

UNIVERSITÉ KASDI MERBAH - OUARGLA
FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVELABLES ET
DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Thèse
Pour l'obtention du diplôme de Doctorat Sciences
Option : Géologie

**Contribution à l'étude sédimentologique de la série du
Jurassique dans les monts de Chellala (Domaine
préatlasique, Algérie)**

Présentée et soutenue publiquement par :

Mr. MAZOUZI ABDELMOUNIM

Le : 16 JANVIER 2025

Devant le jury composé de:

Mr. BELKSER MOHAMMED SALAH	Professeur	U. K. M. Ouargla	Président
Mr. CHERIF AMINE	Professeur	U. K. M. Ouargla	Directeur de thèse
Mr. CHELLAT SMAINE	Professeur	Université de Constantine 1	Examineur
Mr. DEFAFLIA NABIL	Professeur	Université de Tébessa	Examineur
Mr. OMAR ZAIMECHE OUAFI	Maître de conférence	U. K. M. Ouargla	Examineur
Mr. BRAHIM HADJ YUCEF	Maître de conférence	Université de Batna2	Examineur

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

الحمد لله حمدا لا ينفد أوله و لا ينقطع آخره.....اللهم لك الحمد
فأنت أهل أن تحمد و تعبد و تشكر.

إلى زوجتي وبناتي العزيزات سمية و ألاء اللواتي انتظرن إلى أن يرى هذا العمل النور.
شكرا لكن على صبركن معي و دعائكن لي ووقوفكن إلى جانبي من أجل إتمام هذا العمل الذي انتظرناه لمدة سنوات.

عبد المنعم

شكرا.....

Avant-propos

Au terme de ce travail, j'exprime ma profonde gratitude à toutes les personnes qui, de près ou de loin ont contribué à la réalisation de cette thèse.

Je dois une grande reconnaissance à Monsieur CHERIF AMINE, Professeur à l'Université de Kasdi Merbah-Ouargla avec qui les discussions sur le thème de recherche ont commencées bien avant qu'il ne commence réellement, qui m'a encouragé à poursuivre mes recherches sur le Jurassique supérieur du domaine préatlasique de l'Algérie, dans le cadre de cette thèse de Doctorat et qu'il a aimablement accepté de diriger. J'ai bien bénéficié de ses grandes connaissances dans le domaine de la stratigraphie du Jurassique. Je lui en suis très reconnaissant.



J'exprime ma profonde et sincère gratitude à Monsieur BELKSIER MOHAMED, Professeur à l'université de Kasdi Merbah-Ouargla pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury. Je suis très heureux de le voir président du jury de ma soutenance de Doctorat. Il était toujours disponible pour régler mes problèmes scientifiques et administratifs.

Monsieur CHELAT SMAÏNE, Professeur à l'Université de Constantine 1, la première personne que j'ai rencontrée à l'Université de Kasdi Merbah-Ouargla de bien vouloir juger mon travail et apporter son avis et ses critiques. Il est à remercier vivement.

Je tiens à remercier Monsieur DEFAFLIA NABIL, Professeur à l'Université de Tebessa d'accepter de participer au jury, pour sa gentillesse et ses remarques judicieuses.

Je remercie également Monsieur OMAR ZAIMECHE OUAFI, Maître de conférences à l'Université de Kasdi Merbah-Ouargla pour sa bonne humeur, pour m'avoir examiné ce travail.

Je remercie Monsieur BRAHIM HADJ YUCEF, Maître de conférences à l'Université de Batna 2 pour avoir accepté de participer au jury de cette thèse et examiner ce travail.

Un grand merci à l'Université de Kasdi Merbah-Ouargla, et en particulier à la Faculté des Hydrocarbures, des Énergies renouvelables et des Sciences de la terre et de l'Univers à sa tête Monsieur ABDELMADJID DOBI Doyen de la Faculté et tout le personnel.

Je réserve une mention très spéciale pour mon frère et ami Monsieur NAIMI MOHAMED NADIR, enseignant à l'Université des Science et technologie de Bab Ez-Zouar, spécialiste en Ichnologie et sédimentologie. Merci pour tous les bons moments de partage qui ont fait de cette thèse une période agréable. Les jours qu'on a passé ensemble dans le préatlasique oriental dans les monts de Chellala resteront pour moi inoubliables. Je ne peux lui exprimer ici qu'une très faible part de ma reconnaissance.

Mes remerciements s'adressent aussi à Monsieur HACINI MESSAOUD, Directeur du Laboratoire de la Géologie du Sahara pour son accueil et aux équipes de recherche du Labo.

J'adresse tout particulièrement mes remerciements à Monsieur HAMZA LAOUINI et à l'ensemble des collègues de Département des Sciences de la Terre et de l'Univers sans exception.

De même, je remercie Monsieur MAHBOUBI YOUNES, Maître de conférences à l'Université d'Oran 2 pour son aide.

Je profite de l'occasion pour adresser mes remerciements à la Gendarmerie Nationale (Brigade de Serghine) pour leur soutien et aux gens des fermes qui se situent aux alentours des sites où j'ai travaillé pour la qualité de leur accueil en particulier Monsieur Mordjani Abdelkader.

ABDELMOUNIM

À Tout Merci

SOMMAIRE

AVANT PROPOS

Liste des figures

Liste des tableaux

ملخص

RESUME

ABSTRACT

INTRODUCTION GÉNÉRALE.....1

CHAPITRE PREMIER : GÉNÉRALITÉS

PREMIERE PARTIE : GÉNÉRALITÉS SUR LE MÉSOZOÏQUE.....3

I- Présentation générale du Mésozoïque.....3

II- Paléogéographie du Mésozoïque.....6

III- Le Jurassique.....8

DEUXIÈME PARTIE : DOMAINES STRUCTURAUX DE L'ALGÉRIE.....14

I-Principaux domaines structuraux de l'Algérie.....14

TROISIÈME PARTIE : PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA RÉGION
D'ETUDE.....22

I- Présentation générale de la région de Chellala.....22

II- Présentation générale du cadre lithostratigraphique.....25

III- Présentation générale du cadre structural.....41

IV- Principaux travaux réalisés dans la région de Chellala.....44

CHAPITRE DEUXIÈME : LITHOSTRATIGRAPHIE

I- Introduction.....	51
II- Le Kimméridgien- Tithonien de la partie orientale des monts de Chellala.....	51
III- Lithostratigraphie.....	55
IV- Attribution et corrélation stratigraphiques de la série d'étude.....	69
V- Conclusion.....	76

CHAPITRE TROISIÈME : ANALYSE ET INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE

PREMIERE PARTIE: ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE ET INTERPRÉTATION PALÉOENVIRONNEMENTALE.....

78

I- Introduction.....	78
II- Analyse sédimentologique et interprétation paléoenvironnementale.....	79
III- Les caractères ichnofaciologiques.....	99
IV- Associations des facies.....	104
V- Conclusion.....	112

DEUXIEME PARTIE : INTERPRÉTATION EN TERMES DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE.....

113

I- Introduction.....	113
II- Stratigraphie séquentielle.....	113
III- Transgression, régression et niveau marin.....	113
IV- Autocyclicité et allocyclicité.....	114
V- Stratigraphie génétique.....	115
VI- Cortèges sédimentaires.....	116
VII- Application.....	119
VIII- Conclusion.....	128

CHAPITRE QUATRIÈME : CORRÉLATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

I- Corrélation lithostratigraphique et paléogéographie.....	129
II- Formation des Argiles de Saïda vs Faciès Argiles de Saïda.....	130
Conclusion générale.....	137
Références bibliographiques.....	140

Liste des figures

Fig. 1- Subdivisions du Phanérozoïque.....	3
Fig. 2- Extrait de l'échelle des temps géologiques.....	5
Fig. 3- Schéma de la naissance de la Téthys et de l'atlantique.....	6
Fig. 4- Synthèse des principaux évènements au cours du Mésozoïque.....	7
Fig. 5- Subdivision du Jurassique d'après l'échelle des temps.....	9
Fig. 6- Niveau de la mer et cycles d'humidité durant le Jurassique.....	10
Fig. 7- Paléogéographie mondiale de la terre au cours du Jurassique.....	12
Fig. 8- Principales nomenclatures adoptées pour le Jurassique supérieur.....	13
Fig. 9- Image satellitaire présentant la position de l'Algérie dans le continent Africain.....	14
Fig. 10- Principaux domaines structuraux de l'Algérie.....	15
Fig. 11- Principales subdivisions du domaine alpin (Situation du domaine atlasique).....	16
Fig. 12- Carte paléogéographique simplifiée du Nord de l'Algérie.....	17
Fig. 13- Carte structurale schématique du domaine tello-rifain.....	17
Fig. 14- Les grands ensembles structuraux de l'Algérie alpine en Algérie Position du domaine préatlasique.....	20
Fig. 15- Position du domaine préatlasique en Algérie.....	20
Fig. 16- Situation géographique de la région de Ksar Chellala et ses limitrophes.....	22
Fig. 17- Situation géographique de la région de Chellala.....	23
Fig. 18- Image satellitaire montrant les principaux réseaux hydrographiques.....	24
Fig. 19- Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest.....	25
Fig. 20- Localisation des affleurements de Trias dans la région de Reibell-Chellala.....	27
Fig. 21- Succession lithostratigraphique du Jurassique supérieur de Djebel Ben Hammad dans les monts de Chellala.....	34
Fig. 22- Présentation des nouvelles attributions stratigraphiques du Jurassique supérieur ..	37
Fig. 23- Schéma structural des Monts de Chellala.....	42
Fig. 24- Coupe à travers le Kef Serghine et Djebel Kradou.....	43
Fig. 25- Liste des principaux figurés et symboles utilisés	
Fig. 26- Situation des secteurs étudiés.....	53
Fig. 27- Représentation photographique des différentes formations et leurs limites dans les différents secteurs d'étude.....	54

Fig. 28- Carte géologique de Kef Serghine (Extraits de rassemblement des cartes de Djebel Kradou et Ouerq au 1/50000).....	55
Fig. 29- Succession lithostratigraphique de la coupe de Djebel Daoura.....	57
Fig. 30- Succession lithostratigraphique de la coupe de Djebel Harraza.....	61
Fig. 31- Succession lithostratigraphique de la coupe de Djebel Harlouf.....	64
Fig. 32- Succession lithostratigraphique de la coupe de Kef Tiour.....	68
Fig. 33- Corrélation des différentes formations dans les quatre coupes levées.....	73
Fig. 34- La zonation ou étagement bathymétrique. Terminologie en usage selon les profondeurs d'eau.....	79
Fig. 35- Présentation photographique des sous-faciès des marnes jaunes (SF1) et vertes (SF2).....	83
Fig. 36- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires micritiques noduleux (SF3).....	85
Fig. 37- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires bioclastiques (SF4).....	87
Fig. 38- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires stromatolitiques (SF5).....	89
Fig. 39- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires à algues rouges (SF6).....	90
Fig. 40- Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement d'un courant unidirectionnel.....	94
Fig. 41- Présentation photographique du sous-faciès des grès (F3).....	98
Fig. 42- Présentation photographique des principales traces fossiles.....	103
Fig. 43- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Djebel Daoura.....	108
Fig. 44- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Djebel Harraza.....	109
Fig. 45- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Djebel Harlouf.....	110
Fig. 46- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Kef Tiour.....	111
Fig. 47- Identification des unités génétiques à partir de la succession verticale des paléoenvironnements de dépôt.....	116
Fig. 48 - Profil stratigraphique.....	118
Fig. 49- La séquence de Vail.....	118
Fig. 50- Principales séquences de la série du Kimméridgien-Tithonien dans les deux secteurs d'étude.....	120

