d'une surface d'érosion subaérienne et montre généralement le développement des faciès de lagon ouvert.

La courbe des microfaciès affiche une tendance rétrogradante où les environnements évoluent du back-shore (supratidal) vers le shore-face (infratidal). La courbe des microfaciès indique le développement des environnements lagunaires avec des associations biotiques hétérozoan dans lesquelles sont reconnus des foraminifères benthiques (*Mesorbitolina subconcava*, *Debarina hahounerensis*, *Sabaudia minuta*) et des ostracodes (*Conchoecia* sp., *Cytherelloidea*, *Robsoniella falklandensis*, *Xestoleberis* sp.). C'est dans ces niveaux qu'apparaît la première occurrence d'*Archeoalveolina reicheli*. Des niveaux riches en rudistes sont repérés dans les faciès lagunaires et ont livré des formes de requiénides *Toucassia* sp. Au sommet de cette unité, un sable bioclastique dominé par les rudstones à rudistes (*Eoradiolite jumillensis* sp., *Caprina douviellei* sp. et la famille *Eoradiolites ibizanus Caprina parvula*) et foraminifères benthiques roulés indiquant l'installation d'une barrière de shoal.

La cinquième unité **U5** limitée à la base par des faciès périrécifaux et shoals (FR) et montre essentiellement des associations de faciès lagunaires. La courbe des microfaciès affiche une tendance aggradante -progradante et des faciès proches de l'émersion ont été repérés (RL2). Les associations biotiques sont globalement de type hétérozoan entrecoupées parfois par des niveaux bioclastiques à alvéolines et algues vertes. Au sommet de cette unité, une bioconstruction à coraux s'installe en biostrome. Elle correspond au développement de faciès de boundstone corallien (B) (family *Microsolenidae*, suborder *Microsolenina*; family *Placocoeniidae*, suborder *Faviina*, *Eohydriophora tosaensis* Yabe and Eguchi, 1936, *Felixigyra turbinata* de Fromentel, 1877) coiffée par de minces croûtes d'algues rouges corallinacées (*Sporolithon rude*) et peyssonneliaciennes (*Polystrata alba*). Une surface d'émersion DS2 est placée au toit de cette construction. L'ensemble s'achevant par des dépôts d'avant-récifs, tronquée en leur sommet par une double surface érosive et microkarstifiée.

La courbe de susceptibilité magnétique (Fig. 5. 4) montre quatre phases d'évolution différentes :

La phase **A** coïncide avec les tendances régressives de la courbe des microfaciès et enregistre la marge des valeurs maximales de SM avec une moyenne de $7,51 \times 10^{-8}$ m³/kg. La courbe de SM montre une évolution découpée en deux tendances successives en sens relativement inverse à la courbe des microfaciès. Les valeurs de SM oscillent entre $9,871 \times 10^{-8}$ m³/kg et $5,51 \times 10^{-8}$ m³/kg et montrent un léger parallélisme avec les tendances des microfaciès. Notons qu'à la base de la Formation Kheneg dans la coupe du Djebel Zouaoui les occurrences de microfaciès de chenaux de marées (T1 et T2) sont associées à des pics de SM avec des valeurs maximales enregistrées dans les faciès observés au niveau des surfaces contenant des fenestreae.

La phase **B** se place au-dessus d'un niveau de paléosols C avec un pic de $9,71 \times 10^{-8}$ m³/kg et montre une évolution de SM en parallèle avec la courbe des microfaciès.

La phase **C** est marquée par une diminution rapides de la SM où La courbe de susceptibilité magnétique, associée à l'U2a, se caractérise par une évolution parallèle à la courbe du microfaciès. Les valeurs de susceptibilité magnétique diminuent de $6,88 \times 10^{-8}$ à $0,75 \times 10^{-8}$ m³/kg avec des valeurs négatives au bord des faciès de lagon (OL2). Les phases **B** et **C** montrent l'enregistrement du signal magnétique de l'unité transgressive U2a.

La phase **D** montre des valeurs de SM constantes, relativement faibles et indique parfois des valeurs négatives qui coïncident le plus souvent avec les faciès (RL2 et OL3) (isolement de la plateforme). Les valeurs de SM oscillent sur l'ensemble de la courbe entre $-0,09 \times 10^{-8}$ m/kg et $1,77 \times 10^{-8}$ m/kg et affichent globalement une tendance parallèle à la courbe de microfaciès.

La phase **E** avec une tendance à l'augmentation des valeurs de SM, montre une évolution parallèle avec la courbe des microfaciès. La tendance régressive enregistrée dans l'unité sédimentaire U3 a été perturbée par la mise en place des faciès de lagon ouvert et l'installation d'une bioconstruction. La SM oscille entre $0,54 \times 10^{-8}$ m/kg et $3,37 \times 10^{-8}$ m/kg.

Il est à noter que les valeurs de SM enregistrées dans les membres inférieurs de la formation Kheneg du Djebel Zouaoui montrent les valeurs les plus élevées observées sur l'ensemble des coupes étudiées dans ce travail.

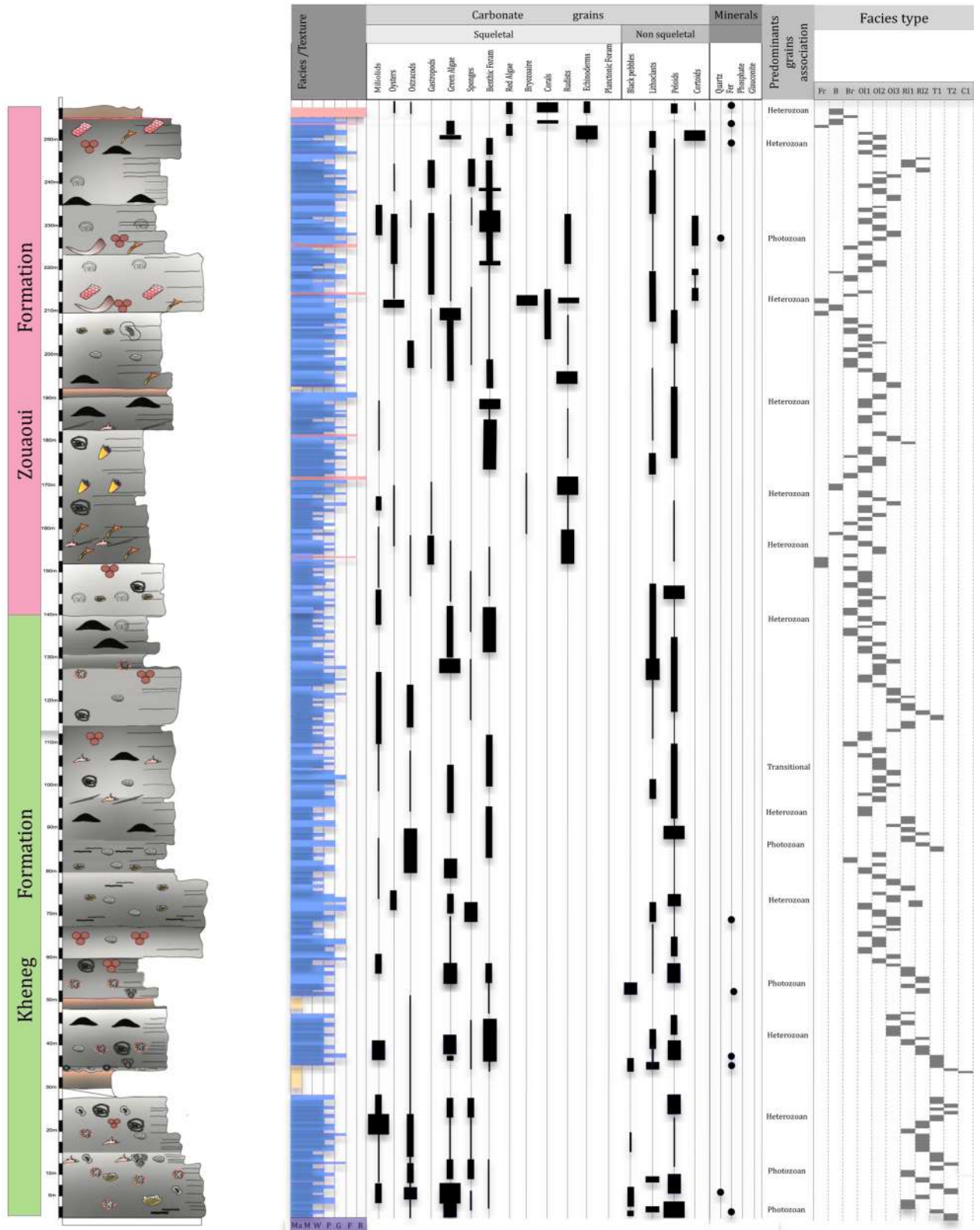


Figure. 5. 3. Evolution verticale des faciès, leurs contenu biotique et abiotique et le changement vertical des environnements de dépôt du Djebel Zouaoui.

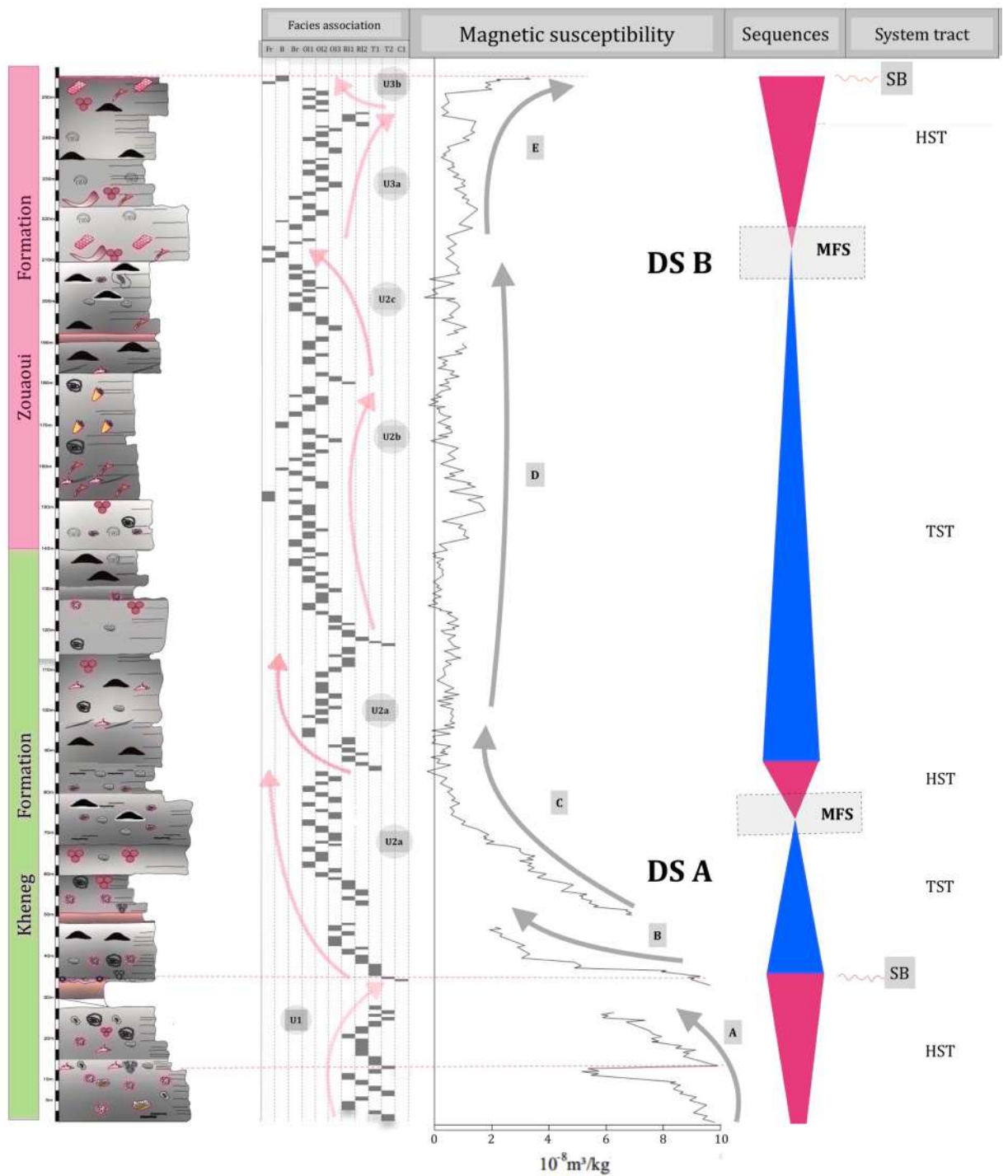


Figure. 5. 4. Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de la susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Zouaoui. (TST) cortège transgressif ; (MFS) surface de haut niveau marin; (HST) cortège de haut niveau marin; (FRST) cortège de régression forcée; (DS) Séquence de dépôt

1. 3. COUPE DU DJEBEL KARKARA

Au Djebel Karkara, seuls les membres supérieurs de la Formation Zouaoui (Aptien supérieur) sont étudiés dans cette coupe. L'Aptien supérieur marqué par la première occurrence des *Archeoalveolina reicheli*, montre une riche association de foraminifères benthiques de lagon ouvert OL3 avec l'installation des bioconstructions à rudistes. L'interprétation de la courbe des microfaciès a permis de subdiviser la série en cinq unités sédimentaires (Fig. 5. 5):

La première unité **U1** représente des calcaires bioclastiques en bancs massifs et montrent des associations de type lagon ouvert, entrecoupés par des biostromes à rudistes. Cette unité est marquée globalement par une tendance transgressive favorisant l'installation d'une barrière observée sur les associations de faciès (BR). C'est dans cette unité que sont reconnus les formes : de *Mesorbitolina texana*, *Mesorbitolina parva*, *Sabaudia minuta*, *Parachrysalidina infracretacea* *Mesorbitolina* sp., *Caprina douviellei* sp., *Toucassia carinata* sp.

La deuxième unité **U2** commence par des associations marquant le passage des milieux d'avant-récif (FR) au milieu arrière-récifaux (BR) à lagunaires (OL), en passant par le milieu récifal (B2). La succession de microfaciès montre une tendance régressive (progradation-aggradation). Il s'agit en fait de la phase d'un retrait de la mer et le développement des faciès proches de l'émersion observés à la base de la Formation Felten.

La troisième unité **U3a** représente d'importants apports détritiques d'origine continentale qui viennent « noyer » la sédimentation de haut fond (Shelf bank). Ces faciès **HP1** de marnes vertes entrecoupées parfois par des niveaux argileux riches en foraminifères planctoniques avec un rapport planctonique /benthique globalement positif. Ils montrent une riche association de *Pontocyperella recurva*, *Mauritissina coronate*, *Xestoleberis tunisiensis*, *cytherella gr ovata*. Roemer (Formation Felten), *Rehacythereis blaterensis interstincta* et *Sergipella grosdidieri* sp.

La quatrième unité **U 3b** montre des associations de faciès HP 2 riches en foraminifères planctoniques et fragments non usés de crinoïdes pélagiques (*Saccocoma arms*) qui passent graduellement aux faciès de pente Sp à éléments allochtones d'algues rouges, de rudistes et d'échinodermes. Il s'agit de la phase de développement des corps carbonatés de la plateforme externe (offshore –shoreface). La courbe de microfaciès est donc relativement stable avec une légère tendance régressive où l'occurrence des faciès d'avant récif indiquent les prémices d'une installation d'un corps récifal. Elle se termine par un hardground.

La cinquième unité **U4** s'observe au-dessus d'une discontinuité sédimentaire de type hardground ST (surface transgressive) qui coiffe les faciès hemipélagiques et montre une succession de faciès carbonatés bioclastiques riches en rudistes et algues rouges.

La courbe des microfaciès affiche une tendance transgressive allant des environnements récifaux et périrécifaux vers les environnements hémipélagiques HP. Ces faciès calcaires s'amincissent latéralement et laissant la place aux faciès marneux. C'est au sommet de cette unité que Vila et al. (1978) ont placé un contact de charriage. Cette unité montre une complexité paléogéographique.

La courbe de susceptibilité magnétique montre **5 phases** d'évolution différentes (Fig. 5. 6) qui ont parfois un fort lien avec l'empilement des unités sédimentologiques décrites précédemment :

La phase **(A)**, montre une courbe de SM évoluée en deux temps ; le premier, montre une diminution des valeurs de SM de $1,87 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ à $0,45 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ qui coïncide avec la tendance transgressive de la courbe des microfaciès. Le deuxième, montre des valeurs faibles de SM et relativement constantes ($0,21 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ en moyenne). En générale, les valeurs de SM enregistrées sur U1 et la base de U2 sont relativement faibles et montrent parfois des incursions négatives.

La phase **B**, indique une courbe de SM relativement parallèle à la courbe des microfaciès dont les plus proximaux (RL1 et C) enregistrent les valeurs les plus élevées de SM. Les valeurs extrêmes de SM ($5,74 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) coïncident avec la discontinuité sédimentaire (DS1) qui marque la limite supérieure de l'unité sédimentologique U2.

La phase **C**, montre des valeurs relativement élevées de SM et oscillent entre $0,57 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ et $5,54 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Les valeurs de SM oscillent principalement dans le sens de la courbe des faciès rétrogradants transgressifs de l'unité **U3a**.

La phase **D** n'affiche aucune tendance de SM et seuls les faciès progradants au sommet de U3b montrent un léger parallélisme avec la courbe de SM. La limite inférieure de U3b enregistre un pic de SM de $3,43 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. Les valeurs de SM montrent une plage de valeurs plus étendue qu'au sein de l'unité précédente (de $0,13 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ à $5,83 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$).

La phase **E** représente une diminution significative des valeurs de SM qui oscillent dans le sens de la courbe des faciès, de $2,12 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ à $0,27 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. La courbe des microfaciès évolue en parallèle avec la tendance de SM et montre la mise en place des faciès (HP) rétrogradant au sommet.

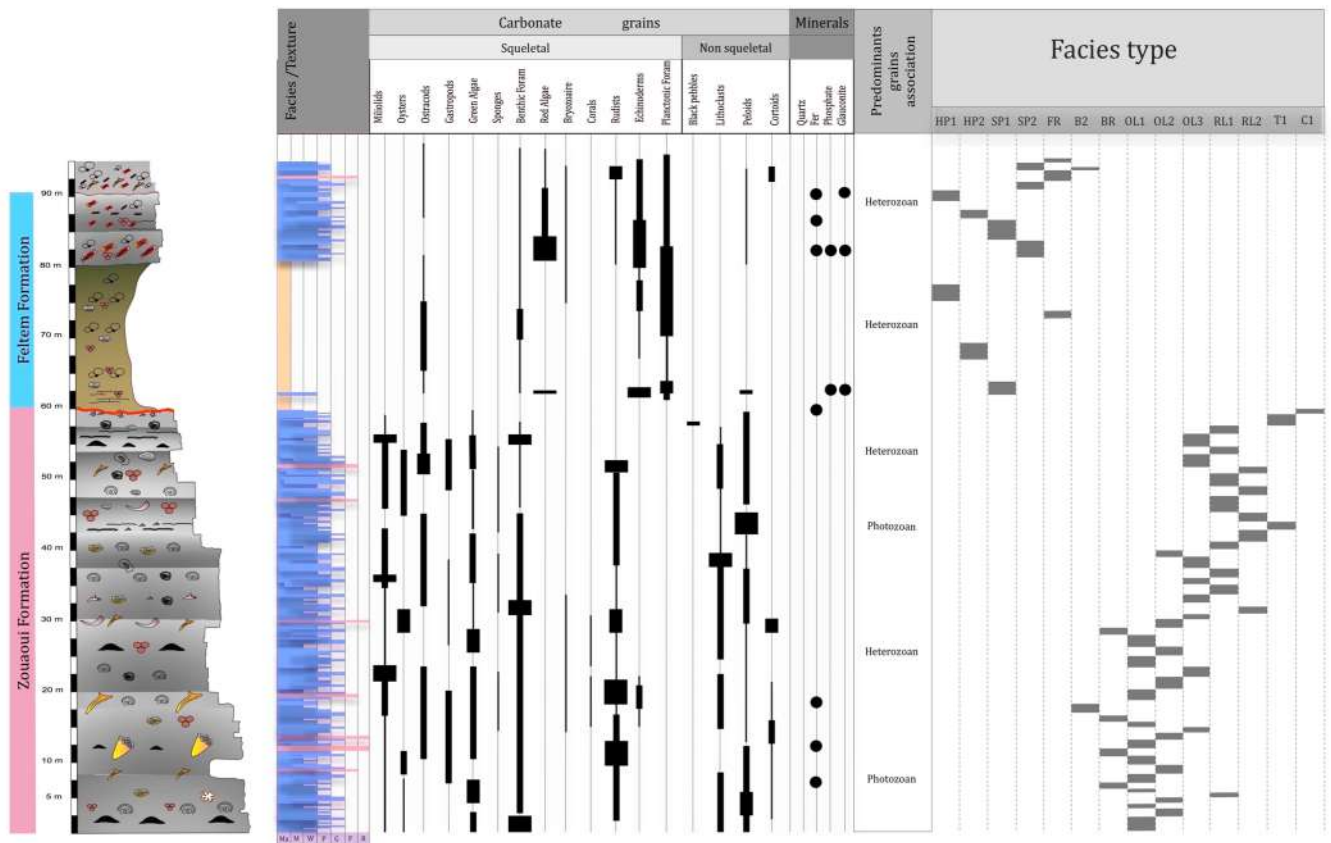


Figure. 5. 5. Evolution verticale des faciès, leurs contenu biotiques et abiotiques et le changement vertical des environnements de dépôt au Djebel Karkara.

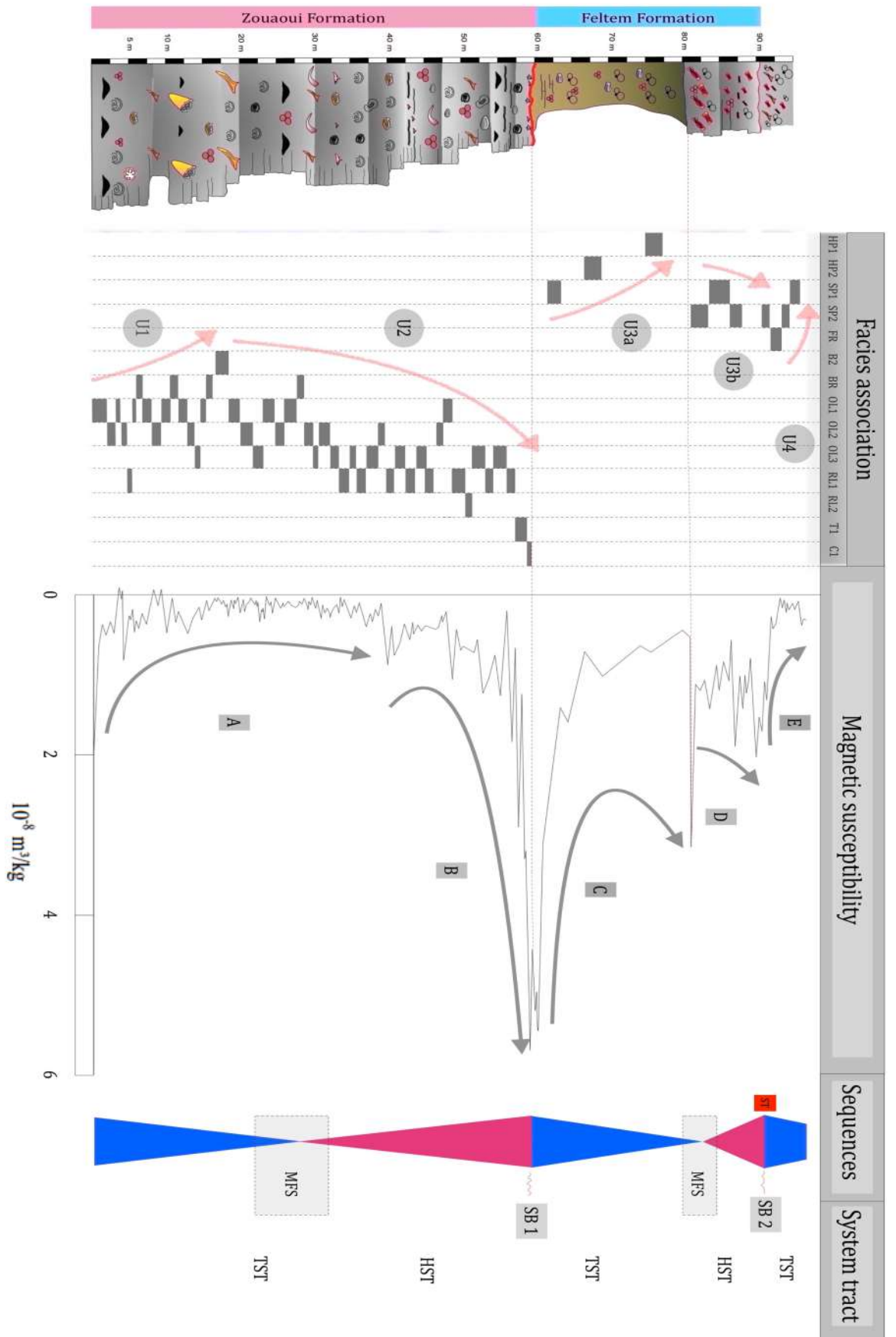


Figure 5. 6. Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Karkara. (TST) cortège transgressif ; (MFS) surface de haut niveau marin ; (HST) cortège de haut niveau marin; (FRST) cortège de régression forcée; (DS) Séquence de dépôt

1.4. COUPE DU DJEBEL KHENEG

Au Djebel Kheneg, la coupe montre une série principalement carbonatée d'âge aptien-albien. L'évolution verticale des faciès et les reconstitutions des paléoenvironnements a permis de subdiviser cette série en trois unités sédimentologiques (Fig. 5. 7).

La première unité **U1**, débute au-dessus d'un hardground repérer à la base de la formation Kheneg et souligne la limite supérieure du Barrémien. Elle commence par des faciès littoraux (**RL et T**) proches de l'émersion, à la base, et évolue graduellement vers des faciès de lagon ouvert dans lesquels une riche association d'algues vertes et des foraminifères benthiques ont été repérées au sommet de cette unité (*Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina cormyi*, *Salpingoporella cf. muehlbergi*, *Salpingoporella dinarica*). Cette unité montre une production carbonatée sous une faible tranche d'eau relativement stable et enregistre des tendances de faciès aggradants de lagon restreint (plateforme interne très peu profonde). Des niveaux centimétriques de paléosols (C1) viennent coiffer cette unité et soulignent l'émersion de la plateforme.

La deuxième unité **U2** s'observe au-dessus de la discontinuité sédimentaire DS1 et montre un changement rapide des faciès d'arrière plage (back-shore) vers des faciès de lagon restreint voir même du lagon ouvert. Elle montre deux tendances : la première relativement transgressive a favorisé le développement des associations biotique de type Photozoan. Ce sont globalement des laminations horizontales (RL1) à tapis microbien (*Cayeuxia sp.*, *Lithocodium aggregatum* Elliott, 1956 et *Bacinella irregularis* Radoicic, 1959) passant latéralement à des stratification sigmoïde riche en ostracode. Les faciès montrent une tendance aggradante dans les milieux de plateforme interne proximale. La deuxième tendance régressive, commence avec une inversion brusque des faciès lagunaires vers des faciès proches de l'émersion représentés par des bindstones microbiens.

La troisième unité **U3** montre à la base des faciès d'avant plage (T) lagon restreint (RL) et rapidement une ouverture sur la mer est marquée par les packstones à orbitolines de lagon ouvert. Les associations de faciès affichent un changement des milieux les plus proximaux voir même proche de l'émersion, vers les milieux peux profonds relativement ouverts sur la mer franche. Les associations biotiques sont de type heterozoan et montrent essentiellement des formes benthiques (*Palorbitolina lenticularis*, *Mesorbitolina parva* et *Chrysalidina infracretacea*), des rudistes et des algues vertes. Au sommet de cet ensemble (U3b), Les phases de rétrogradation sont rapides et ne sont enregistrées que par des surfaces érosives recoupant en toplap l'ensemble des structures du système foreshore-backshore. Des unités biostromales de rudistes sont repérées et montrent des formes de Caprinidae (*Caprina sp.*, *Praecaprina sp.*, *Offneria sp.*, *Caprina douviellei sp.*, *Toucassia carinata sp.*).

L'installation d'une barrière a favorisée le développement des faciès d'arrière récif (Br) dans le lagon. Cette unité est dominée généralement par les tendances transgressives.

La quatrième unité **U4** est dominée par des environnements relativement ouverts interrompus parfois par des bioconstructions à rudistes. Les tendances rétrogradantes sont illustrées par la mise en place de packstone- grainstone à orbitolines (*Mesorbitolina texana*). C'est dans ces niveaux où nous avons pu identifier une riche association de foraminifères benthiques : *Mesorbitolina texana*, *Mesorbitolina subconcava*, *Debarina hahounerensis* *Praechrysalidina infracretacea*. Les niveaux transgressifs dominés par des bioaccumulations d'orbitolines sont surmontés par des faciès d'environnement relativement confinés et annonce une régression. Les faciès montrent une tendance progradante vers les environnements proximaux de lagons restreint (RL2). Cette dernière tendance a été interrompue par la migration des faciès de lagon ouvert (OL) qui montrent des tendances aggradantes sur la plateforme. Vers le sommet, cette unité montre un changement rapide de milieu et l'émersion définitive de la formation Zouaoui. Cette unité est limitée au sommet par une discontinuité sédimentaire d'émersion marquée par le développement des fentes de dessiccation localement coiffée par des croûtes de conglomérats ferrugineux et des croûtes de calcrêtes. Un relief karstique est soupçonné développé sur cette surface et pourrait indiquer un hiatus de plusieurs centaines de milliers d'années.

La cinquième unité **U5** est observée au-dessus de la surface d'émersion DS2 et montre des associations de faciès hémipélagiques (shoreface and offshore). Le changement majeur du milieu de dépôt observé au cours de l'Albien, a engendré la mise en place des faciès externes (SP). Les associations biotiques hétérozoan sont les plus dominantes et montrent des algues solenoporacées (*Cordilites cretosus* ; *lithothamnium*), des crinoïdes (*Saccocoma* sp.) et des foraminifères planctoniques (*Hedbergella washitensis*, *Dentalina* sp.). Dans ces niveaux inférieurs s'observent des concrétions de: pyrite, oxy-hydroxydes de fer et de glauconite. Certains intervalles présentent une bioturbation intense caractérisée par des terriers centimétriques de type Thalassinoïdes (Ichnofaciès distaux de glossifungites et *Cruziana*) développés dans les packtones à fragments de crinoïdes. Ces faciès suggèrent un ralentissement de la sédimentation dans la mer ouverte (l'offshore supérieur) (BROMLEY et EKDALE 1986). Suite à cette transgression, ces faciès à tendance aggradante sont succédés par des faciès (HP) plus profond. La transgression albienne est donc marquée par un approfondissement rapide et important illustré par la mise en place de faciès d'offshore directement sur la surface émergible DS2.

La sixième unité **U6** est placée au-dessus des surfaces bioturbées située au sein des faciès hemipélagiques riches en foraminifères planctoniques et crinoïdes (HP). La courbe des microfaciès montre une tendance progradante dans laquelle les milieux deviennent de plus en plus peu profonds et engendre l'installation d'un édifice récifal. Cette unité essentiellement développée sur la plateforme externe ou les bioaccumulations observées (BR) ont été transportées depuis le récif.

La courbe de susceptibilité magnétique montre 6 phases d'évolution différentes qui ont parfois un fort lien avec l'empilement des unités sédimentologiques décrites précédemment (Fig. 5. 8):

La phase **A** enregistre les valeurs maximales du SM avec une valeur moyenne de $3,8310^{-8}$ m³/kg et coïncide avec les faciès du back-shor T et de continent (C) (supratidaux et continentaux). Les surfaces érosives et les niveaux de paléosols affichent les pics sur la courbe du SM et oscillent entre $0,19 10^{-8}$ m³/kg et $4,87 10^{-8}$ m³/kg. Un léger parallélisme entre la courbe des faciès et la courbe de SM est observée dans les milieux peu profonds du lagon restreint (RL).

La phase **B** indiquent des valeurs relativement faibles et oscillent entre $0,57 10^{-8}$ m³/kg et $1,54 10^{-8}$ m³/kg dans le sens de la courbe des microfaciès. Elle coïncide avec les faciès lagunaires qui ont envahie le haut fond (faciès du back-shore).

La phase **C** indique des valeurs de SM ($0,97 10^{-8}$ m³/kg en moyenne) qui oscillent relativement dans le sens de la courbe des microfaciès. Elle représente une diminution significative des valeurs de SM et coïncide avec la mise en place des faciès aggradants-rétrogradants (OL) de l'unité sédimentologique U3.

La phase **D** montre une augmentation des valeurs de SM de $0,67 10^{-8}$ m³/kg à $5,67 10^{-8}$ m³/kg dans le sens de la régression observée au sommet de la Formation Zouaoui.

La phase **E** montre une diminution des valeurs de SM dans le sens de la transgression mais avec des valeurs supérieures à celles enregistrées dans les autres unités lithostratigraphiques ($5,67 10^{-8}$ m³/kg et $2,69 10^{-8}$ m³/kg).

La phase **F** indique une diminution des valeurs de SM relativement stable en comparaison avec la tendance progradante de la courbe des microfaciès. La courbe de SM est oscillante ($0,3 10^{-8}$ m³/kg, $3,10 10^{-8}$ m³/kg et $1,30 10^{-8}$ m³/kg) et aucune tendance ne se dégage de son évolution.

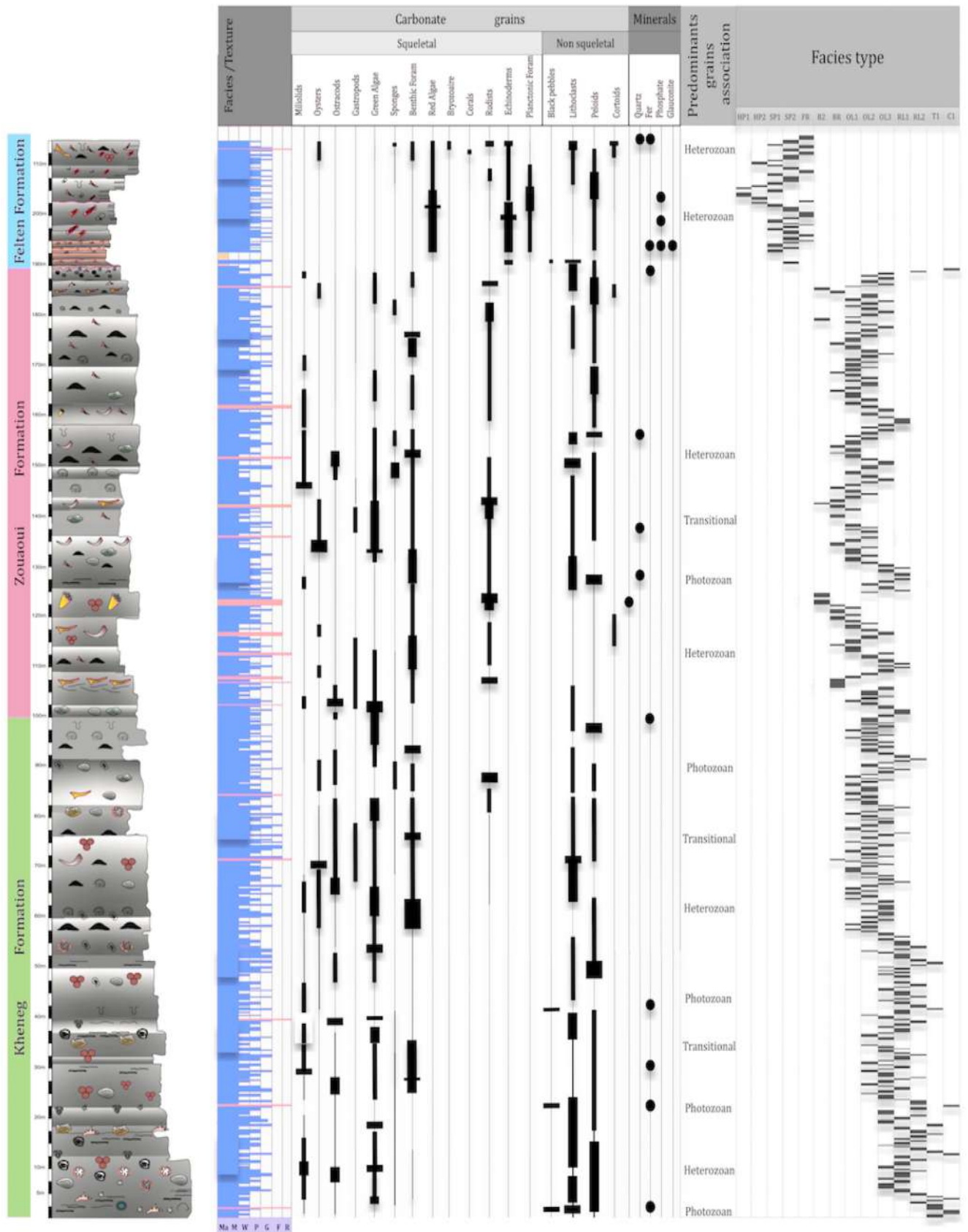


Figure. 5. 7. Evolution verticale des faciès, leur contenu biotique et abiotique et le changement vertical des environnements de dépôt au Djebel Kheneg.