Fig. 51- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de Djebel Daoura.....	124
Fig. 52- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de Djebel Harraza.....	125
Fig. 53- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de DjebelHarlouf.....	126
Fig. 54- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de Kef Tiour.....	127
Fig. 55- Les différentes unités lithostratigraphiques et leurs principaux lithofaciès dans les domaines paléogéographiques de la partie nord-ouest de l'Algérie lors de l'intervalle Kimméridgien–Tithonien.....	132
Fig. 56- Répartition spatio-temporelle de la formation et du faciès des Argiles de Saïda en Oranie (Algérie nord-occidentale).....	136

Liste des tableaux

Tab. 1- Subdivisions lithostratigraphiques du Jurassique dans le Bassin du Hodna et les régions voisines en Algérie et sur la bordure Nord-saharienne.....	30
Tab. 2- Récapitulatif du Jurassique supérieur de Djebel Ben Hammad dans les monts de Chellala.....	35
Tab. 3- Présentation des différentes formations géologiques du Crétacé des monts de Chellala.....	39
Tab. 4- Tableau récapitulatif des principaux travaux effectués dans la région d'étude par Caratini, Benest et Atrops.....	47
Tab. 5- Corrélation des principales formations du présent travail dans un cadre local et régional.....	75
Tab. 6- Principales ressemblances et différences lithostratigraphiques entre les quatre coupes étudiées.....	77
Tab. 7- Principales caractéristiques des faciès et sous-faciès de la série du Kimméridgien- Tithonien.....	91
Tab. 8- Principales caractéristiques d'ichnofaciès.....	99
Tab. 9- Présentation des principales traces fossiles (Présent travail).....	102
Tab. 10- Tableau des principaux faciès et environnements sédimentaires.....	107

ملخص

تنتمي النهاية الشرقية لجبال شلالة، إلى النطاق ما قبل الأطلسي الشرقي للجزائر، و هي تتميز بوجود تكوينات من العصر الجوراسي و الطباشيري. وقد أسفرت دراسة مكاشف التكوينات الجيولوجية للعصر الجوراسي العلوي في الشلالة الشرقية لمنطقتي حمام سرغين و جفالة (بلدية سرغين) عن نتائج مميزة في الصعيدين الليثوستراتيغرافي والرسوبي.

بالنسبة للتحليل الليثوستراتيغرافي، تم دراسة لول مرة على مكاشف من الكيمريديجي-التثوني في المقاطع الجيولوجية لجبال الدورة، حرازة، حرلوف وكاف الطيور، أين تم تعريف تكوينتين جديدين:

(i) تكوينة المارل الكلسي لحرازة، الذي يمثل السلسلة السفلية الفتاتية؛ و (ii) تكوينة الحجر الكلسي لحمام سرغين، الذي يمثل السلسلة العلوية الكلسية. هذه التكوينات متطورة وسهلة التعرف في الميدان. تم تأريخها بواسطة مظاهرات جانبية و إقليمية.

سمحت الدراسة التفصيلية للسحنات الرسوبية في المقاطع الأربعة لتعريف ثلاث سحنات رئيسية، مصنفة من F1 إلى F3 ، ومجمعة في خمس مجموعات للسحنات AF1 إلى AF5. تتوافق هذه المجموعات مع الرواسب البحرية نمط الرف القاري. يتوافق الكيمريديجي السفلي مع تكوينة المارل الكلسي لحرازة، ويتميز ببيئات تحت شاطئية حيث تحدث عملية ترسب المارل، وبيئات شاطئية للترسبات الرملية تحت تأثير العواصف. أما الفترة الكيمريديجية السفلى-التثونية، فتتميز بتتابع بني مرجانية، معروفة بتراكم الحيوانات القاعية المتنوعة وبيئة شاطئية الى فوق شاطئية مضطربة نسبيا، مؤكدة بوجود ترقرقات طحلبية متعددة. تمثل هذه الرواسب الوحدتين للسلسلة الكلسية العليا.

مكنت دراسة السلاسل الرسوبية من تحديد عدة درجات ، التي تتوافق مع أنواع السلاسل الوراثية المختلفة التي لوحظت في الفترة الكيمريديجية-التثونية. وفقا لهيمنة الفترات التجاوز/الانحسار، تبين هذه السلاسل الرسوبية توضعات من الدرجة الثالثة وتناسب مع دورة من الدرجة الثانية.

الكلمات المفتاحية: شلالة، نطاق ما قبل الأطلسي، الجزائر، التكوينات، سحنات، تحت شاطئية، شاطئية، بني مرجانية، فوق شاطئية، تسلسل.

Résumé

La terminaison orientale des monts de Chellala, appartenant au domaine préatlasique oriental de l'Algérie, est caractérisée par la présence des terrains jurassico-crétacé. L'étude des affleurements du Jurassique supérieur des Chellala orientaux dans les secteurs de Hammam Serghine et de Djefala (commune de Serghine) a permis d'obtenir à de très bons résultats sur le plan lithostratigraphique et sédimentologique.

Pour les analyses lithostratigraphiques, une étude a été effectuée pour la première fois sur des affleurements du Kimméridgien-Tithonien, dans les coupes de Djebel Daoura, Harraza, Harlouf et Kef Tiour, où deux nouvelles formations ont été définies : (i) La Formation des Marno-calcaires de Harraza, correspondant à la série inférieure partiellement détritique ; et (ii) La Formation des Carbonates de Hammam Serghine, représentant la série supérieure carbonatée. Ces formations sont bien développées et reconnaissables sur le terrain. Elles ont été datées par des corrélations latérales et régionales.

L'étude détaillée des faciès sédimentaires dans les quatre coupes a permis d'identifier trois principaux faciès notés F1 à F3, regroupés en cinq associations de faciès (AF1 à AF5). Ces dernières correspondent à des dépôts marins de type plateforme. Le Kimméridgien inférieur correspond à la 'Formation des Marno-calcaires de Harraza', caractérisée respectivement par des milieux subtidaux, où le processus principal de mise en place des marnes est la décantation, et intertidaux pour les dépôts gréseux sous l'influence des tempêtes. Quant à l'intervalle Kimméridgien inférieur-Tithonien, il caractérise la succession d'une construction récifale, marquée par l'accumulation d'une faune benthique variée et un environnement intertidal à supratidal relativement agité, attesté par la présence de différentes laminations algaires. Ces dépôts correspondraient aux deux unités de la série carbonatée supérieure.

L'interprétation séquentielle aboutit à la définition de plusieurs ordres de séquences de dépôt, qui correspondent aux différents types de séquences génétiques observés dans l'intervalle Kimméridgien-Tithonien. Selon la dominance des

intervalles transgressif/régressif, ces séquences montrent des dépôts de 3^e ordre et correspondraient à un cycle de 2^e ordre.

Mots clés: Chellala, Domaine préatlasique, Algérie, Formations, faciès, Subtidal, Intertidal, Construction récifale, Supratidal, Séquence.

Abstract

The eastern termination of the Chellala Mountains, belonging to the eastern Pre-Atlas domain of Algeria, is characterised by the presence of Jurassic-Cretaceous terrains. The study of the Upper Jurassic outcrops of the eastern Chellala in the Hammam Serghine and Djefala sectors (Serghine commune) has yielded very good lithostratigraphic and sedimentological results.

For the lithostratigraphic analyses, a study was conducted for the first time on Kimmeridgian-Tithonian outcrops in the sections of Djebel Daoura, Harraza, Harlouf, and Kef Tiour, where two new formations were defined: *(i)* the Marno-Calcaires de Harraza Formation, corresponding to the partially detrital lower series; and *(ii)* the Carbonates de Hammam Serghine Formation, representing the upper carbonate series. These formations are well-developed and recognisable in the field. They were dated through lateral and regional correlations.

The detailed study of the sedimentary facies in the four sections allowed the identification of three main facies, labelled F1 to F3, grouped into five facies associations (FA1 to FA5). These correspond to marine platform deposits. The lower Kimmeridgian corresponds to the Marno-Calcaires de Harraza Formation, characterised respectively by subtidal environments, where the main deposition process of the marls is decantation, and intertidal environments for the sandy deposits influenced by storms. As for the lower Kimmeridgian-Tithonian interval, it characterises the succession of a reef construction marked by the accumulation of varied benthic fauna and a relatively agitated intertidal to supratidal environment, evidenced by the presence of various algal laminations. These deposits correspond to the two units of the upper carbonate series.

The sequence interpretation led to the definition of several orders of depositional sequences, corresponding to different types of genetic sequences observed in the Kimmeridgian-Tithonian interval. According to the dominance of transgressive/regressive intervals, these sequences display 3rd order deposits and correspond to a 2nd order cycle.

Keywords: Chellala, Pre-Atlas domain, Algeria, Formations, Facies, Subtidal, Intertidal, Reef construction, Supratidal, Sequence.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Introduction générale

Dans le domaine préatlasique oriental de l'Algérie, les séries sédimentaires du Jurassique supérieur des monts de Chellala ont été étudiées surtout par [Caratini \(1970\)](#) et [Benest \(1985\)](#). C'est un domaine très complexe, qui se situe entre deux grands domaines, le Tell au Nord et l'Atlas saharien au Sud. Les reliefs de la région de Serghine (l'objet de cette étude) sont constitués par des couches subhorizontales qui se dressent contre la zone faillée de Chellala au Nord.

La sédimentation et la répartition des affleurements du Jurassique supérieur dans la l'extrémité orientale des monts de Chellala permettent une bonne observation de l'enchaînement vertical et la distribution latérale des séries sédimentaires, d'une série inférieure généralement détritique à une série supérieure purement carbonatée.

À la lumière des nouvelles analyses et observations faites sur le terrain et les travaux antérieurs, et pour répondre à certaines interrogations scientifiques, en l'occurrence, la relation des séries sédimentaires de la période allant du Kimméridgien au Tithonien dans la zone d'étude et celles des Chellala occidentaux, nous avons pensé à décrire toutes les unités rencontrées dans la terminaison orientale des monts de Chellala dans la partie orientale du domaine préatlasique pour arriver à une harmonisation de la nomenclature lithostratigraphique en proposant une nouvelle définition des formations géologiques et pour comprendre la dynamique sédimentaire de la série du Kimméridgien-Tithonien.

Ce travail consiste à présenter un nouveau découpage lithostratigraphique en présentant une nomenclature de deux nouvelles formations géologiques, une analyse sédimentologique des différents faciès avec un essai d'interprétation en termes de stratigraphie séquentielle et une présentation paléogéographique.

Le présent travail est présenté par les chapitres suivant :

Le chapitre premier correspond à des généralités de la région d'étude et comportent comme éléments importants, un aperçu sur le Mésozoïque, la présentation du domaine préatlasique, présentation générale de la région de Chellala (Cadre géographique, géologique, lithostratigraphique et structural) et un historique des principaux travaux antérieurs réalisés dans la zone étudiée.

Le deuxième chapitre, les analyses de terrain ou la partie lithostratigraphie qui consiste sur des levées de quatre coupes détaillées banc par banc et la description macroscopique des différents faciès rencontrés en se basant principalement sur l'observation granulométrique, les structures hydrodynamiques et le contenu faunistique.

Le troisième chapitre, c'est la partie la plus importante de cette thèse, elle consiste à l'intégration des données du terrain, la description de tous les faciès rencontrés, en termes de lithologie, des structures sédimentaires et de leurs associations verticales, en vue de déterminer l'environnement de dépôt pour mieux comprendre la dynamique sédimentaire et l'organisation des dépôts du Kimméridgien-Tithonien. Une étude sur le plan de stratigraphie séquentielle a été entamée pour connaître l'enchaînement séquentiel des séries étudiées et une caractérisation de l'architecture stratigraphique.

La paléogéographie de l'Algérie nord-occidentale au cours de l'intervalle Kimméridgien-Tithonien est discutée dans un quatrième chapitre.

Comme tous les travaux, cette thèse est achevée par une conclusion générale pour synthétiser tout ce qui est fait dans ce travail.

CHAPITRE PREMIER

GÉNÉRALITÉS

PREMIERE PARTIE : GÉNÉRALITÉS SUR LE MÉSOZOÏQUE

I- Présentation générale du Mésozoïque

La formation de la terre est passée par plusieurs étapes au cours des temps géologiques. Ces derniers sont subdivisés en intervalles définis selon des témoins paléontologiques et géodynamiques.

Ces intervalles de temps commencent par la plus grande subdivision qui correspond à l'Éon. Les limites entre ces intervalles sont souvent le témoin de grandes crises biologiques.

Quatre Éons découpent l'histoire de la Terre estimés par des millions d'années (Ma). De bas en haut, on distingue :

- (1) l'Hadéen;
- (2) l'Archéen ;
- (3) le Protérozoïque;
- (4) le Phanérozoïque.

Les trois premières grandes Éons correspondent au Précambrien qui représente 80% de l'histoire de la terre. Le Phanérozoïque est subdivisé à son tour en (Fig.1):

- Paléozoïque (-541 à -252 Ma) connu également par l'Ère Primaire;
- Mésozoïque (-252 à -66 Ma) ou Ère Secondaire ;
- Cénozoïque (-66 Ma à aujourd'hui) ou Ères Tertiaire et Quaternaire.

Phanerozoïque	Cénozoïque (-66 Ma à aujourd'hui)
	Mésozoïque (-252 à -66 Ma)
	Paléozoïque (-541 à -252 Ma)

Fig. 1- Subdivisions du Phanérozoïque (Échelle des temps non respectée).

GENERALITES

Dans cette présentation , nous nous intéressons beaucoup plus à une période du Mésozoïque.

Le Mésozoïque correspond aux événements et l'histoire de la vie de la période du secondaire. Ce terme a été créé par le géologue britannique John Phillips en 1840, et signifie la ‘vie au milieu’. Il est tiré des racines grecques (*mesos* : moyen; *zôon* : être vivant).

Le Mésozoïque est l'une des grandes Ères de l'histoire de la terre, qui débute il ya environ 250 millions d'années pour s'achever il ya 65 millions d'années.

Cette période du Mésozoïque qui marque le Trias, le Jurassique et le Crétacé (Fig. 2) débutant avec la plus grande crise ou ce qu'on appelle le déclin du Paléozoïque qu'a connu le monde vivant, celle qui marque la fin du Paléozoïque à la limite Permien-Trias qui va annoncer à son tour une nouvelle vie qui va durer d'environ 185 millions d'années et se clôt par une nouvelle extinction catastrophique marquant la fin de cette période à la limite Crétacé-Tertiaire, c'est la décadence du Mésozoïque.

La vie au Mésozoïque ou le Secondaire est marquée par la domination des reptiles en particulier les dinosaures, notamment les tyrannosaures, les ichtyosaures et les ptérosaures et des reptiles terrestres ou marins ainsi que le développement de groupes comme les ammonites utilisées comme biomarqueurs de cette période, après l'absence de certains groupes connus au Paléozoïque (trilobites et graptolites).

On constate également le développement de certains groupes comme les échinodermes, les gastéropodes, les polypiers et les brachiopodes dans les mers, à ne pas oublier l'apparition des végétaux (gymnospermes et angiospermes), les insectes (papillons, abeilles et fourmis).

Le climat au Mésozoïque est généralement chaud et humide au Jurassique et au Crétacé avec des périodes chaudes au Trias qui ont permis le dépôt de couches de sel.

Eon	Ere	Système	Epoque ou Période		Etages	Age	
Phanérozoïque	Mésozoïque	Crétacé	Supérieur		Maastrichien	65.9±0.5	
					Campanien	70.6±0.6	
					Santonien	83.5±0.7	
					Coniacien	85.8±0.7	
					Turonien	89.3±1.0	
					Cénomanién	93.5±0.5	
						99.6±0.9	
			Inférieur		Albien	112.0±1.0	
					Aptien	125.0±1.0	
					Barrémien	130.0±1.5	
					Hauterivien	136.4±2.0	
					Valanginien	140.2±3.0	
					Berriasien	145.5±4.0	
						150.8±4.0	
		Jurassique	Supérieur	Malm		Tithonien	150.8±4.0
						Kimméridgien	155.0±4.0
						Oxfordien	161.2±4.0
			Moyen	Dogger		Callovien	164.7±4.0
						Bathonien	167.7±3.5
						Bajocien	171.6±3.0
						Aalénien	175.6±2.0
			Inférieur	Lias		Toarcién	183.0±1.5
						Pliensbachien	189.6±1.5
						Sinemurien	196.5±1.0
						Hettangien	199.6±0.6
							203.6±1.6
		Trias	Supérieur		Réthien	203.6±1.6	
					Norien	216.5±2.0	
					Carnien	228.0±1.0	
			Moyen		Ladinien	237.0±2.0	
	Anisien			245.0±1.5			
Inférieur			Olénékien	249.7±0.7			
			Indusien	251.0±0.4			

Fig. 2- Extrait de l'échelle des temps géologiques (BRGM, 2006).

II- Paléogéographie du Mésozoïque

L'histoire de l'Ère Mésozoïque est liée certainement au morcellement ou à la dislocation d'une masse continentale ou d'un super continent connu sous le nom de la Pangée, le super continent qui a réuni à la fin du Paléozoïque d'autres masses continentales. Cette fragmentation a permis l'ouverture de nouveaux océans, l'isolement des espèces du Nord et du Sud qui va entraîner des contraintes évolutives différentes ainsi que les changements climatiques.

Au début du Mésozoïque, la terre est caractérisée par la présence de deux parties:

- (1) Une partie au Nord: hémisphère nord ou bloc laurasien ou encore Laurasie (Amérique du Nord, Europe, Asie du Nord, Groenland);
- (2) Une partie au Sud: hémisphère sud ou bloc gondwanien ou encore Gondwana (Amérique du Sud, Afrique, Inde, Australie, Antarctique).

Ces deux zones sont séparées par un océan dit la mésogée ou la mer Téthys (Fig. 3).

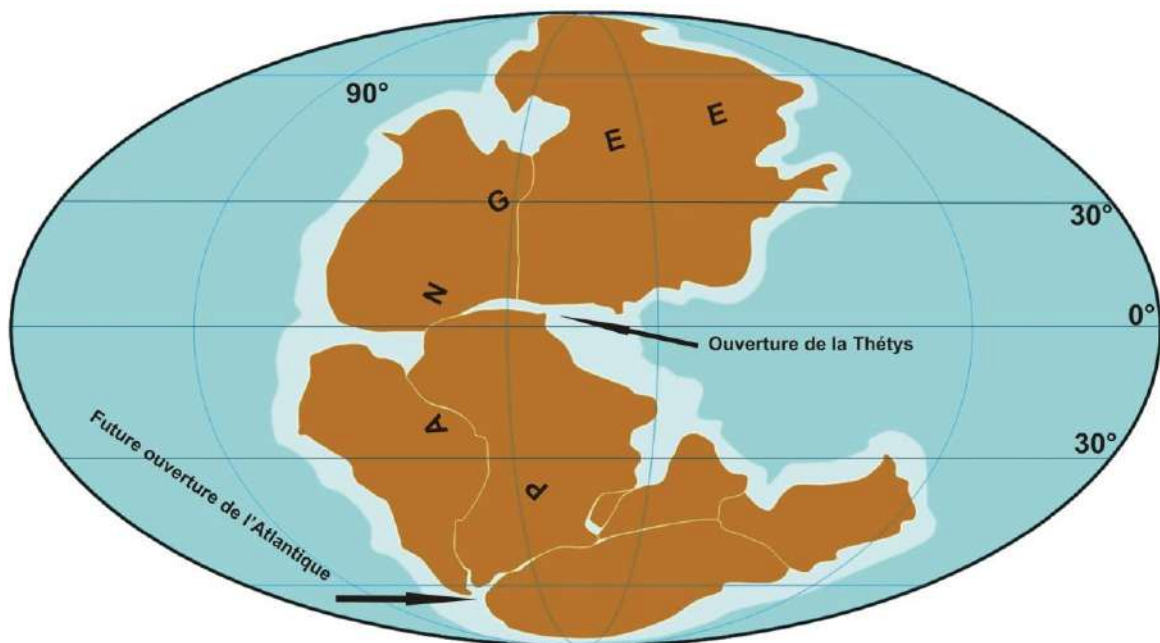


Fig. 3- Schéma de la naissance de la Téthys et de l'atlantique
(D'après Deferne, 2016).

GENERALITES

Le Mésozoïque est considéré donc comme une période de naissance de nouveaux continents et l'ouverture des océans dont les événements les plus marqués durant le Mésozoïque sont les ouvertures de la Téthys, l'Atlantique et l'océan indien suite à la fracturation de la Pangée (Dietz & Holden, 1970 ; *in*, Aubouin, 1981).

Ces deux océans, étroits, reçoivent peu à peu les sédiments (Fig. 4).