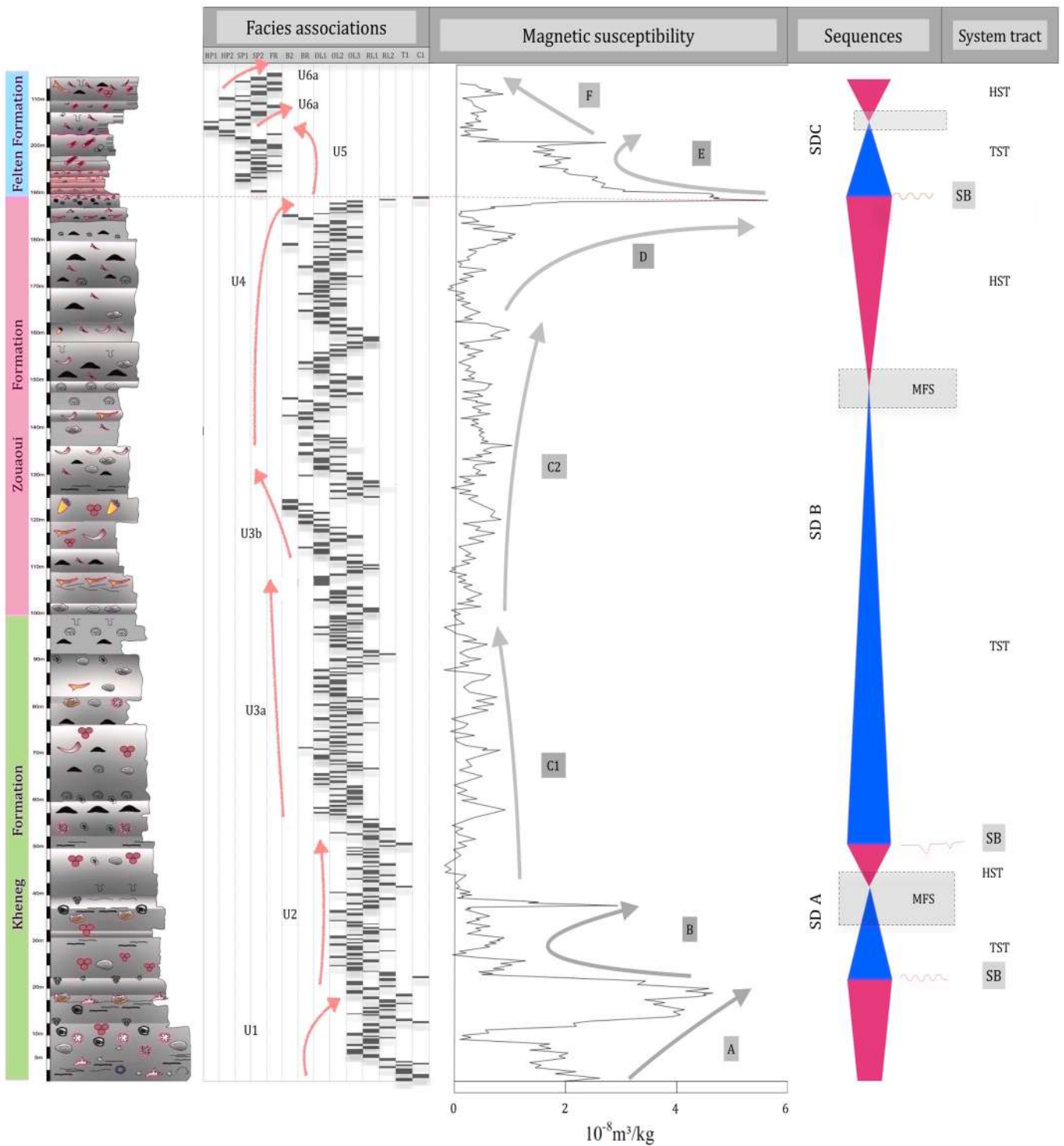


Figure. 5. 8. Evolution verticale des faciès et changements des paléoenvironnements de dépôt, variation de susceptibilité magnétique et interprétation séquentielle dans la série albo-aptienne du Djebel Kheneg. (TST) cortège transgressif; (MFS) surface de haut niveau marin; (HST) cortège de haut niveau marin; (FRST) cortège de régression forcée; (DS) Séquence de dépôt.

DISCUSSION

La lecture des rapports existants entre la courbe d'évolution des microfaciès et la courbe de susceptibilité magnétique a montré une complication d'analyse et d'interprétation des facteurs contrôlant les variations de la susceptibilité magnétique. La théorie avancée par [Crick et al. \(1994, 1997, 2000, 2001\)](#) stipule que les variations des valeurs de susceptibilité magnétique ont un lien direct avec les fluctuations du niveau marin relatif et l'alimentation du milieu surtout marin par les apports détritiques. Par ailleurs [Da Silva et al. \(2009, 2012\)](#) ont mis en valeur les premières utilisations de la susceptibilité magnétique pour des reconstitutions environnementales et notamment pour identifier les variations eustatiques du niveau (marin) au 3ème ordre (cortèges sédimentaires). Dans le présent travail, les variations de SM sont utilisées non seulement pour les reconstitutions des paléoenvironnements mais également pour l'identification des discontinuités sédimentaires observées dans les faciès aptiens–albiens. Le modèle de dépôt proposé pour les formations d'âge aptien- albien des monts de Constantine représente un haut fond isolé (unattached platform) de type bloc faillé (Fault-block platforms) ([Bosence, 2005](#)).

Durant l'Aptien, les formations Kheneg et Zouaoui sont caractérisées par le développement d'un vaste lagon dans lequel de nombreux patch-reefs et des bancs bioclastiques ont constitué une barrière discontinue qui isole une zone de lagon protégé puis, toujours en arrière, une zone d'estran tidal. La courbe de SM enregistre des valeurs de SM relativement faibles ($0,51 \times 10^{-8}$ m³/kg) et des valeurs négatives sont enregistrées dans les faciès de lagon protégé (RL) du haut fond ($-0,21 \times 10^{-8}$ m³/kg). Ces valeurs négatives de SM sans lien avec les faciès, indiquent la prédominance des minéraux diamagnétiques essentiellement carbonatés (La calcite montre des valeurs théoriques de SM de l'ordre de $-0,005 \cdot 10^{-6}$ m³/kg ([Walden et al., 1999](#))).

Seuls la base de la formation Kheneg (Aptien inférieur) a montré des valeurs extrêmes des faciès continentaux (C) de paléosols ($5,51 \times 10^{-8}$ m³/kg en moyenne).

Durant l'Albien (Albien inférieur), une subsidence tectonique modérée associée à une hausse eustatique globale a engendrée l'enneigement de la plateforme et l'accumulation des apports détritiques fins et le développement des faciès hemipélagiques. La courbe de SM enregistre des valeurs relativement élevées ($2,51 \times 10^{-8}$ m³/kg en moyenne). On remarque que, sur l'ensemble des coupes, plus la proportion en fraction argileuse augmente, plus les valeurs moyennes de SM augmentent. Les valeurs relativement extrêmes montrent deux pôles ; le pôle des faciès de paléosols (C) et le pôle des faciès transgressifs de l'enneigement du haut fond (SP, HP). Les valeurs faibles ou basses sont enregistrées dans les faciès lagunaires et récifaux qui correspondent à la productivité carbonatée maximale et à une agitation intense.

Les variations de la susceptibilité magnétique enregistrées dans les différentes coupes étudiées ont permis de faire ressortir certains facteurs qui ont influencé le signal magnétique tels que la Morphologie de la plateforme ; les surfaces de discontinuités sédimentaires ; l'apport détritique ; les faciès de condensations sédimentaires.

2. INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE DES COUPES

La reconstitution de l'évolution paléogéographique de la plateforme constantinoise durant le passage aptien-albien a nécessité une lecture de l'agencement vertical et horizontal de l'enregistrement sédimentaire ; c'est l'interprétation séquentielle (Vail et al., 1977; Posamentier et al., 1988 ; Posamentier et Vail, 1988). Cette méthode interprétative est fondée essentiellement sur l'identification des séquences de dépôts et leurs limites dans les unités sédimentaires sur des échelles de temps différentes. Dans le cadre de ce travail, seules les séquences majeures de troisième ordre seront identifiées et interprétées dans la mesure où elles définissent les discontinuités sédimentaires majeures. Le modèle adopté est celui d'Exxon (Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1977; Van Wagoner et al., 1988) qui est principalement basé sur la reconnaissance de surfaces de discontinuités majeures. (Van Wagoner et al., 1988, p39).

2. 1. DISCONTINUITÉS MAJEURES (LIMITES DE SÉQUENCES MAJEURES)

Les surfaces de discontinuité sédimentaire définies la première fois par Heim (1924), sont utilisées pour décrire des horizons majeurs dans l'enregistrement des dépôts sédimentaires liés essentiellement à une rupture de sédimentation ou hiatus (Bathurst, 1975; Clari et al., 1995; Immenhauser et al., 2000). Dans les plateformes carbonatées, elles affichent une diversification importante dans les roches carbonatées et peuvent être interprétées soit comme le résultat de l'érosion, l'exposition subaérienne, à la lithification du fond marin, ou une combinaison de ces différents processus (Doglioni et al., 1990; Hillgartner, 1998; Sattler et al., 2005). En stratigraphie séquentielle, les discontinuités sédimentaires représentent les marqueurs clés pour une corrélation des cortèges sédimentaires à l'échelle d'un bassin (Kauffman et al., 1991; Immenhauser et al., 2000; Hamon et al., 2005 ; Christ et al., 2015) et en tant que limites de séquence de dépôt (Durllet & Loreau, 1996; Christ et al., 2012a, b, 2015; Vincent et al., 2015). Cependant, la définition plus générale de la séquence de dépôt donnée par Haq et al (1987), permet d'interpréter certaines discontinuités d'émersion comme limites de séquences (SB). Les discontinuités ont généralement des histoires polyphasées, parce qu'elles enregistrent parfois plusieurs phases successives de régression et de transgression (Hamon et al., 2005).

L'étude sédimentologique menée sur 4 coupes géologiques couvrant l'essentiel de l'intervalle aptien-albien a permis de mettre en évidence l'individualisation de surfaces marquants un arrêt dans l'enregistrement sédimentaire, et représentant des éléments clés pour la reconstitution paléogéographique de la plateforme constantinoise.

Les surfaces ont été étudiées indépendamment de leurs durées en décrivant le faciès, la morphologie, la géométrie et les phénomènes diagenétiques associés ainsi. Les discontinuités sédimentaires observées sont: les surfaces d'émersion et les surfaces de condensation

2. 1. 1. SURFACE D'EMERSION (Fig 5.9 et 10)

Les surfaces d'émersions montrent généralement les limites des trois séquences majeures identifiées dans la série aptien-albien de la région de Constantine. Elles sont caractérisées par des niveaux de paléosols à la base de la séquence (A) observées au Djebel Kheneg et Djebel Zouaoui et une surface d'émersion avec le développement d'un paléokarst relativement caché et ne montre que des vestiges de spéléothèmes (Fig. 5. 9 B et D) au sommet de la séquence B. Une attention particulière a été attirée aux surfaces d'émersion du toit de la séquence majeur B a nécessité une étude diagenétique approfondie des ciments précoces développés sur ces surfaces. Ce sont des surfaces tapissées par des croûtes ferrugineuses et montrent parfois des brèches monogéniques et des fentes de dessiccation. Les faciès de cette surface, montrent des ciments anisopaques microsparitiques en géopètes (GMC) qui se développent au fond des pores moldiques (Fig. 5. 9A). Ces ciments se développent dans un milieu vadose-météorique (Purser, 1969) ou peuvent être issue de l'érosion des substrats affectés par une lithification précoce, (Aissaoui & Purser, 1983 ; Andrieu et al., 2018).

Un autre ciment en dent de chien (DC) est observé sur ces surfaces d'érosion (Fig. 5.10) et montrent des cristaux limpides scalénoédriques non ferreux (coloré en rose avec alizarin-potassium ferricyanure). Ces ciments sont observés dans plusieurs milieux marins météorique (Flügel, 2010) et montrent une minéralogie pauvre en magnésium (LMC; Durllet et Loreau, 1996)

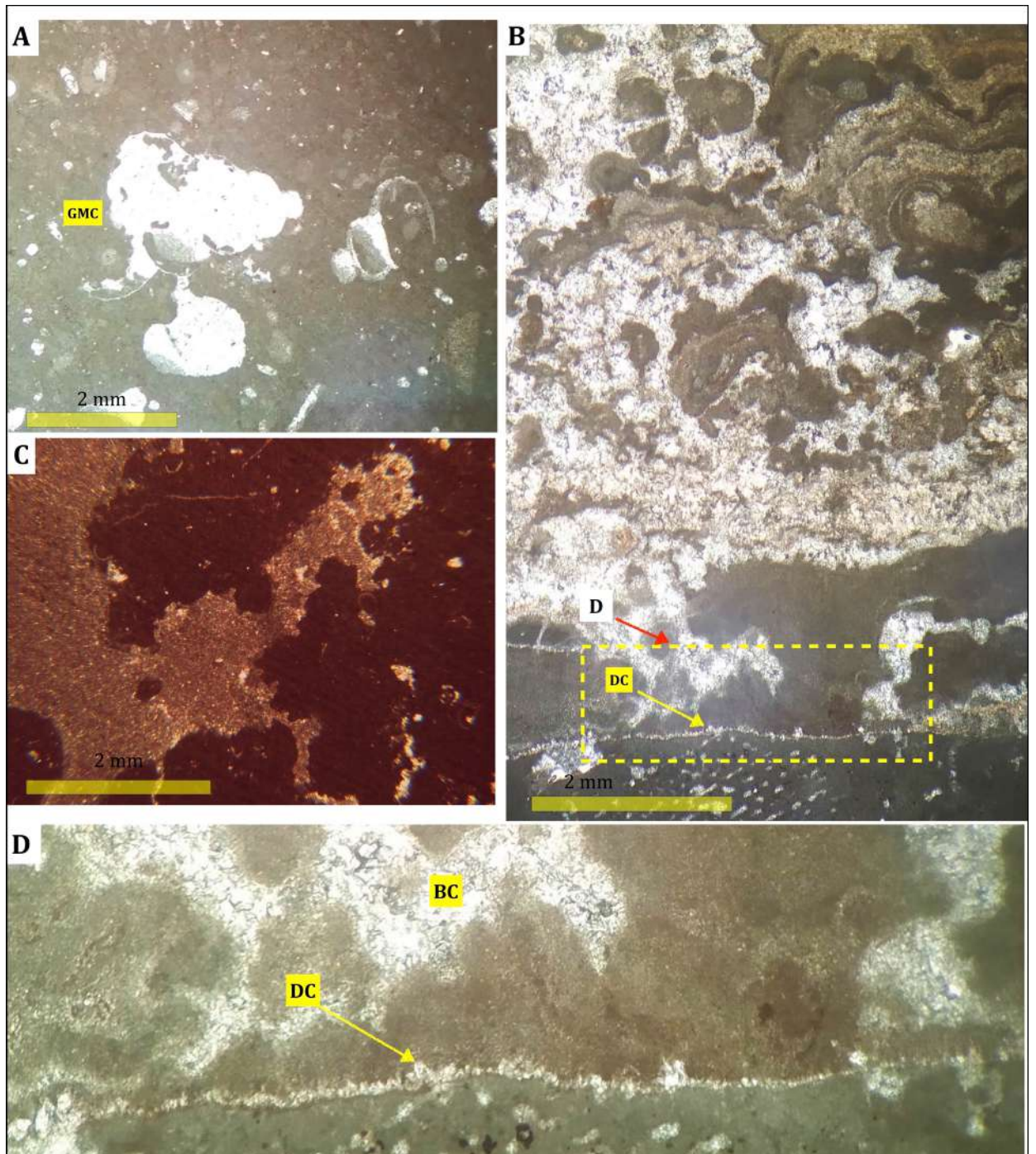


Figure. 5. 9. Faciès et ciments associés à la surface d'émergence DS2 du Djebel Kheneg. (GMC) Ciment moldique en géopete ; (DC) ciment en dents de chien ; (BC) Ciment blocky

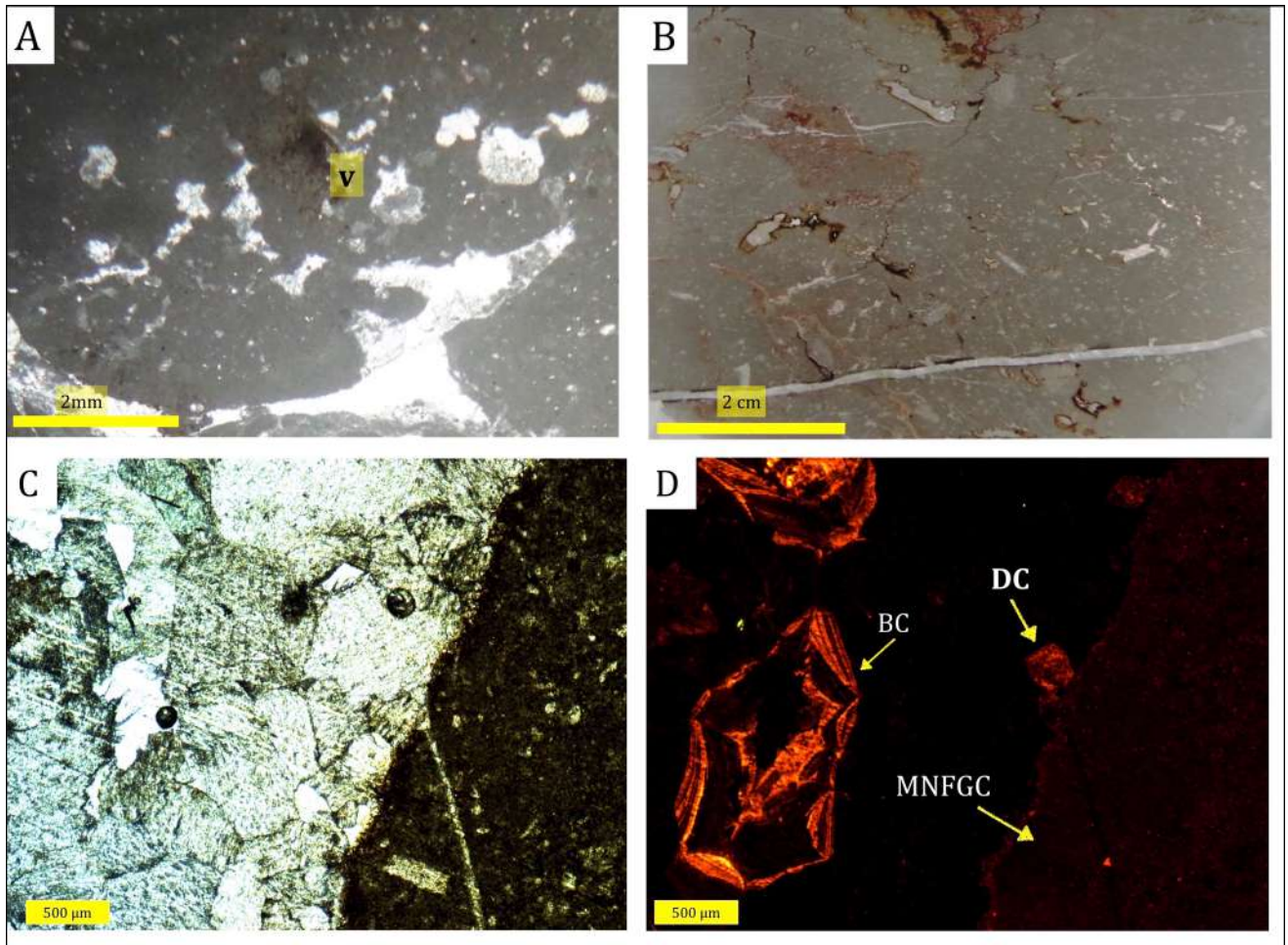


Figure. 5. 10. Surface d'émergence de la limite aptien-albien du Djebel Kheneg. **A:** Circum granular cracks. **B :** lame mince scannée montrant le faciès. **C:** Ciment sparitique observé dans les fentes de dessiccation .**D :** Image en cathodoluminescence d'une lame mince prise sur le surface d'émergence. **(BC)** Calcite blocky. **(MNFGC)** Ciment géopète microsparitique non ferrifère. **(FDC)** Ciment ferrifère en dent de chien.

2. 1. 2. SURFACE DE CONDENSATION

Le terme de condensation stratigraphique, selon le sens proposé par Heim (1934), a été utilisé pour faire référence à l'épaisseur décroissante de toute succession stratigraphique à la suite d'un taux de sédimentation faible voir même absent (Gomez & Fernandez-Lopez, 1994 ; Hillgärtner, 1998 & Strasser ,2016). Les discontinuités de condensation regroupent toutes les surfaces observables à l'affleurement et montrent des phénomènes de bioérosion, de bioturbation intense et des minéralisations authigènes.

-FIRMGROUND DISTAL (OFFSHORE DISTAL)

Les firmgrounds représentent des surfaces qui montrent un réseau de terriers pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre appelé Thalassinoides (Bromley, 1975; Fiirsich, 1979). Dans la région d'étude, les ichnofaciès distaux de glossifungites rencontrés au Djebel Kheneg à la base de la formation Felten (Albien inférieur) suggèrent que le développement des faciès s'est produit dans des conditions off-shore distal à faible énergie. La présence d'ichnofaciès Cruziana dans les packstones à fragments de crinoïdes indique une transgression rapide (Bromley et Ekdale 1986). Ces surfaces sont associées aux cortèges transgressifs de la séquence majeure C.

- HARDGROUNDS SUBTIDAUX DE HAUTE ÉNERGIE (HARDGROUND MARGIN)

Ce type de discontinuité est observé au Djebel Felten au toit de la Formation Zouaoui et montre des faciès de shoals bioclastiques **B3** (Rudstone-grainstone à rudistes et foraminifères transportés). Elles se caractérisent par des organismes encroûtants (le plus souvent des Caprinides à tests épais et à structure fibreuse) et des perforations abondantes et des minéralisations (pyritoëdre, glauconite). Les faciès associés (Fig. 5. 11) montrent le développement des ciments suivants (Fig. 5. 12):

-Un ciment de calcite fibreuse isopaque **IFC** (ou ciment palissadique) traduisant une diagenèse précoce en domaine phréatique marin. Il présente une luminescence brune nuageuse à orange et il apparaît en rose avec une coloration au ferricyanure d'alizarine potassique. Ce type de ciment est attribué à la calcite recristallisée à haute teneur en magnésium (**HMC**) dérivée d'eau phréatique marine, (Durlet et Loreau, 1996; Richter et al., 2003; Knoerich and Mutti, 2006).

-Un ciment de calcite isopaque lamellaire (**IBC**) se développe dans les faciès de shoals (**B**). C'est un ciment non luminescent et non ferreux (coloré en rose avec alizarin-potassium ferricyanure). L'origine de ce ciment a toujours posé un problème et suggère des milieux diagénétiques phréatiques marins ou météoriques (Durlet et Loreau, 1996).

-Un ciment micritique (**MC**) en ménisque ou stalactique observé dans les faciès de rudstones bioclastiques suggère probablement l'émersion définitive du Djebel Felten.

Les ciments isopaques observés uniquement au Djebel Felten, sous la surface SB3 sont interprétés comme appartenant à une diagenèse phréatique marine sous un enfouissement très faible ou nul, associée à la formation d'un fond durci.

En effet, la précipitation de ciments précoces en calcite hautement magnésienne est généralement attribuée à une importante circulation d'eaux marines sursaturées en CaCO_3 dans un sédiment encore poreux et perméable (Durlet, 1996). Ces conditions ont pu être favorisées par un milieu sédimentaire d'énergie modérée à forte, comme en témoignent les faciès de grainstone-rudstones à litages plans et obliques observés dans le passage aptien-albien. Ce type de hardground souligne un changement significatif de microfaciès (B et BR A à HP).

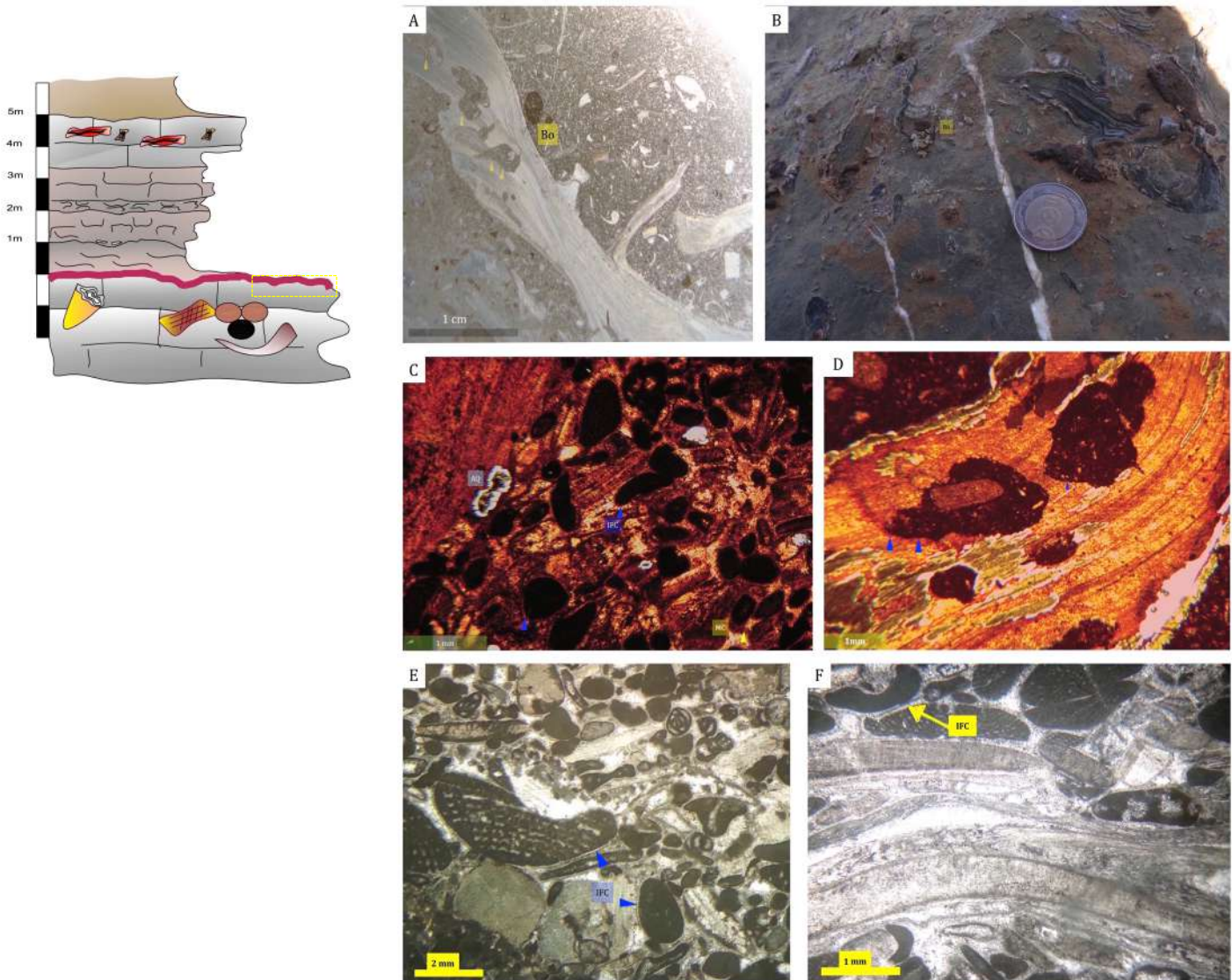


Figure. 5. 11. Faciès et ciments associés au hardground subtidal **DS2 (SB3)** du Djebel Felten. **A** photo scannée d'une lame mince prise sur le faciès de floatstone rudstone à rudiste. **B**: faciès de la discontinuité fini aptienne. **C** et **D**: coloration alizarine sulfonate de soude. **E**: grainstone bioclastique. **F**: Rudstone à rudiste. (**IFC**) Ciment fibreux isopaque; (**Q**) quartz authigène; (**BO**) Microperforation; (**Ru**) Rudiste

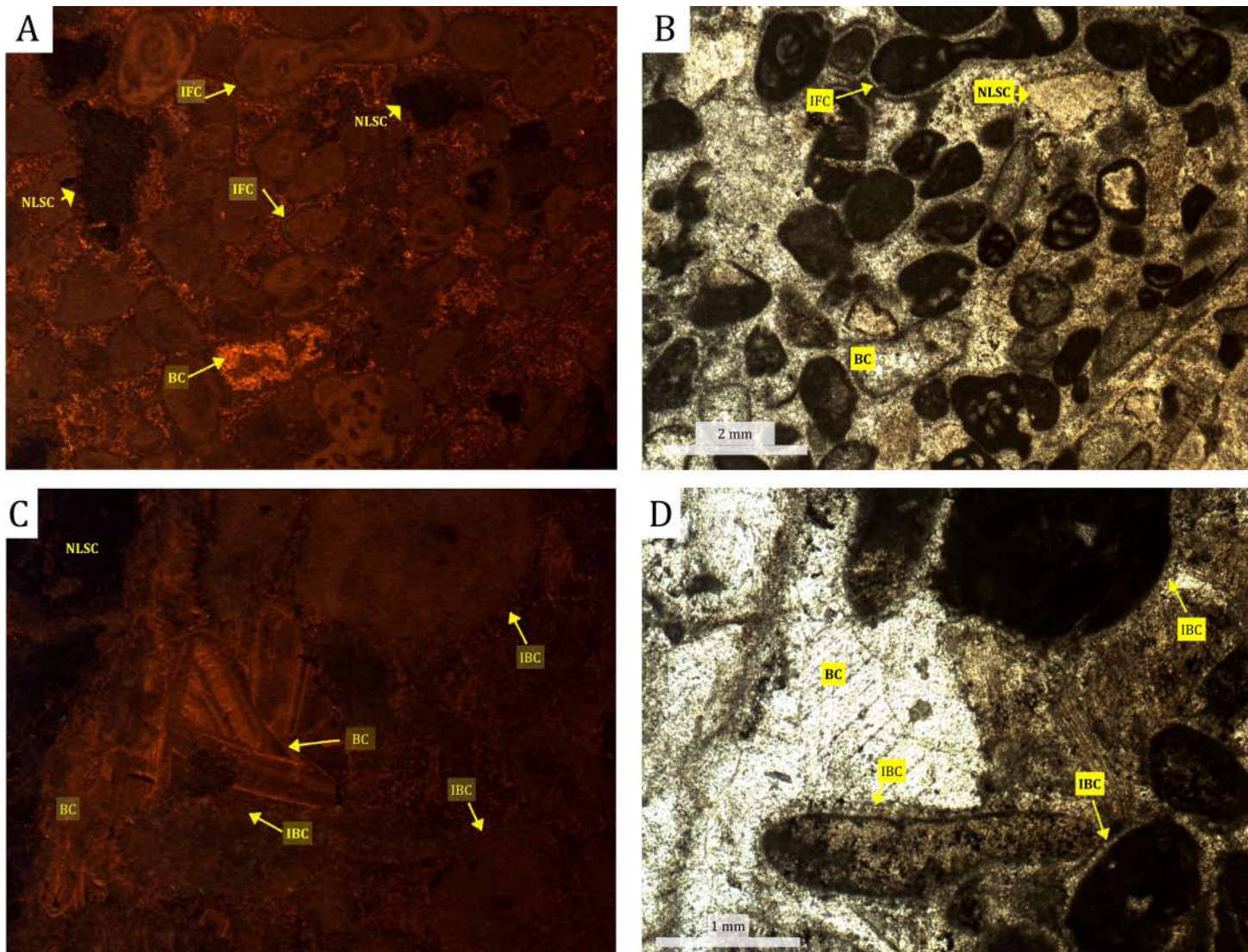


Figure. 5. 12. Les ciments développés sur la discontinuité marine fini-aptienne du Djebel Felten DS1. **A** et **C** vue en cathodoluminescence des ciments associés au hardground subtidal DS1. **B** et **D**: faciès et ciments associée au hardground subtidal. **(IBC)** Calcite isopaque lamellaire. **(BC)** calcite blocky **(IFC)** Ciment fibreux isopaque **(MC)** Ciment en minisque; **(ME)** Enveloppe micritique; **(NLSC)** Ciment syntaxique non luminescent.

2. 2. INTERPRÉTATION DES SÉQUENCES MAJEURES

La définition des cortèges sédimentaires (Systems tracts) est basée sur: (1) l'identification des différents lithofaciès, leur contenu faunique et leurs paléoenvironnements, (2) l'analyse des associations de faciès qui permet de définir des cycles deepening-shallowing, et (3) l'interprétation de leurs géométries et l'enchaînement verticale des strates. Le découpage, en séquences majeures ou cycles de troisième ordre (sensu Haq et al., 1988), défini dans la plateforme constantinoise montre, selon l'enregistrement sédimentaire et l'évolution des paléoenvironnements la distinction de trois séquences majeures:

-Séquence de dépôt **A** (Aptien inférieur à tendance transgressive): elle est observée uniquement au Djebel Zouaoui et Djebel Kheneg et couvre les membres inférieurs de la formation Kheneg. Cette séquence majeure a pris naissance dans une plateforme peu profonde.

-Séquence de dépôt **B** (Aptien supérieur à tendance régressive): elle figure dans toutes les coupes et correspond aux membres supérieurs de la Formation Kheneg et la formation Zouaoui. Cette séquence majeure est caractérisée essentiellement par une sédimentation laguno récifale.

-Séquence de dépôt **C** (Albien à tendance transgressive): elle est définie dans la formation Felten et s'observe dans toutes les coupes étudiées. Cependant, au Djebel Zouaoui, suite aux déformations tectoniques, seules les membres inférieurs sont piégés dans le graben. Cette séquence majeure est caractérisée principalement par des environnements hémipélagiques.

2. 3. 1. SÉQUENCE A (Lagunaire)

La séquence **A**, observée au Djebel Zouaoui et au Djebel Kheneg est identifiée dans les membres inférieurs de la Formation Kheneg. Elle est marquée à sa base par une limite de séquence majeure (Sequence boundary **SB**) identifiée dans les faciès de paléosols (C1 et C2). Deux cortèges s'empilent pour constituer cette séquence de dépôt avec des épaisseurs de 30m au Djebel Kheneg et 45m au Djebel Zouaoui.

Au Djebel Zouaoui la limite inférieure de cette séquence est marquée par un niveau de paléosols (C) où la plateforme a enregistré une surface érosive d'émersion. Les cortèges transgressifs (**TSTa**) montrent une évolution des faciès, de wackestone à miliolites, de lagons restreint, vers des packstones de plus en plus riches en orbitolines et qui indiquent l'ouverture avec le domaine marin franc. La surface d'inondation maximale (**MFSa**) est marquée par des bioaccumulations à orbitolines. Les cortèges de haut niveau marin (**HSTa**) commencent par des faciès de milieu ouvert (grainstones bioclastiques-packstone à foraminifères benthiques et algues vertes) et évoluent en progradation vers les environnements restreints voir même proche de l'émersion (tidal flat **T1** et **T2**).

Au Djebel Kheneg la limite inférieure de cette séquence est matérialisée par des croûtes de galets noirs, de conglomérats (Calcirudite) et s'observent sur plusieurs centimètres d'épaisseurs avec une forme ondulée. Les faciès lagunaires de type wackestone- packstone à algues vertes et ostracodes représentent les premières séquences du cortège transgressif (**TSTa**). Les paraséquences, qui le composent, enregistrent une tendance à l'approfondissement et montrent une sédimentation de lagon très peu profond, riches en algues et ostracodes. Le cortège de haut niveau marin (**HSTa**) identifié au-dessus des niveaux bioclastiques de lagon ouvert (**HSTa**), montre des faciès de packstones à peloïdes et oncoïdes (RL) surmontés en progradation par des mudstones-bindstone de chenaux de marées (T).

2. 2. 2. SÉQUENCE B (laguno -récifale)

Cette séquence correspond à la partie supérieure de la formation Kheneg et la formation Zouaoui. Elle a été identifiée au-dessus d'une surface érosive d'émersion SB (KDS2) représentée principalement par des croûtes laminées qui indiquent une diminution de la bathymétrie ([Flügel et Steiger, 1981](#)).

Au Djebel Felten, le cortège transgressif (**TSTb**) est indiqué par une évolution des faciès de packstones bioclastiques à foraminifères benthiques et ostracodes (RL) vers des faciès de packstones-wackestones à orbitolines, bivalves et échinodermes d'environnements marin ouvert (OL). Des niveaux de bioaccumulations bioturbées riches en orbitolines, alvéolines et rudistes représentent la surface d'inondation maximale (**MFSb**). Au-dessus de cette surface, le cortège de haut niveau marin (**HSTb**) est marqué par la mise en place des bioconstructions à rudistes perforés et érodés (B2) et l'abondance des faciès wackestones-mudstones à miliolles et algues vertes de lagon restreint.

Au Djebel Zouaoui, le cortège transgressif présente des similitudes avec celui du Djebel Felten avec l'installation des environnements marins ouverts à orbitolines. La surface (**MFSb**) est soulignée par des niveaux bioclastiques fortement bioturbés. Le cortège de haut niveau marin (**HSTb**) est caractérisé par l'installation des boundstones à coraux.

Au Djebel Kheneg, le (**TSTb**) montre une rétrogradation du wackestone à algues et foraminifères de lagon restreint vers des packstones bioclastiques de lagon ouvert profond. La surface (**MFSb**) est identifiée dans les niveaux à rudistes et orbitolines fortement bioturbés (Thalassinoïdes). Le cortège (**HSTb**) est distingué par la progradation des faciès rudstones-packstones bioclastiques de lagon ouvert vers les wackestones-bindstones à miliolles de chenaux de marées (tidal-flat marls).