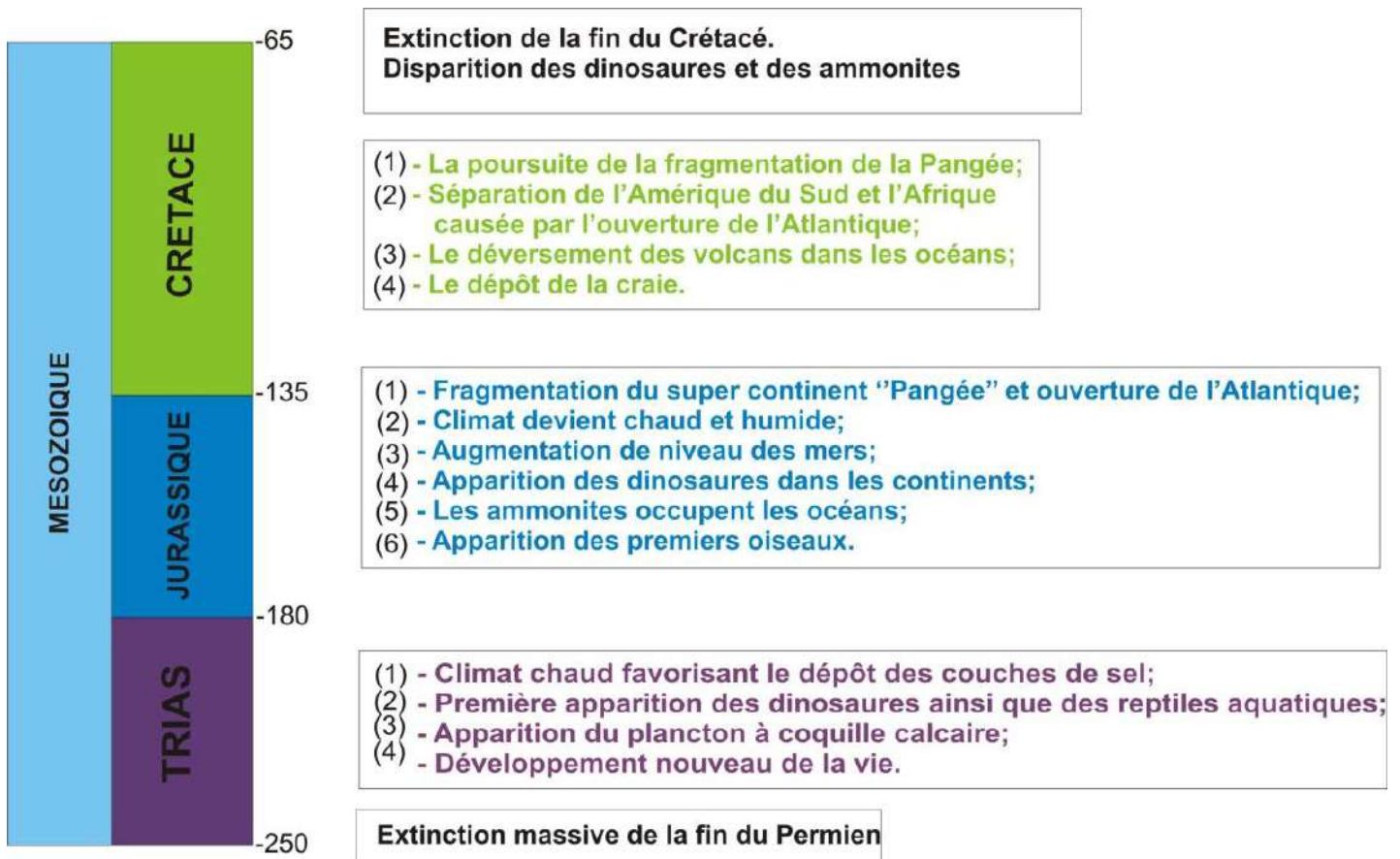


Fig. 4- Synthèse des principaux événements au cours du Mésozoïque.

III- Le Jurassique

Le Jurassique est le deuxième système de l'Ère mésozoïque qui s'étend entre 199.6 et 145.5 (Gradstein, 2004 et *al*; *in*, Lefort, 2011). Il constitue la partie médiane du Mésozoïque. La découverte des calcaires Alexandre Brongniart en 1829 dans le Jura suisse et français a permis de proposer le nom du Jurassique. Cette période d'environ 54 Ma est située entre le Trias et le Crétacé (Fig. 5).

Le Jurassique correspond aux périodes suivantes :

- (1) Jurassique inférieur (Lias) subdivisé en: Hettangien, Sinémurien, Pliensbachien, Toarcien;
- (2) Jurassique moyen (Dogger) subdivisé en: Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien;
- (3) Jurassique supérieur (Malm) subdivisé en: Oxfordien, Kimméridgien, Tithonien.

Cependant, la limite inférieure de l'Hettangien est marquée par un point stratotype mondial (PSM) qui marque la base du Jurassique. Tandis que la limite supérieure qui marque la base de Crétacé, ou le PSM de la base du Crétacé, le Berriasien n'est pas encore définie.

La base du Berriasien qui marque la limite supérieure du Jurassique-Crétacé n'est pas encore bien déterminée malgré la tenue de nombreux congrès et colloques.

Le jurassique correspondait à une période chaude, et un dioxyde de carbone élevé dans l'atmosphère. Cependant, le climat est globalement chaud, humide et stable (Hallam, 1984 ; 1985 ; Valdès et *al.*, 1995 ; *in* Colombié, 2002) de type « *green house* » (e.g. Frake, 1992 ; Dromart a & b, 2003 ; Bartolini et *al.*, 2003 ; *in* Lefort, 2011) durant le Kimméridgien, bien que des « *cold snaps* » qu'on ne puisse pas écarter ont été identifiées durant l'intervalle Bajocien- Bathonien et durant le Tithonien au travers des arguments sédimentologiques (dropstones-tillites) et d'une synthèse des données isotopiques et paléontologiques (Price,1999 ; *in*, Lefort, 2011).

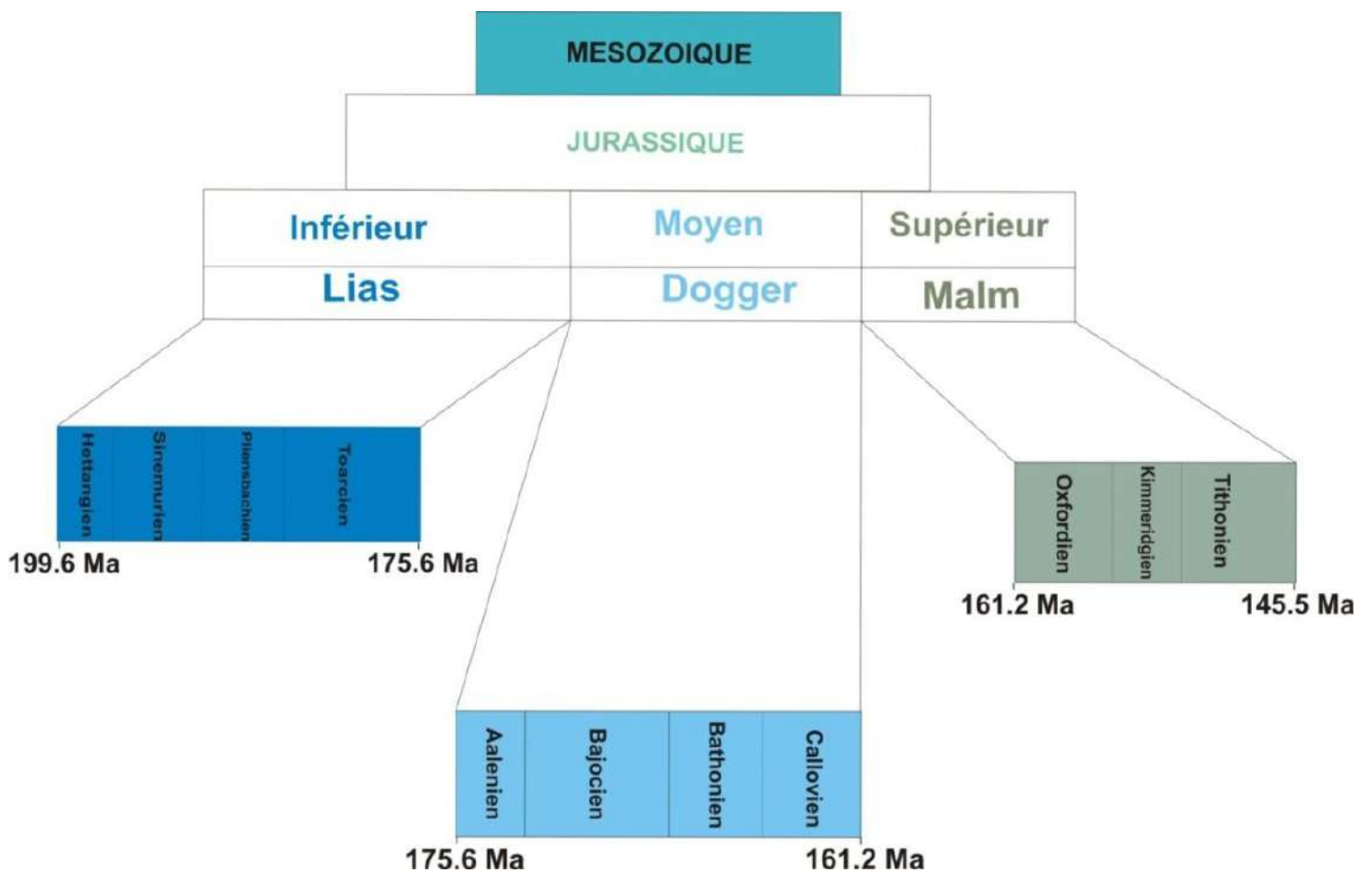


Fig. 5- Subdivision du Jurassique d’après l’échelle des temps, modifiée (BRGM, 2006).

Les fluctuations du niveau de la mer enregistrées au Jurassique sont généralement d’origine tectono-eustatique où on a marqué en général des mers peu profondes. Cependant, le Malm (Jurassique supérieur) enregistre le niveau marin le plus élevé, en particulier durant le Kimméridgien moyen avec une moyenne de 200 m (Fig. 6).

GENERALITES

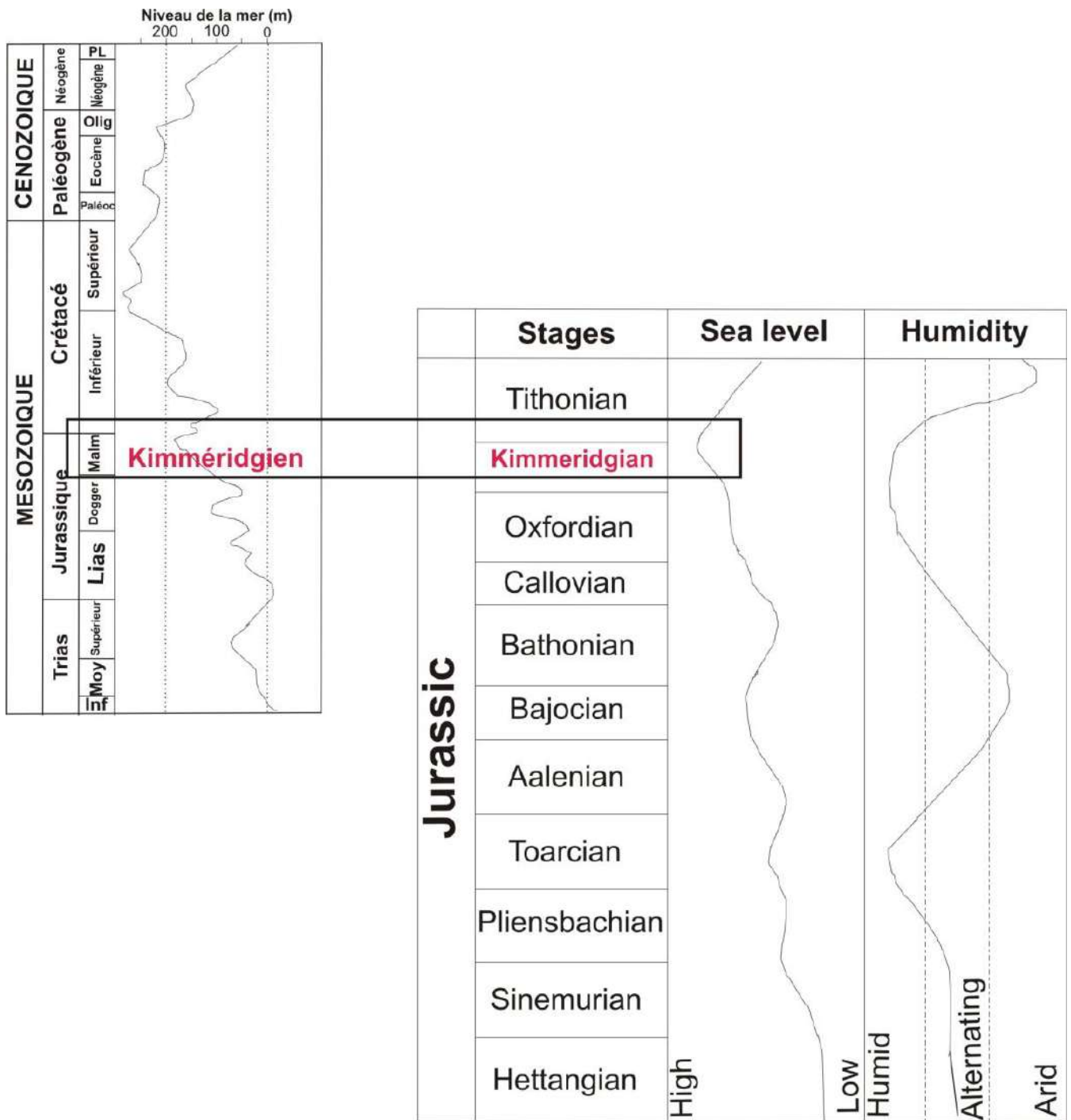


Fig. 6- Niveau de la mer et cycles d'humidité durant le Jurassique (Haq et al. (1987) (modifié par Price, 1999).

GENERALITES

Le Jurassique est marqué par de très importants événements que la terre a connu. En effet, l'Afrique est toujours connectée à l'Ouest de l'Amérique du sud, l'Australie, l'Inde et l'Antarctique. Sur le plan paléontologique, on assiste surtout à l'envahissement des dinosaures et les ammonites.

Ce système correspond à la dislocation la plus forte de la Pangée qui a provoquée l'ouverture des océans (Fig. 7). Au cours de cette période, on assiste à un océan appelé Téthys qui sépare Laurussia au Nord et Gondwana au Sud, recevant des sédiments qui résultent de l'érosion des plates formes continentales (Deferne, 2016).

III-1- Le Jurassique supérieur

La partie supérieure ou la partie sommitale du Jurassique supérieur est appelée "Jurassique supérieur" ou "Malm" qui débute il y a environ 161.1 Ma. Cette appellation est admise après plusieurs colloques organisés à partir des années 60.

Le découpage du Jurassique supérieur a connu de nombreuses subdivisions ou nomenclatures donnant des intervalles de temps ou étages qui ne peuvent pas être corrélés les uns par rapport aux autres (Fig. 8).

Les dernières subdivisions adoptées permettent de mettre en évidence trois étages allant de l'Oxfordien jusqu'au Tithonien, passant par le Kimméridgien.

GENERALITES

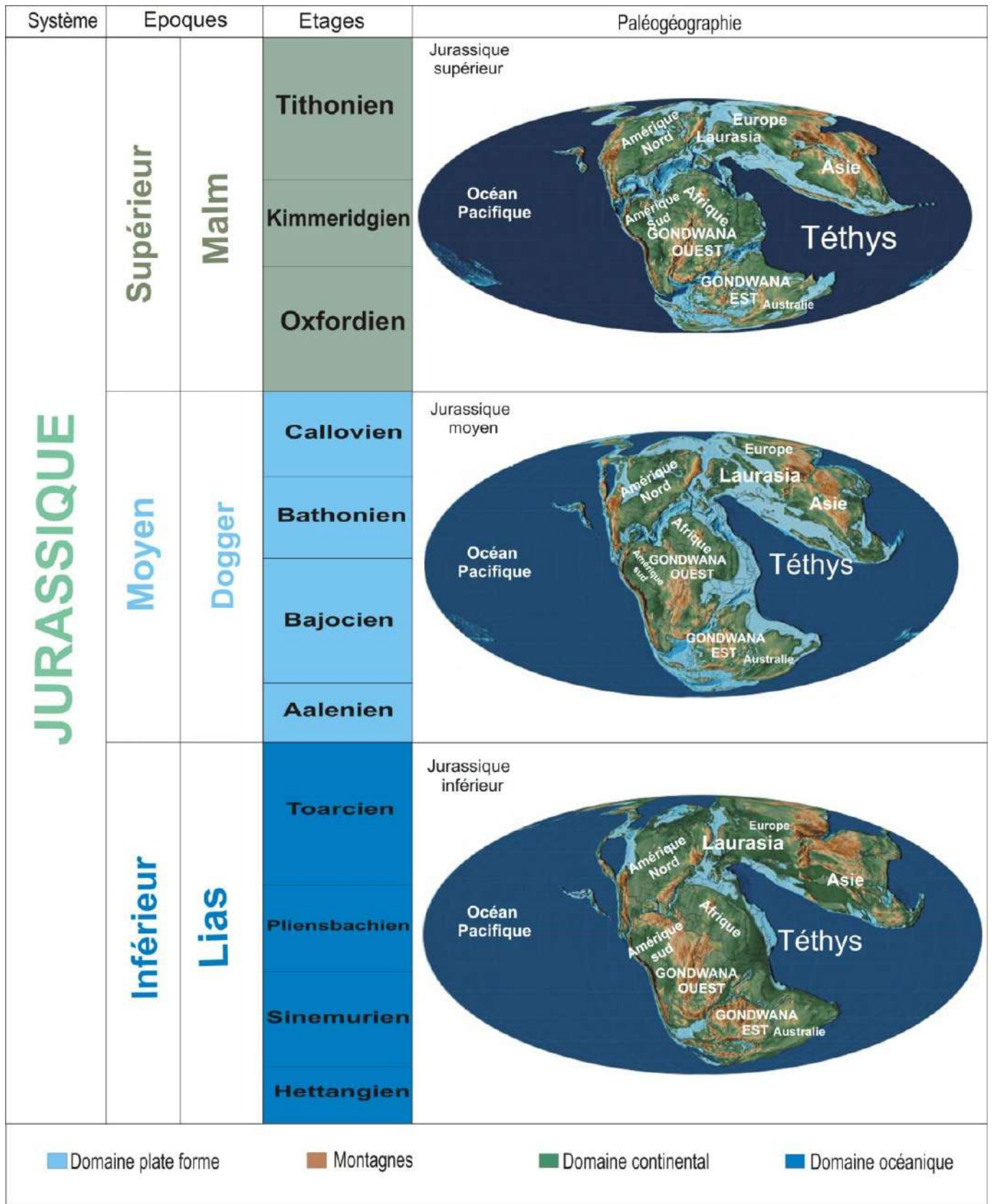


Fig. 7- Paléogéographie mondiale de la terre au cours du Jurassique (Scotese, 2014).

DEUXIÈME PARTIE : DOMAINES STRUCTURAUX DE L'ALGÉRIE

I-Principaux domaines structuraux de l'Algérie

Occupant une position géographique privilégiée au Nord de l'Afrique (Fig.9), faisant partie des confins occidentaux de la Téthys et située sur la marge sud téthysienne (Dommergues & Meister, 2017), l'Algérie peut-être subdivisée sur un axe Nord-Sud et sur une distance de plus de 2200 Km, en une multitude d'unités structurales plus ou moins parallèles.

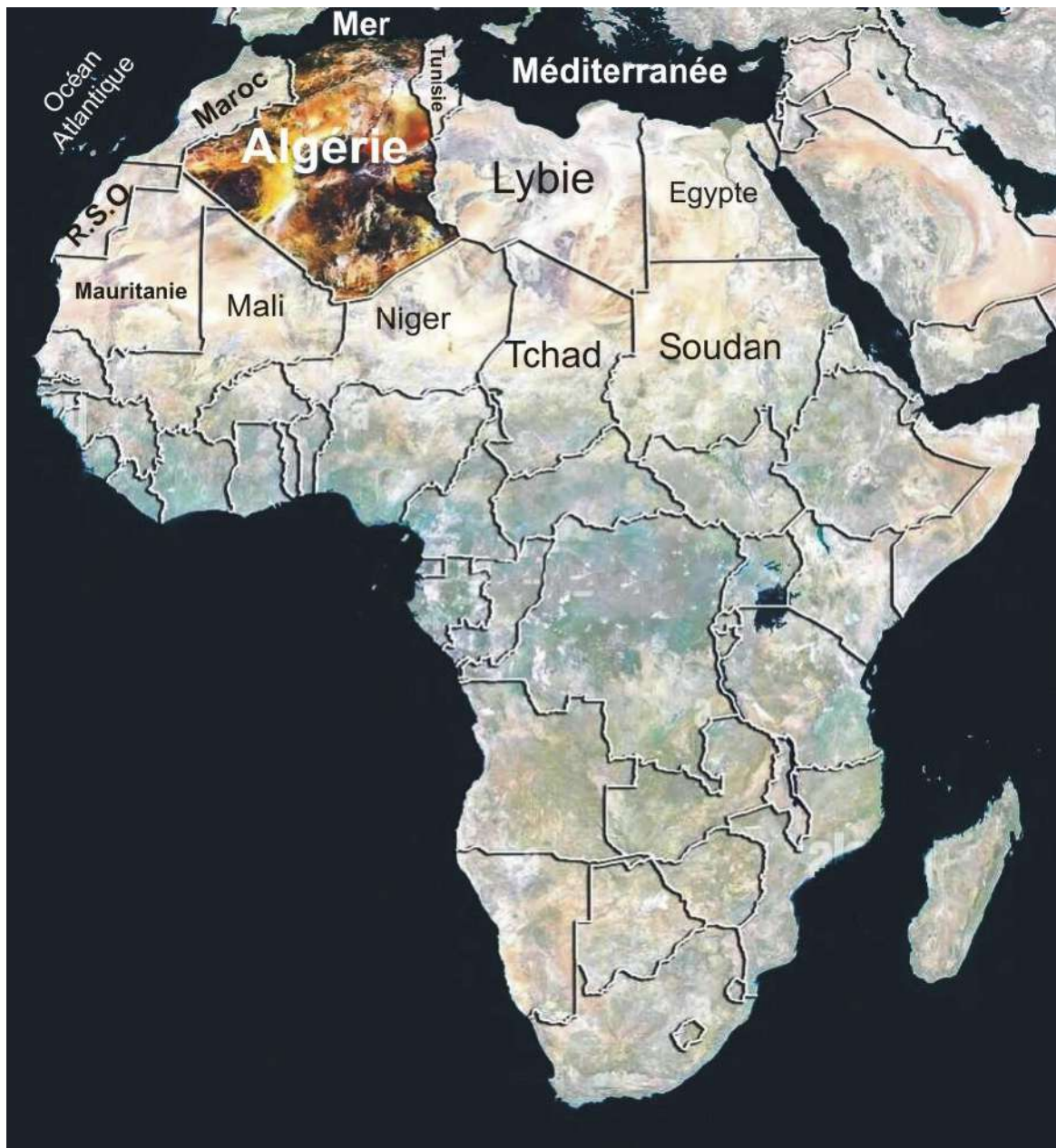


Fig. 9- Image satellitaire présentant la position de l'Algérie dans le continent africain.

GENERALITES

L'Algérie, ce vaste ensemble régional affecté par l'orogénèse alpine, nous permet de suivre la transition entre les ensembles alpins plissés au Nord et des structures tabulaires du domaine saharien au Sud, séparées par une grande ligne connue par la flexure sud-atlasique ou l'accident sud-atlasique qui s'étend d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie en bordant l'Atlas méridional ou l'Atlas saharien et chevauche la plateforme saharienne (Bracène & Frizon de Lamotte, 2002. *in*, Badji, 2014) (Fig. 10).