Au Djebel Karkara, l'approfondissement du milieu est marqué par le dépôt de bioaccumulations à orbitolines et rudistes et représente le cortège de transgression (**TSTb**).

Au sommet de ces faciès, des niveaux de rudstones-packstone à rudistes intensément bioturbés, montrent une zone d'inondation maximale (**MFSb**). Le cortège de haut niveau marin (**HSTb**) est caractérisé par le passage des grainstones-packstones à rudistes et orbitolines vers des wackestones-bindstones de tapis microbien.

Cette séquence majeure est couronnée par une surface durcie repérable sur le terrain et synchrone à travers toutes les coupes et elle marque le passage aptien-albien (DS2).

2. 2. 3. SEQUENCE C (hémipélagique)

Sur l'ensemble des coupes étudiées, la troisième séquence de dépôt est caractérisée par une sédimentation mixte, carbonatée et silico-clastiques. Cette séquence a été identifiée dans les faciès d'âge albien.

Au Djebel Felten, le cortège transgressif (**TSTc**) est placé au-dessus de la surface durcie (Hardground) fini-aptienne et montre essentiellement des faciès de packstone bioclastique à échinodermes et foraminifères pélagiques. La sédimentation marneuse s'est rapidement installée avec des apports terrigènes ayant gagné la plateforme. La plateforme est envahie par des apports détritiques importants. La surface d'inondation maximale (**MFSc**) est placée dans une zone fossilifère (échinodermes et globigérinoïdes) de mer profonde hémipélagique. Ces niveaux sont surmontés par des bancs de calcaires bioclastiques fortement bioturbés qui marquent la base du cortège de haut niveau marin (**HSTc**). Les faciès de ce dernier cortège évoluent des vers des environnements périrécifaux et récifaux à rudistes.

Au Djebel Karkara, la limite inférieure de cette séquence (SB) est soulignée par une surface d'émersion. Le cortège transgressif (**TSTc**) est indiqué par la mise en place des faciès marneux riches en foraminifères pélagiques et benthiques de mer ouverte de l'offshore. Le cortège de haut niveau marin (**HSTc**) est caractérisé par un changement progressif du faciès de mer profonde hémipélagique vers des faciès de shoal (grainstones, Rudstones) et de barrière une progradation des faciès plus profonds vers les faciès de pente récifale et shorface. Ces deux cortèges sont séparés par un intervalle où la surface d'inondation maximale (**MFSc**) a été repérée dans les calcaires argileux riches en foraminifères planctoniques. Le sommet de cette séquence est marqué par une surface intensément perforée et encroutée.

Au Djebel Kheneg, le cortège transgressif (**TSTc**) marque l'évolution des environnements de la bordure de plateforme externe (Margin) vers des environnements plus profonds (offshore). Il montre des associations de faciès de mer ouverte, riches en échinodermes et foraminifères planctoniques et évoluent vers des environnements hémipélagiques relativement calmes. Plusieurs niveaux de bioturbation marqués par des thalassinoïdes attestent un ralentissement de la sédimentation.

Ces cortèges sont coiffés par un hardground qui montre des encroûtements, des imprégnations de glauconite et de pyrite; ce sont des faciès caractéristique d'une surface d'inondation maximale (**MFSc**). Le cortège de haut niveau marin (**HSTc**) est constitué essentiellement par des faciès récifaux et péri-récifaux.

3. DISCUSSION ET CORRÉLATION

Les trois séquences majeures identifiées dans les unités lithostratigraphiques d'âge aptien-albien (Fig. 5.13) montrent une tendance à l'approfondissement qui coïncide généralement avec la remontée relative du niveau marin enregistré dans les mers crétacées (Haq et al.,1987). Les limites les plus importantes de ces séquences, ont été enregistrées durant la régression fini-aptienne ou durant le passage aptien-albien. Les corrélations des coupes étudiées sont basées principalement sur la limite inférieure de la formation Felten (SB2) qui coïncide avec la discontinuité fini-aptienne corrélable à l'échelle du domaine téthysien. Cette limite souligne un changement drastique des milieux de sédimentation dans lesquelles la plateforme constantinoise a été noyée (drowning) par la mer transgressive albienne (Albien inférieur).

3. 1. DISCONTINUITÉS ET CHANGEMENTS FACIOLOGIQUES MAJEURS

La limite supérieure de la séquence majeure (**A**) observée au Djebel Zouaoui et Djebel Kheneg est représenté par une surface d'émersion où régnaient des conditions subaériennes. Ce sont des surfaces ondulées avec des calcrêtes, des galets noirs et des cavités remplies d'argile verte. Ces surfaces soulignent l'émersion de la plateforme constantinoise.

Une surface d'érosion majeure marque le sommet de la Formation Zouaoui et semble être relativement synchrone sur toutes les coupes étudiées. L'origine de cette surface est liée à la réorganisation tectonique de la plate-forme constantinoise initiée au Crétacé inférieur, à laquelle s'ajoute une chute du niveau marin (Haq et al.,1987). Cette surface d'émersion coiffe l'ensemble des dépôts laguno-récifaux d'âge aptien supérieur qui est relativement diachrone sur l'ensemble des coupes étudiées. L'émersion est d'abord enregistrée dans les zones plus proximales puis vers les zones plus distales avec le développement d'une discontinuité composite (DS1) au Djebel Felten. Néanmoins, la transgression albienne est très rapide et donc quasi synchrone. L'aspect composite de cette surface fini-aptienne et la reprise de la transgression albienne, la caractérise comme des lignes-temps relativement synchrones sur toutes les coupes.

3. 2. FACIES DE DÉPÔTS ET SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

L'utilisation des courbes de SM à des fins de corrélation requière certaines précautions en se référant toujours aux courbes des microfaciès. Dans ce travail, il était nécessaire de suivre les variations de SM dans l'espace (changements latéraux d'environnements), dans le temps (intervalle Aptien -albien) et au sein des discontinuités sédimentaires afin d'établir les rapports directs entre le signal magnétique et les variations des paléoenvironnements.

Dans le temps ; durant l'Aptien, la plateforme Constantinoise montre une structure de Haut-fond à sédimentation laguno-récifale avec des valeurs de SM faibles voir mêmes négatives à l'exception des pics enregistrés dans les surfaces d'émersions. L'enneigement (drawing) du Haut-fond constantinois, enregistré durant l'Albien (probablement Albien inférieur) et l'abondance des apports détritiques avaient une influence sur l'augmentation des valeurs moyennes de SM.

Dans l'espace ; les courbes de SM montrent une tendance à l'augmentation du Nord vers Sud et enregistrent les maxima au Djebel Felten. Cela, nous incite à placer ce dernier dans une position plus externe du haut fond constantinois par rapport aux autres massifs.

Les discontinuités sédimentaires observées dans les coupes étudiées coïncident avec des pics visibles sur la courbe de SM. Dans cette études deux surfaces clés sont bien repérées : la limite inférieure de la séquence majeure (A) matérialisée par des niveaux de paléosol (C), s'est bien exprimée sur la courbe de SM avec des valeurs moyennes ($9,871 \times 10^{-8}$, $4,87 \cdot 10^{-8}$ m³/kg). La courbe de SM enregistre des pics corrélables sur la coupe du Djebel Kheneg et Djebel Zouaoui où ils coïncident avec une émersion importante durant l'Aptien inférieur (Biozone *Salpingoporella dinarica*) de la plateforme constantinoise. La deuxième surface (SB3) qui coïncide avec la discontinuité fini aptienne, est très bien marquée sur la courbe de SM, mais elle enregistre des valeurs de SM relativement inférieures à celles correspondants aux surfaces des paléosols (SB1) avec une moyenne de $5,6 \cdot 10^{-8}$ m³/kg.

3. 3. ASSOCIATIONS BIOTIQUES

Sur l'ensemble des séquences majeures identifiées dans la région d'étude dans l'intervalle aptien-albien, les variations des associations biotiques s'accompagnent de changement de morphologie de la plate-forme, de variations : climatiques, eustatiques et tectoniques. Dans les coupes étudiées, les corrélations réalisées doivent en effet tenir compte essentiellement des migrations latérales (proximo-distales) des environnements de dépôts au gré des fluctuations du niveau marin relatif.

L'Aptien inférieur est marqué principalement par l'abondance des associations photozoans dominées par les algues vertes (*Salpingoporella dinarica*) et qui sont progressivement remplacées par des associations hétérozoans riches en orbitolines (*Mésorbitolina parva*). L'exondation de la plateforme a engendré la mise en place des niveaux de paléosols et des faciès proches de l'émersion. Le haut fond émergé est à nouveau envahi par la mer et un intervalle transgressif montre le développement des faciès à orbitolines, à rudistes et à bioconstructions isolées associés à des tapis microbiens (*Lithocodium* et *Bacinella*). La diversité des orbitolines a nettement diminué durant l'Aptien supérieur et est remplacée par les formes de mers chaudes (*Miliolina*). A l'Aptien supérieur, des biostromes à coraux (*Scleractinian coral*) se sont installées au-dessus des faciès de lagon restreints riches en foraminifères benthiques d'eau chaude (*Archeoalveolina reicheli*). La surface d'émersion fini aptienne surmonte ces dernières associations.

Durant l'Albien inférieur, la plateforme est caractérisée par l'accroissement des apports détritiques associés au niveau marin toujours très haut, ne permettant plus le développement des organismes euphotiques mais plutôt aidant à la prolifération des échinodermes, algues corallinacées ammonites, bélemnites, crinoïdes et bryozoaires; des organismes qui nécessitent moins de lumière (hétérophotiques à oligophotiques).

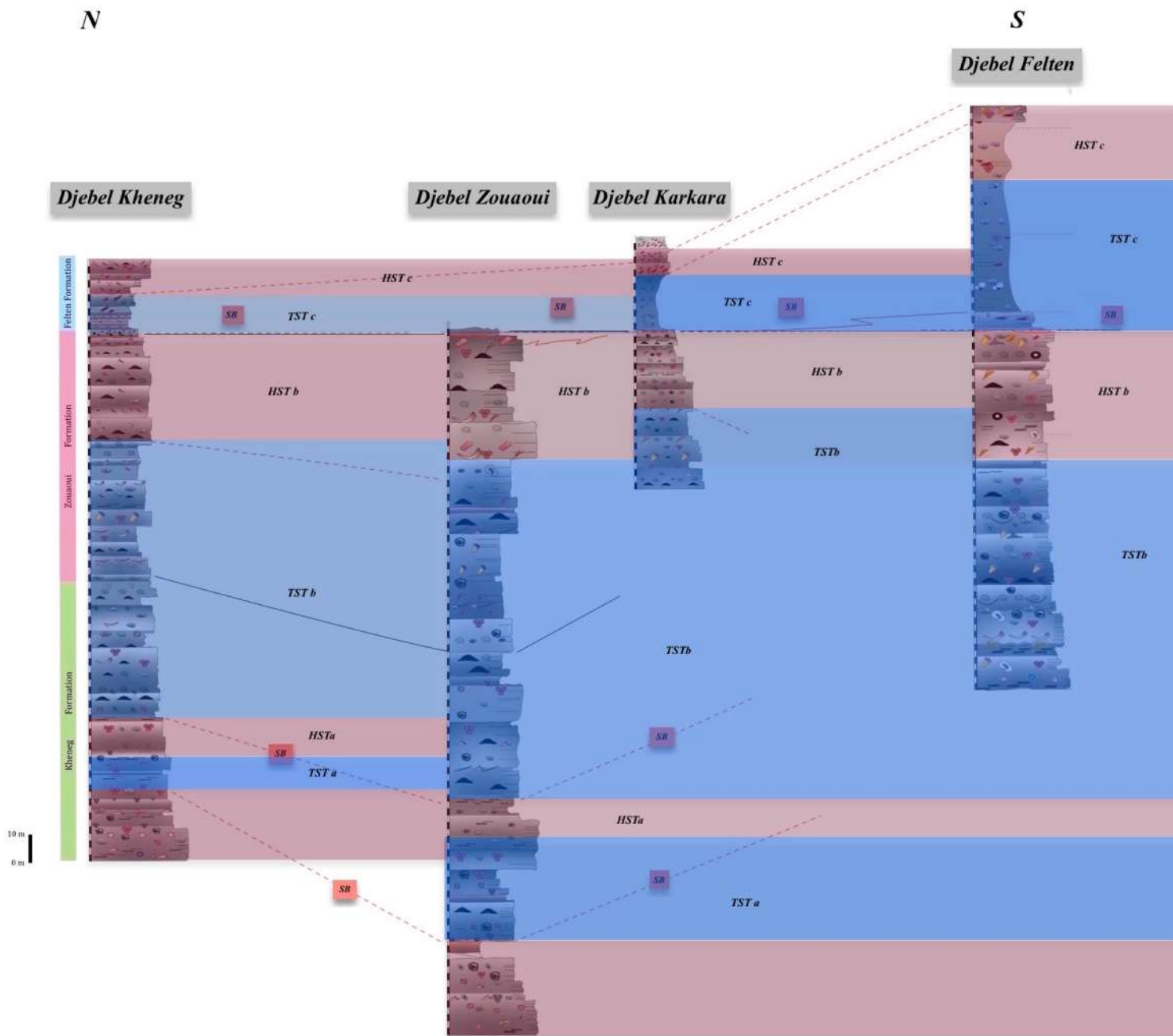


Figure. 5. 13. Corrélation des séquences de dépôts de l'intervalle Aptien albien dans la région de Constantine. La surface de référence SB située au toit de la formation Zouaoui.

4. EVOLUTION DE LA PLATEFORME CONSTANTINOISE

Au Crétacé inférieur, le schéma paléogéographique de la marge sud téthysienne montre le développement des plateformes carbonatées avec une sédimentation silico-clastique épisodique. Ces plateformes sont parfois isolées en donnant naissance aux haut-fonds avec une sédimentation laguno-récifale dominante; c'est le cas de la Plateforme Constantinoise. Son développement est initié probablement par une surrection (uplift) locale, entraînant une chute de la bathymétrie, voire une émergence à la fin de l'Aptien supérieur. Par la suite, une subsidence tectonique modérée associée à une hausse eustatique globale au cours de l'Albien inférieur, a engendrée l'ennoiement de la plateforme, l'accumulation des apports détritiques fins et le développement des faciès hémipélagiques. Le modèle proposé pour l'évolution verticale des séquences majeures s'inscrit dans le cycle régressif-transgressif de deuxième ordre (Fig. 5.14) qui caractérise l'Aptien et l'Albien (Haq et al., 2014).

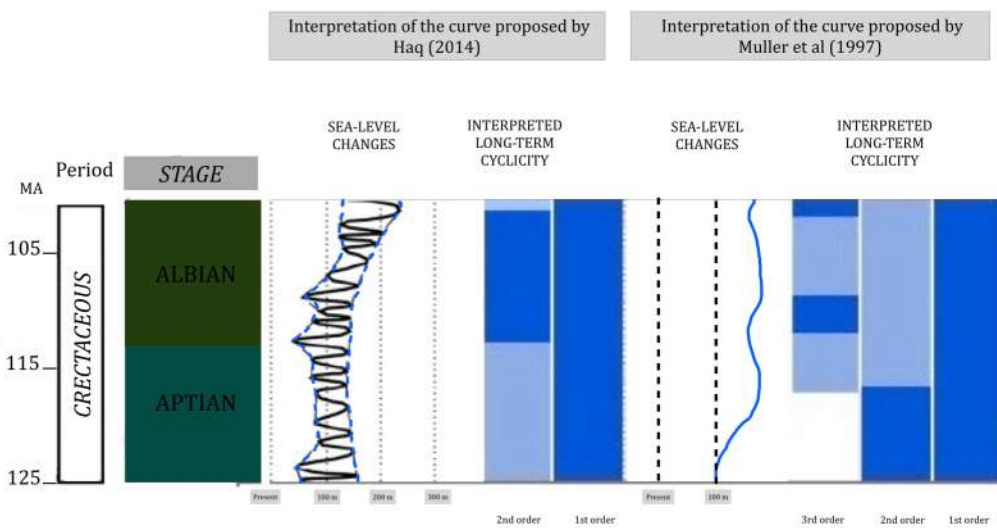


Figure. 5. 14. Interprétation des cycles eustatiques crétacés à long terme. Ruban (2015 et 2018)

4. 1. APTIEN INFÉRIEUR

La plateforme isolée est le siège d'une sédimentation lagunaire très peu profonde pratiquement constante avec une dominance d'algues vertes et d'ostracodes. La courbe des microfaciès montre des tendances régressives enregistrées dans la formation Kheneg et dans laquelle deux surfaces d'émersion ont été mise en évidence. Ces surfaces se sont installées suite à une chute du niveau marin et ou un uplift de la plateforme (Haq et al.,2014). Au sommet de cette formation, l'apparition des faciès riches en foraminifères benthiques de lagon ouvert (subtidal) notamment les orbitolines (*Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis* sp) envahissent la plateforme où les tendances transgressives sont de plus en plus fréquentes.

4. 2. APTIEN SUPÉRIEUR

La plateforme est dominée par une sédimentation lagunaire souvent de mer ouverte, soulignée par la mise en place occasionnelle de bioconstructions à rudistes (*Eoradiolite jumillensis* sp., *Caprina douviellei* sp., *Eoradiolites ibizanus*, *Caprina parvula*). La courbe des microfaciès des coupes étudiées, montre des tendances transgressives durant l'Aptien supérieur entraînant d'abondantes associations de foraminifères benthiques : *Mesorbitolina subconca*, *Mesorbitolina parva*, *Mesoritolina texana*, *Debarina hahounerensis*, *Sabaudia minuta*, *Archeoalveolina reicheli*). Au sommet de la formation Zouaoui, des faciès régressifs s'installent rapidement juste au-dessous de la surface d'émersion fini aptienne observée au Djebel Kheneg et Djebel Karkara. Au Djebel Zouaoui, cette chute de niveau marin déjà signalée sur la marge tethysienne (Haq et al., 2014) a favorisé la mise en place de biostromes coralliens. Vers le sud de ces massifs, au Djebel Felten ces faciès passent latéralement vers des shoals bioclastiques.

Il est à noter que la séquence B montre des faciès rétrogradants du sud vers le nord. Au Djebel Kheneg, Djebel Karkara et Djebel Zouaoui occupant probablement une situation plus proximale du haut-fond montre des faciès principalement de lagon ouvert (OL3, OL2) par fois agité entrecoupés parfois par des faciès de lagon restreint. Vers le sud, au Djebel Felten, ces faciès évoluent vers des bioaccumulations (OL1) et des shoals (B2) bioclastiques qui indiquent des environnements plus externes du Haut-fond. Cela a suggéré la position plus externe du Djebel Felten durant au moins l'Aptien supérieur. La discontinuité sédimentaire, enregistrée à la fin de l'Aptien sur tous les massifs étudiés, a enregistré un paléorelief qui a contrôlé par la suite la sédimentation albienne. Cette discontinuité est représentée par des surfaces d'émersion sur les Djebels Kheneg, Karkara et Zouaoui (ciment vadose, fentes de dessiccation et structures géopètes) et un hard ground subtidal sur le Djebel Felten.

La phase d'émersion, datée aptien terminal enregistrée sur une partie de la plateforme, suggère probablement un basculement au moins d'âge Aptien terminal et coïncide avec la distension régionale repérée sur la marge téthysienne d'âge aptien terminal-albien moyen (Chikhaoui et al., 1991 ; 1998)

4. 3. ALBIEN INFERIEUR

L'alimentation de la plateforme par des épandages terrigènes fins et le développement d'une faune de mer ouverte abondante (échinodermes, huîtres, foraminifères planctoniques) suggèrent l'approfondissement de la plateforme et l'ennoiement du haut fond.

En effet, les rudistes, les algues vertes et les foraminifères benthiques, communs dans les sédiments aptiens, deviennent beaucoup plus rares dans les dépôts de albiens, tandis que les échinodermes et les foraminifères planctoniques (*Hedbergella sp.*, *Ticinella roberti* *Globigerinelloides ferreolensis* Moullade, *Favusella sp.*, *Favusella washitensis*) sont beaucoup plus abondants.

A l'échelle du domaine téthysien, la vitesse de la subsidence et/ou de l'élévation du niveau marin dépasse la vitesse de production des carbonates (give up) et des apports terrigènes fins importants conduisent un ralentissement de la sédimentation carbonatée (Schlager, 1981). L'Aptien est caractérisé par une période de greenhouse et un pic de refroidissement a été repéré entre l'Aptien terminal et l'Albien inférieur (Herrle et al., 2003; 2004, Mutterlose et al., 2003; 2009; 2014).

Les corrélations effectuées sur l'ensemble des coupes étudiées ont permis de proposer un uplift de la plateforme et un basculement du nord vers le sud durant au moins la fin de l'Aptien supérieur (Fig. 5. 15).

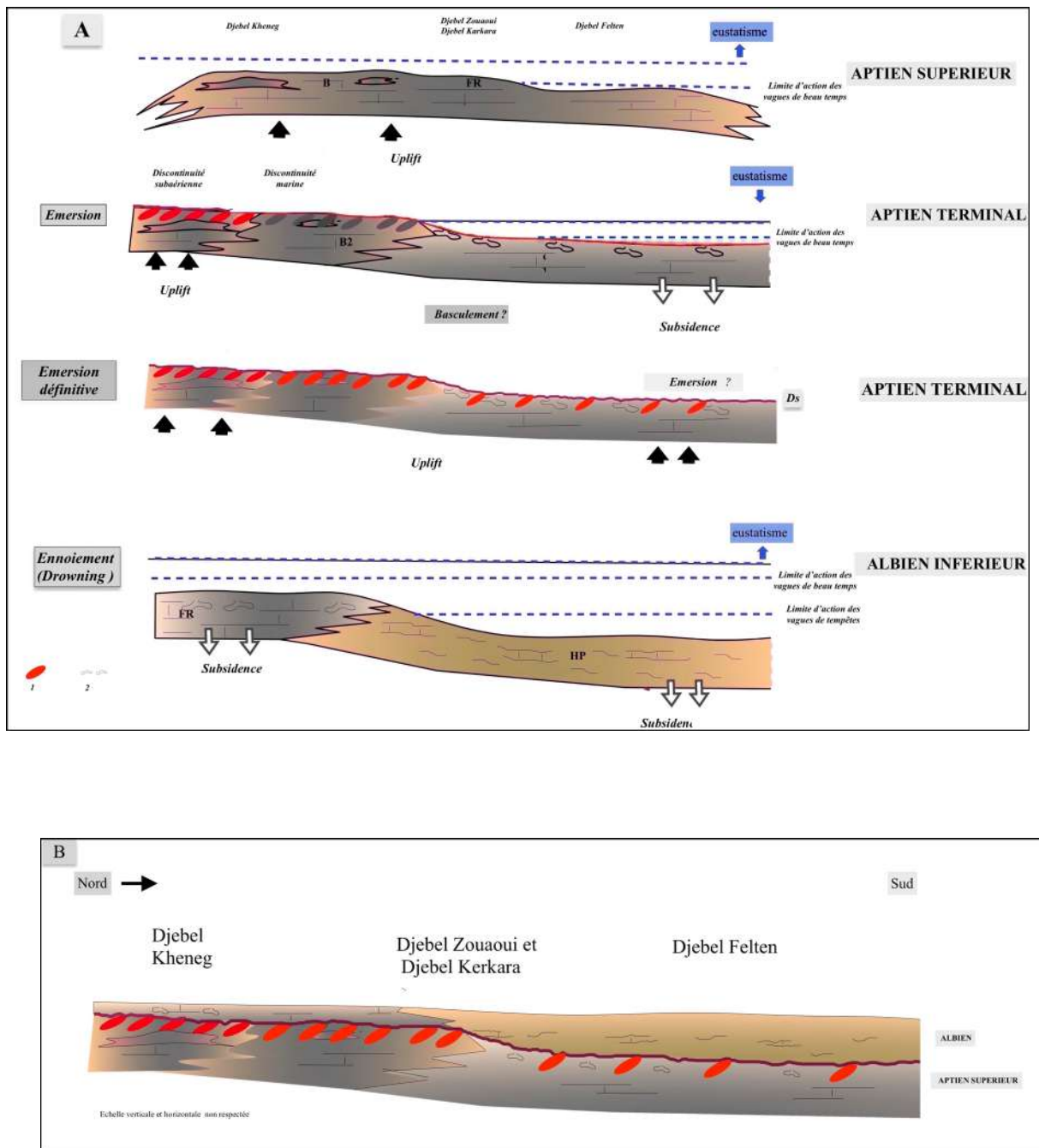


Figure. 5. 15. A: Evolution paléogéographique de la plateforme constantinoise durant l'intervalle aptien supérieur-albien le cas de la région de Constantine. B: coupe synthétique représentant les variations latérales de faciès enregistrées durant l'intervalle aptien supérieur-albien inférieur. (1) surface d'émersion, (2) surface bioturbée.

CONCLUSION

L'analyse des variations latérales et verticales des paramètres tels que les faciès, les épaisseurs des unités sédimentaires, les associations biotiques, la cyclicité et la susceptibilité magnétique ont permis de retracer deux morphologies différentes de la plateforme constantinoise:

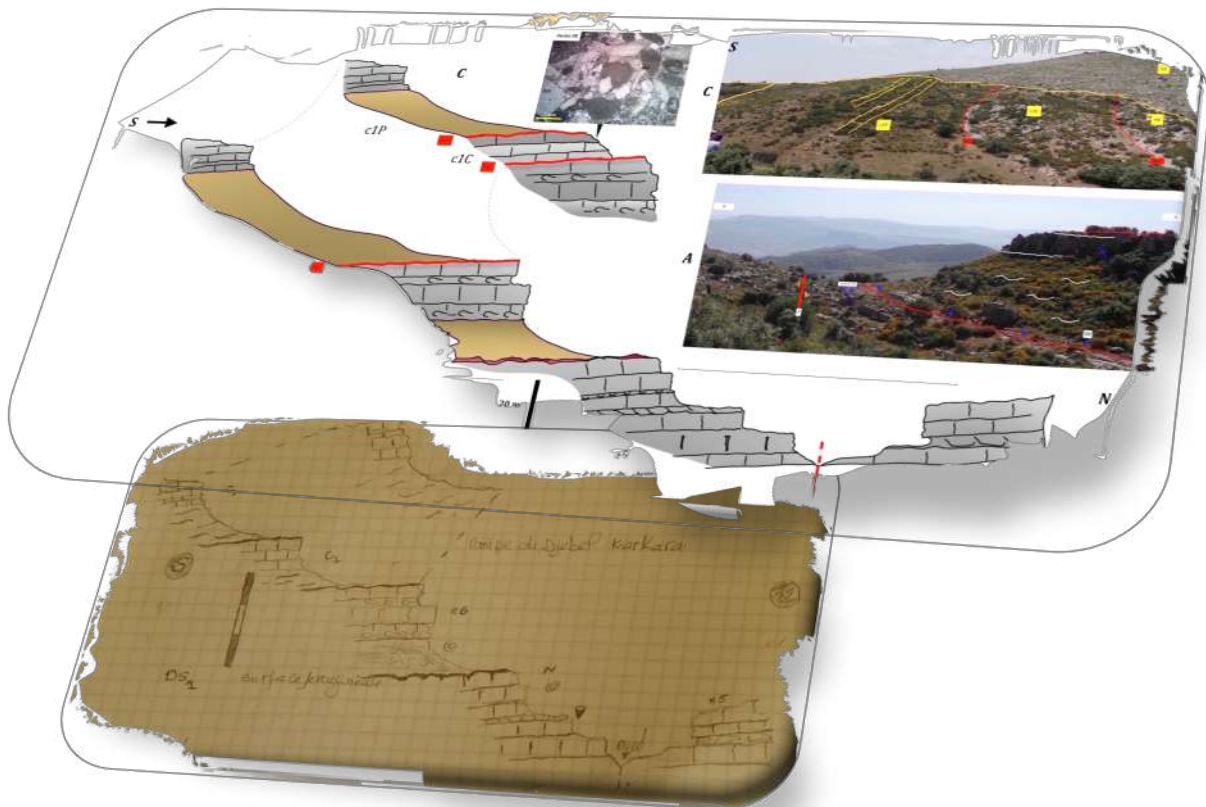
- une plateforme isolée (haut- fond) à sédimentation laguno-récifale: elle s'est individualisée durant l'Aptien et elle est dominée principalement par les associations biotiques photozoans.
- Une plateforme noyée qui est le siège d'une sédimentation hémipélagique développée durant l'Albien inférieur. Elle est caractérisée par la dominance des apports argileux et des associations biotiques hétérozoans.

Le passage aptien-albien caractérisé par un changement drastique de faciès, souligné par une discontinuité sédimentaire d'émersion sur l'ensemble du Djebel Kheneg, Djebel Karkara, et Djebel Zouaoui et un hardground sous-marin au Djebel Felten. Ces surfaces interprétées en tant que limites de séquences majeures, enregistrent un signal magnétique relativement fort ($5 \cdot 10^{-8}$ m³/kg en moyenne) et coïncide avec le pic de refroidissement global enregistré sur la courbe eustatique de [Haq et al. \(2014\)](#).

Les corrélations effectuées sur l'ensemble des coupes étudiées ont permis de proposer un uplift de la plateforme et un basculement du nord vers le sud durant au moins la fin de l'Aptien supérieur. Ce bouleversement paléogéographique du passage aptien-albien, bien que probablement en relation avec la tectonique et les variations du niveau marin soient peut-être également liée aux variations climatiques non abordées dans ce travail.

CHAPITRE 6

ELEMENTS DE REFLEXION SUR LES SUPERPOSITIONS DES UNITES STRUCTURALES



INTRODUCTION

Durant le Crétacé inférieur, la plateforme constantinoise s'est individualisée en un haut fond isolé dans la mer sud téthysienne. Cette plateforme a montré durant le passage aptien-albien des phases d'émersions, des lacunes stratigraphiques et des changements drastiques de sa morphologie. Dans la plateforme constantinoise, cette limite a toujours représenté un substrat rigide, sur lequel repose le modèle des unités charriées développés et proposés par de certains structuralistes.

Dans ce chapitre, il sera fait particulièrement attention aux contacts de charriage identifiés entre la plateforme constantinoise et l'unité péni-tellienne qui sont observés dans la région d'étude. Une lecture critique de l'interprétation structurale des lambeaux charriés se fera sur la base de deux éléments principaux : la disposition et la géométrie des couches géologiques et le type faciologique des sédiments.

Il faut savoir, que ces limites qualifiées de contacts de charriage coïncident parfaitement avec les discontinuités sédimentaires d'âge probablement fini-aptien.

1. UNITES STRUCTURALES ET SUPERPOSITIONS VERTICALES

La plateforme néritique constantinoise scindée aujourd'hui par l'effet de la tectonique plio-quaternaires en massifs isolés (horsts), a subi suite aux phases tectoniques principalement miocènes un déplacement vers le Sud. Vila, en 1978 a introduit un modèle structural au sein duquel s'individualise cette plateforme comme un haut fond émergé définitivement à la fin du Crétacé supérieur. Cette plateforme a constitué durant la phase miocène un bâti parautochtone chevauché par les unités telliennes.

1. 1. PARAUTOCHTONE CONSTANTINOIS (plateforme constantinoise)

Sur près de 160 km d'Ouest en Est et sur 80 km du Nord au Sud la tectonique tardive a dispersé les affleurements des séries néritiques constantinoises en massifs isolés. Ces derniers constituent un haut fond à sédimentation essentiellement carbonatée situé entre, d'une part le sillon Tellien à l'Ouest et le sillon des Sellaoua à l'Est et d'autre part entre le domaine des nappes au Nord et l'avant pays atlasique au Sud. Ces massifs sont répartis du Nord au Sud en trois groupes (fig. 6.1) :

- Un groupe nord oriental autour de Guelma ;
- Un groupe central autour de Constantine ;
- Un groupe méridional autour d'Ain M'lila ;

Selon les travaux antérieurs (Van de Fliert, 1955; Vila, 1980), ces massifs comportent des formations marines continues allant du Trias au Turonien, qui sont relayés vers le haut par des formations discordantes à dominantes marneuses datées Sénonien.

Dans ce présent travail, seuls les massifs constantinois (Constantinois central) sont concernés par une nouvelle lecture paléogéographique de l'empilement vertical des séries géologiques.

1. 2. UNITÉ PENI-TELLIENNE

Le domaine paléogéographique péni-tellien ou sillon tellien (Fig.6.1) introduit et défini pour la première fois par Vila (1978), Guellal et al. (1977), est caractérisé par des faciès sédimentaires similaires à ceux de la plateforme constantinoise. Sur le schéma paléogéographique de l'Algérie nord orientale reconstitué par Vila (1980), ce domaine paléogéographique individualisé durant l'Albien, montre une ceinture de faciès de mer ouverte moyennement profonde à l'Ouest de la plateforme Constantinoise. Le Péni-Tellien est observé uniquement dans l'Algérie nord orientale et demeure inconnu dans le reste de l'Afrique du Nord. Il était le siège d'une sédimentation particulière caractérisée principalement par des faciès de transition entre un domaine lagunaire peu profond et un domaine marin ouvert profond. Les séries sédimentaires jurassico-crétacées rapportées à ce domaine se présentent sous formes de deux structures : la première sous forme de fenêtres sous les nappes telliennes (Fig. 6.1) et la deuxième, en lambeaux charriés chevauchants le parautochtone constantinois (Constantinois central).

Dans la région de Constantine, les lambeaux péni-telliens cartographiés dans les massifs étudiés (les Djebels : Kheneg, Zouaoui et Karkara) montrent essentiellement des séries hémipélagiques d'âge albo-vraconien. Ils chevauchent les unités lithostratigraphiques aptiennes de la plateforme constantinoise où les contacts de charriage coïncident principalement avec la discontinuité sédimentaire fini-aptienne. C'est sur ces surfaces du passage aptien-albien que nous avons initié et développé des analyses sédimentologiques afin d'établir une nouvelle interprétation de la structuration de cette région.

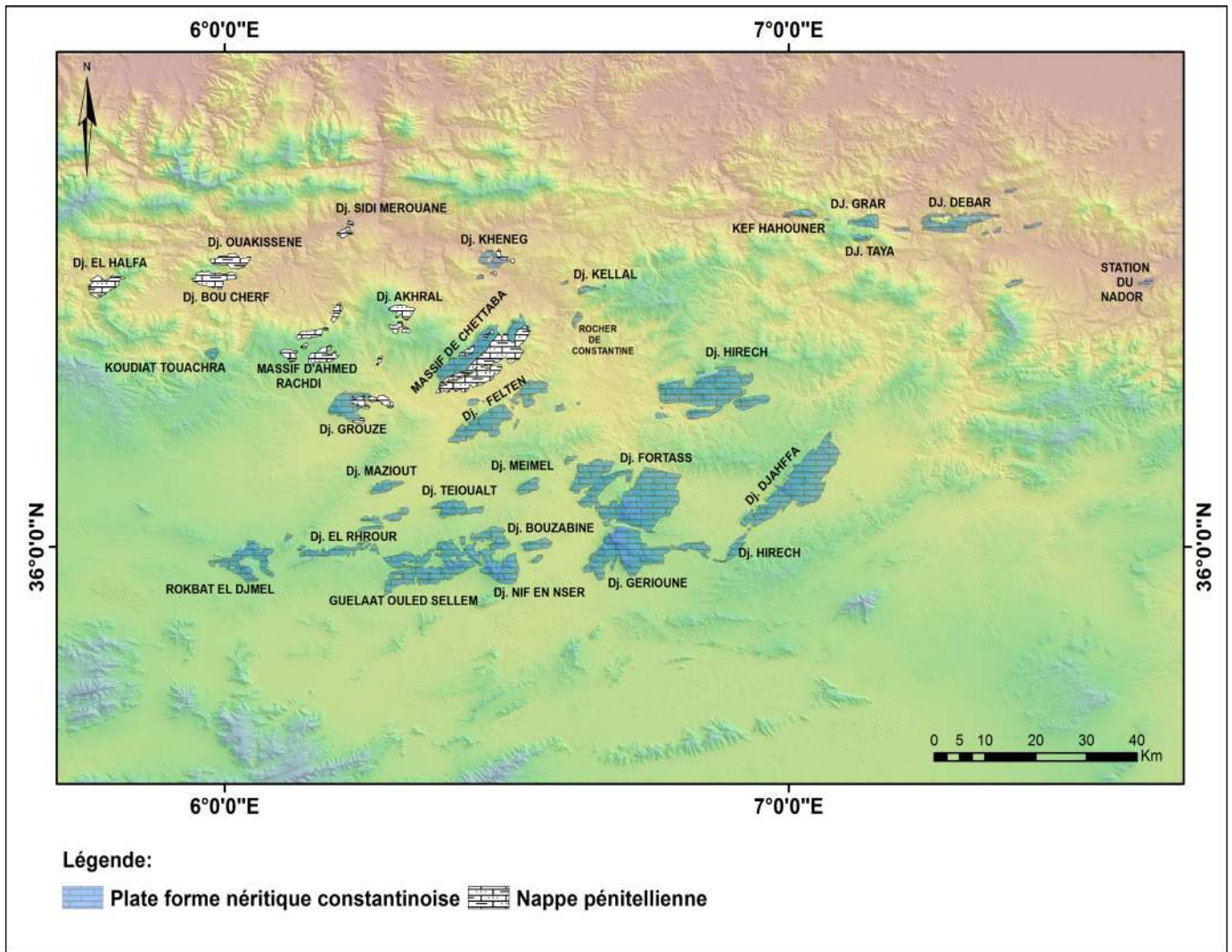


Figure. 6.1. Répartition géographique de la plateforme constantinoise et l'unité péni-tellienne.

2. REMISE EN CAUSE DE LA CARTOGRAPHIE DES LAMBEAUX PÉNI-TELIENS DANS LA RÉGION D'ETUDE

L'exploration et les investigations géologiques menées dans les massifs de la région de Constantine, basées sur l'analyse des faciès et la cartographie des séries lithostratigraphiques durant l'intervalle aptien-albien et des structures tectoniques nous ont poussé à introduire et à proposer une lecture critique de la superposition verticale des unités structurales. Dans le présent travail, une corrélation est effectuée entre les quatre coupes étudiées du Djebel Felten, Djebel Karkara, Djebel Zouaoui et Djebel Kheneg afin de suivre l'emplacement stratigraphique des contacts de charriage. Les coupes du Djebel Felten et Djebel Karkara montrent un enchaînement lithostratigraphique relativement continu des faciès albo-aptiens et elles seront prises comme référence à l'étude critique des contacts de charriage placés au toit de l'Aptien du Djebel Kheneg et Djebel Zouaoui.

2.1. L'ECAILLE DU DJEBEL ZOUAOUI

Au Sud-Ouest de la ville de Constantine, un relief montagneux se distingue dans le paysage avec des altitudes qui avoisinent les 1300 m d'altitude formant le massif du Chettaba. Depuis les travaux de [Joleaud \(1911\)](#), les formations calcaires de ce massif sont attribuées au Crétacé inférieur. Par la suite les travaux de [Guellal et Vila \(1978\)](#) ont apporté des précisions stratigraphiques, tectoniques et paléogéographiques sur la plateforme constantinoise où ils ont pu mettre en évidence la présence d'une klippe péni-telienne au sommet de ce massif. Cette unité structurale est représentée par des calcaires et des marnes du Vraconien-Cénomaniens (albien supérieur Cénomaniens inférieur) et des conglomérats à blocs du Sénonien inférieur. Un plan de charriage orienté N10° E met en contact les calcaires aptiens et les conglomérats sénoniens. Cependant, nos observations géologiques menées dans la région, montrent que le faciès de « conglomérats sénoniens » ne figure pas dans le mini graben orienté N10°E et le plan de charriage cartographié par [Vila \(1978\)](#) correspond plutôt une discontinuité sédimentaire (**SBz** hardground) développée au-dessus d'un faciès lagunaire proche de l'émersion. Dans le prolongement Nord de ce graben, nous observons la présence des marnes jaunâtres et des calcaires piégés dans un graben Est-Ouest. Ces faciès montrent des similitudes avec les faciès albiens observés dans le Djebel Karkara.

2. 1. 1. GRABEN SUBMERIDIEN N10°E

La présence d'un faisceau de failles normales subméridiennes au sommet du Djebel Zouaoui (Fig. 6. 3B) a induit la mise en place d'un graben orienté N10°E (Fig. 6. 3C).

Au niveau des plans de ces failles, Vila et al. (1978) ont proposé et cartographié un contact de charriage où les faciès microconglomératiques sénoniens (Sénonien inférieur) de l'unité péni-tellienne chevauchent les calcaires aptiens de la plateforme constantinoise.

Nos travaux de recherche menés dans la région, nous ont permis d'identifier pour la première fois un faciès corallien biostromal BC (Scleractinian coral) (Fig. 6. 3) qui montre une continuité avec les faciès de l'Aptien supérieur. Ces faciès s'organisent en bancs d'aspect noduleux sont placés au-dessus des niveaux à *Archeoalveolina reicheli*. Ces niveaux sont coiffés par une surface d'émersion tapissée par des croûtes ferrugineuses et montrent parfois des brèches monogéniques et des fentes de dessiccation. Les faciès microconglomératiques sénoniens n'existent pas dans le graben de Zouaoui, on y rencontre que des marnes et des calcaires (packstones à échinodermes et algues rouges) ; très semblables aux faciès albiens décrits dans les autres massifs. Les failles limitant le graben submériidien coïncident avec la discontinuité d'émersion fini-aptienne qui coiffe la formation Zouaoui.

2. 1.2. GRABEN TRANSVERSAL N92°E

Selon Vila (1980), la nappe péni-tellienne est conservée à la faveur de failles normales N 92°E et constitue une klippe reposant sur l'Aptien de la plateforme Constantinoise par l'intermédiaire des termes vraconiens. La cartographie des faciès et des structures tectoniques basée sur la photo interprétation (Fig. 6. 2) appuyée par de nombreuses observations de terrain, nous ont permis de suivre et de cartographier des failles normales de direction N20°E85°W et N89° E80°W. L'intersection de ces failles a engendré la mise en place de graben où les formations meubles albiennes ont été piégées et conservées (Fig. 6.3A). Ces formations sont représentées par des faciès de calcaires et de marnes développés dans des milieux de plateforme externe ouverte SP1. Ces faciès renferment de riches associations de foraminifères planctoniques et benthiques, d'échinodermes et d'algues rouges (*Orbitolina conica* et *Praealveolina cretacea*) et des marnes à *Rotalipora appenninica*, *Thalmaninella cf brotzeni*, *Favusella washitensis*, *Ticinella roberti*) montrent des similitudes avec les faciès albiens du Djebel Felten et Djebel Karkara.



Figure 6. 2. Carte géologique du graben du Djebel Zouaoui (Vila, 1978) modifiée.

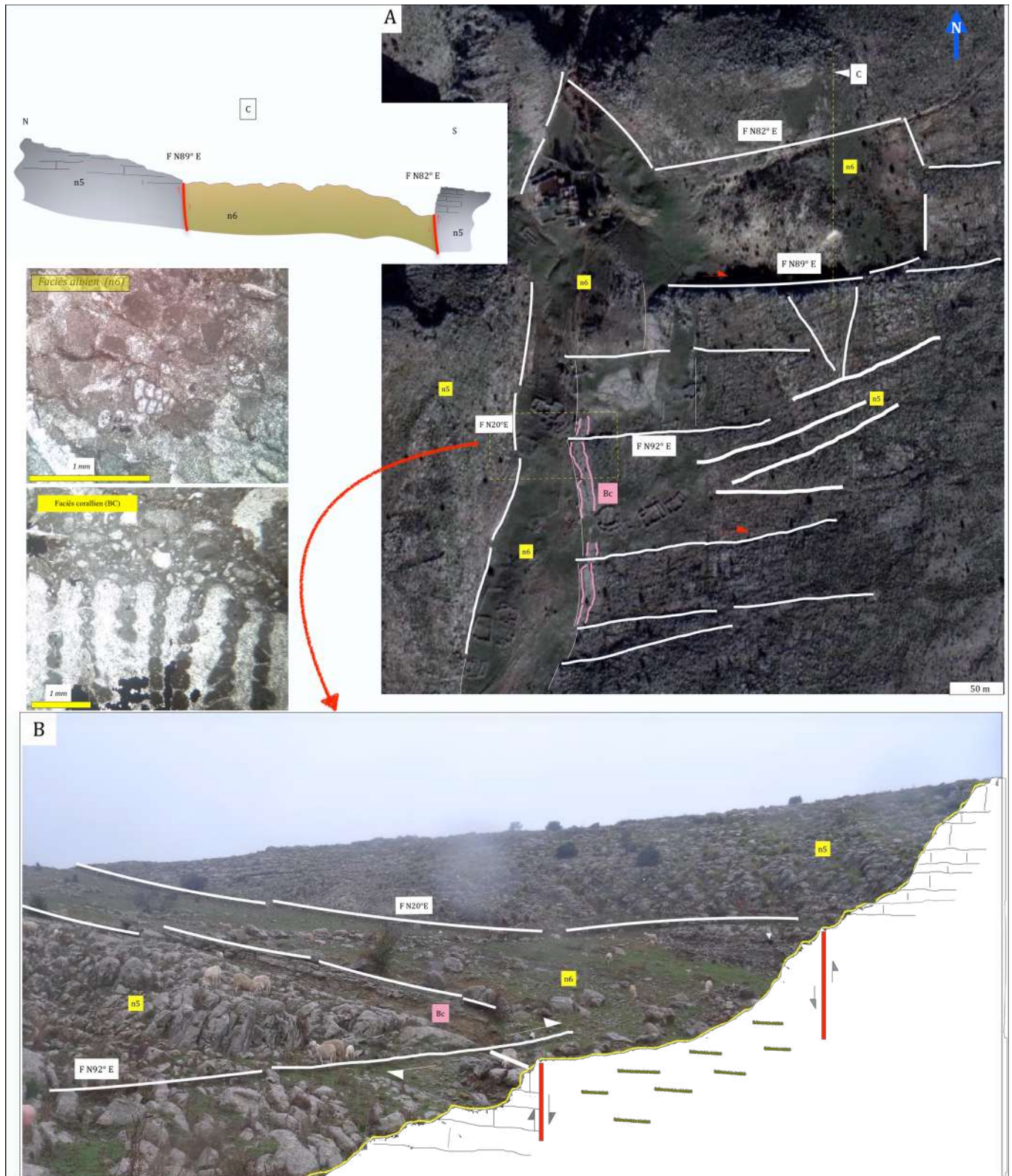


Figure. 6. 3. Le graben du sommet du Djebel Zouaoui. **A:** carte géologique simplifiée sur un fond d'image satellite. **B:** photo panoramique montrant le graben subméridien. **C:** coupe géologique du graben Est-Ouest. (n5) Aptien calcaire; (n6) Albien calcaire et marne; (Bc) biostrome corallien d'âge aptien supérieur; (F) faille.

2. 2. LAMES DE KARKARA

Le massif du Chettaba situé à l'Ouest de la ville de Constantine, montre à son extrémité Est, une série stratigraphique continue et bien dégagée, allant de l'Aptien jusqu'au Sénonien supérieur. Trois surfaces durcies sont observées au sommet de l'Aptien, au sommet de l'Albien et au Cénomaniens. Le plan de charriage cartographié au sommet des faciès périrécifaux B2 d'âge Cénomaniens, met en contact la plateforme Constantinoise et l'unité péni-tellienne. La troncature déjà placée entre un faciès néritique d'âge cénomaniens et un faciès pélagique péni-tellien (Vila et al., 1978) d'âge cénomaniens est représentée sur terrain par une surface durcie où les concrétions ferrugineuses sont rares et seules des poches de calcaires noduleux sont observées. Dans sa thèse sur le bassin post nappe constantinoise, Coiffait (1992) a repris la coupe du Djebel Karkara où il a mentionné la nature sédimentologique des contacts tectoniques existants entre le Cénomaniens de la plateforme constantinoise et le Cénomaniens de l'unité péni-tellienne. Il les a considérés comme des hard grounds synsédimentaires.

Pour notre part, l'analyse sédimentologique établie sur l'enchaînement vertical des unités lithostratigraphiques d'âge aptien-albien et les observations géologiques des faciès cénomaniens menées essentiellement sur terrains, nous ont permis de confirmer la continuité génétique de ces unités et de refuser la mise en place des lambeaux de l'unité péni-tellienne notamment dans notre région d'étude (Fig.6.4)

Ces conceptions sont argumentées par les faits ou révélateurs suivants :

- La succession verticale des unités lithostratigraphiques de l'intervalle albien-cénomaniens ne montre aucune troncature et les couches (Fig. 6. 5A) sont indiscutablement non tectonisées.
- Les bancs calcaires bioclastiques riches en rudistes et algues rouges (FR et SP) s'observent en lentille et passent latéralement à des faciès de marnes et calcaires à foraminifères planctoniques et échinodermes (Coiffait, 1992). Ces bancs calcaires riches en rudistes d'âge cénomaniens (Fig. 6. 4B) sont couronnée au sommet par un hardground subtidal profond (omission surface; Clari et al, 1995) qui a de fortes similitudes avec la discontinuité fini-aptienne observée au Djebel Felten.
- l'interprétation des photographies aériennes (Fig. 6. 5A) de la région (échelle 1/20000) a permis de cartographier les lentilles de calcaires bioclastiques (plateforme constantinoise) et de suivre leurs continuités latérales au-sein de ce faciès marneux (unité péni-tellienne) (Fig. 6. 6).

Ces observations et ces résultats préliminaires nécessiterait une révision stratigraphique et tectonique des contacts de charriage identifiés également dans le Cénomaniens.

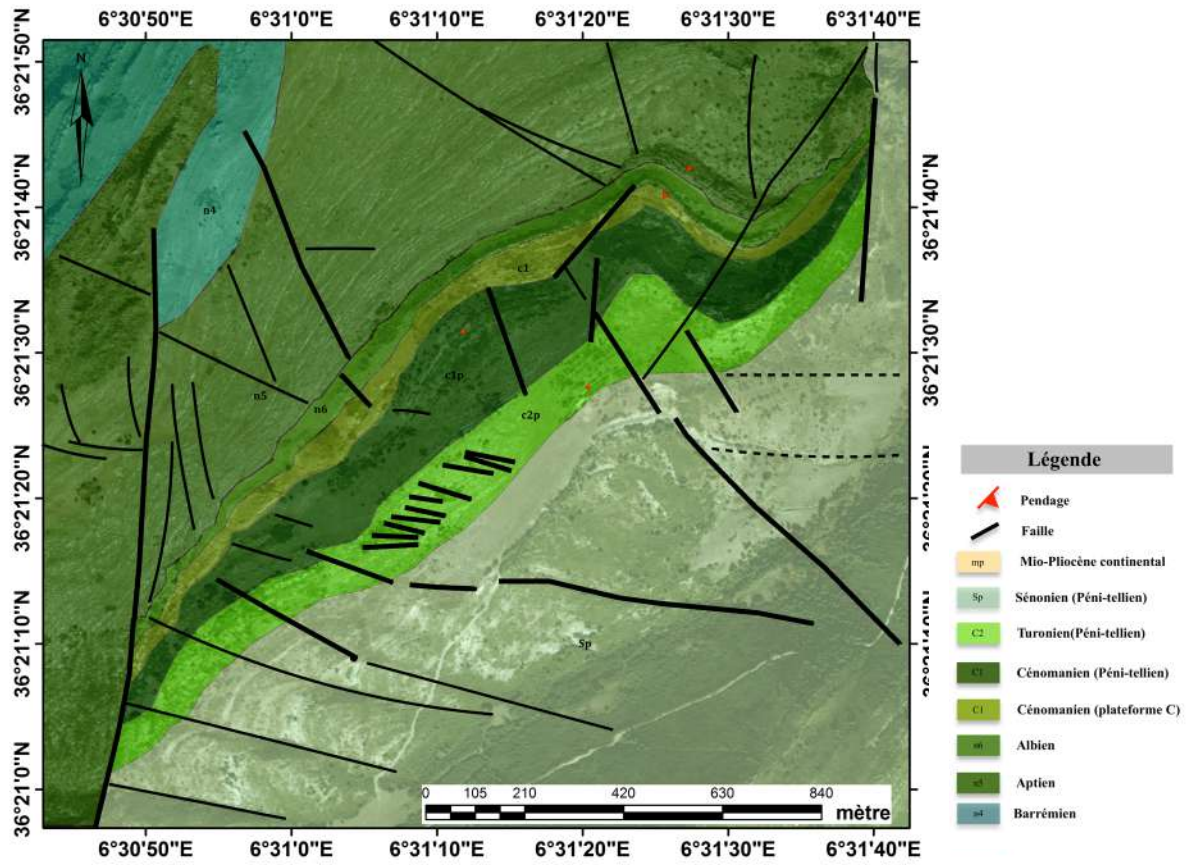


Figure. 6. 4. Carte géologique du Djebel Karkara (Vila, 1978) modifiée.

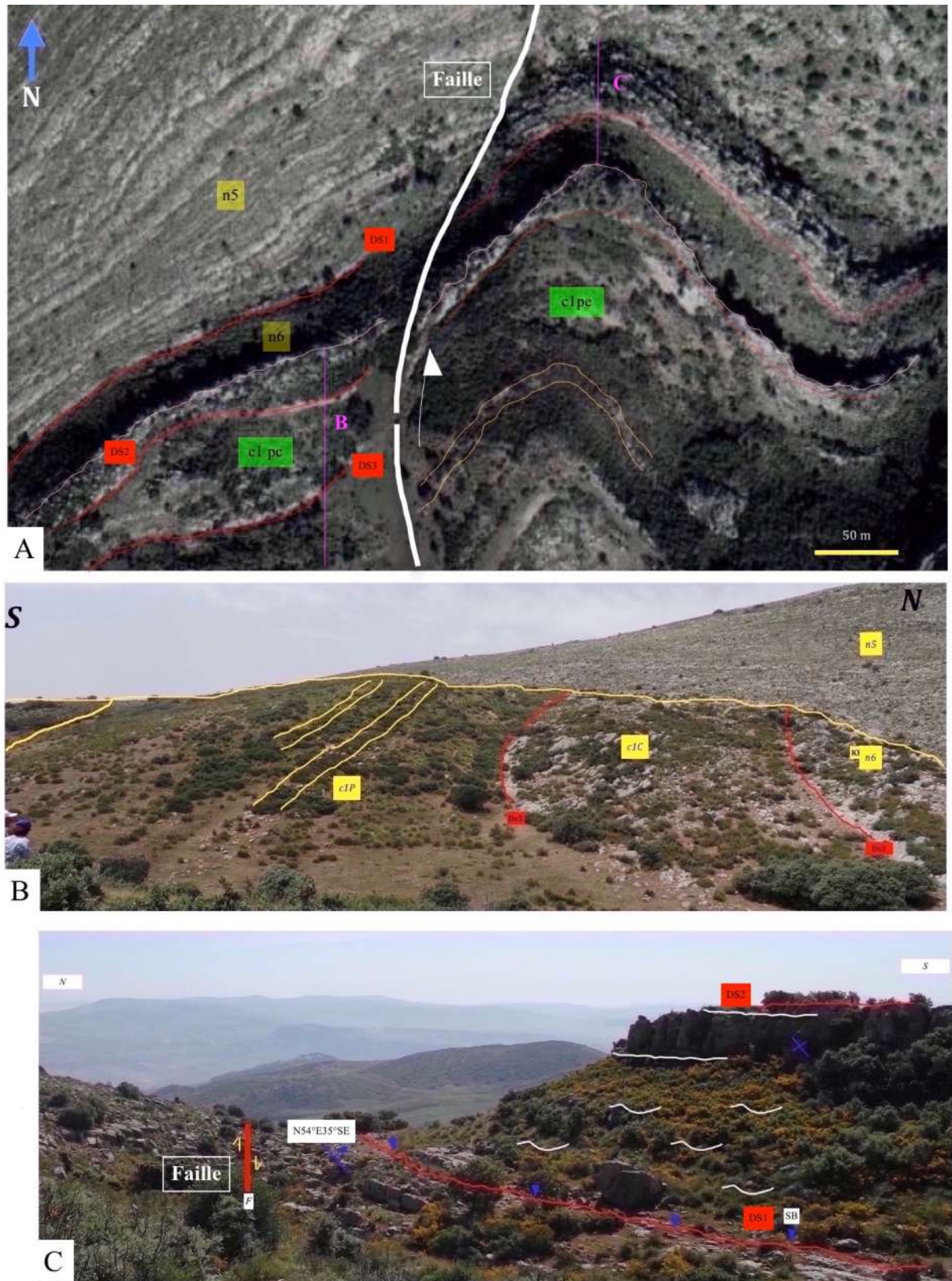


Figure. 6. 5. La coupe géologique du Jebel Karkara. **A:** Photo aérienne des faciès aptiens, albiens et cénomaniens. **B:** Vue panoramique des discontinuités sédimentaires développées dans les faciès cénomaniens. **C:** Vue panoramique de la discontinuité sédimentaire fini aptienne DS1. (n5) Aptien ;(n6) Albien ;(c1c) Cénomanien de la plateforme constantinoise ; (c1p) Cénomanien péni-tellien ; (DS1) surface d'émersion fini- aptienne ;(DS2) hardground (profond) probablement fini-albien ; (DS3) hardground (profond); (FR) faciès récifal;(Sp 2) faciès de mer ouverte.

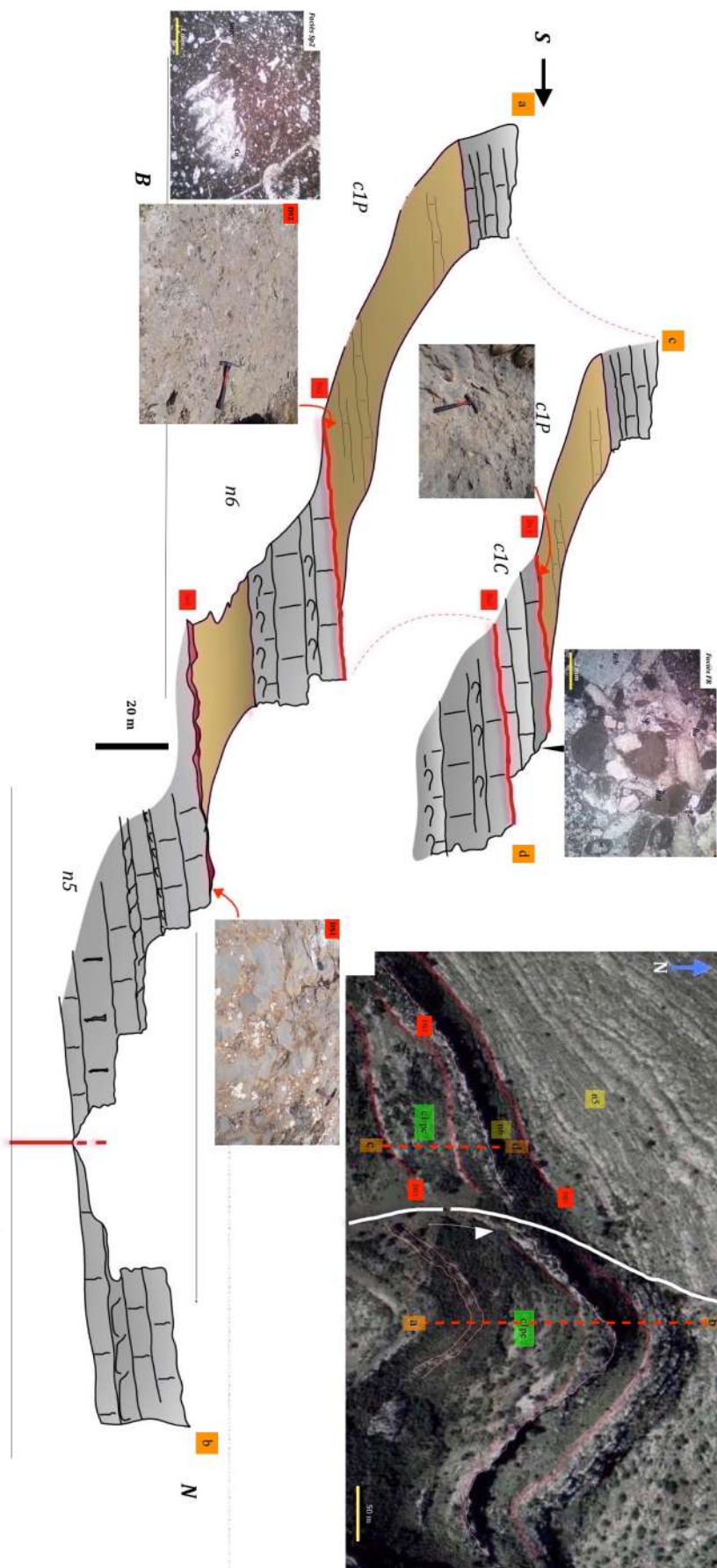


Figure. 6. 6 Coupes interprétatives de l'enchaînement vertical des faciès aptiens, albiens et cénomaniens dans le Djebel Karkara. (n5) Aptien ; (n6) Albien ; (c1c) Cénomanien de la plateforme constantinoise ; (c1p) Cénomanien pén-ticilien ; (DS1) surface d'émersion fini- aptienne ; (DS2) hardground (profond) probablement fini- albien ; (DS3) hardground (profond) ; (FR) faciès récifal ; (Sp 2) faciès de mer ouverte.

2. 3. LE KHENEG DE TIDDIS

Au Djebel Kheneg, des lambeaux de l'unité péni-tellienne sont cartographiés sur l'angle nord-est de la ville Romaine de Tiddis et montrent des formations essentiellement carbonatées d'âge albien supérieur-fracasien et cénomaniens qui chevauchent les séries jurassico-crétacées de la plateforme constantinoise (considérée substratum relatif). La carte réalisée au Djebel Kheneg (Fig.6. 7), montre des formations calcaires d'âge albo-cénomaniens attribuées à l'unité structurale péni-tellienne qui chevauchent l'Aptien de la plateforme constantinoise. Le contact tectonique cartographié dans cette coupe a été placé au sommet des faciès fini-aptiens et coïncide parfaitement avec la surface d'émergence DS2 identifiée à l'issue des analyses sédimentologiques développées dans le chapitre 4 et 5.

Les niveaux calcaires qui surmontent la surface d'émergence d'âge fini-aptien montrent une continuité géométrique parfaite avec une direction N20°E et une valeur de pendage qui change de 35° au 25° ($\leq 10^\circ$) avec le même plongement vers l'Est (Fig. 6. 8A). C'est une surface qui représente une discontinuité où les niveaux géologiques sont relativement concordants.

La surface d'émergence fini-aptienne, interprétée en limite de séquence majeure SB2 (Fig. 6. 8B et C), montre un grand changement paléogéographique de la morphologie de la plateforme. Cette plateforme a été noyée durant la transgression albiennaise et a reçu une sédimentation essentiellement carbonatée de mer ouverte à caractère hémipélagique HP. Ce sont des faciès condensés qui montrent des niveaux phosphatés et glauconieux et ne dépassent pas 13 m d'épaisseur. Les associations biotiques principalement hétérozoan (Fig. 6. 8F et G), renferment des fragments de crinoïdes, des foraminifères planctoniques (*Favusella washitensis*), des fragments de bélemnites, des ammonites phosphatés et des algues rouges (*Lithothamnion crispatum* Hauck, 1878. Sous-Famille des Melobesioideae Bizzozero, 1885 (Granier et al., 2017)). Ce sont des faciès qui montrent de grandes similitudes avec les faciès décrits au Djebel Felten et au Djebel Karkara et sont loin de converger vers les descriptions avancées par Vila (1980) dans lesquelles ces faciès correspondent de biosparite à *Orbitolina conica*.

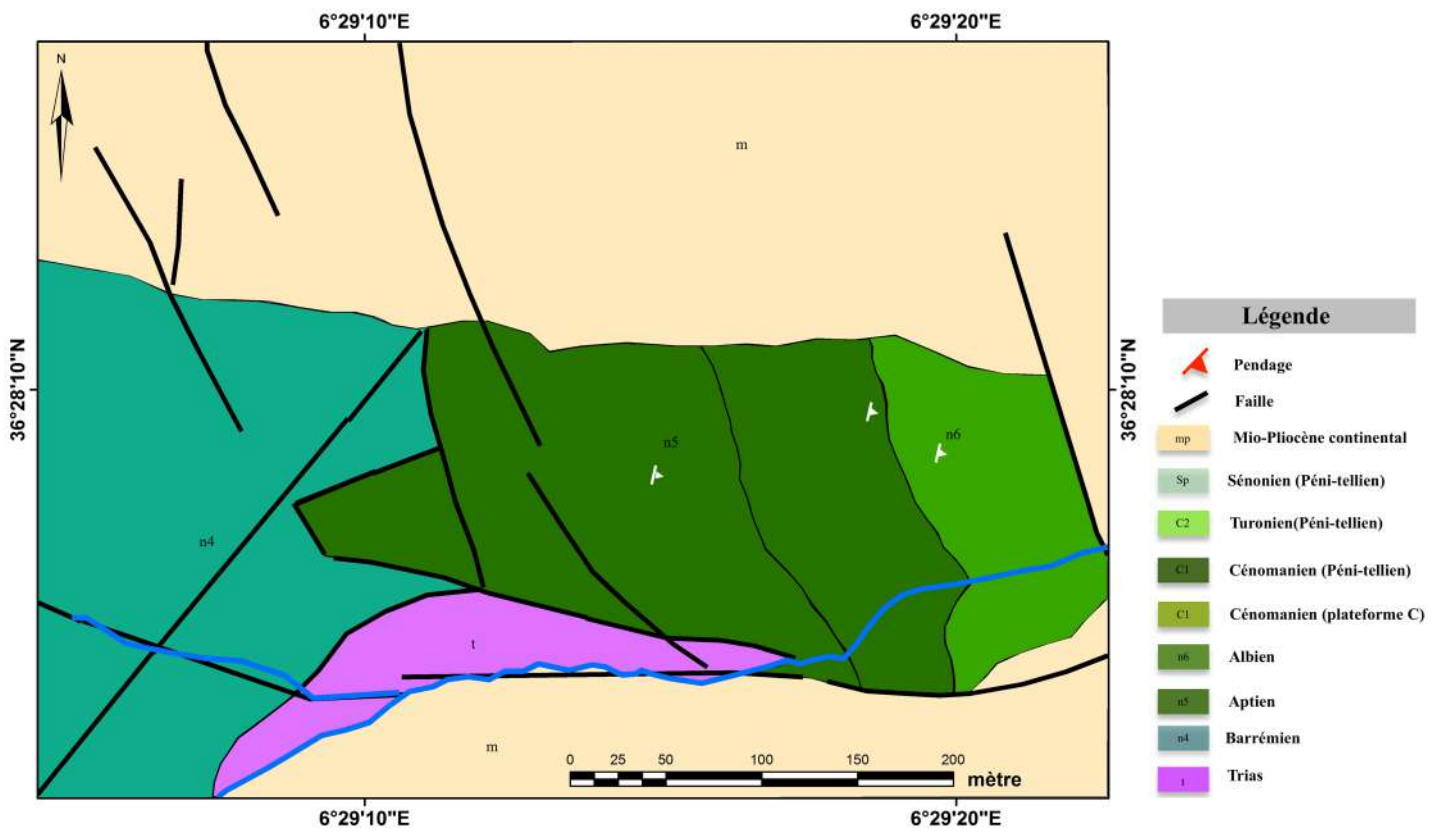


Figure. 6. 7. Carte géologique détaillée de l'angle nord-est du Jebel Kheneg (Vila, 1978) modifiée.

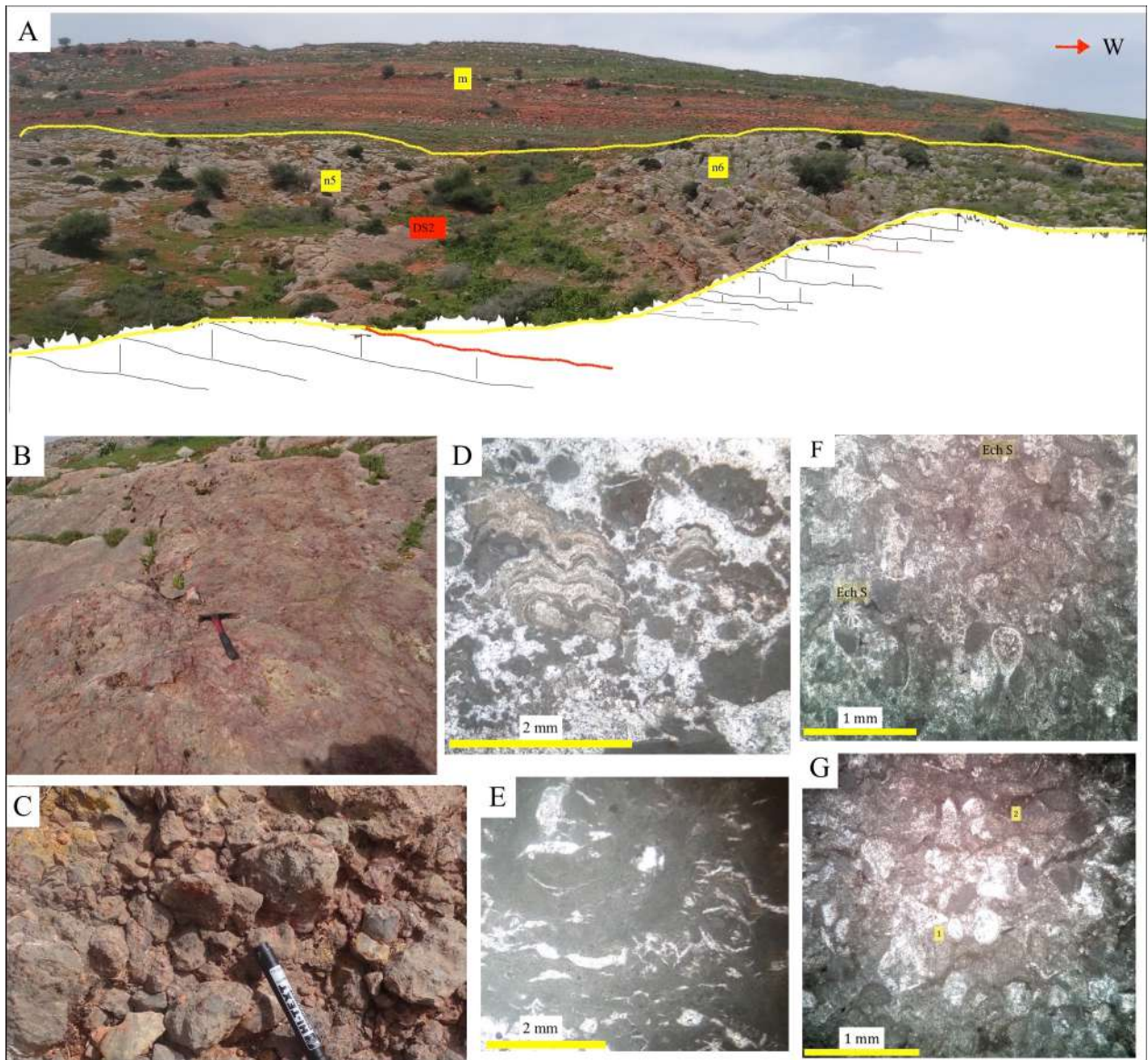


Figure. 6. 8. Faciès albien du Djebel Kheneg. **A:** vue panoramique de la coupe du Djebel Kheneg. **B** observation macroscopique de la discontinuité d'émersion DS2. **C:** Brèche polygénique associée à la discontinuité DS2. **D:** Croûte de spéléothèmes bréchifiés. **E:** Fentes circumgranulaires. **F et G:** Packstone à algues solenoporacées (*Cordilites cretosus* REUS ,1846).

CONCLUSION

Les contacts de charriage cartographiés dans la région d'étude par Vila et al. (1978) correspondent à la discontinuité sédimentaire finie aptienne définie dans tout le domaine téthysien. L'analyse sédimentologique des faciès aptiens et albiens de la région d'étude nous a permis d'identifier, de suivre et de caractériser des surfaces d'émersion (pédogenèse, paléokarst, ciments vadose, etc ...), corrélables à l'échelle de tous les massifs étudiés.

Au Djebel Kheneg au-dessus de la surface fini aptienne, l'absence de troncatures des faciès sus-jacents, l'absence des indices de déplacement tectonique et la nature sédimentaire de cette surface remettent en cause les contacts tectoniques. Par ailleurs, au Djebel Zouaoui les contacts de charriage sont aussi placés au-dessus d'une surface fini-aptienne où les indices d'émersion (Lithophage, ciment vadose, etc...) sont bien enregistrés sur le toit d'un biostrome à coraux, cartographié pour la première fois dans ce travail. Des faciès de calcaires et marnes hémiplegiques rapportés par similitude de faciès, à l'Albien de la plateforme constantinoise, se trouvent piégés dans ce graben et aucune trace du Sénonien (Sénonien inférieur) péni-tellien micro-conglomératique signalé par Guellal et al. (1977) n'est observée à cet endroit.

CONCLUSION GENERALE

7. CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce présent travail a pour objectif principal, l'étude des variations latérales et verticales des faciès d'âge aptien-albien et analyser les particularité tectonique associées aux surfaces sédimentaires développées au niveau de la limite aptien-albien. Dans ce but, il était nécessaire d'établir en premier temps, une étude lithostratigraphique et sédimentologique, en suite une cartographie à haute résolution était nécessaire afin de mieux visualiser les contacts tectoniques observée dans les séries étudiées. Pour cela quatre coupes géologiques ont fait l'objectif de ce travail de thèse levée en détail sur une zone d'étude allongée sur un axe nord-sud d'environ 200 kilomètres, levés façon à ceindre les faciès du passage aptien-albien dans la plateforme de la région de Constantine. Ces massifs essentiellement calcaires (Djebel Karkara, Djebel Zouaoui, Djebel Felten, Djebel Kheneg) appartiennent au domaine paléogéographique dénommé plateforme constantinoise.