L'Algérie est subdivisée donc en deux grands domaines structuraux depuis la méditerranée au Sahara ayant chacun ses propres caractéristiques. Il s'agit des domaines suivants:

- (1) Domaine alpin;
- (2) Domaine de la plate-forme saharienne.

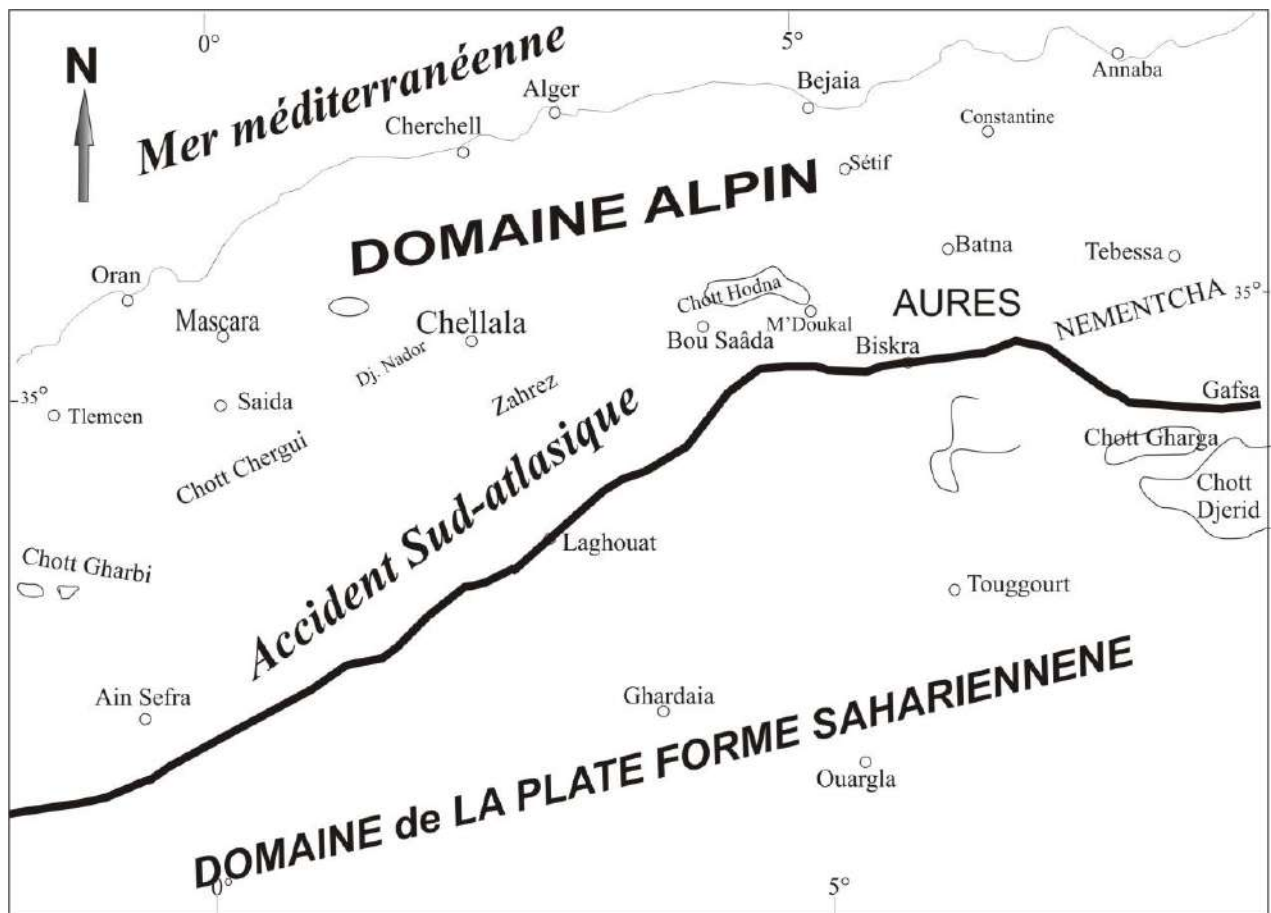


Fig. 10- Principaux domaines structuraux de l'Algérie (Guiraud, 1973).

GENERALITES

I-1- Le domaine alpin: il est subdivisé à son tour en :

- Domaine Tello-rifain ou Tell;
- Domaine atlasique (Fig. 11).

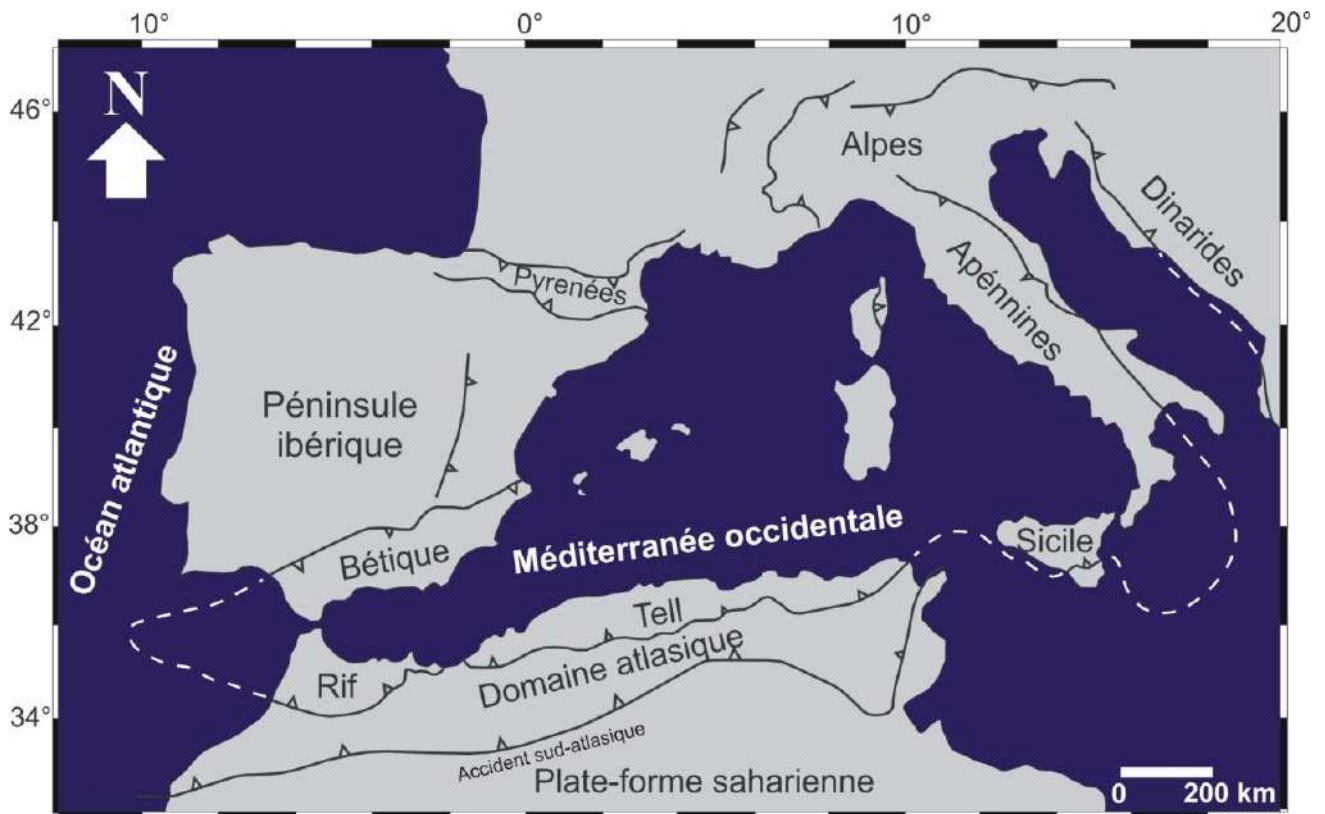


Fig. 11- Principales subdivisions du domaine alpin (Situation du domaine atlasique)

(Naimi, 2022).

I-1-1- Domaine Tello-rifain (Fig. 12 et 13)

Ce domaine est situé en bordure septentrionale de l'Afrique et caractérise la façade méridionale de la méditerranée occidentale. Le domaine tello-rifain est allongé selon une direction E-W et correspond à un système périplaque individualisé dès le Trias (Ait Ouali, 1991).

La chaîne tello-rifaine est caractérisée par un édifice d'unités allochtones appartenant au domaine interne, aux nappes des flyschs et domaine externe (Wildi, 1983). Le domaine interne est constitué de massifs anciens littoraux bordé au Sud par une dorsale calcaire, la bande de flyschs scindés en trois unités : Mauritanienne, Massylienne et Numidienne, par

GENERALITES

contre les zones externes où le décollement des séries mésozoïques à paléogènes est à peu près généralisé (Durand-Delga *et al.*, 1980; *in* Kazi-Tani, 1986).

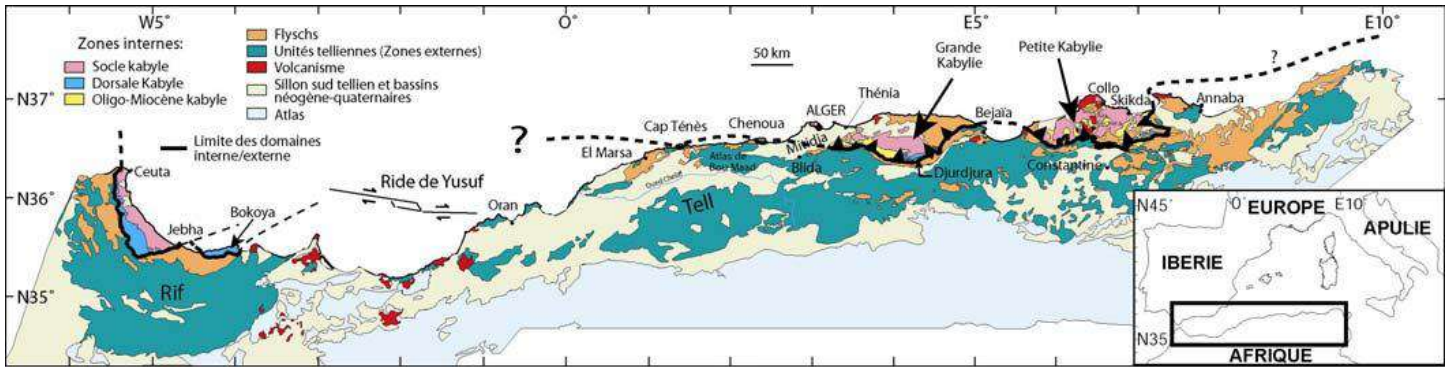


Fig. 12- Carte paléogéographique simplifiée du Nord de l'Algérie

(D'après Domzig *et al.*, 2006).