L'étude lithostratigraphique des faciès aptien -albiens de cette région, a permis de faire individualise initialement trois formations lithostratigraphiques : Formation des calcaires à algues de Kheneg (Aptien inférieur), Formation des bioaccumulations et bioconstructions de Zouaoui (Aptien supérieur) et Formation des marno-calcaires de Felten (Albien). Il nous a fallu plus de temps pour identifier les formations lithostrattigraphiques en s'appuyant beaucoup plus sur l'identité lithologiques des unités ainsi que les discontinuités sédimentaires. Ce sont de bas en haut :

- Formation calcaire à algues du Kheneg (*Salpingoporella dinarica*) associées aux foraminifères benthiques (*Textularriella sp*, *Cuneolina cf. Laurentii*, *Sabaudia minuta*).
- Formation à bioaccumulation et bioconstruction du Zouaoui (d'*Archaealveolina reicheli*, *Lithocodium sp*, *Pseudocyclammina cf hedbergi* et *Mesorbitolina sp*, *Mesorbitolina texana*
- Formation marn-ocalcaires du Felten (*Neosaynella sp.*) (*Globigerina esheri*, *Hedbergella trocoidea*, *Textularia sp*, *Favusella sp.*, *Favusella washitensis*)

Les analyses faciologiques établies, nous ont permis de reconstituer un modèle de plateforme isolée sur la marge tethysienne (Fault-block platforms) au Crétacé inférieur. C'est une plateforme isolée (unattached platform) (Bosence, 2005) dominée par une sédimentation carbonatée durant l'Aptien. Durant l'Albien, l'approfondissement de cette plateforme a engendré la mise en place des faciès de mer ouverte. Les faciès les plus profonds situés dans la zone de l'offshore, sont représentés par les calcaires argileux, les marnes à foraminifères planctoniques (HP1) et les calcaires à crinoïdes d'âge albien (HP2) déposés sous la zone d'action des vagues de tempêtes, en environnements hémipélagiques relativement calmes.

Dans la zone de Shoreface, les faciès de pentes sont dominés par des rudstone-floatstone à fragments de rudistes, de coraux et de crinoïdes à matrice silteuse (RS4 et RS5) déposés dans un milieu à agitation intermittente (base de la zone d'action des vagues). Dans la zone d'action des vagues plus externe (Margin), des rudstones à éléments récifaux sont abondants (Fr) et des biostromes à scléactinia se sont installées. Les shoals dominés par les rudstone-grainstones à éléments érodés, bien classés, se sont formés sous la zone de FWB développant une barrière sur la plateforme. La zone du lagon ouvert (OL), peu profond, se caractérise essentiellement par des faciès de wackestones- packstones à foraminifères benthiques, algues et rudistes (patch reef) qui peuvent constituer des bio-accumulations pluridécimétriques très monotones dans les faciès aptiens (Zone *Archealveolina reicheli*). En connexion avec le continent, les faciès déposés dans le lagon restreint et dominés par les bindstones et Wackestones à peloïdes, ostracodes et charophytes (RL et T), ont coiffé les faciès d'émersion de paléokarsts (C1) et de paléosols (C2).

Les courbes de microfaciès combinés aux courbes de variation de susceptibilité magnétique ont été un moyen de vérifier la fiabilité de la susceptibilité magnétique dans les interprétations paléoenvironnementales. À l'échelle d'une plateforme isolée comme c'est le cas de la région d'étude durant l'Aptien, où les conditions environnementales sont relativement constantes, les paramètres influençant les valeurs de SM sont trop limités et, ce qui entraîne des difficultés lors de l'utilisation de la SM comme outil de corrélation. Par contre, pour les faciès albiens (Albien inférieur) les valeurs de SM sont relativement élevées et indiquent l'invasion de la plateforme par des apports détritiques fins (fraction argileuse) qu'a connue cette région. Les pics observés sur les courbes de SM enregistrent les surfaces d'émersion et des hard grounds ce qui a apporté un substrat rigide sur lequel l'étude des discontinuités finiaptiennes a pris plus de fiabilité. L'intérêt majeur de l'analyse de la susceptibilité magnétique se voit ici relativement confirmé, à l'exception des faciès de lagon restreint qui sont, a priori, relativement protégés des apports détritiques.

En termes de stratigraphie séquentielle, l'ébauche développée dans ce travail a été le résultat de l'étude combinée de la litho-biostratigraphie et de la sédimentologie. En effet Trois séquences de dépôts ont été reconnues et corrélées dans les quatre coupes Les trois séquences majeures identifiées pour les unités lithostratigraphiques d'âge aptien-albien montrent une tendance à l'approfondissement qui coïncide généralement avec la remontée relative du niveau marin qu'a enregistré les mers crétacées (Haq et al 1987). Les limites les plus importantes de ces séquences, ont été enregistrées durant la régression finie aptienne ou bien du passage aptien-albien. Une surface d'érosion majeure marque le sommet de la Formation Zouaoui.

Les corrélations des coupes étudiées sont basées principalement sur la limite inférieure de la formation Felten (SB2) et elle coïncide avec la discontinuité fini-aptienne corrélable à l'échelle du domaine téthysien. Cette limite souligne un changement drastique des milieux de sédimentation durant lesquelles la plateforme constantinoise a été noyée (drowning) par la mer albiennne.

Les analyses sédimentologiques établies sur les sédiments aptiens -albiens rapportées à la plateforme constantinoise nous ont permis de mettre en évidence le développement de surfaces d'émersion (pédogenèse, paléokarst, ciments vadose, etc ...), d'âge au moins fini-aptien corrélables à l'échelle de tous les massifs étudiés.

Sur le plan tectonique, les discontinuités sédimentaires fini-aptiennes ont toujours représenté un substrat rigide pour les tectoniciens afin d'introduire un modèle d'unité charriées. En effet, au Djebel Kheneg au-dessus de la surface fini aptienne, l'absence de troncature des faciès sus-jacents, l'absence des indices de déplacement tectonique et la nature sédimentaire de cette surface ne se laissent qu'à repousser la présence de contacts tectoniques. Ces observations sont aussi signalées au Djebel Zouaoui où, les contacts de charriage sont aussi placés au-dessus d'une surface d'émersion fini –aptienne. Les indices d'émersion (Lithophage, ciment vadose, etc...) sont observées au toit d'un biostrome à coraux, cartographié pour la première fois dans ce massif. Ce massif fortement affecté par la fracturation subméridienne est caractérisé par l'individualisation d'un graben de direction N100° où un faciès de calcaires et marnes hémiplegiques rapportées par similitude de faciès, à l'Albien de la plateforme constantinoise.

Au terme de ce travail, il faudra néanmoins appuyer les conclusions de ce travail par l'intégration d'autres coupes qui pourraient aider à revoir et à réinterpréter le modèle paléogéographique que nous avons proposé durant l'intervalle aptien- albien. Ensuite, le test de la technique de susceptibilité magnétique mériterait d'être approfondi afin de caractériser les minéraux porteurs du signal magnétique. A ce titre, une analyse détaillée des séquences diagénétiques des faciès aptiens et albiens pourrait apporter des données complémentaires intéressantes. Les révisions biostratigraphiques basées sur les foraminifères benthiques et les ostracodes seraient indispensables afin de mieux suivre l'évolution de la plateforme constantinoise dans le temps et dans l'espace et de vérifier les contacts mécaniques.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- **AGUIRRE J., BRAGA J. C. AND PILLER W. E. (1996).** Reassessment of Palaeothamnium Conti, 1946 (Corallinales, Rhodophyta). Review of Palaeobotany and Palynology, WR, 19: 177-208.
- **AISSAOUI D.M . AND PURSER B.H. (1983).** Nature and origins of internal sediment in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). Sedimentology, 30: 273-289.
- **ALOUANI R., RAIS J., GAYA S. AND TLOG S. (1992).** Les structures en décrochement au Jurassique de la Tunisie du Nord : Témoins d'une marge transformante entre Afrique et Europe. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 315, série II: 717-724.
- **ALOUANI R., TLOG S. AND ZARGOUNI F. (1990).** Découverte de radiolarites du Jurassique supérieur dans le « sillon tunisien ». Faciès et structures d'une marge SE de la Téthys maghrébine. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 310, série II: 609-612.
- **AMIEUX P. (1981).** La cathodoluminescence dans les roches sédimentaires. Applications sédimentologiques et diagénétiques. Thèse 3e cycle, Lyon I: 212.
- **AMIEUX P. (1982).** La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates. Bull. Centre Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, 6, 2: 437-483.
- **ANDREU B., ETTACHFINI M., WALLEZ M-J., LEBEDEL V. AND MEISTER C. (2012).** The upper Cenomanian-lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco. Sedimentary Geology, 245–246: 1-16.
- **ANDRIEU S., BRIGAUD B., BARBARAND J AND LASSEUR E. (2018).** The complex diagenetic history of discontinuities in shallow marine carbonate rocks: New insights from high-resolution ion microprobe investigation of d18O and d13C of early cements. Sedimentology, 65: 360-399
- **ANTONIETTO L. S., ABRAHÃO A., DO CARMO D. A. AND MEIRELES R. P. (2013).** Taxonomy, biostratigraphy and paleozoogeography of *Amphicytherura* Butler and Jones, *Aracajuia* Krömmelbein and *Dinglecythere* Antonietto *et al.*, n. gen. (Crustacea, Ostracoda). *Marine Micropaleontology*, 105: 1-17.
- **ANTONIETTO L. S., DO CARMO D. A., VIVIERS M. C., JOÃO V Q. AND HUNT G. (2016).** Ostracoda (Arthropoda, Crustacea) from the Riachuelo Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil, Upper Aptian-Albian . *European Journal of Taxonomy* 244:1–57.

- **ANTONIETTO L. S., DO CARMO D.A., VIVIERS M. C. AND ADÔRNO R. R. (2015).** Biostratigraphic and paleozoogeographic review of the upper Aptian-Albian ostracods of Riachuelo Formation, Sergipe- Alagoas basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18 (3): 355-368.
- **ARIS Y., (1994).** Etude tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plio-quaternaires du Constantinois (Algérie nord-orientale): Caractérisation des différentes phases de déformation. Thesis, University Nancy I, France, 215 pp.
- **ARNAUD-VANNEAU A. (1998).** Larger Benthic Foraminifera, *in* Hardenbol, J., Jacquin, T., Farley, M.B., de Graciansky, P.C., Vail, P. (eds.), Cretaceous biochronostratigraphy, SEPM Special Publication, Tulsa: 60 pp.
- **ARNAUD-VANNEAU A. AND ARNAUD, H. (1990)** Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). Blackwell, Oxford, 203-233, 26 Figs. pp.
- **AZAÏEZ H., BÉDIR M., TANFOUS D. AND SOUSSI, M. (2007).** Seismic sequence stratigraphy and platform to basin reservoir structuring of Lower Cretaceous deposits in the Sidi Aïch-Majoura region (Central Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, 48: 1-18.
- **BABINOT J. F., COLIN J. P. AND DAMOTTE R. (1985).** Crétacé supérieur. In: Oertli H.J. (ed.) *Atlas des Ostracodes de France*. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, Mémoire, 9: 211-255.
- **BABINOT J. F., COLIN J. P. ET RANDRIANASOLO A. (2009).** Les ostracodes de l'Albien-Turonien moyen de la région d'Antsiranana (Nord Madagascar): systématique, paléoécologie et paléobiogéographie. *Carnets de Géologie*, (1): 1-25.
- **BABINOT J.F., DAMOTTE R., DONZE P., GROSDIDIER E., OERTLI H.J. & SCARENZI-CARBONI G. (1985).** Crétacé inférieur. In: Oertli H.J. (ed.) *Atlas des Ostracodes de France*: 163–209. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, Mémoire 9, Société Nationale Elf-Aquitaine, Pau, 62:163-209
- **BACCELLE L. AND BOSELLINI A. (1965).** Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie-Annali della Università di Ferrara, Sezione 1X, Scienze Geologiche e Paleontologiche, 1: 59-62.

- **BARRIER E., AND VRIELYNCK B. (2008).** Palaeotectonic Maps of the Middle East. Tectono-Sedimentary-Palinspastic Maps from Late Norian to Piacenzian: Commission for the Geological Map of the World (CGMW)/UNESCO (<http://www.cgmw.org>), scale 1:18 500 000, 14 sheets.
- **BASSOULET J. P. & DAMOTTE R. (1969).** Quelques ostracodes nouveaux du Cénomano-Turonien de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, 12 (3): 130-144.
- **BASSOULET J.P., BEMIER P., DELOFFRE R., GENOT P., PONCET J., ROUX A. & JAFFREZO M. (1983):** Les algues udoteacées du Paléozoïque au Cénozoïque. Centre Recherches Exp1or.-Prod. Elf-Aquitaine, 7: 449-621.
- **BATHURST R. G. C. (1964).** The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall. In: J. Imbrie and N. Newell (Editors), *Approaches to Pulueoecology*. Wiley, New York, N.Y: 357-376.
- **BATHURST R. G. C. (1966).** Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites.- *Geological Journal*, 5: 15-32.
- **BATHURST R.G.C. (1976).** *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Developments in Sedimentology, 12. Elsevier, Amsterdam, 658 pp.
- **BATHURST R.G.C., (1975).** *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- **BENTON M. & HARPER D. (1997).** *Basic palaeontology*, Addison-Wesley, London: 325.
- **BOSENCE D. (2005).** A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal & tectonic settings in the Cenozoic. *Sedimentary Geology*, 175: 49-72.
- **BOSENCE D.W. (1983).** Coralline algal reef frameworks. -*J. Geol. Soc. London*, 140: 365-376.
- **BOUDHAGER-FADEL M. (2008).** Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera, *in* Wignall, P.B. (ed.), *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 21: 515.
- **BOUGHDIRI M., SALLOUHI H., MAÂLAOUI K., SOUSSI M. AND CORDEY F. (2006).** Calpionellid zonation of the Jurassic–Cretaceous transition in North-Atlasic Tunisia. Updated Upper Jurassic stratigraphy of the ‘Tunisian trough’ and regional correlations. *C. R. Geoscience*, 338: 1250-1259.

- **BOUILLIN J.P. (1986).** Le “bassin maghrébin”: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8 (II): 547-558.
- **BOVER-ARNAL T., SALAS R., MARTÍN-CLOSAS C., SCHLAGINTWEIT F. AND MORENO-BEDMAR J.A. (2011).** Expression of an oceanic anoxic event in a neritic setting: Lower Aptian coral rubble deposits from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain). *Palaios*, 26: 18-31.
- **BRACHERT T. C. (1991).** Environmental control on fossilization of siliceous sponge assemblages: a proposal. In: Reitner J, Keupp H (eds) *Fossil and recent sponges*. Springer, Berlin Heidelberg New York: 543-553
- **BRANDANO M., FREZZA V., TOMASSETTI L., & CUFFARO M. (2009).** Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the Lower Coralline Limestone Formation (U. Oligocene), Malta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 54-63.
- **BROMLEY R. G. (1975).** Trace fossils at omission surfaces. In: *The study of trace fossils* (Ed R.W. Frey), Springer, New York: 399-428.
- **BROMLEY R. G. AND EKDALE A. A. (1986).** Composite ichnofabrics and tiering of burrows: *Geological Magazine*, 124: 59-65.
- **BROWN J. S. (1943).** Suggested use of the word microfacies.-*Economic Geology*, 38: 325.
- **BRUNET M. F., WILMSEN M. AND GRANATH J.W. (2009).** South Caspian to Central Iran Basins. *Geol Soc Lond Spec Publ*: 312-360.
- **BUCUR I.I. (1999).** Stratigraphic significance of some skeletal algae (Dasycladales, Coulerpales) of the Phanerozoic In: Farinacci A. & Lord, A.R. (eds.): *Depositional episodes and bioevents.- Palaeopelagos*, Spec Pub, 2: 53-104.
- **BURLA S., HEIMHOFER U., HOCHULI P.A., WEISSERT H. AND SKELTON P.W. (2008).** Changes in sedimentary patterns of coastal and deep-sea successions from the North Atlantic (Portugal) linked to early Cretaceous environmental change. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 257: 38-57.
- **BURNE R.V. AND MOORE L. (1987).** Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, 2: 241-254.

- **CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNÈS B., RAHHALI I., REY J. AND THIEULOY J. P. (1986).** Comparative study of the Lower and Mid-Cretaceous sequences on different Maghrebian shelves and basins; their place in the evolution of the North African Atlantic and Neotethysian margins, Global stratigraphic correlation of Mesozoic-Cenozoic sediments of oceans and continents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 55: 213-232.
- **CARRAS N., CONRAD M.A. AND RADOIĆIĆ R. (2006).** Salpingoporella, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae), *Rev. Paléobiol*, 25: 457-517.
- **CATUNEANU O., ABREU V., BHATTACHARYA J. P., BLUM M.D., DALRYMPLE R. W., ERIKSSON P.G., FIELDING C.R., FISHER W.L., GALLOWAY W.E., GIBLING M. R., GILES K.A., HOLBROOK J. M., JORDAN R., KENDALL, C.G. ST. C., MACURDA B., MARTINSEN, O. J., MIALI, A.D., NEAL, J.E., NUMMEDAL, D., POMAR L., POSAMENTIE H.W., PRATT B.R., SARG J.F., SHANLEY K.W., STEEL R.J., STRASSER A., TUCKER M.E. AND WINKER, C. (2009).** Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1–33.
- **CHADI M. (1991).** Etude géologique de monts de Ain Mlila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1: 191.
- **CHAFETZ H. S. (1986)** Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sed. Petrol*, 56: 812-817.
- **CHERCHI A. AND SCHROEDER R. (2006).** Remarks on the systematic position of *Lithocodium* Elliott, a problematic microorganism from the Mesozoic carbonate platforms of the Tethyan realm. *Facies*, 52: 435-440.
- **CHIKHAOUI M., MAAMOURI A.-L., SALA J., TURKI M.M., BEN YOUSSEF M., GHANMI M.E ZARBOUT M. (1998).** Blocs basculés au Crétacé inférieur dans la région du Kef (Tunisie nord-occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA – Earth and Planetary Science*, 327, 265-270.
- **CHIKHAOUI M., TURKI M.M., DELTEIL J. (1991).** Témoignages de la structurogenèse de la marge téthysienne en Tunisie, au Jurassique terminal-Crétacé (Région du Kef, Tunisie septentrionale). *Géologie Méditerranéenne*, Marseille, 18, 125-133.

- **CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI R. A., DIDASKALOU P. & POTETTI, M. (2008).** Microbiostratigrafia del Triassico superiore, Giurassico e Cretacico in facies di piattaforma carbonatica del Lazio centro-meridionale e Abruzzo: revisione finale. In: Chiocchini, M. (Ed.), *Memorie Descrittive della Carta Geologica d' Italia*, Torino, 84: 5-170
- **CHOFFAT P. (1877).** Note sur les soit-disant calcaires alpins du Purbeckien. *Bull. Soc. Géol. France*, 3/5: 564-566.
- **CHOWNS T.M. AND ELKINS J.E. (1974).** The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules: *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 885-903.
- **CHRIST N., IMMENHAUSER A., AMOUR F., MUTTI M., TOMÀS S., AGAR S. M., ALWAY R., KABIRI L. (2012).** Characterization and interpretation of discontinuity surfaces in a Jurassic ramp setting (High Atlas, Morocco). *Sedimentology* 59, 249-290.
- **CHRIST N., IMMENHAUSER A., WOOD R., DARWICH K., NIEDERMAYR A., (2015).** Petrography and environmental controls on the formation of Phanerozoic marine carbonate hardgrounds. *Earth Science Reviews* 151,176-226.
- **CHUDZIKIEWICZ L. AND WIECZOREK J. (1985).** Bored and encrusted clasts in the Lower Kimmeridgian carbonates at Sobk6w (SW margin of the Holy Cross Mts., Poland). -*Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55: 295-306.
- **CLARI P. A., DELAPIERRE F. AND MARTIRE L. (1995).** Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sed. Geol.*, 100: 97-121.
- **COIFFAIT P. E. (1992).** Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). *Thèse Sciences. Nancy I*: 502.
- **COLLINSON J. D. (1969).** The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 194-221.
- **CORDA L. AND BRANDANO M. (2003).** Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161: 55-70
- **COTILLON P. (1960).** Caractère pétrographique et genèse des galets noirs observés dans une coupe des 'Calcaires blancs' de Provence (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur). *C.R. Soc. Géol. France*, 1960: 170-171.

- **CRICK R. E., ELLWOOD B.B., FEIST R., EL HASSANI A., SCHINDLER E., DREESEN, R., OVER D. J. & GIRARD C. (2002).** Magnetostratigraphy susceptibility of the Frasnian/Famennian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 67-90.
- **CRICK R.E., ELLWOOD B. B., HLADIL J., EL HASSANI A., HROUDA F. & CHLUPAC I. (2001).** Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolian-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) & coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 73-100.
- **CRICK R.E., ELLWOOD B. B., HLADIL J., EL HASSANI A., HROUDA F. & CHLUPAC I. (2001).** Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolian-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) and coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 73-100.
- **CRICK R.E., ELLWOOD B.B. & EL HASSANI A. (1994).** Integration of biostratigraphy, magnetic susceptibility and relative sea-level change: A new look at high resolution correlation. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, newsletter*, 11: 59-66.
- **CRICK R.E., ELLWOOD B.B., EL HASSANI A. & FEIST R. (2000).** proposed magnetostratigraphy susceptibility magnetostratotype for the Eifelian-Givetian GSSP (Anti- Atlas, Morocco). *Episodes*, 23: 93-101.
- **CRICK R.E., ELLWOOD B.B., EL HASSANI A., FEIST R. & HLADIL J. (1997).** Magnetostratigraphy susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian– Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes* , 20: 167–175.
- **CUVILLIER J. (1952).** Le notion de 'microfacies' et ses applications. - Congresso Nazionale di Metano e Petroleo, VIII sect. I: 1-7 .
- **CUVILLIER J. (1962).** Etude et utilisation rationnelle de microfacies. -*Revue de Micropaléontologie*, 4: 3-6
- **DA SILVA A-C. & BOULVAIN F. (2002).** Sedimentology, magnetic susceptibility & isotopes of a Middle Frasnian carbonate platform: Tailfer section, Belgium. *Facies*, 46: 89-102.
- **Da Silva A.C., Dekkers M.J., Mabilie C., Boulvain F. (2012).** Magnetic signal and its relationship with paleoenvironments and diagenesis e examples from the Devonian carbonates of Belgium. *Studia Geophysica & Geodaedica* 56, 677e 704.

- **Da Silva A.C., Mabilie C., Boulvain F. (2009).** Influence of sedimentary setting on the use of magnetic susceptibility: examples from the Devonian of Belgium. *Sedimentology* 56, 1292e1306.
- **DAHANAYAKE K. (1977).** Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sediment Geol*, 18: 337-353
- **DAVIES J.R. (1991).** Karstification and pedogenesis on a late Dinantian carbonate platform, Anglesey, North Wales. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 48: 297-321.
- **DELEAU P. (1938).** Etude géologique des régions de Jemmapes « Hammam Meskoutine » et du col des oliviers. *Bull.Serv.Carte géol.Algérie*, 2, n°14. t. I:551.
- **DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.-E., KAZMIN V.G., LEPICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER, J.P. AND BIJUDUVAL B. (1986).** Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- **DICKSON J.A.D. (1965).** A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 4971: 205-587.
- **DONOVAN S.K. (1991).** The taphonomy of echinoderms: calcareous multi-element skeletons in the marine environment. In S.K. Donovan (ed.), *The processes of fossilisation*: 241-269.
- **DRIESE S. G., SRINIVASAN K., MORA C.I., STAPOR F.W. (1994).** Paleoweathering of Mississippian Monteagle Limestone preceding development of a lower Chesterian transgressive systems tract and sequence boundary, middle Tennessee and northern Alabama. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 866–878.
- **DUNLOP D. J. (1995).** Magnetism in rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100: 2161-2174.
- **DUPRAZ C. (1999).** Paléontologie, paléocéologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). *GeoFocus*, 2: 200.
- **DUPRAZ C. AND STRASSER A. (1999).** Microbialites and micro-encrusts in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 40:101-130.

- **DURAND DELGA M.**, 1955 : Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. Publ. serv. Carte géol. Algérie, Bull. n° 24, 533 p., 143 fig., 16 pl., 10 pl.h.t.
- **DURAND-DELGA M. & FONTBOTÉ J.M. (1980)**. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Mém BRGM, 115: 67-85.
- **DURLET C., LOREAU J.P. (1996)**. Inherent diagenetic sequence of hardgrounds resulting from marine ablation of exposure surfaces. Example of the Burgundy platform, Bajocian (France). CR Acad. Sci. Paris, 323: 389-396.
- **DUROZOY G. (1960)**. Etude géologique de la région de Chateaudun du Rhumel. Pub. Serv. Carte géologique de l'Algérie (Nouvelle Série), Bulletin n 22, 456 p.
- **EDWARDS D., BALDAUF J.G., BOWN P.R., DORNING K.J., FEIST M., GALLAGHER, L.T., GRAMBAST-FESSARD N., HART M.B., POWELL, A.J. AND RIDING R. (1993)**. Algae .In M.J. Benton, The fossil Record 2,15:40.
- **ELICKI O. (1999)**. Palaeoecological significance of calcimicrobial communities during ramp evolution: an example from the Lower Cambrian of Germany. -Facies, 41, 27-40.
- **ELLIOTT G. F. (1956)**. Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. Micropaleontology, 2:327-334
- **ELLWOOD B. B., CRICK R. E. & EL HASSANI A. (1999)**. Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti Atlas Morocco. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 83: 1119-1134.
- **ELLWOOD B. B., MACDONALD W. D., WHEELER C. & BENOIST S. L. (2003)**. The K-T boundary in Oman: identified using magnetic susceptibility field measurements with geochemical confirmation. Earth and Planetary Science Letters, 206: 529-540.
- **ELLWOOD B., CRICK R. E., EL HASSANI A., BENOIST S. L. & YOUNG R. H. (2000)**. Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. Geology, 28 (12): 1135-1138.
- **EMBRY A. F. & KLOVAN J. E. (1971)**. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19: 730-781.
- **EMBRY J.C., VENNIN E., VAN BUCHEM F.S.P., SHROEDER R., PIERRE C. ET AURELL M. (2010)**. Sequence stratigraphy and carbon isotope stratigraphy of an Aptian mixed carbonate-siliciclastic platform to basin transition (Galve sub-basin, NE Spain). In: F.S.P.Van Buchem, K.D. Gerdes et M. Esteban (Eds), Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society, London, pp. 113–143.

- **FANG Q. (2003).** Quantitative Analysis of Biofacies And Genetic Sequence Stratigraphy of the Yegua Formation, Houston Salt Embayment, Northern Gulf Of Mexico, U.S.A. In Olson, H.C., Leckie R.M., (Eds) *Micropaleontologic Proxies for Sea-Level Change And Stratigraphic Discontinuities*, SEPM Special Publication, 75: 201-227.
- **FAVRE P., STAMPFLI G. AND WILDI W. (1991).** Jurassic sedimentary record and tectonic evolution of the northwestern corner of Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*, 87: 53-73.
- **FEIST M. AND GRAMBARD-FESSARD M. (1991).** The genus concept in Charophyta: evidence from Paleozoic to recent. -In: Riding, R. (ed.): *Calcareous algae and stromatolites*, 129: 189-203.
- **FENERCI-MASSE M. (2006).** Les communautés à rudistes du Crétacé inférieur de la marge ouest Européenne de la Téthys. Thèse doctorale, Université de Provence (Aix-Marseille I), Centre de Sédimentologie et Paléontologie, Marseille, France: 436.
- **FLÜGEL E. (1972).** Microfazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias. *Methoden und Probleme. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud*, 21: 9-64.
- **FLÜGEL E. (1982).** *Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag, Berlin: 633.
- **FLUGEL E. (1988).** Hulimeda: paleontological record and paleoenvironmental significance-Coral Reefs, 6:123-130.
- **FLÜGEL E. (2004).** *Microfacies analysis of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*: 976.
- **FLÜGEL E. (2010).** *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, p. 976.ovakia). *Facies*, 50, 77-105.
- **FLÜGEL E. & STEIGER T. (1981)** An Upper Jurassic sponge algal buildup from the northern Frankenalb, West Germany. *SEPM Spec. Publ*, 30: 371-397.
- **FOLK R. L. (1962).** Spectral subdivision of limestones types. In Ham, W.E. ed. *Classification of carbonates rocks*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* ,1: 62-85.
- **FOLK R. L. (1973).** Evidence for peritidal deposition of Devonian Caballos novaculite, Marathon basin, Texas: American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin*, 57: 702-725.
- **FÖLLMI K. B. (1996).** The phosphorous cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth Sci. Rev*, 40: 55-124.
- **FOURCADE E et RAOULT J.F. (1971).** Sur le Crétacé inférieur du Dj Friktia (môle néritique Constantinois, Algérie) *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, pp 369-370, Paris.

- **FREY R. W., PEMBERTON S. G. & SAUNDERS T. D. A. (1990).** Ichnofacies and bathymetry ; a passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64: 155-158.
- **FREYTET P. AND PLAZIAT J. S. (1982).** Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France, B. H. Purser, ed.: *Contributions to Sedimentology* 12: 213.
- **FRIEDMAN G. M. (1997).** Dissolution-collapse breccias and paleokarst resulting from dissolution of evaporite rocks, especially sulfates. *Carbonates Evaporites*, 12: 53-63.
- **FRIJA G. & PARENTE M. (2008).** Strontium Isotope Stratigraphy in the Upper Cenomanian Shallow-Water Carbonates of the Southern Apennines: Short-Term Perturbations of Marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ During the Oceanic Anoxic Event 2. *palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261:15-29.
- **FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BEZAR B., BRACE'NE R., MERCIER E., (2000).** The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- **FROMENTEL E. (1877).** Paléontologie française ou description des Animaux invertébrés fossiles de la France. Terrain créacé. Tome 8 : Zoophytes: 433-480.
- **FÜRSICH F.T. (1979).** Genesis, environment and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, 158: 1-63.
- **GALE A. S., HARDENBOL J., HATHWAY B., KENNEDY W. J., YOUNG J. R., & PHANSALKAR, V. (2002).** Global Correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) Sequences: Evidence for Milankovitch Control on Sea Level. *Geology*, 30(4), 291-294.
- **GAMMON P. R., JAMES N. P., AND PISERA A. (2000).** Eocene spiculites and spongolites in southwestern Australia-Not deep, not polar, but shallow and warm: *Geology*, 28: 855-858.
- **GENTY O. (2002).** Spéléothèmes et paléoenvironnements. In: Miskovsky, J.-C. (Ed.), *Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Édition de l'Association pour l'Étude de l'Environnement Géologique de la Préhistoire ,Géopré, Paris:1345-1362.
- **GILI E., SKELTON P. W., VICENS E. AND OBRADOR A. (1995).** Corals to rudists an environmentally induced assemblage succession. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 127-136.
- **GLAÇON J. (1967) :** Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien. Pub. Serv. Géol. Algérie, Nlle série, Bull n°32, 751p.
- **GOLDRING R. (1991).** Fossils in the field. Information potential and analysis. Longman Scientific & Technical. Harlow: Longman; New York: John Wiley: 218.

- **GOMEZ, J.J. & FERNANDEZ-LOPEZ, S. (1994).** Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, 92: 147-159.
- **GRADSTEIN F. M., OGG J.G., SCHMITZ M. AND OGG G. (2012).** *The geologic time scale 2012*, 2-volume set. Elsevier: 1176.
- **GRANIER B. & DELOFFRER. (1993).** Inventaire critique des algues dasycladales fossil. Ie partie-les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacée.-*Révue de Paleobiologie*, 12:19- 65.
- **GRANIER B., BASSO D., VACHARD D. (2017).** Les algues « calcaires » fossiles (Permien-Miocène) du Guatemala catalogue critique de la collection J.H. Johnson 3^e partie. *Arch.Sci*, 69: 29-54
- **GUELLAL S., KASITANI N., LAHONDER J-C ., SIGAL J. &VILA J-M. (1977).** Les formations de types péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : stratigraphie, facies, position structurale et paléogéographique .*Bull. Hist. nat. Afr. Nord* ,t.68,fasc,1-2:101-112.
- **GUIRAUD R. (1973)** : L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Rev. Géol .Dyn. Géog. Phys.*, (2), 17, 4 : 427- 446
- **GUIRAUD R. (1986).** Corrélations entre les principaux événements géodynamiques enregistrés du Trias a` nos jours sur les marges alpine et atlantique de la plaque africaine. In: 5th Conf. PICG-UNESCO 183, *Rev. Fac. Sci. Marrakech, Section Sciences de la Terre*, NSpecial 2, pp. 313–338.
- **GUIRAUD R. (1998).** Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin : an overview. In : Macgregor, D. S., Moody, R. T. J. & Clark-Lowes, D. D. (eds) 1998. *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication, 132: 217-229.
- **GUIRAUD R. & MAURIN J.C. (1991).** Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur : synthèse structurale, mise en évidence de deux phases dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques périafricaines. *Bull. Soc. gé'ol. France*, 162: 811-823.
- **GUIRAUD R. AND BELLION Y. (1995).** Late Carboniferous to Recent geodynamic evolution of the West Gondwanian cratonic Tethyan margins. In: Nairn, A., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins 8, the Tethys Ocean*. Plenum Press, New York: 101-124.

- **GUIRAUD R. AND MAURIN I. (1992).** Early Cretaceous Rifts of Western and Central Africa: An Overview. In: Ziegler, P.A., Ed., *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa*. *Tectonophysics*, 213: 153-168.
- **GUIRAUD R., BELLION Y., BENKHELIL J. AND MOREAU C. (1987).** Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. In: Bowden, P., Kinnaird, J. (Eds.), *African Geology Reviews*. *Geol. J*, 22: 433-466.
- **GUIRAUD R., BOSWORTH W., THIERRY J. AND DELPLANQUE A. (2005).** Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *J. African Earth Sci.*, 43 (1–3): 83-143.
- **HALLOCK P. AND GLENN C. (1986).** Larger Foraminifera: A toll for Paleoenvironmental Analysis of Cenozoic Carbonate Depositional Facies. *Palaios*, 1: 55-64.
- **HAMON Y., MERZERAUD G., COMBES P.-J., (2005).** Des cycles de haute fréquence de variations du niveau marin relatif enregistrés dans les discontinuités sédimentaires : un exemple dans le Lias inférieur de Lodève (Sud-Est de la France). *Bulletin de la Société géologique de France* 176, 57-68.
- **HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. (1987).** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156-1167.
- **HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. (1988).** Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross, & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes, an Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 71-108.
- **HAQ B.U. (2014).** Cretaceous eustasy revisited Global and planetary change, 113: 44-58.
- **HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M. B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C., VAIL P. R. (1998).** Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy – chart 1. In: De Graciansky P.- C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P. R eds. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60, 3-15.
- **HARTMAN W.D., WENDT J. AND WIEDENMAYER F. (1980).** Living and fossil sponges. *Sedimenta*, 8: 274.
- **HECKEL P.H. (1972).** Carbonate buildups in the geological record: A review. In: Laporte, L.F. (Eds): *Reefs in time and Space*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 18: 89-154.

- **HEIM A. (1916).** Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe (3 Teil). Beitr Geol Karte Schweiz NF, 20: 369-573.
- **HEIM A. (1924.)** Über submarine denudation und chemische Sedimente. Geologische Rundschau, 15: 1-47.
- **HEIM A. (1934).** Stratigraphische Kondensation. Eclogae Geol. Helv, 27: 372-383.
- **HERRLE J. O., KÖBLER P., FRIEDRICH O., ERLLENKEUSER H. AND HEMLEBEN C. (2004).** High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1): 149-161.
- **HERRLE J.O., PROSS J., FRIEDRICH O. AND HEMLEBEN C. (2003).** Short-term environmental changes in the Cretaceous Tethyan Ocean: micropalaeontological evidence from the Early Albian Oceanic Anoxic Event 1b. *Terra Nova*, 15(1): 14-19.
- **HILLGÄRTNER H. (1998).** Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, 68: 1093-1108.
- **HIPS K AND HAAS J. (2009).** Facies and diagenetic evaluation of the Permian–Triassic boundary interval and basal Triassic carbonates: shallow and deep ramp sections, Hungary. *Facies* 55. 421-442.
- **HÖFLING R. & SCOTT R.W. (2002).** Early to Mid-Cretaceous Buildups.- In: Kiessling, W., Flügel, E. & Golonka, J. (eds.): *Phanerozoic Reef Patterns.*-SEPM Spec. Publ: 521-548.
- **IMMENHAUSER A., CREUSEN A., ESTEBAN M. AND VONHOF H.B. (2000).** Recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shuaiba, Nahr Umr, and Natih Formations of northern Oman. *GeoArabia*, 5, 299-322.
- **IMMENHAUSER A., HILLGÄRTNER H. AND VAN BETUM E. (2005).** Microbial foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology*, 52: 77-99.
- **IRWIN M. L. (1965).** General theory of epeiric clear water sedimentation: *American Association of Petroleum Geologists*, 49: 445-459.
- **JAMES N. P., AND BONE Y. (2000).** Eocene cool-water carbonate and biosiliceous sedimentation dynamics, St. Vincent basin, south Australia: *Sedimentology*, 47: 761-786.

- **JAMES NP. (1997).** The cool-water carbonate depositional realm. In: James NP, Clarke JAD (eds) Cool-water carbonates. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec Publ, 56:1-22.
- **JOHNSEN H.W. (1981).** Coralline algae, a first synthesis. Boca Raton, Florida (CRC): 239.
- **JOHNSON J. H. (1961).** Limestone-building algae and algal limestones. Johnson Publishing, Boulder, and Colorado School of Mines, Golden: 297.
- **JOHNSON J. H. AND K. J KONISHI. (1960).** An interesting Late Cretaceous calcareous algae from Guatemala. *Journal of Paleontology*, 34(6): 1099-1105.
- **JOHNSON J.H. (1960).** Palaeozoic Solenoporaceae and related red algae. -Quarterly, Colorado of School Mines, 55: 1-77.
- **JOLEAUD L. (1912).** Etude géologique de la chaîne numidique des monts de Constantine. MontPellier, Montane, Sicardiet, Valentin Ed.438.9P.1.carte en couleurs .Thèse. Paris: 438.
- **JOUKOWSKY E. AND FAVRE J. (1913).** Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat*, 37/4: 523.
- **KAUFFMANN E.G. & JOHNSON C.C. (1988).** The morphological and ecological evolution of Middle and Upper Cretaceous reef-building rudistids.- *Palaios*, 3/2: 194-216.
- **KAYE P. (1963).** The ostracod genus *Neocythere* in the Speeton clay. *Palaeontology*, 6 (2): 274-281.
- **KAYE P. (1964).** Revision of British marine Cretaceous Ostracoda with notes on additional forms. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, 10: 35-79.
- **KAYE P. (1965).** Some new British Albian Ostracoda. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, 11: 215-253.
- **KAZI-TANI N. (1986).** Evolution géodynamique de la bordure Nord Africaine le domaine intraplaque nord orientale. Approche méga séquentielle. Thèse. Sc. Univ. Pau. Et des pays de l'Adour. 886p.
- **KEUPP H. & MATYSZKIEWICZ J. (1997).** Zur Faziesrelevanz von Saccocomar-Resten (Schwebcrinoiden) in Oberjura-Kalken des nördlichen Tethys-Schelfs. *Geologische Blätter für Nordost- Bayern*, 47: 53-70.
- **KIESSLING W. & FLÜGEL E. (1999).** The Phanerozoic diversity of reef builders. *Abstracts with Programs-Geological Society of America*, 31: 336.

- **KONHAUSER K. & RIDING R. (2012).** Bacterial biomineralization. In: Knoll, A.H., Canfield, D.E., Kurt, O. (Eds.), *Fundamentals of Geobiology*. John Wiley-Sons, Chichester: 105-130.
- **KRAJEWSKI K. P., LESNIAK P. M., ŁACKA B. AND ZAWIDZKI P. (2000).** Origin of phosphatic stromatolites in the upper cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sediment. Geol*, 136: 89-112.
- **LAHONDERE J.C., MAGNE AL J. (1983).** L'évolution du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma (Algérie) a` la fin du secondaire et au début du Tertiaire: conséquences paleogeographique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 197 (série D), 775–778, 2 fig.
- **LAMBOY M. (1990).** Microstructures of a phosphatic crust from the Peruvian continental margin: Phosphatized bacteria and associated phenomena. *Oceanol. Acta*, 13: 439-451.
- **LANDER R. H., BLOCH S., MEHTA S. AND ATKINSON C. D. (1991).** Burial diagenesis of paleosols in the giant Yacheng gas field, People's Republic of China: bearing on illite reaction pathways. *J. Sediment. Petrol*, 61: 256-268.
- **LANG R.A. AND TUCCI P. (1997).** A preliminary study of the causes of the blackening of pebbles in the Cenomanian "breccia with black pebbles" of Camporosello (Lepini Mountains, Italy). *Geol. Romana*, 33: 89-97.
- **LARSON R. L. (1991).** Geological Consequences of Superplumes. *Geology*, 19(10): 963-966.
- **LAZIZ O., BENABBAS C., BOULARAK M. & BOULVAIN F. (2018).** Dynamique des environnements crétacés (cenomano-turonien) de la plateforme néritique le cas du rocher de Constantine-Djebel Kelal (nord-est de l'Algérie) mémoire du service géologique de l'Algérie, 20: 1-15.
- **LEES A. & HENNEBERT M. (1982) .** Carbonate rocks of Knap Farm Borehole at Cannington Park, Somerset. *Rep. Inst .Geol.Sciences,U.K.*, 85,(5):18-36.
- **LEINFELDER R., NOSE M., SCHMID D.U. AND WERNER W. (1993).** Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29:195-230.
- **LEZIN C., ANDREU B., ETTACHFINI EL M., WALLEZ M.J., LEBEDEL V. AND MEISTER, C. (2012).** The upper Cenomanian–lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco. *Sedimentary Geology*, 246: 1-16.

- **MACEACHERN J. A., AND PEMBERTON S.G. (1994).** Ichnological character of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada, in: Recognition and Facies of Incised-Valley Fills, Special Publication 51 (R. Dalrymple, R. Boyd, and B. Zaitlin, eds.) Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 51: 129-157.
- **MACINTYRE I. G. (1985)** Submarine cements - the peloidal question. In: Schneidermann, N. & Harris, P.M. (Eds) Carbonate Cements, SEPM Spec. Publ, 36:109-116.
- **MAGNIEZ-JANNIN F. & RAT P. (1980).** Les étages Albiens français et leurs stratotypes.- Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 109: 126-129.
- **MAIKLEM W.R. (1967).** Black and brown speckled foraminiferal sand from the southern part of the Great Barrier Reef. J. Sed. Petrol, 37: 1023-1030.
- **MAMET B. & ROUX A. (1977).** Algues rouges dévoniennes et carbonifères de la Téthys occidentale. Rev. Micropaléont., Paris, vol. 19, n° 4: 215-266.
- **MASSE J-P., FRAU C., TENDIL A. AND J-B, FENERCI-MASSE M. (2020).** Evidence for three successive upper Barremian–lower Aptian rudist faunas in the Urgonian-type deposits of southeastern France and their stratigraphic value. Cretaceous Research, 115: 104-561.
- **MASSE J. P. (1976).** Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur). Stratigraphie, Paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution: Thèse, Université Marseille: 445.
- **MASSE J. P. & P HILIPP J. (1981).** Cretaceous coral-rudist buildups of France.- In: Toomey, D.F. (ed.): European fossil reef models.- Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ, 30: 399-426.
- **MASSE J.P AND GALLO-MARESCA M. (1997).** Late Aptian Radiolitidae (rudist bivalves) from the Mediterranean and southwest Asiatic regions: taxonomic, biostratigraphic and palaeobiogeographic aspects. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 128: 101-110.
- **MASSE J.P. (1989).** Relations entre modifications biologiques et phénomènes géologiques sur les plates-formes carbonatées du domaine peri-méditerranéen au passage Bedoulien-Gargasien. Geobios Memoir, 11: 279-294.

- **MATTHEW A. E., WOODS A. J. AND OLIVER C. (1991):** Spots before the eyes: New comparison charts for visual percentage estimation in archaeological material.- In: Middleton A., Freestone, J. (eds.): Recent development in ceramic petrology.-British Museum Occasional Paper, 81: 211-264.
- **MATYSZKIEWICZ J. (1996).** The significance of Saccocoma-calcuturbidites for the analysis of the Polish epicontinental Late Jurassic Basin: an example from the South Tethyan Margin. *Facies*, 34: 23-40.
- **MAUFFRET A., FRIZON DE LAMOTTE D., LALLEMANT S., GORINI C. AND MAILLARD A. (2004).** E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, 16(5): 257-264.
- **MCARTHUR J. M. AND HOWARTH R. J. (2004).** Strontium isotope stratigraphy. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (Eds.), *A Geological Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge: 96-105.
- **MCARTHUR J.M., JANSSEN N.M.M., REBOULET S., LENG M.J., THIRLWALL M.F. AND VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. (2007).** Palaeotemperature polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $^{87}Sr/^{86}Sr$): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248: 391-430.
- **MCKEE E-D. AND GUTSCHICK R.C. (1969).** History of the Redwall Limestone of northern Arizona: *Geological Society of America Memoir*, 114: 612 .
- **MEYERS W. J. (1978).** Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Sedimentology*, 25: 371-400.
- **MIDDLETON G. V. (1973).** Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 979-988.
- **MILLER K. G., WRIGHT J.D. & BROWNING J. V. (2005).** Visions of Ice Sheets in a Greenhouse World. *Marine Geology*, 217: 215-231.
- **MITCHUM R. M. AND VAN WAGONER J. C. (1991).** High frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles, *Sedimentary Geology*, 70(2-4): 131-160.
- **MITCHUM R. M., JR., VAIL P. R. & THOMPSON S. (1977).** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Eds): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. The American Association of Petroleum geologists, *Memoir*, 26: 53-62.

- **MITCHUM R.M. (1977).** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26: 205-212.
- **MOJON P. O. & STRASSER A. (1987).** Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidentale). *Eclogae geologicae Helveticae*, 80: 37-58.
- **MONTAGGIONI L.F. (1979).** Environmental significance of rhodolithes from the Mascarene Reef Province, Western Indian Ocean. *Bull. Cent. Rech. Explor. –Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 2: 713-723.
- **MOUSSAVIAN E. (1989).** Über die systematische Stellung und Bestimmungskriterien der Solenoporaceen (Rhodophyta). - *Courier Forschungsinst. Senckenberg*, 109: 51-91.
- **MOYSEY D. G. & MADDOCKS R.F. (1982).** Ostracoda and associated fauna of the lower Walnut Formation (lower Cretaceous) of Travis and Williamson counties, Texas. In: Maddocks R.F. (ed.) *Texas Ostracoda*: 143-165.
- **MUTTERLOSE J., BORNEMANN A. AND HERRLE J. O. (2009).** The Aptian - Albian cold snap: Evidence for mid Cretaceous icehouse interludes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 252: 217-225.
- **MUTTERLOSE J., BORNEMANN A., LUPPOLD F. W., OWEN H. G., RUFFELL A., WEISS W. AND WRAY D. (2003).** The Vöhrum section (northwest Germany) and the Aptian/Albian boundary. *Cretaceous Research*, 24(3): 203-252.
- **MUTTERLOSE J., BOTTINI C., SCHOUTEN S. AND DAMSTÉ J.S.S. (2014).** High sea-surface temperatures during the early Aptian Oceanic Anoxic Event 1a in the Boreal Realm. *Geology*, 42(5): 439-442.
- **MUTTI M. AND HALLOCK P. (2003).** Carbonate systems along nutrient and temperature gradients :some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 465-475.
- **NIELD E.W AND TUCKER V. C. T. (1985).** Paleontology. An introduction. Pergamon Press: 178.
- **ODIN G. S. & FULLAGAR P.D. (1988).** Geological significance of the glauconitic facies. Pp. 227-294 in: *Green Marine Clays*. (G.S. Odin, editor). *Developments in Sedimentology*, 45.

- **ODIN G.S. & LETOLLE R. (1980).** Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison. *SEPM Sp. Pub.*, 29: 227-237.
- **OGG J.G. AND HINNOV A. (2012).** Chapter 27, Cretaceous. In: Gradstein, F.M.; Ogg J.G.; Shmitz, M.D., *The Geological Time Scale*: 793-853.
- **OGG J.G., AGTERBERG F.P. AND GRADSTEIN F.M. (2004)** The Cretaceous period. In: *A geologic time scale 2004* (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg and A.G. Smith), pp. 344-383. Cambridge University Press, Cambridge.
- **OLIVIER N, CARPENTIER C, MARTIN-GARIN B, LATHUILLIÈRE B, GAILLARD C, FERRY S., HANTZPERGUE P. AND GEISTER J. (2004).** Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). *Facies*, 50: 229-255.
- **PALMER T. J. AND WILSON M. A. (2004).** "Calcite precipitation and dissolution of biogenic aragonite in shallow Ordovician calcite seas". *Lethaia*. **37** (4): 417-427
- **PEMBERTON S. G. & MACEACHERN J. A. (1995).** The Sequence Stratigraphic Significance of Trace Fossils: Examples From the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada. In J. C. Van Wagoner & G. Bertram (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits - Outcrop and Subsurface Examples From the Cretaceous of North America*. *Aapg Memoir*, 64: 429-475).
- **PERRY C.T. (1998).** Grain susceptibility for the effects of microboring: implication for the preservation of skeletal carbonates. - *Sedimentology*, 45: 39-51.
- **PERYT T.M. (1983).** Vadoids. -In: Peryt, T.M. (ed.): *Coated grains*. Berlin (Springer): 437-449.
- **PHILIP J., (2003).** Peri-Tethyan neritic carbonate areas: distribution through time and driving factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier Science, 196: 19-37.
- **PIA J. (1927).** Thallophyta. 31±136. In HIRMER, M. (ed.). *Handbuch der Paläobotanik*, 1: Thallophyta, Bryophyta, Pteridophyta. R. Oldenbourg, München: 708.
- **PIOVESAN E.K., BERGUE C.T. & FAUTH G. (2009).** Cretaceous ostracodes from Pará-Maranhão Basin, Brazil: taxonomy and preliminary paleoecological and paleobiogeographical inferences. *Revue de Paléobiologie*, 28 (2): 437-456.

- **PIOVESAN E.K., NICOLAIDIS D.D., FAUTH G. & VIVIERS M.C. (2013).** Ostracodes from the Aptian-Santonian of the Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 240-254.
- **PIQUÉ A., AÏT BRAHIM L., AIT OUALI R., AMRHAR M., CHARROUD M., GOURMELEN C., LAVILLE E., REKHISS F. & TRICART P. (1998).** Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169: 797-810.
- **POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. AND VAIL P.R. (1988).** Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 42:109-124.
- **POSAMENTIER, H.W. AND VAIL, P.R. (1988)** Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 42:125-154.
- **POULSEN C. J., GENDASZEK A. S. AND JACOB, R. L. (2003).** Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum ?. *Geology*, 31(2), 115-118.
- **PRICE G.D. (1999)** The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48, 183-210.183-210.
- **PUCEAT E., LECUYER C., SHEPPARD S., DROMART G., REBOULET S. AND GRANDJEAN P. (2003).** Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels *PALEOCEANOGRAPHY*, VOL, 18 (2): 10-29.
- **PUCÉAT E., LECUYER C., SHEPPARD S.M.F., DROMART G., REBOULET S. AND GRANDJEAN, P. (2003)** Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, 18, 1029, doi:10.1029/2002PA000823.
- **PURSER B.H. (1969).** Syn-sedimentary marine lithification of middle jurassic in the Paris Basin. *Sedimentology*, 12: 205-230.
- **PURSER B.H. AND EVANS, G. (1973).** Regional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf, *in Purser, B.H. (ed.), The Persian Gulf, Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea: Berlin, Springer-Verlag: 211-231.*

- **RACKI G. AND RACKI M. (1989).** Ecology of the Devonian charophyte algae from the Holy Cross Mts - *Acta Geologica Polonica*, 31, 213-222.
- **RADOICIC R. (1959).** Nekoliko problematicnih mikrofosila iz dinarske krede (some problematic microfossils from the Dinarian Cretaceous). *Vesnik*, 17: 87-92.
- **RASSER M.W., SCHEIBNER C. AND MUTTI M. (2005).** A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51: 217-232.
- **Rat P. & Pascal A. (1979).** De l'étage aux systèmes bio-sédimentaires urgoniens. In l'Urgonien des pays méditerranéens. *Geobios*, Mém. spécial n, 3: 385-399.
- **READ J. (1973).** Carbonate cycles, Pillara Formation, Canning Basin, Western Australia.-*Bull. Can. Petrol. Geol*, 21: 38-55.
- **REBOULET S., HOEDEMAEKER P., AGUIRRE-URRETA M.B., ALSEN P., ATROPS F., BARABOSHKIN, COMPANY, M., DELANOY, G., DUTOUR, Y., KLEIN, C., LATIL, J. L., LUKENEDER A., MITTA V., MOURGUES, F. A., PLOCH, I., RAISOSSADAT, N., ROPOLO, P., SANDOVAL, J., TAVERA, J. M., VASICEK, Z., VERMEULEN, J., ARNAUD, H., GRANIER, B. ET PREMOLI SILVA I., (2006).** Report on the second international meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the 'Kilian Group' (Neuchatel, Switzerland, 8 september 2005). *Cretaceous research* 27, 712–715.
- **REID R. P. AND MACINTYRE I. G. (2000).** Microboring versus recrystallization: further insight into the micritization process.- *Journal of Sedimentary Research*, 70: 24-28.
- **REUSS A. E. (1846).** Die Versteinerungen der böhmischen Kreide Formation, 2. Abteilung. E. Schweizerbart, Stuttgart, *Abtheilung*, 2: 59-148.
- **REY J. (1997).** Stratigraphie. Terminologie Française. *Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-mémoire*, 19: 164.
- **RIDING R. (1991).** Calcified cyanobacteria. In: Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin: 55-87.
- **RIGBY J. K. (1995).** Sponges as microfossils. -In: Blome, C.D. (ed.): *Siliceous microfossils*.-Short Course in Paleontology(The Paleontological Society), 8: 1-17.
- **ROSENFELD A AND RAAP M. (1984).** Lower Cretaceous ostracodes from Israel and Sinai," *Israel Journal of Earth Sciences*, vol. 33, pp. 85-134.

- **ROSS D.J. ANDSKELTON P.V. (1993).** Rudist formation of the Cretaceous: a paleoecological, sedimentological and stratigraphical review, *in* Wright, V.P. (ed.), *Sedimentology Review*: Oxford, Blackwell Scientific Publications: 73-91.
- **Ruban D. A. (2014).** Mesozoic long-term eustatic cycles and their uncertain hierarchy. *Geoscience Frontiers*, 6: 503-511.
- **Ruban D. A. (2018).** Episodic events in long-term geological processes: A new classification and its applications. *Geoscience Frontiers*, 9, 377-389.
- **SANDERS D. & HÖFLING R. (2000).** Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria). - *Sedimentary Geology*, 137: 127-146.
- **SATTLER U., IMMENHAUSER A., HILLGÄRTNER H., ESTEBAN M., (2005).** Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a Carbonate Platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology* 52, 339-361.
- **SAVORNIN J. (1920).** Etude geologique de la region du Hodna et du plateau setifien. S.C.G.A. n°17: 499.
- **SCHÄFER K. (1969).** Vergleichs-schaubilder zur bestimmung des allochemgehalts bioklastischer karbonatgesteine.-n. jb. geol. paläont, 3: 173-184.
- **SCHLAGER W. (1981).** The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geol. Soc. Am. Bull.*,92:197-211.
- **SCHLAGER W. (1989).** Drowning Unconformities on Carbonate Platforms. In *Controls on Carbonate Platforms and Basin Development* (pp. 15-25). SEPM special publication 44.
- **SCHLAGER W. (1992).** Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. *American Association for Petroleum Geologists Continuing Educational Course Note Series*, 34: 71.
- **SCHLAGINTWEIT F, BOVER-ARNAL T AND SALAS R. (2010).** New insights into *Lithocodium aggregatum* Elliott 1956 and *Bacinella irregularis* Radoičić 1959 (Late Jurassic-Lower Cretaceous): two ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolithic). *Facies*, 56:509-547.
- **SCHOLLE P.A., BEBOUT D.G. & MOORE C.H. (1983).** Carbonate Depositional Environments. *AAPG Mem*, 33: 708.

- **SCHROEDER R., CHERCHI A., GUELLAL S. & VILA J-M. (1974).** Bio- zonation par les grands foraminifères du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et moyen des séries néritiques en Algérie NE. Considérations paléogéographiques. VI Colloque Africain de Micropaléontologie, Tunis: 1–8.
- **SCHROEDER R., VAN BUCHEM F., CHERCHI A., BAGHBANI D., VINCENT B., IMMENHAUSER A. & GRANIER B. (2010).** Revised biostratigraphic zonation for the barremian-aptian of the eastern arabian plate and implications for regional stratigraphic correlations. *geoarabia, spec.pub*, 4: 49-96.
- **SCOTESE C. R. (2014).** Northwestern University Atlas of Early Cretaceous Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 2, The Cretaceous, Maps: 23-3.1
- **SEGONZAC G. & MARIN P. (1972).** *Lithocodium aggregatum* Elliott et *Bacinella irregularis* Radoicici de l’Aptien de Teruel (Espanne): deux stades de croissance d’un seul et même organisme incertae sedis. *Bulletin de la Société géologique de France, Série 7*, 14: 331-335.
- **SHINN E.A. (1968)** Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sed. Petrol.*, 38, 215-223.
- **SHIRAIISHI F. & KANO A. (2004).** Composition and spatial distribution of microencrusts and microbial crusts in upper Jurassic–lowermost Cretaceous reef limestone (Torinosu limestone, southwest Japan). *Facies*, 50: 217-227.
- **SHROEDER R. (1964).** Orbitoloniden Biostratigraphic des Urgons nord.stlich Von Teruel (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte* 30, 462–474.
- **SKELTON P.W. (2003).** Rudist evolution and extinction—a North African perspective. In: *North African Cretaceous carbonate platform systems* (Eds E. Gili, H. Negra and P.W. Skelton), NATO Science Series, IV. Earth and Environmental Sciences, 28: 215-227.
- **SKELTON P.W. AND MASSE, J.P. (1998).** Revision of the lower cretaceous rudist genera *pachytraga* paquier and *retha* cox (bivalvia: hippuritacea), and the origins of the caprinidae. *géobios, mémoire spécial*, 22: 331-370.
- **SLOSS L. L. (1963).** Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 93-114.

- **SLOSS L.L., KRUMBEIN W.C AND DAPPLES E. C. (1949).** Integrated facies analysis. In: Longwell, C.R. (ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*. Geological Society of America Memoir 39, 91–124. *Societatis Geologicae Poloniae*, 55: 95-206.
- **SOREGHAN G.S., ELMORE R.D., KATZ B., COGOINI M. AND BANERJEE S. (1997).** Pedogenically enhanced magnetic susceptibility variations preserved in Paleozoic loessite. *Geology*, 25:1003-1006.
- **SOUDRY D. (2000).** “Microbial phosphate sediment,” in *Microbial Sediments* eds Riding R. E., Awramik S. M., editors. (Heidelberg: Springer): 127-136
- **SOUSSE M., MANGOLD C., ENAY R., BOUGHDIRI M. AND BEN ISMAIL M.H. (2000).** Le Jurassique inférieur et moyen de la Tunisie septentrionale ; corrélations avec l’axe Nord-Sud et paléogéographie. *GEOBIOS*, 33 (4): 437-446.
- **SPALLETTI L.A., POIRÉ D.G., SCHWARTZ E. AND VEIGA G.D. (2001).** Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences*, 14: 609-624.
- **STAMPFLI G. M. & BOREL G. D. (2002).** A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic Constrained By Dynamic Plate Boundaries and Restored Synthetic Oceanic Isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 17-33.
- **STANLEY, S.M. & HARDIE L.A. (1998).** Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144: 3-19.
- **STEIN M., ARNAUD-VANNEAU A., ADATTE T., FLEITMANN D., SPANGENBERG J.E. AND FOLLMER K.B. (2012).** Palaeoenvironmental and palaeoecological change on the northern Tethyan carbonate platform during the Late Barremian to earliest Aptian. *Sedimentology*, 59: 939-963.
- **STENECK R. S. (1983).** Escalating herbivory and resulting adaptive trends in calcareous algal crusts. *Paleobiology*, 9: 44-61.
- **STEBER T., RAUCH M., MASSE J.P., GRAAF J. AND MALKOC M. (2005).** Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature*, 437: 1341-1344.
- **STOLL H. M., & SCHRAG D. P. (2000).** High-Resolution Stable Isotope Records From the Upper Cretaceous Rocks of Italy and Spain: Glacial Episodes in a Greenhouse Planet? *Geological Society of America Bulletin*, 112(2), 308-319.

- **STRASSER A. (1984).** Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *J. Sed. Petrol.*, 54/4: 1097-1109.
- **STRASSER A. (2016).** Hiatuses and condensation: an estimation of time lost on a shallow carbonate platform. *The Depositional Record*, 1(2): 91-117.
- **STRASSER A. AND DAVAUD E. (1983).** Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. - *Eclogae geologicae Helvetiae*, 76: 551-580.
- **STRASSER A., PITTET B., HILLGÄRTNER H. AND PASQUIER J.B. (1999).** Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sed. Geology*, 128: 201-221.
- **SUGDEN W. (1966).** Pyrite staining of pelley debris in carbonate sediments from the Middle East and elsewhere. *Geol. Mag.*, 103: 250-256.
- **SWINEFORD A., LEONARD A.B. AND FRYE J.C. (1958).** Petrology of the Pliocene pisolitic limestone in the Great Plains: Kansas Geological Survey, Bulletin, 130. Part 2: 97-116.
- **TAKASHIMA R., NISHI H., T. HUBER B., & LECKIE R. M. (2006).** Greenhouse World and the Mesozoic Ocean. *Oceanography*, 19(4), 82-92.
- **TANDON S.K. AND GIBLING M.R. (1994).** Calcrete and coal in late Carboniferous cyclothems of Nova Scotia, Canada: climate and sea-level changes linked. *Geology*, 22: 755-758.
- **TAPPONNIER P. (1977).** Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7: 437-460.
- **TOMASOVYCH A. (2004).** Microfacies and depositional environment of an upper triassic intra-platform carbonate basin: the fatric unit of West Carpathians (Slovakia). *Facies*, 50: 77-105.
- **TRIBOVILLARD N., ALGEO T.J., BAUDIN F., AND RIBOULLEAU A. (2012).** Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum–uranium covariation-Applications to Mesozoic palaeoceanography: *Chemical Geology*, v. 324-325: 46-58.
- **TUCKER M.E. (1991).** Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks. Second edition. *Geoscience texts*. Blackwell Science: 260.
- **TUCKER M.E. & BATHURST, R.G.C. (1990).** Carbonate Diagenesis, Blackwell Scientific Publications, 312 pp.
- **TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. (1990).** Carbonate sedimentology. Blackwell, 482 pp.

- **TUCKER M.E., WRIGHT V.P., DICKSON AND J.A. (1990).** Carbonate sedimentology, Blackwell scientific publications: 482.
- **TURKI M.M. (1988).** Polycinématique et contrôle sédimentaire associés sur la cicatrice Zaghouan-Nabhana. Editée par le Centre des Sciences de la Terre, Institut National de Recherche Scientifique, Tunisie. Revue des Sciences de la Terre :71-262.
- **VAIL P. R. (1987).** Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: seismic stratigraphy procedure, in: Atlas of Seismic Stratigraphy (A. W. Bally, ed.), American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 27(1): 1-10.
- **VAIL P. R., MITCHUM R. M., AND TOMPSON S. (1977).** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea-level from coastal onlap, in: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir 26 (C. E. Payton, ed.), American Association of Petroleum Geologists: 63-81.
- **VAN BUCHEM F.S.P., BAGHBANI D., BULOT L., CARON M., GAUMET F., HOSSEINI A., KEYVANI F., SCHROEDER R., SWENNEN R., VEDRENNE V. AND VINCENT B. (2010).** Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates. In: F.S.P. van Buchem, M.I. Al Hussein, F. Maurer and H.J. Droste (Eds), Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Eastern Arabian Plate. GeoArabia, 4: 503-548.
- **VAN BUCHEM F.S.P., RAZIN P., HOMEWOOD P.W., OTERDOOM W.H. AND PHILIP J. (2002).** Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. Aapg Bulletin , 86 (1): 21-53.
- **VAN DE FLIERT J.R. (1955).** Etude géologique de la région d'Oued Athmania (Algérie).Publ. Serv. Carte géol. Algérie N.S, Bull N°8: 245.
- **VAN DE FLIERT J.R. (1955).** Etude géologique de la région d'Oued Athmania (Algérie) Publ. Serv. Carte géol. Algérie N.S, Bull N°8,245p.Alger. Bassoulet, J.P., 1973. Contribution a` l`e`tude stratigraphique du Mésozoïque de l`atlas saharien occidental (Alge`rie). Thèse ès Sciences, Paris, 2 tomes, 497 pp.
- **VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J. F., LOUITIT T.S. AND HARDENOL R.M. (1988).** An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 42: 39-45.

- **VEIZER J., ALA D., AZMY K., BRUCKSCHEN P., BUHL D., BRUHN F. AND STRAUSS H. (1999).** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- **VERON J.E.N. (1995).** Corals in space and time. The biogeography and evolution of the Scleractinia. Cornell university press, New york: 321.
- **VILA J-M. (1977).** Carte de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4),. Publ. comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH.
- **VILA J-M. (1978).** Définition de la nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr*, 2: 791-794.
- **VILA J-M. (1980).** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens .Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol: 663.
- **VILA J.M. (1971).** Paleogeographie et tectonique des unites allochtones de type tellien et de type flysch a` microbre`ches dans le Nord-Est du Constantinois (Alge`rie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 272 (Se`rie D), 1047–1050, 1 fig.
- **VILA J.M. (1978).** Définition de la nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr*. 2fig. pp 791-794.
- **VINCENT B., VAN BUCHEM F.S.P., BULOT L.G., IMMENHAUSER, A., CARON M., BAGHBANI D. AND HUC A.Y. (2010).** Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian–Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations), *GeoArabia, Spec*, 4: 139-197.
- **VINCENT, B., VAN BUCHEM, F.S., BULOT, L.G., JALALI, M., SWENNEN, R., HOSSEINI A.S., BAGHBANI D., (2015).** Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology* 63, 46-67.
- **VIVIERS M.C., KOUTSOUKOS E.A., SILVA-TELLES JR. AND BENGTON P. (2000).** Stratigraphy and biogeographic affinities of the late Aptian-Campanian ostracods of the Potiguar and Sergipe basins in northeastern Brazil. *Cretac. Res*, 21: 407-455.
- **VLAHOVIĆ I., TIŠLJAR J., VELIĆ I., MATIĆEC D., SKELTON P.W., KORBAR T. AND FUČEK L (2003).** Main events recorded in the sedimentary succession of the Adriatic Carbonate Platform from the Oxfordian to the Upper Santonian in Istria (Croatia), in: *Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin, Field Trip Guidebook*, edited by: Vlahovic, I. and Tisljar, J., 22nd Int. Assoc. Sedimentol: 19-56.

- **VOÛTE C. (1967).** Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun, Ain Babouche et des régions limitrophes. Publ. Serv. Carte géol. Algérie n°36, 2 tomes, 3 fig., 41 pl., 255 p.
- **WAGNER T. AND PLETSCH T. (1999).** Tectono-sedimentary controls on Cretaceous black shale deposition along the opening Equatorial Atlantic Gateway (ODP Leg 159). *Geological Society, Special Publications*, 153: 241-265.
- **WALDEN J., OLDFIELD F. AND SMITH, J. (1999).** Environmental magnetism: a practical guide. Technical Guide n°6. Quaternary Research Association, London, 243.
- **WALKER R. G. (1992).** Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R. G. & James N. P. eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological association of Canada, St John's, Newfoundland: 1-14.
- **WALKER R.G. (2006).** Facies models revisited: introduction. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited SEPM Special Publication*, 84: 1-17.
- **WALKER R.G. AND JAMES N.P. (1992).** Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada: 454.
- **WALTER B. (1996).** The bryozoan fauna of the Hauterivian transgression in the Paris basin. *Geobios*, 29 (1): 5-11.
- **Webb G.E. (1994).** Paleokarst, paleosol, and rocky-shore deposits at the Mississippian-Pennsylvanian unconformity, northwestern Arkansas. *Geol. Soc. Am. Bull*, 106: 634-648.
- **WEISSERT H & LINI A (1991).** Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? In: Müller DW, McKenzie JA, Weissert H (eds) *Controversies in modern geology: evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. Academic, London: 173-191.
- **WELLS J.W. (1956).** Scleractinia.-Treatise on Invertebrate Paleontology, F, Coelenterata (Geological Society of America): 328-440.
- **WENDT P.H., KNOTT D.M. AND VAN DOLAH R.F. (1989).** Community structure of the sessile biota on five artificial reefs of different ages. *Bull. Mar. Sci*, 44: 1106-1122.
- **WILDI W., (1983).** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue Gelo. Dyn. Phys. Paris* 24 (fasc. 3), 201-297.
- **WILMSEN M., FÜRSICH F.T., SEYED-EMAMI K., MAJIDIFARD MR., AND ZAMANI P.M (2010).** Facies analysis of a large-scale Jurassic shelf-lagoon: the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. *Facies*, 56: 59-87.

- **WILSON J. L. AND JORDAN C. (1983).** Middle Shelf Environment, in: Carbonate Depositional Environments, edited by: Scholle, P. A., Bebout, D. G., and Moore, C. H., Am. Assoc. Pet. Geol., Mem, 33: 297-344.
- **WILSON J.L. (1975).** Carboante facies in geologic history Springer-Berlin, Heidelberg, New York: 471.
- **WILSON M. E. J AND EVANS M. J. (2002).** Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality. Mar Petrol Geol, 19: 873-900.
- **WRAY J. L. (1977).** Calcareous algae. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, R. Elsevier, Amsterdam: 185.
- **WRIGHT V. P. (1990).** Singenetic formation of grainstones and pisolites from fenestral carbonates in peritidal settings-discussion. Journal of Sedimentary Research, 60(2): 309-311.
- **WRIGHT V.P AND PLATT N.H. (1995).** Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas; a re-appraisal of palustrine limestones. Sediment. Geol, 99: 65-71.
- **WRIGHT V.P. (1985).** Seasonal banding in the alga *Solenopora jurassica* from the Middle Jurassic of Gloucestershire, Eng-77 land. -Journal of Paleontology, 59: 721-732.
- **WRIGHT V.P. (1991).** Palaeokarst. Types, recognition, controls and associations. -In: Wright, V.P. (ed.): Palaeokarsts, and palaeokarstic reservoirs. -Postgraduate Research Institute of Sedimentology, Occasional Publication Series, 2: 56-88.
- **WRIGHT V.P. (1994).** Paleosols in shallow marine carbonate sequences. Earth Sci. Rev, 35: 367-395.
- **WRIGHT V.P. & BURCHETTE T.P. (1996).** Shallow-water carbonate environments. In : Sedimentary environments : processes, facies & stratigraphy (Ed H.G. Reading) Third ed: 688.
- **ZOUAGHI T., BÉDIR M. AND INOUBLI M.H. (2005).** 2D Seismic interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and Cretaceous unconformities, Atlas Mountains, central Tunisia. Journal of African Earth Sciences, 43: 464-486.

ANNEXES

PLANCHE 1

1 et 2. *Cordilites cretosus* (REUS 1846). (Sl) section longitudinale, (St) section transversale. Famille Solenoporaceae PIA, 1927) (Granier et al. 2017).

3. *Lithophyllum shebae* ELLIOTT 1959. Sous-Famille des Lithophylloideae Setchell,

1943 déterminées dernièrement comme *Marinella lugeoni* PFENDER, 1939. Famille Solenoporaceae PIA, 1927) (Granier et al. 2017).

4. *Lithothamnion crispatum* Hauck, 1878. Sous-Famille des Melobesioideae Bizzozero, 1885 (Granier et al. 2017)

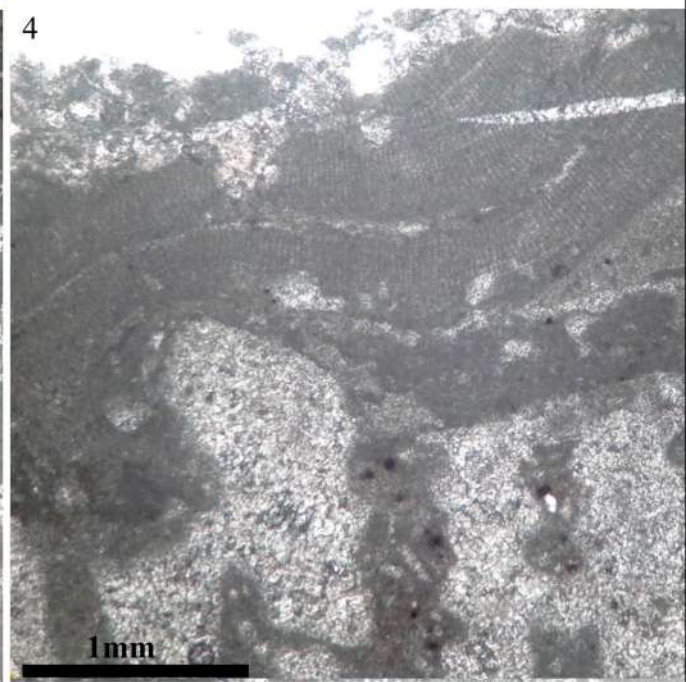
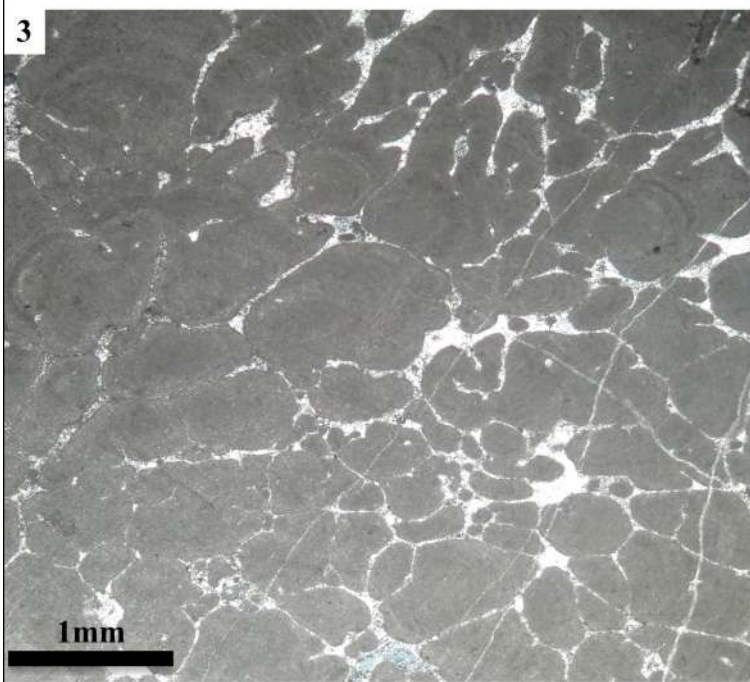
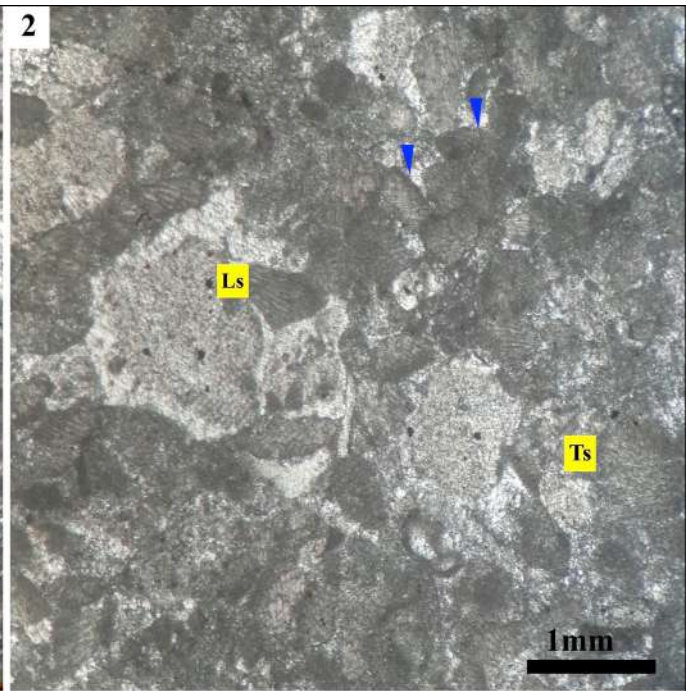
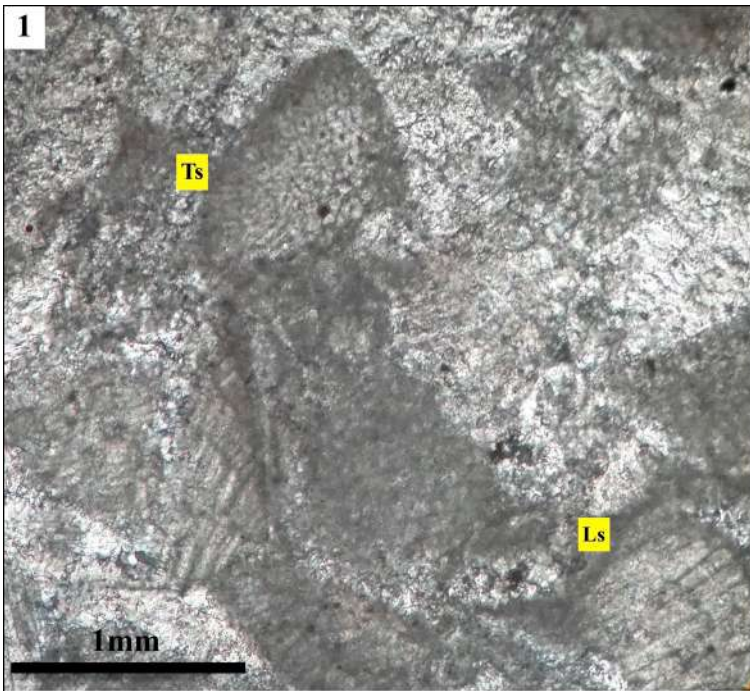


PLANCHE 2

1,2, 3 et 5. *Solenopora* sp.