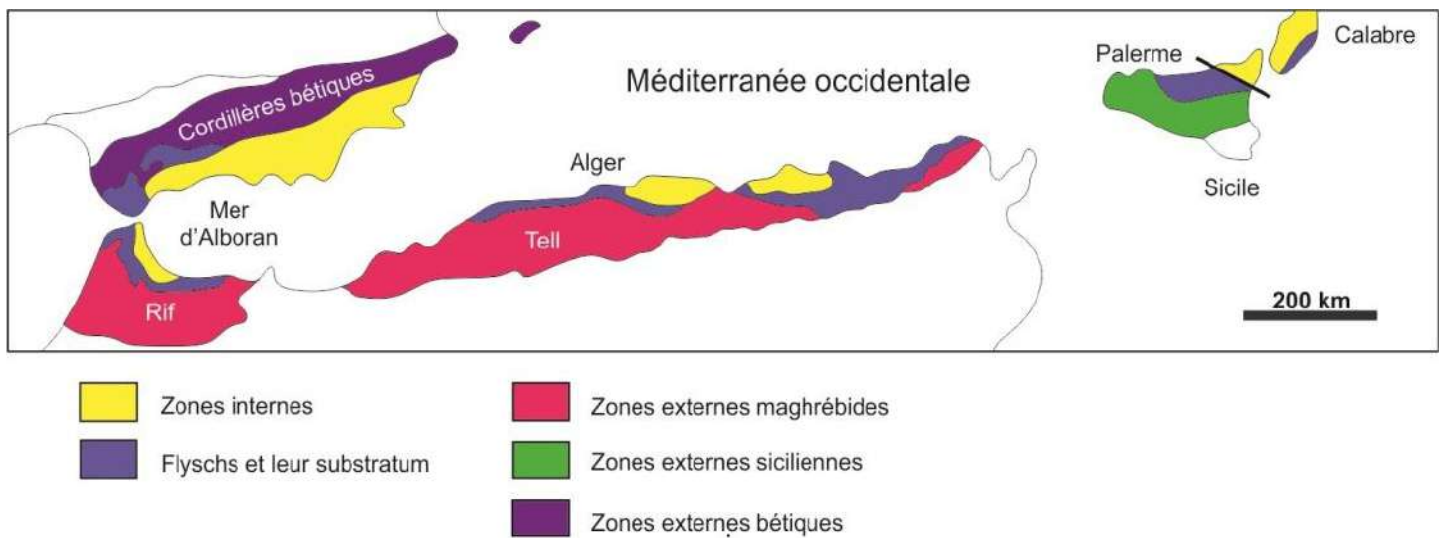


Fig. 13- Carte structurale schématique du domaine tello-rifain

(D'après Durand-Delga *et al.*, 2000).

GENERALITES

I-1-2- Domaine atlasique

Selon [Kazi Tani \(1986\)](#), le domaine atlasique peut-être subdivisé en deux zones suite à une subdivision longitudinale:

(1) Une zone préatlasique située entre le domaine tellien et le domaine de l'Atlas saharien, à peine gauchie par quelques ondulations parfois dues à l'halocinèse. Les seules structures significatives sont celles qui la bordent au Nord (les chaînes de l'Antar-Guettar, monts de Nador de Tiaret et monts de Chellala) et au Sud depuis Djebel Aissa, Souiga-Mellah de la région d'Ain Sefra au Djebel Chebibta au Zahrez);

(2) Une zone atlasique comprise entre le trend Aissa-Chebibta et l'alignement méridional du Bou Amoud au Zerga d'Ain Rich.

La zone atlasique en Algérie correspond à deux grands ensembles morphologiques bien individualisés, Atlas saharien à l'Ouest, Aurès- Nementcha à l'Est, dont l'histoire géologique montre qu'ils appartiennent à une même chaîne ([Guiraud, 1973](#)).

La subdivision transversale en deux compartiments ; l'un méridional (SW) où les dépôts du Jurassique sont les plus fréquents, et un autre septentrional (NE), caractérisant le Crétacé.

I-2- Le domaine situé entre le domaine tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud

Dans le domaine situé entre le domaine tellien et l'Atlas saharien, une abondante littérature et dénomination sont rapportées par plusieurs auteurs.

Ce domaine est considéré comme une zone intermédiaire entre le Nord et le Sud. Il s'agit du point de vue géographique dans la zone des hautes plaines et des hauts plateaux.

Les haut-plateaux sont un socle continental relativement rigide, tantôt partiellement exondé, tantôt couvert de dépôts littoraux ou de mer peu profonde ([Augustin, 1923](#)).

Ils se caractérisent par une quasi-absence de sismicité et semblent donc se comporter comme un bloc rigide, se déformant seulement au niveau de ses bordures.

Ce domaine a été dénommé comme un domaine des avant-pays bordant le domaine Tello-rifain de nature et de comportement tectonique variable ([Wildi, 1983](#)).

GENERALITES

-Les avant-pays stables marqués par une tectonique rigide (Hauts Plateaux de l'Algérie et du Maroc et la Meseta marocaine) (Wildi, 1983);

-Les avant-pays autochtones plissés où les sédiments d'âge mésozoïque sont les plus dominants touchant toute la partie atlasique allant du Maroc jusqu'au Tunisie en passant par l'Algérie.(Wildi, 1983).

Ce domaine correspond également au domaine des Hautes plaines et Hauts plateaux (Renou, 1848; Bernard, 1898; Lucas et Gautier, 1952; Caire, 1967; Guardia, 1975; Elmi, 1978; Ameer, 1988).

Ces auteurs ont donné quelques critiques pour l'emploi de ces termes et pensent que ces expressions utilisées sont parfois mal définies en vue de la géographie, de la géomorphologie et même de la géologie surtout pour l'Ouest de l'Algérie qui a connu plusieurs dénominations notamment celle de la "Meseta" ou "Meseta oranaise" qui veut dire une "table".

Les dénominations utilisées par les auteurs antérieurs pour ce domaine ne semblent pas convenables vu que le substratum mésozoïque est toujours plissé et que la phase principale de la structuration de ce domaine présente un style très proche de celui de l'Atlas Saharien (Guiraud, 1973).

Cependant, Guiraud propose une zonation structurale originale, individualisant successivement au Nord du Sahara, un domaine atlasique subdivisé en deux parties, l'Atlas saharien occupant la partie méridionale au Nord du Sahara et le domaine préatlasique occupant la partie septentrionale au Sud du domaine Tellien (Fig. 14 et 15).

GENERALITES

Le domaine préatlasique a été subdivisé à son tour en :

- (1) Couloir préatlasique méridional montre des séries assez épaisses, vastes et occupées parfois par des Sebkhass, proche du domaine atlasique.
- (2) Au Nord du couloir préatlasique, on trouve dans le Sud oranais et au Sud-Ouest d'Alger une série de reliefs vastes, c'est la chaîne préatlasique septentrionale qui présente des séries moins puissantes et tectonisées.

I-3- Domaine de plate forme-saharienne

Le domaine du Sahara algérien correspond à une vaste surface de la partie septentrionale de l'Afrique. Il est limité au Nord par l'accident sud-atlasique, et s'étend entre l'Ahaggar et l'Atlas saharien et correspond à un domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque.

Ce domaine est constitué d'importants bassins sédimentaires intracratoniques qui sont d'Est en Ouest: Illizi-Berkine, Hassi Messaoud, Hassi R'mel et l'Oued Mya au centre, Tindouf, Béchar, Reggane, Ahnet, Sbaâ et Timimoun.

Ces bassins sont connus pour leurs gisements en hydrocarbures (Aliev *et al.*, 1971 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Fabre, 1976, 1988 ; Legrand, 1985) dont les séries sont très épaisses qui peuvent atteindre les 8000 m, allant du Cambrien au Moscovien, elles sont plissées et recouvertes en discordance par les dépôts relativement peu déformés du Mésozoïque (Guemache *et al.*, 2010).

Les plus importantes formations dunaires qui dominent le Sahara sont: les grands Ergs Occidental et Oriental au Nord, l'Erg Chech et l'Erg Iguidi.

Après la collision des blocs continentaux issus du super continent Rodinia lors des événements orogéniques panafricains dont les traces de cette suture, en particulier au niveau des monts de l'Ougarta, la plate-forme saharienne prene place dans le Gondwana (Black *et al.*, 1979 ; Caby *et al.*, 1981 ; Fabre, 1988 ; Ziegler, 1988 ; Scotese et McKerrow, 1990 ; Black et Liégeois, 1993 ; Trompette, 1995 ; Schandelmeier *et al.*, 1997; Akkouche, 2007).

TROISIÈME PARTIE : PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

I- Présentation générale de la région de Chellala

La zone traitée dans le présent travail correspond à la région de Chellala-Reibell. Reibell est le nom français d'un village de colonisation appartenant à l'ancien département de Titeri (Département de Médéa, ancien découpage), actuellement la wilaya déléguée de Ksar Chellala est située à 116 Km au Sud-Est de la Wilaya de Tiaret, à 200 Km à vol d'oiseau d'Alger, à 65 Km au Sud-Ouest de Tissemsilt et à 140 Km au Nord-Ouest de Djelfa (Fig. 16).

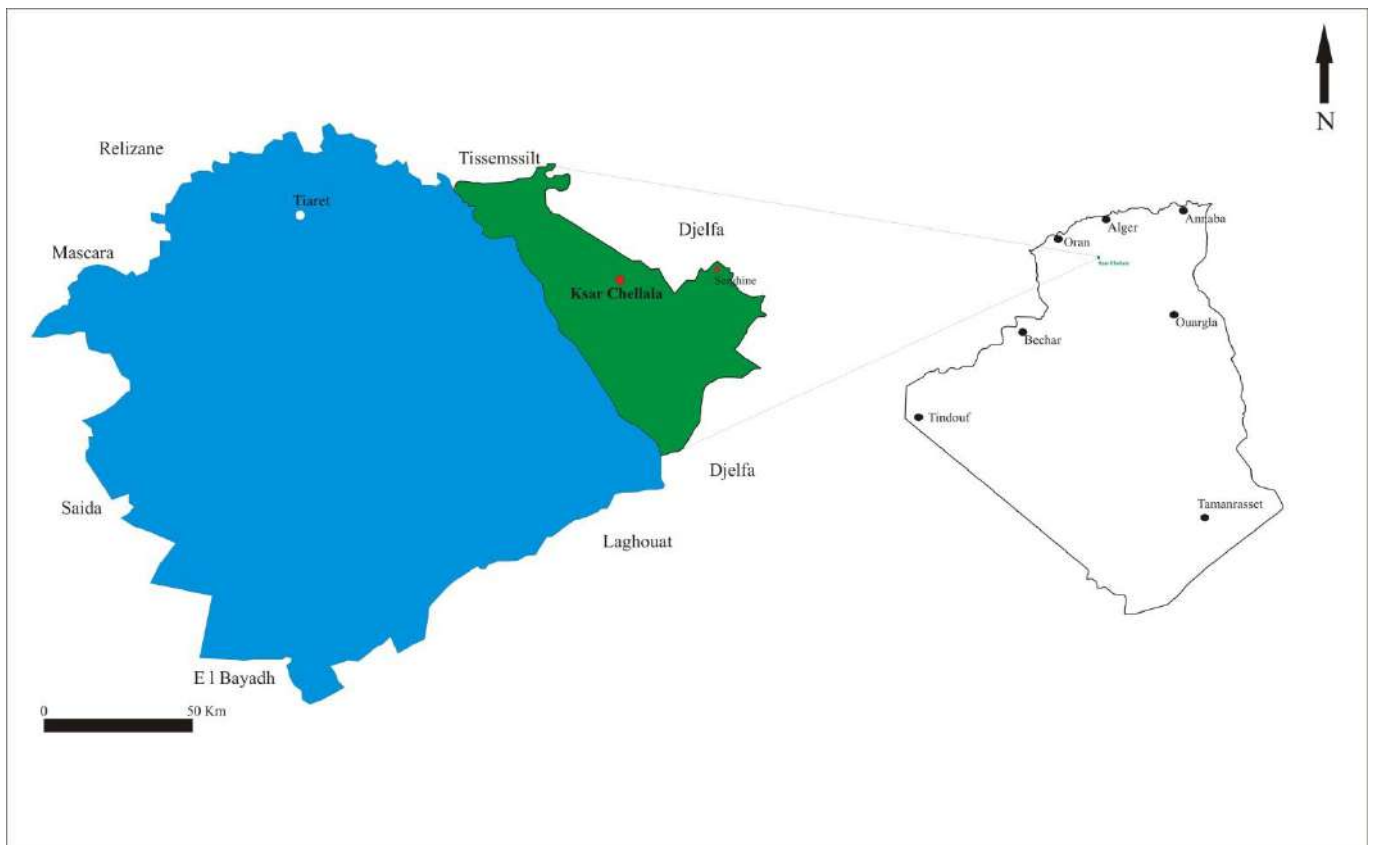


Fig. 16- Situation géographique de la région de Ksar Chellala et ses limitrophes.