4 . *Solenopora urgoniana* (section transsversale).

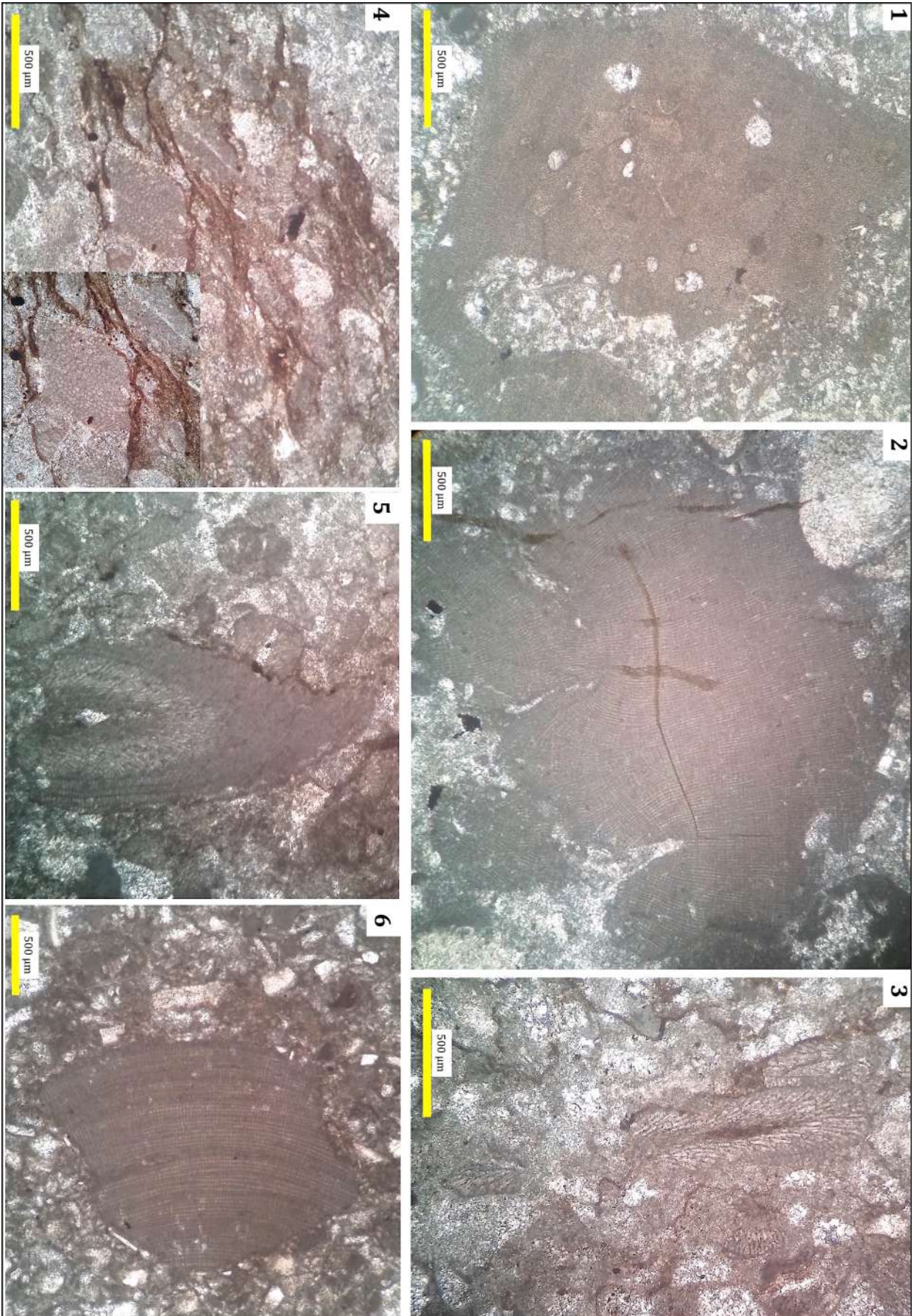


PLANCHE 3

1. Bioconstruction à tapis microbien (*Lithocodium* et *Bacinella*)

2. *Lithocodium aggregatum* Elliott

3 et 4. *Bacinella irregularis*

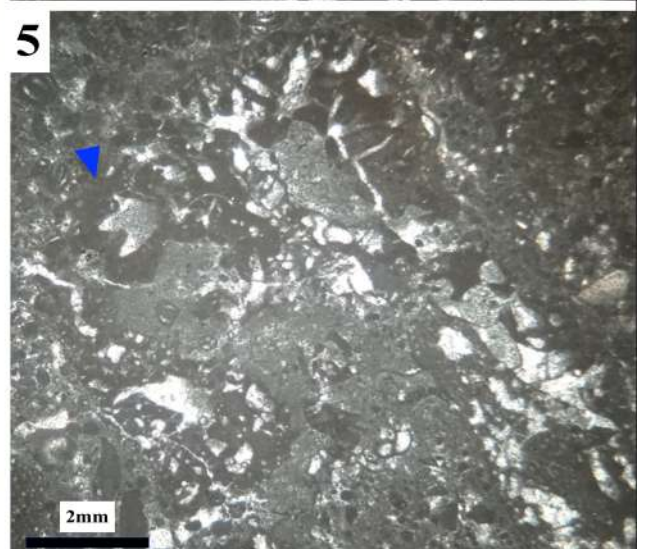
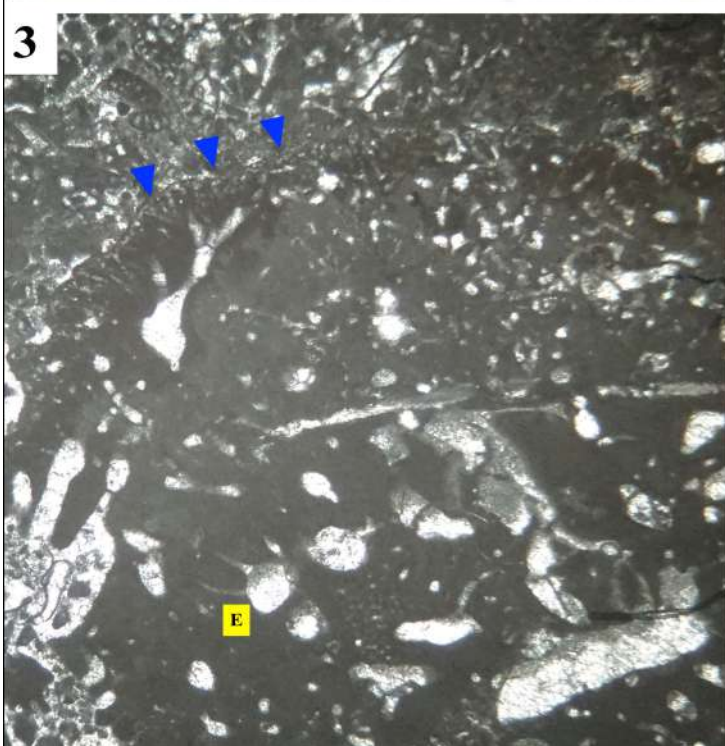
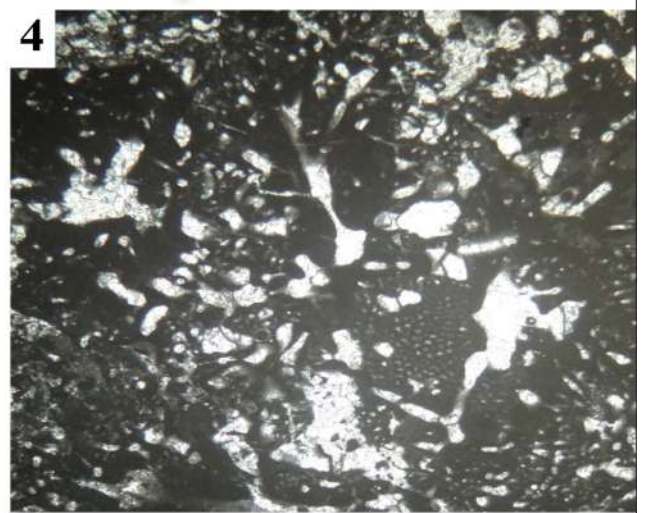
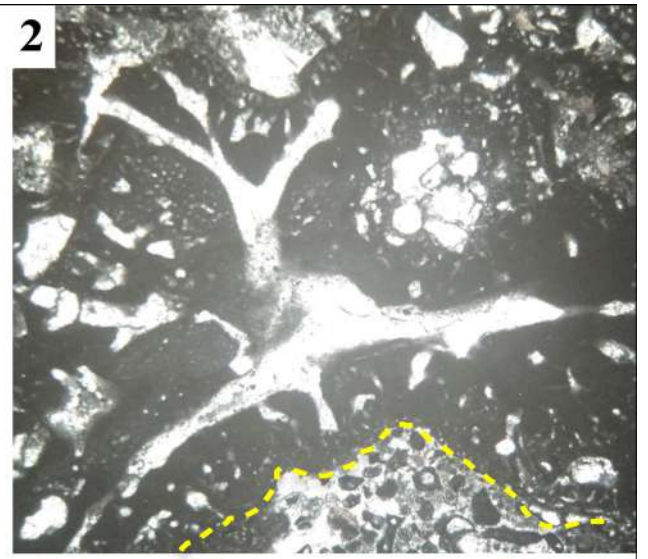
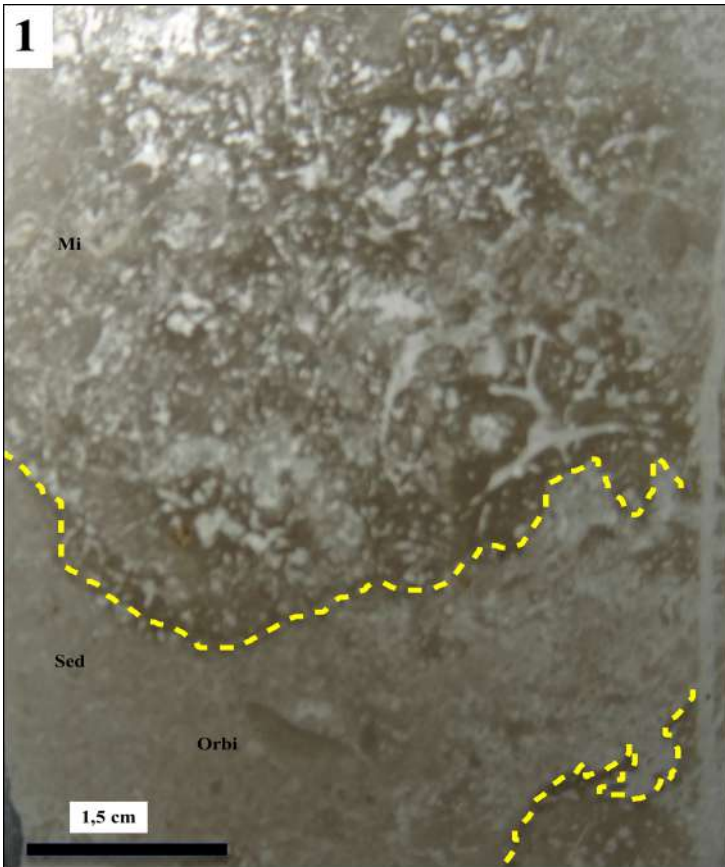


PLANCHE 4

1 et 2 *Lithocodium aggregatum* Elliott développée autour des coquilles des bivalves (rudistes).

3 et 4 **Bioconstruction mixte de** *Lithocodium*/*Bacinella* et rudiste (Ru)
(Les parois de la chambre de *Lithocodium* sont bordées par des rebords isopaches intérieurs de cristaux à lames indiquant une cimentation phréatique précoce par une forte teneur en Mg-calcite).

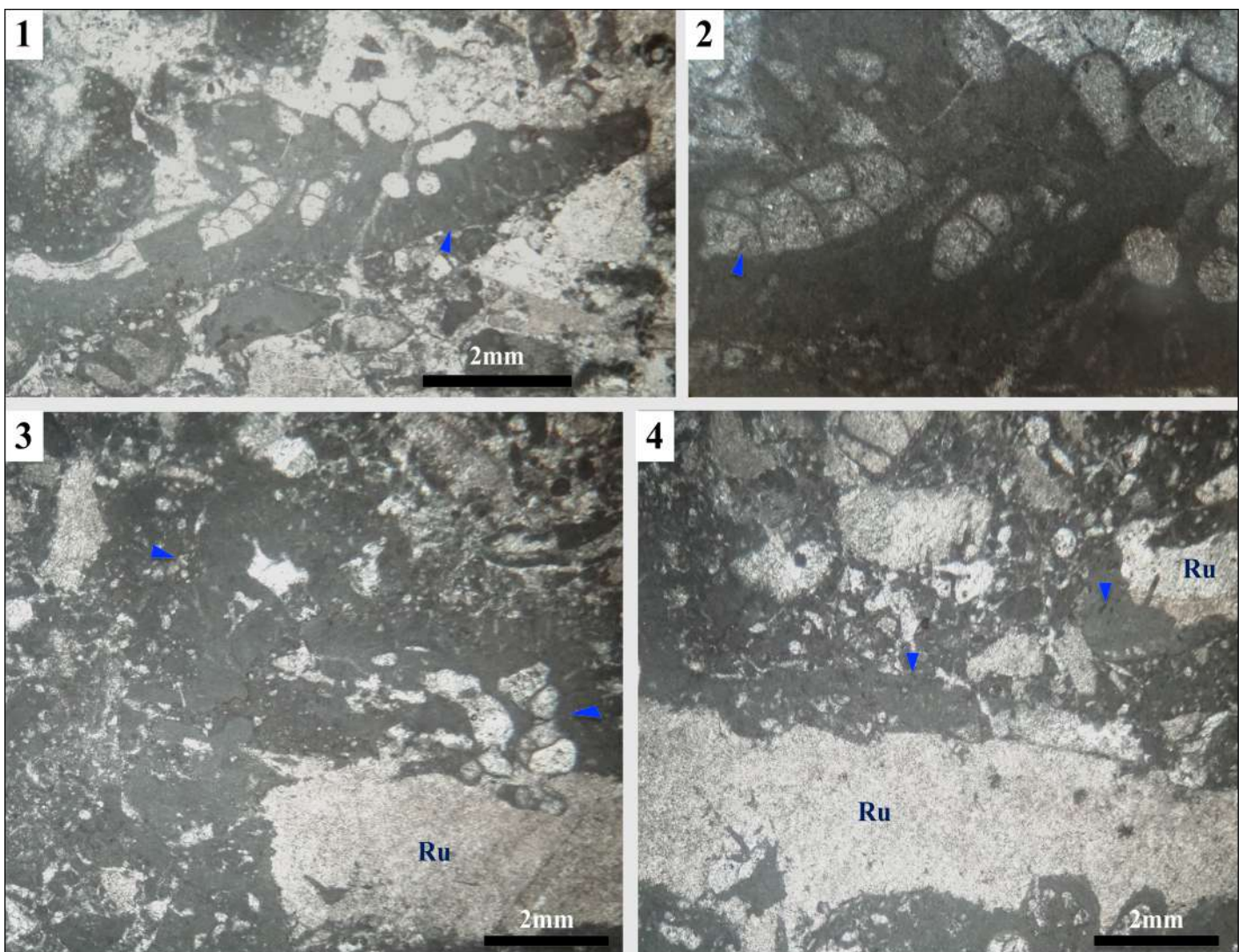


PLANCHE 5

Association biotique des faciès récifaux et encroutements algaires dans un récif corallien (fini-aptien).

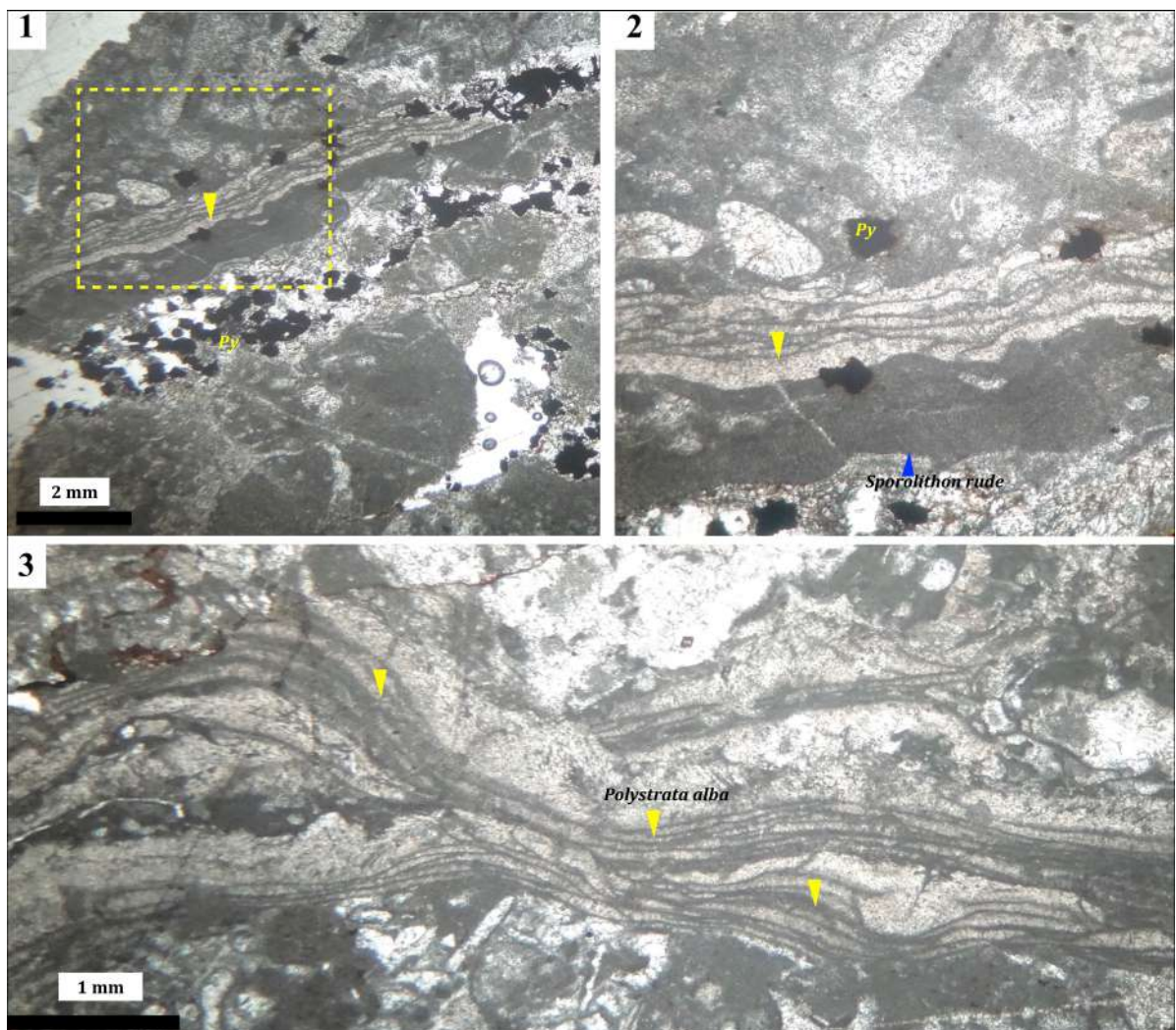


PLANCHE 6

1 et 2 Triploporella sp. Section transversale ou Pseudoactinoporella fragilis conrad .

3 Salpingoporella annulata Carozzi : section oblique (Cylindrical annulated thallus)

4 salpingoporella sp section transversale

5 Montiella elitzae (Bakalova) in longitudinal-subaxial section

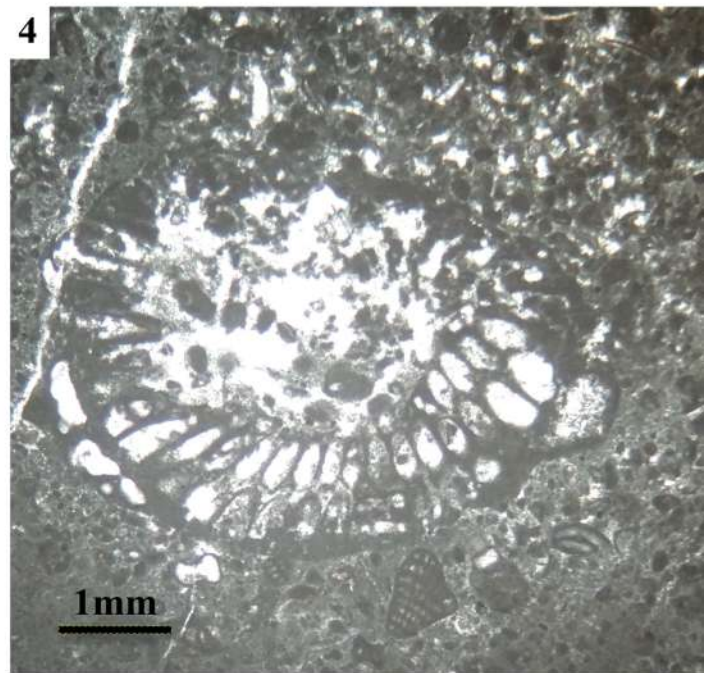
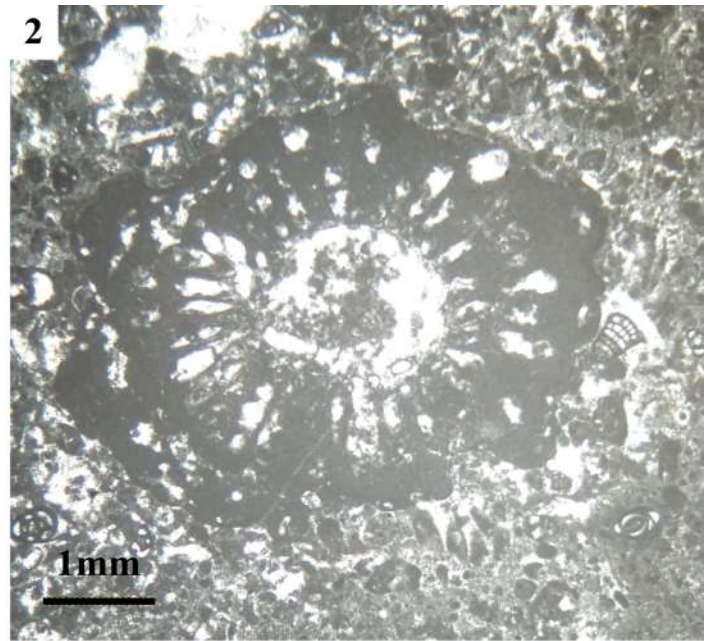
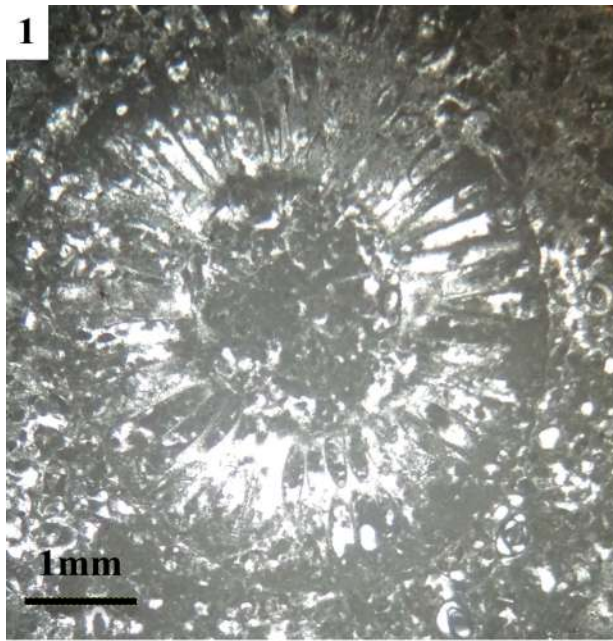


PLANCHE 7

1 et 2. *Eoradiolite jumillensis* sp.

3. *Caprina douviellei* sp.

4. *Toucassia carinata* sp.

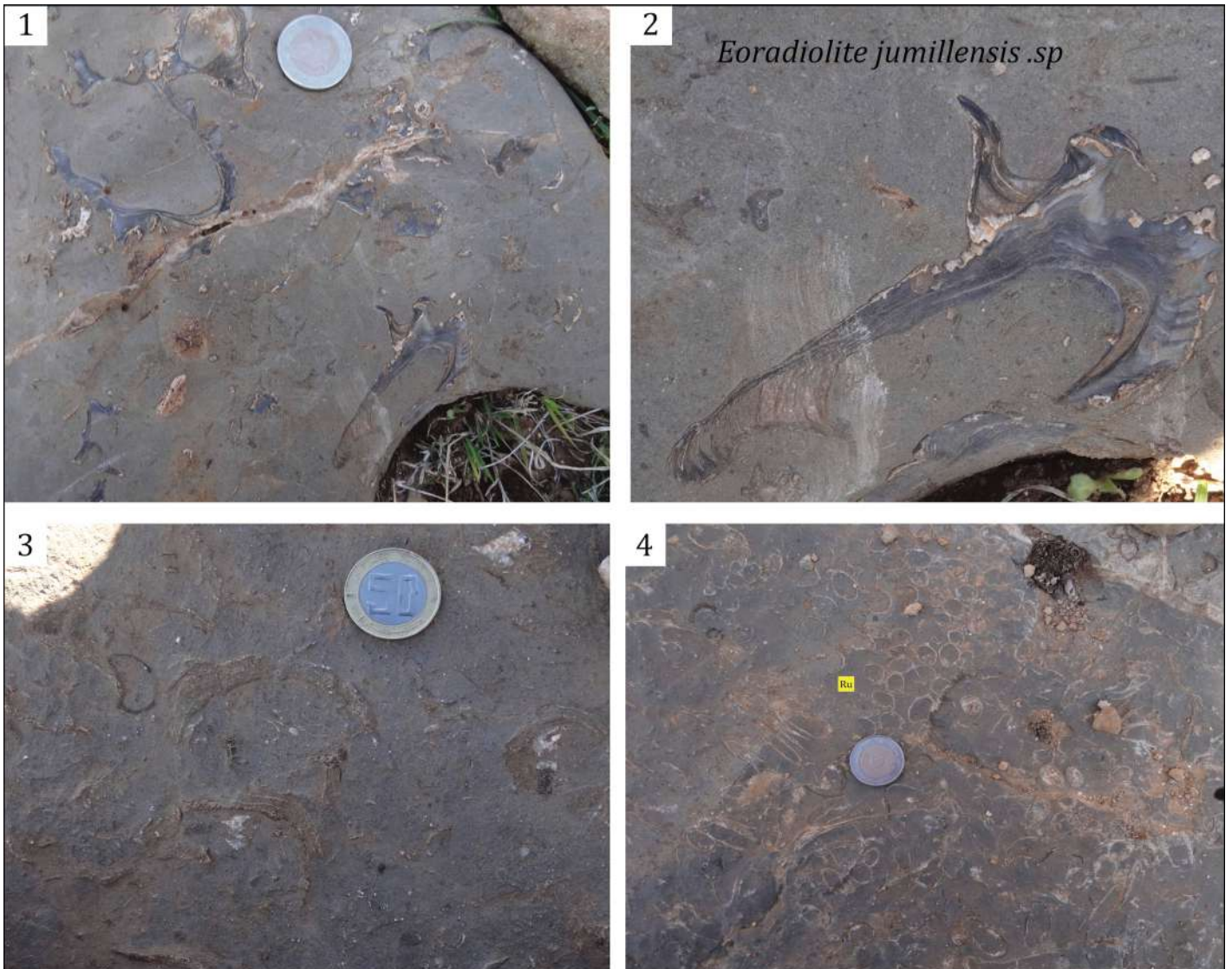


PLANCHE 8

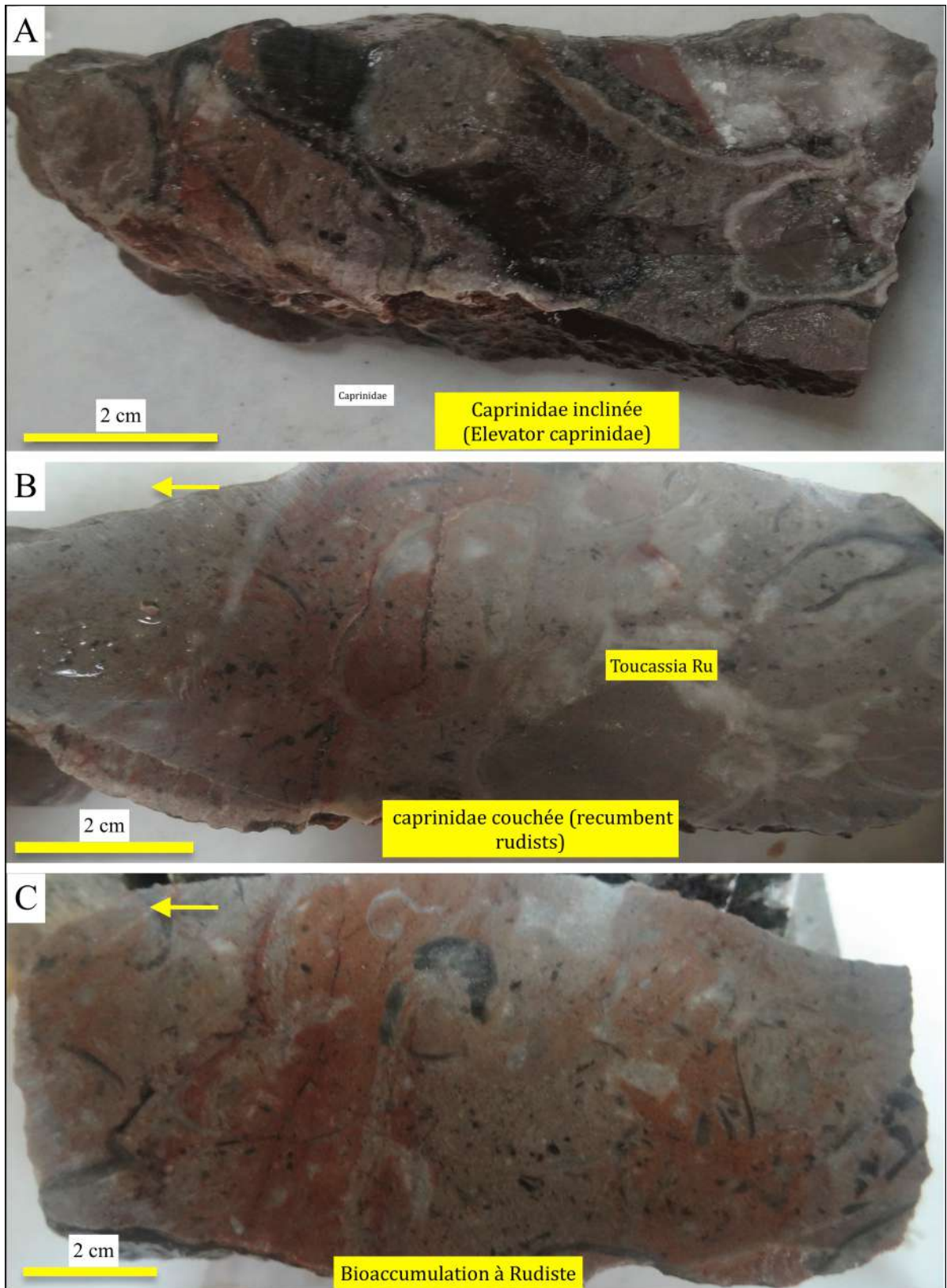


PLANCHE 9

Sac : fragments de crinoïdes (bras de Saccocoma)

Oph : fragment d'ophiurides

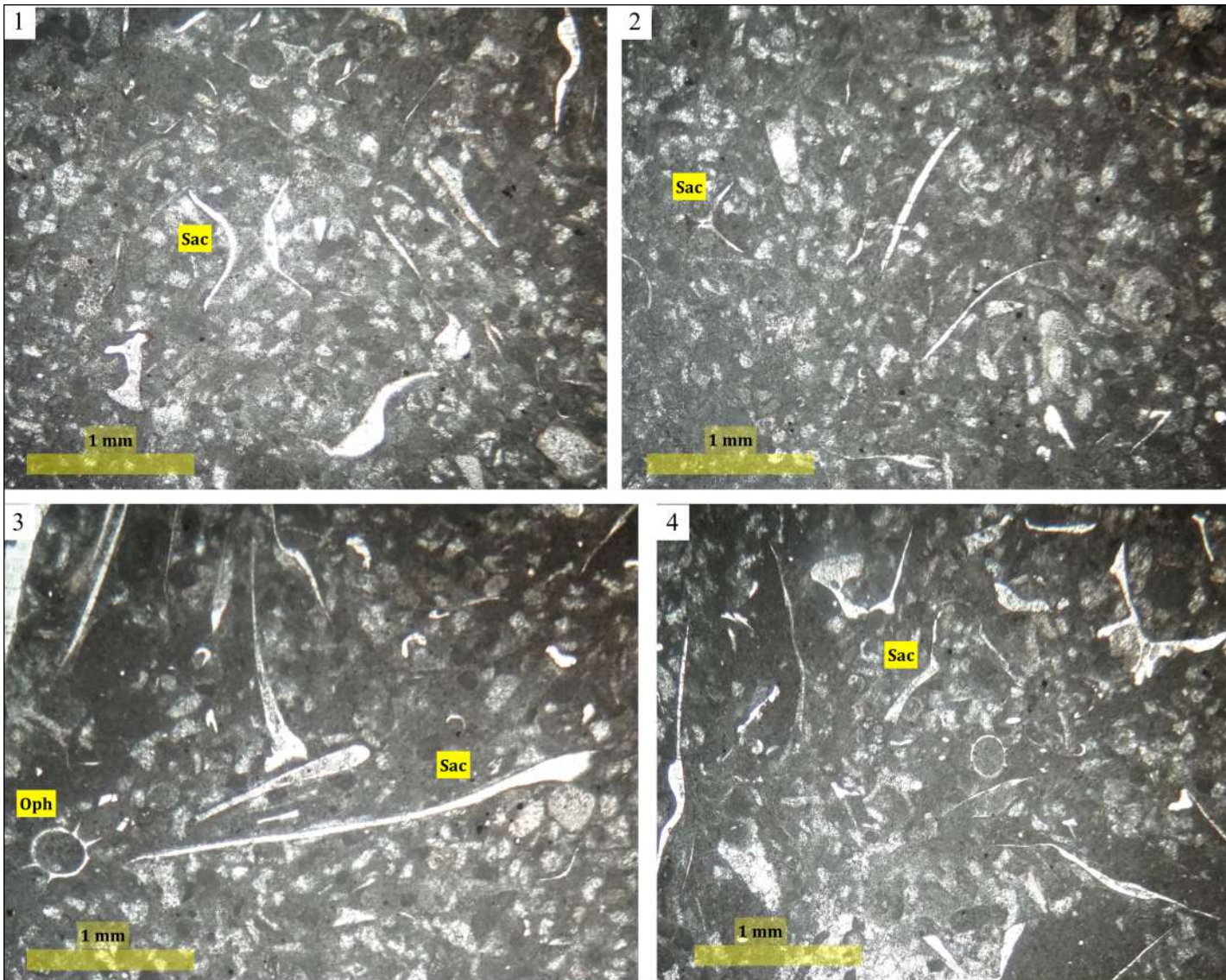


PLANCHE 10

I - FELTEN APTIAN FORAM.

- 1- *Ovalveolina reicheli*, Orbitolinidae, *Valvulammina* sp.
Praechrysalidina sp., Textulariidae
- 2- Orbitolinidae, Textulariidae
- 3- *Orbitolina* sp.
- 4- *Orbitolina (Mesorbitolina)* sp., *Cuneolina* sp., Miliolidae
- 5- *Orbitolina (Mesorbitolina)* sp. , Textulariidae, Miliolidae
- 6- *Orbitolina* sp.
- 7- Orbitolinidae, Miliolidae, *Debarina* sp.
- 8- *Orbitolina (Mesorbitolina)* sp., *Praechrysalidina* sp., Textulariidae
- 9- *Orbitolina (Mesorbitolina)* *aperta* ou *subconcava* ?, *Ovalveolina reicheli* ?, Miliolidae
- 10- *Everticyclammina* sp., Orbitolinidae
- 11- *Ovalveolina reicheli*, *Debarina hahounerensis* ? Miliolidae
- 12- *Ovalveolina reicheli*, *Trocholina* sp. Orbitolinidae

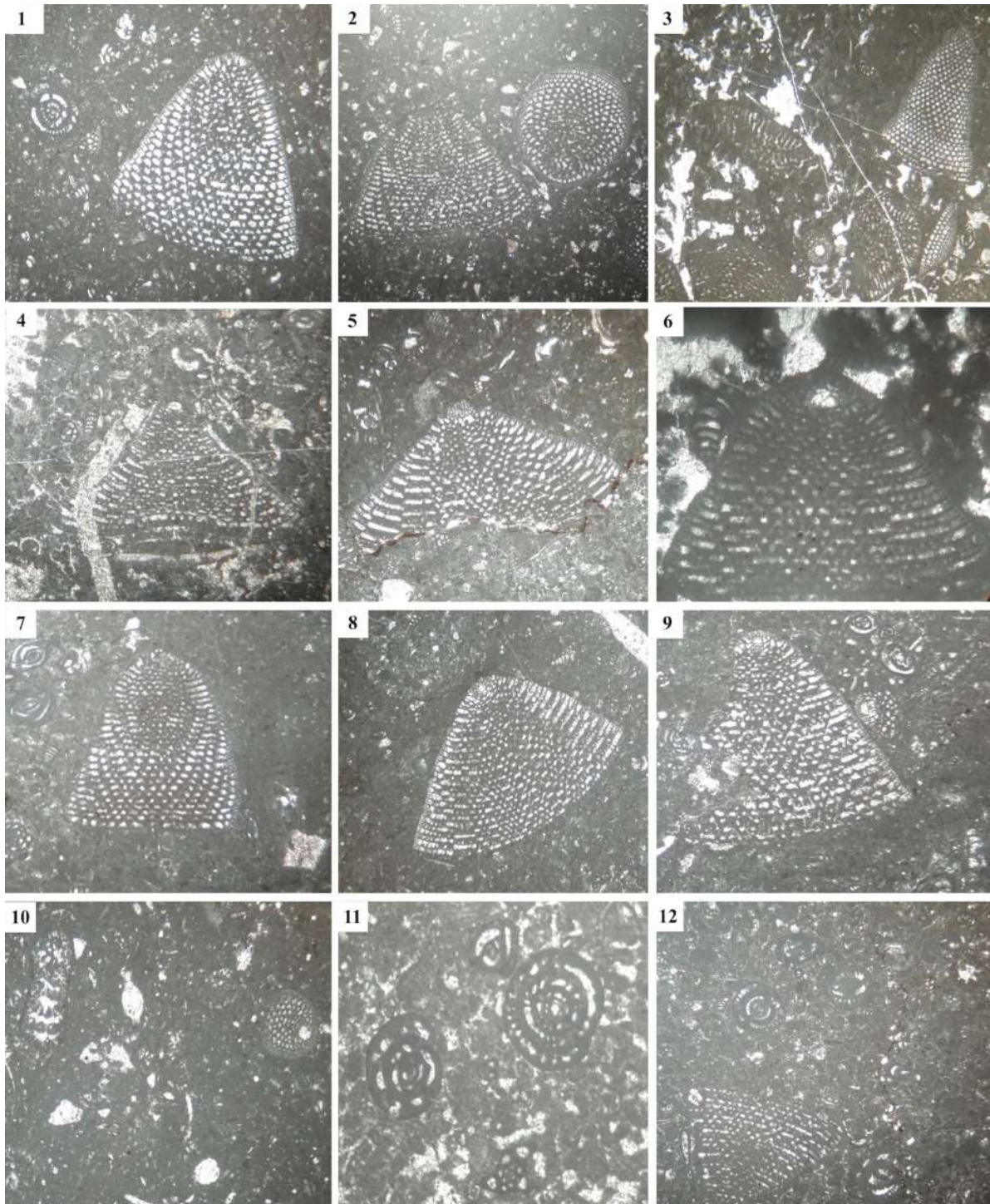


PLANCHE 11

KHENEG FORAM 1

- 1 – Miliolidae ? ou Soritidae ?
- 2 – *Ovalveolina reicheli*
- 3 - *Ovalveolina reicheli*,
- 4 - *Ovalveolina reicheli*, Miliolidae
- 5 - *Ovalveolina reicheli*
- 6 - *Ovalveolina reicheli*, Miliolidae
- 7 - *Ovalveolina reicheli*, Miliolidae
- 8 - *Ovalveolina reicheli*, Miliolidae, Textulariidae, Debarina sp.,
Cuneolina sp., Ostracode ?
- 9 – *Ovalveolina* sp.
- 10 - *Ovalveolina reicheli*, Miliolidae, *Valvulammina* sp.
- 11 - Lituolidae ?
- 12 - Lituolidae ?

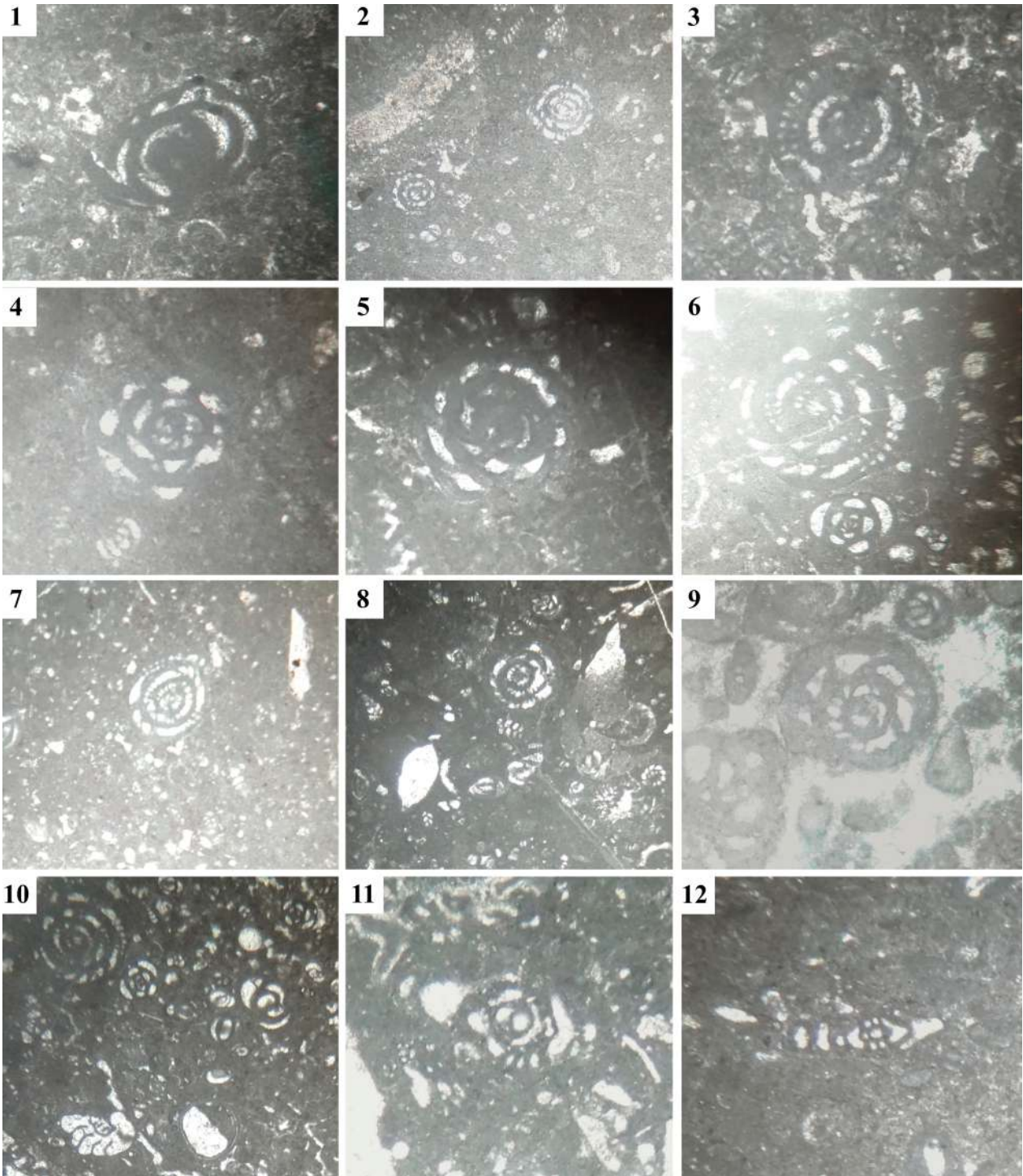


PLANCHE 12

KHENEG foram

1 – *Praechrysalidina infracretacea*

2 - *Praechrysalidina infracretacea*, *Valvulammina* sp.

3 - *Praechrysalidina infracretacea*, Miliolidae, *Valvulammina* sp

4 - *Praechrysalidina infracretacea*

5 - *Praechrysalidina infracretacea*

6 - *Praechrysalidina* sp. ?, Miliolidae

7 - *Praechrysalidina* sp.

8 - *Praechrysalidina infracretacea*

9 - *Praechrysalidina* sp.

10- *Praechrysalidina* sp.

11- *Praechrysalidina infracretacea*

12- *Praechrysalidina infracretacea*

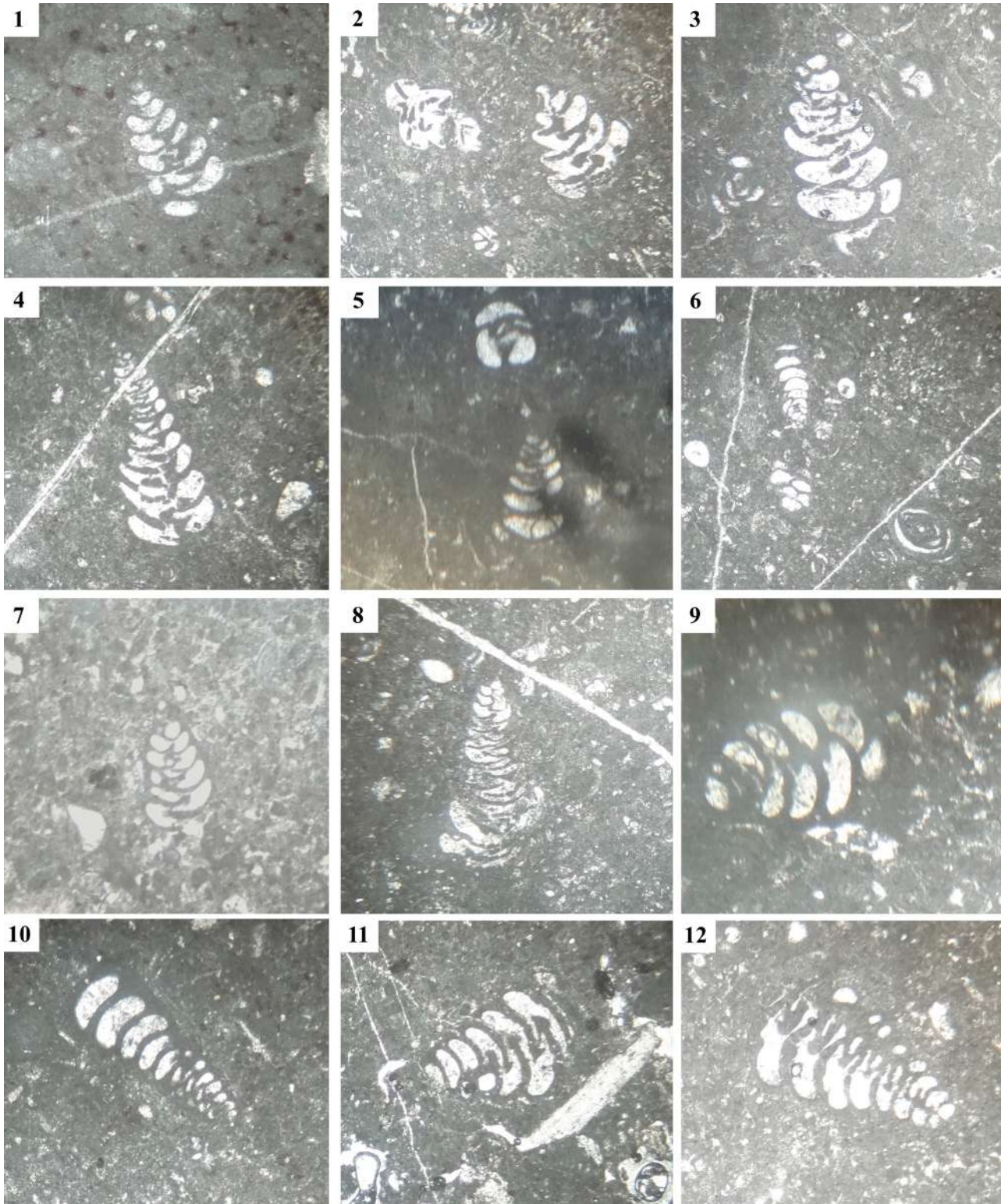


PLANCHE 13

Kheneg Orbit

1 – Orbitolinidae

2 – Orbitolinidae, Miliolidae

3 – Orbitolinidae

4 - *Orbitolina (Mesorbitolina subconcava ou aperta ?*5 – *Orbitolina sp. ? Ovalvelina reicheli ?*, Miliolidae

6 – Orbitolinidae

7 – *Orbitolina sp.*, Miliolidae

8 – Orbitolinidae

9 – Orbitolinidae

10 - *Orbitolinidae*,. Miliolidae11 - *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava ou aperta ?*,

Miliolidae

12 - *Orbitolina (Mesorbitolina) sp.*

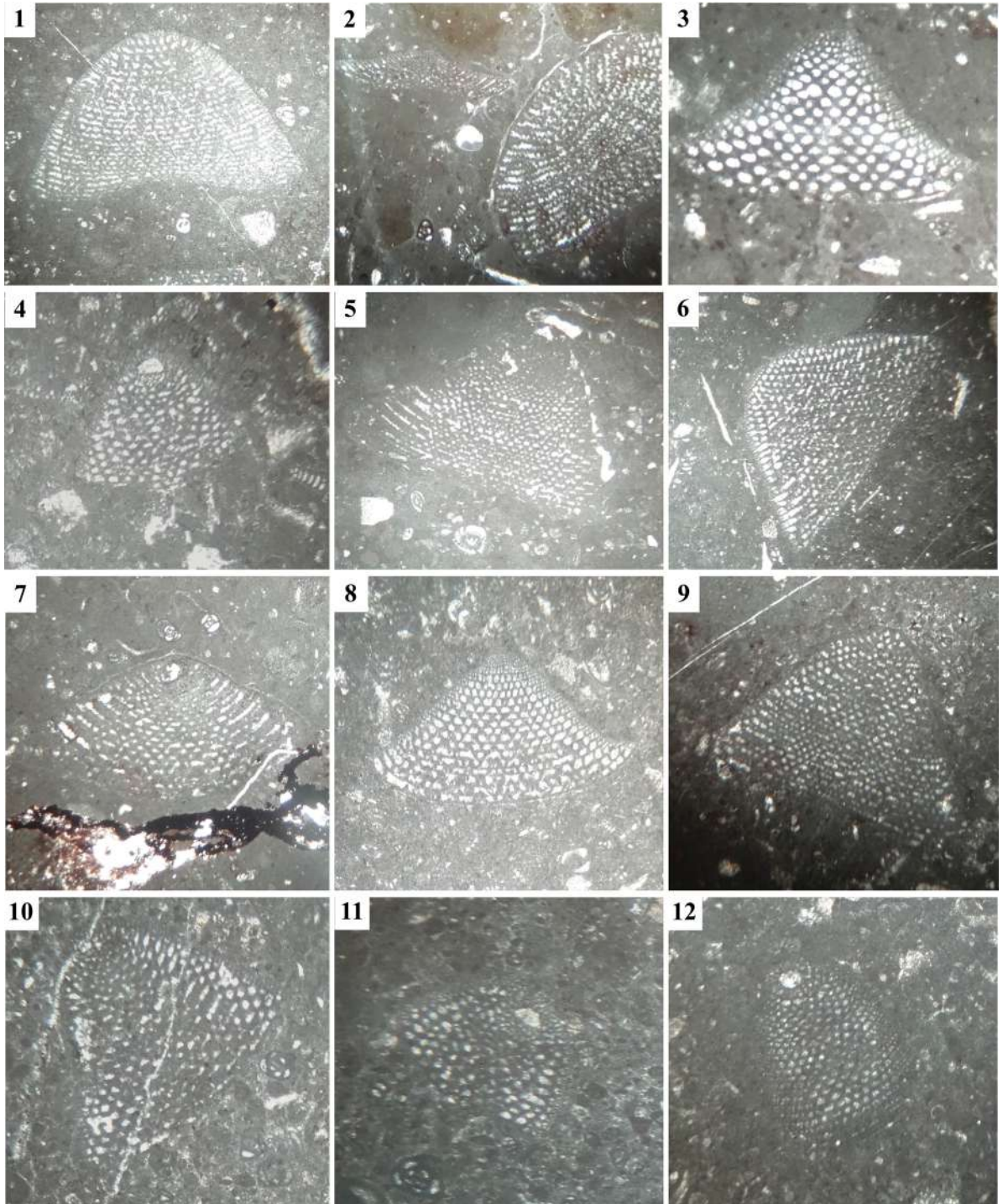


PLANCHE 14

Kheneg Foram.& ostracodes

1 - Lituolidae

2 – *Sabaudia minuta*

3 – Ostracode

4 – *Valvulammina* sp.?, *Debarina* sp.

5 – *Dicyclina* sp.

6 – *Orbitolina* (*Mesorbitolina subconcava* ou *aperta* ?)

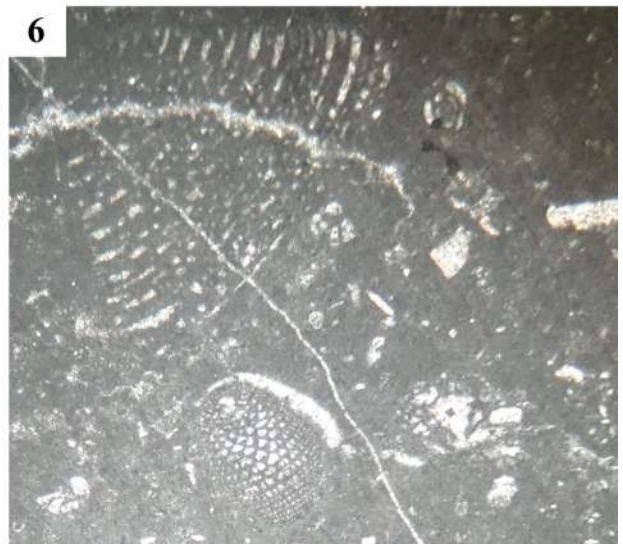


PLANCHE 15

-Foram aptian Zouaoui

- 1- *Ovalveolina reicheli*
- 2- *Ovalveolina reicheli*
- 3- *Ovalveolina reicheli*
- 4- *Ovalveolina reicheli*
- 5- *Valvulammina* sp., *Cuneolina laurentii-camposauri*,
- 6- *Everticyclammina* sp.
- 7- *Valvulammina* sp.
- 8- *Praechrysalidina* sp. ?
- 9- *Valvulammina* sp.
- 10- Miliolidae
- 11- *Praechrysalidina* sp. ?
- 12- *Debarina* sp.

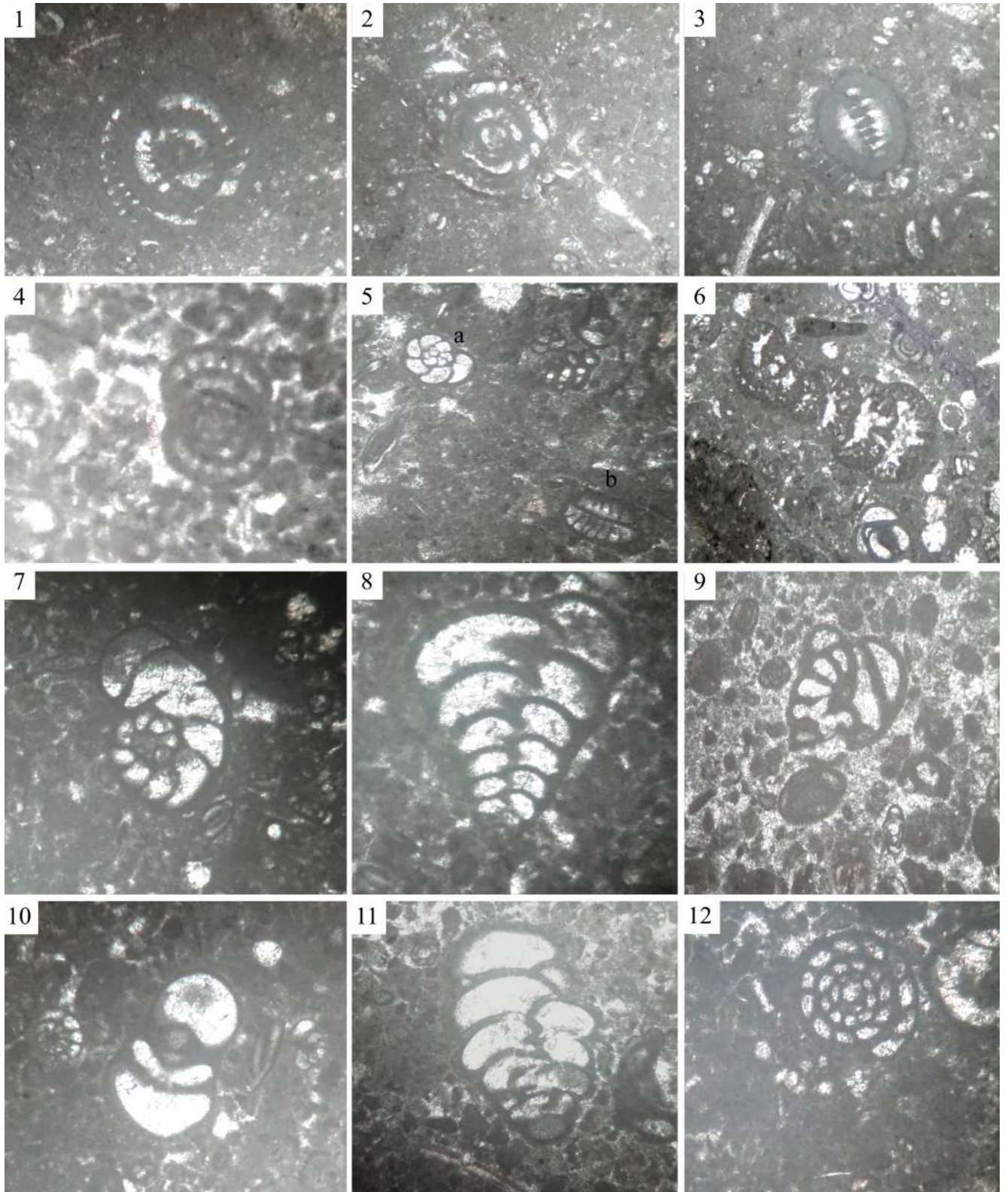


PLANCHE 16

Foram aptien de Dj Zouaoui 2

1 – *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava ou aperta ?*

2 - *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava ou aperta ?*

3 – Orbitolinidae, *Debarina* sp. ?, Lituolidae

4 – Orbitolinidae, Lituolidae

5 - Orbitolinidae, Lituolidae, Miliolidae

6 – *Orbitolina* sp.

7 – Orbitolinidae, Textulariidae, Miliolidae

8 – Lituolidae

9 – Pseudotextulariidae, Miliolidae

10 – *Praechrysalidina infracretacea*, Miliolidae

11 – *Paracoskinolina sunnilandensis*

12 – *Cuneolina pavonia*, Textulariidae

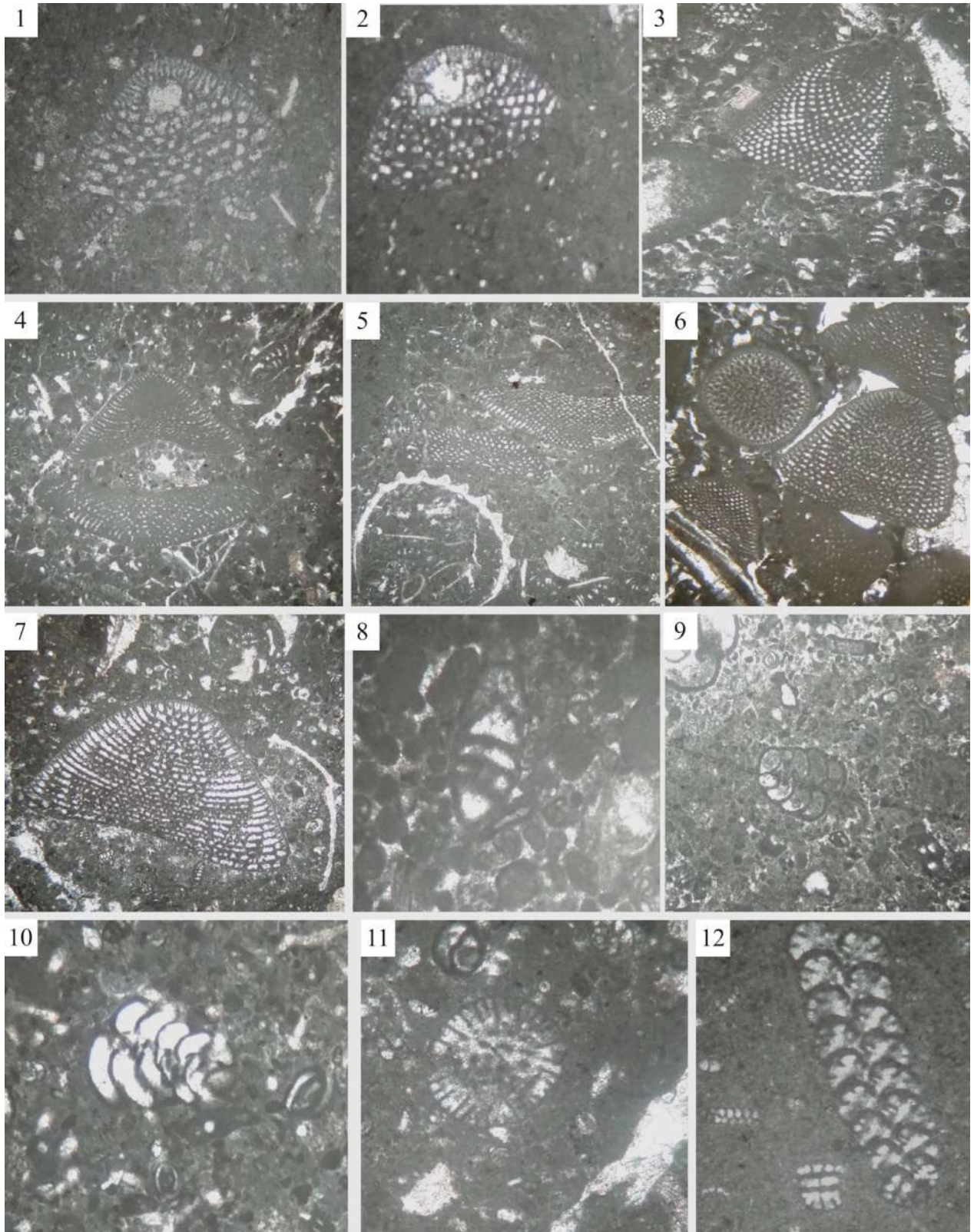


PLANCHE 17

Foram de Dj Karkara

- 1- *Valvulammina* sp., Miliolidae, *Sabaudia* sp.
- 2- Orbitolinidae, Textulariidae, *Debarina* sp.?
- 3- Orbitolinidae, Textulariidae, *Ovalveolina reicheli*
- 4- *Ovalveolina reicheli*, Miliolidae
- 5- *Ovalveolina reicheli* , Miliolidae
- 6- *Ovalveolina reichel*,
- 7- *Ovalveolina reicheli*
- 8- *Ovalveolina* sp.?
- 9- *Ovalveolina reicheli*
- 10- *Cuneolina laurentii-camposauri*
- 11- Orbitolinidae, Miliolidae
- 12- *Cuneolina laurentii-camposauri*, Textulariidae

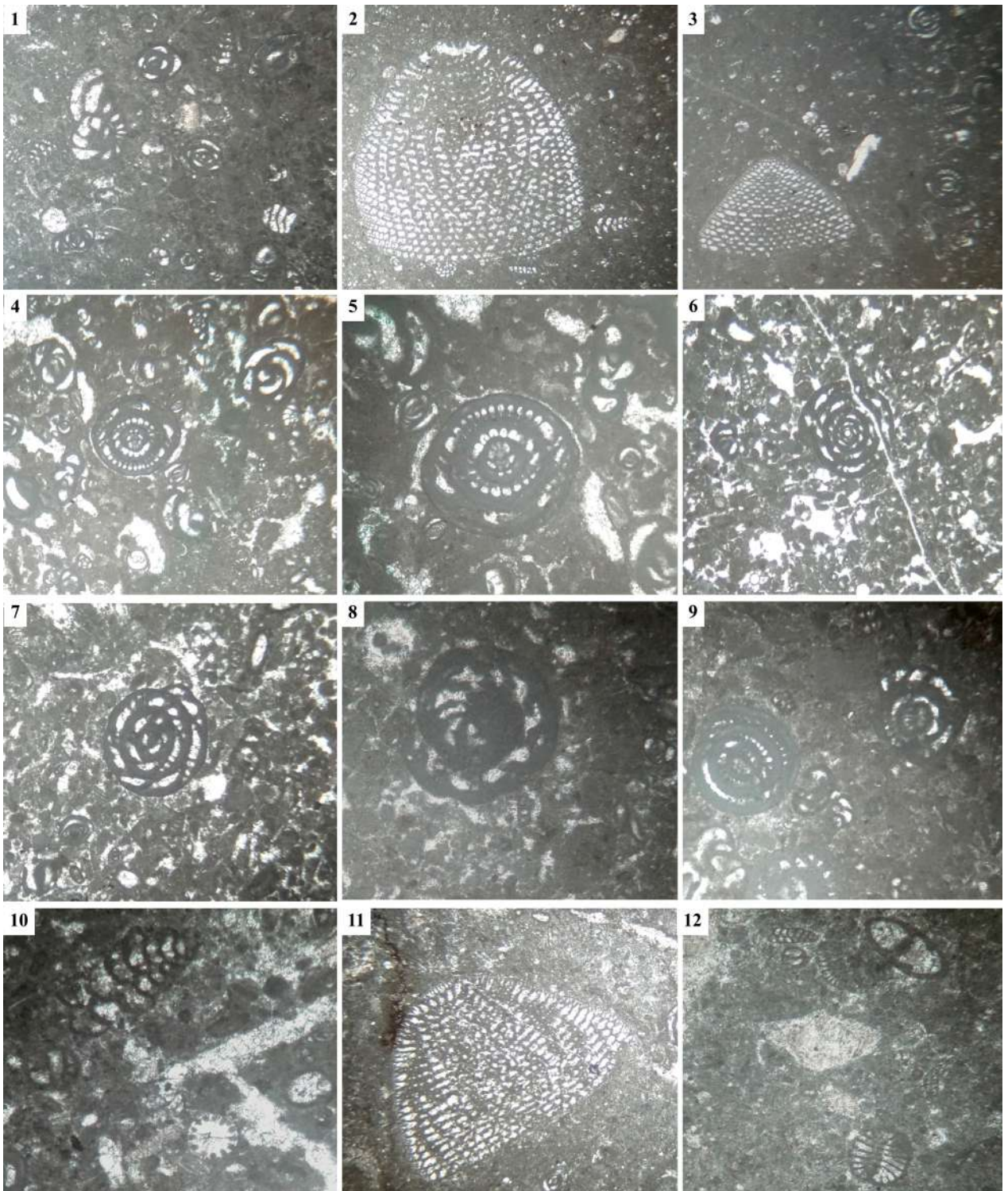


PLANCHE 18

Albian Foram. Felten

1 – Textulariidae

2 – *Favusella washitensis* ?

3 - *Favusella washitensis*?

4 – *Ticinella* sp?

5 – Textulariidae ?

6 – *Lenticulina* sp., *Favusella* sp.

7 – Textulariidae ?

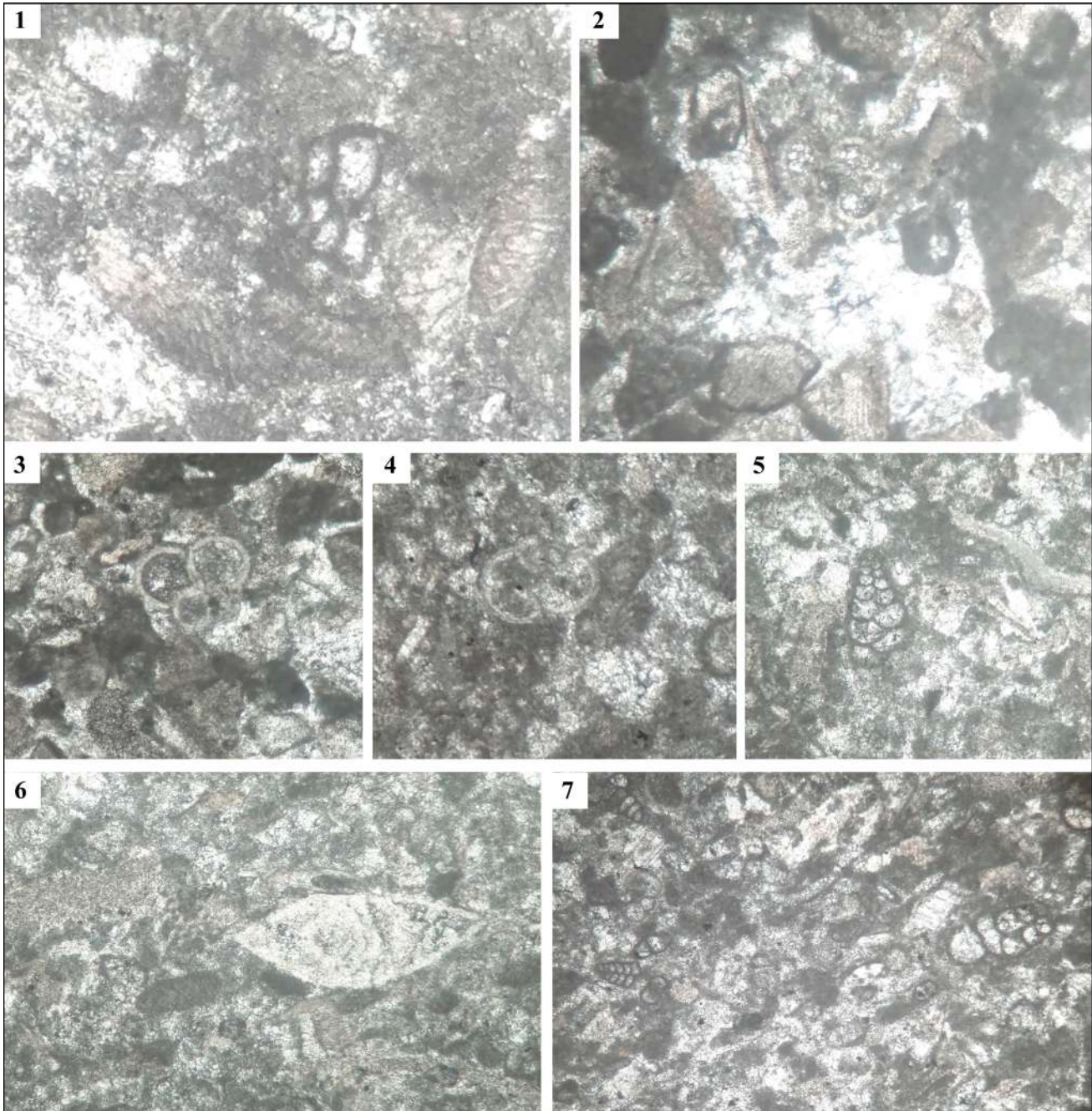


PLANCHE 19

Foraminifères albiens du Djebel Kheneg

2 -Heterohelix moremani (Cushman)

4 -.Heterohelix sp

6 -Bifarina texana

7 et 8 -*Favusella* sp.

9 -Ticinella primula Luterbacher