Cette région est considérée comme une zone steppique occupant le centre de la steppe d'Alfa, située directement au Sud des chaînes telliennes et au Nord des chaînons de l'Atlas saharien. C'est la partie centrale des Hautes plaines algéroises considérée comme un domaine de l'Alfa et de l'Armoise des nomades ou *Artemissa berba alba* que parcourent chameaux, moutons et bergers.

Les hautes plaines, dénommées ici "Hautes plaines algéroises" la séparent des reliefs du Tell s'élevant au Nord (massif de l'Ouarsenis), alors que l'Atlas saharien s'étend là vers le

GENERALITES

Nord, caractérisé par la succession de chaînons suivant une direction N 55°. ces chaînons sont délimités par des plaines synclinales et peu tectonisées (Caratini, 1970).

Cependant, la région d'étude est bordée au Nord par une vaste région déprimée bordant au Sud les derniers reliefs telliens, c'est la plaine de Sersou couverte de riches terres à céréales. Au Sud, elle est limitée par la plaine des Zahrez, il s'agit d'une autre région déprimée occupée par les Zahrez Chergui et Rharbi, deux chotts séparés par un isthme recouvert de dunes (Caratini, 1970) (Fig. 17).

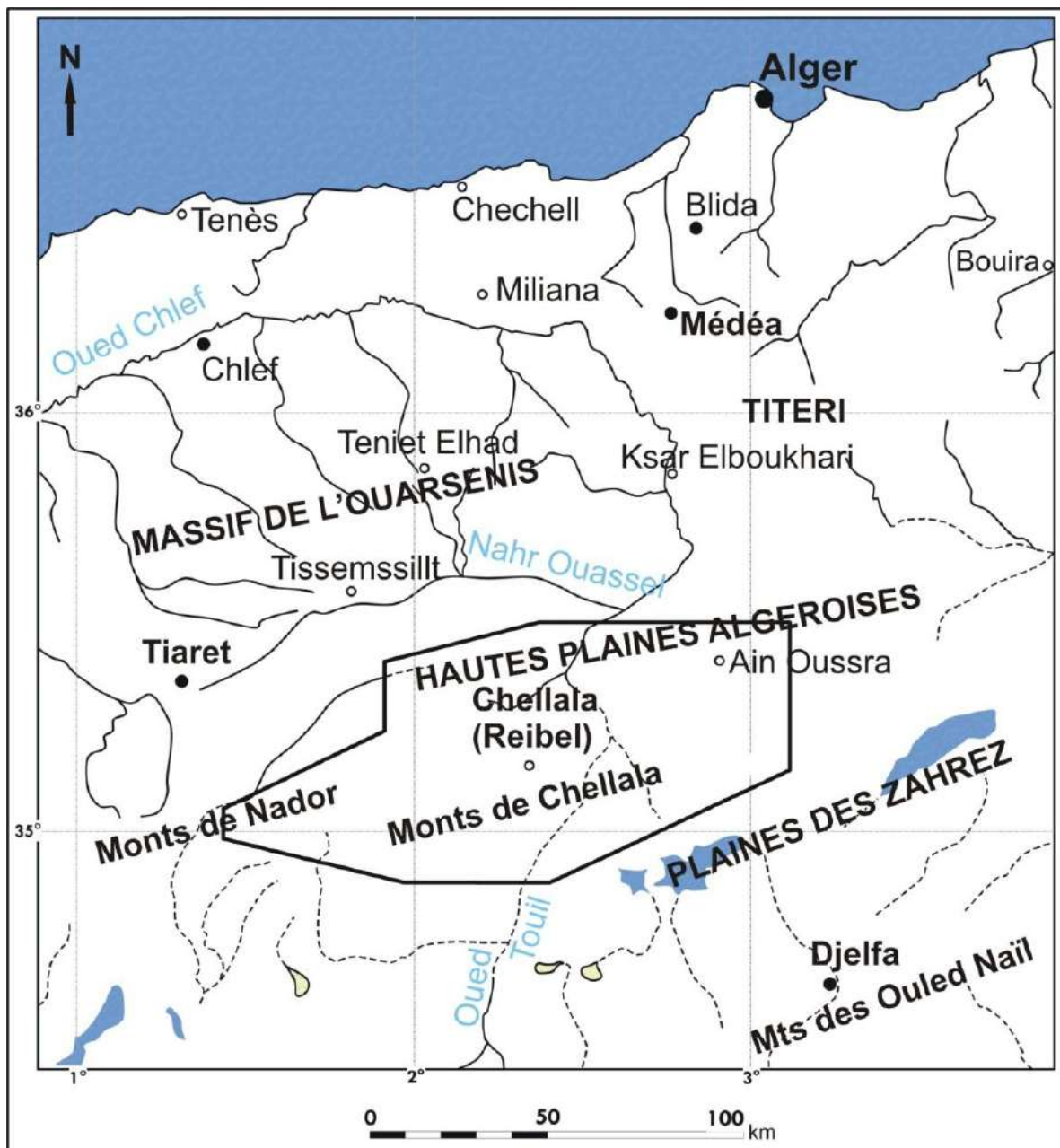


Fig. 17- Situation géographique de la région de Chellala (Caratini, 1970).

GENERALITES

La région est caractérisée par une chaîne de montagnes qui se dressent presque sans transition au-dessus de plaines telles des îlots baignés par la mer, ou pour reprendre l'expression de [Ghautier \(1910\)](#) qui compare le pays « à un manteau d'ennoyage du milieu duquel surgissent brusquement des chicots dentés et isolés ».

Considérée comme la continuité orientale des monts de Nador dont les altitudes décroissent d'Ouest en Est. Le massif du Djebel Nador, le plus occidental, est le plus vaste d'entre eux. En allant vers l'Est, c'est les Monts de Chellala qui sont les plus importants ainsi que le massif isolé ou Djebel Recheiga situé au nord-ouest de ces derniers.

Plus à l'Est les reliefs s'émoussent et seul s'individualise le chaînon de Paul Gazelles-Ain Ouassara qu'une étendue moutonnée sépare de la longue cuesta s'étendant de Taguine à Guelt Es Setel et Sebaâ Rouss ([Caratini, 1970](#)).

À l'exception des réseaux endoréiques aboutissant aux deux Zahrez Rharbi et Chergui et à quelques petites Daiët, ou se perdent dans la plaine tel que l'Oued Soussellem qui vers Recheiga disparaît dans les alluvions récents, la région est drainée au Nord par le Nahr Ouassel et son affluent l'Oued Ouerq.

Mais c'est surtout l'Oued Touil dont le tracé sinueux recoupe les reliefs, qui traversent toute la région, et constitue le réseau hydrographique le plus important (Fig. 18).

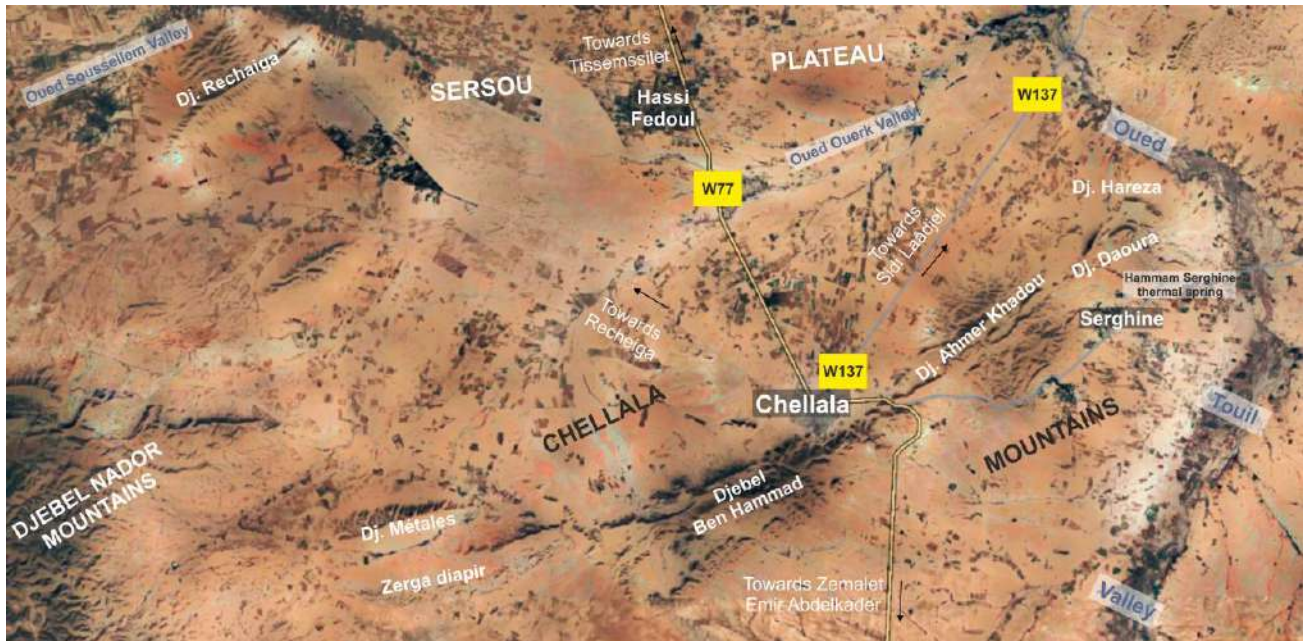


Fig. 18- Image satellitaire montrant les principaux réseaux hydrographiques.

GENERALITES

Il apparaît donc que, située aux confins septentrionaux de l'Atlas saharien et en bordure même du géosynclinal tellien, donc entre deux domaines différents, la région de Chellala doit présenter un intérêt paléogéographique tout particulier.

La région d'étude est considérée comme une zone intermédiaire entre deux ensembles paléogéographiques ayant marqué l'histoire géologique de l'Algérie. Malgré cette originalité, de nombreux caractères, tant sédimentologiques que structuraux, montrent une similitude avec une zone septentrionale du domaine atlasique, ce qui a été confirmé par [Guiraud \(1973\)](#) et l'attribue à un domaine dit préatlasique.

Le domaine préatlasique est subdivisé en une zone méridionale déprimée ou couloir préatlasique (les Zahrez Rharbi et Chergui) et une zone septentrionale appelée chaîne préatlasique dont les monts de Chellala font partie. Elle occupe la partie occidentale de chaîne préatlasique au Sud de l'Oranais et au Sud-Ouest d'Alger, et située à l'Est de la transversale de Theniat El Had au sens d'[Elmi \(1978\)](#) (Fig. 19).

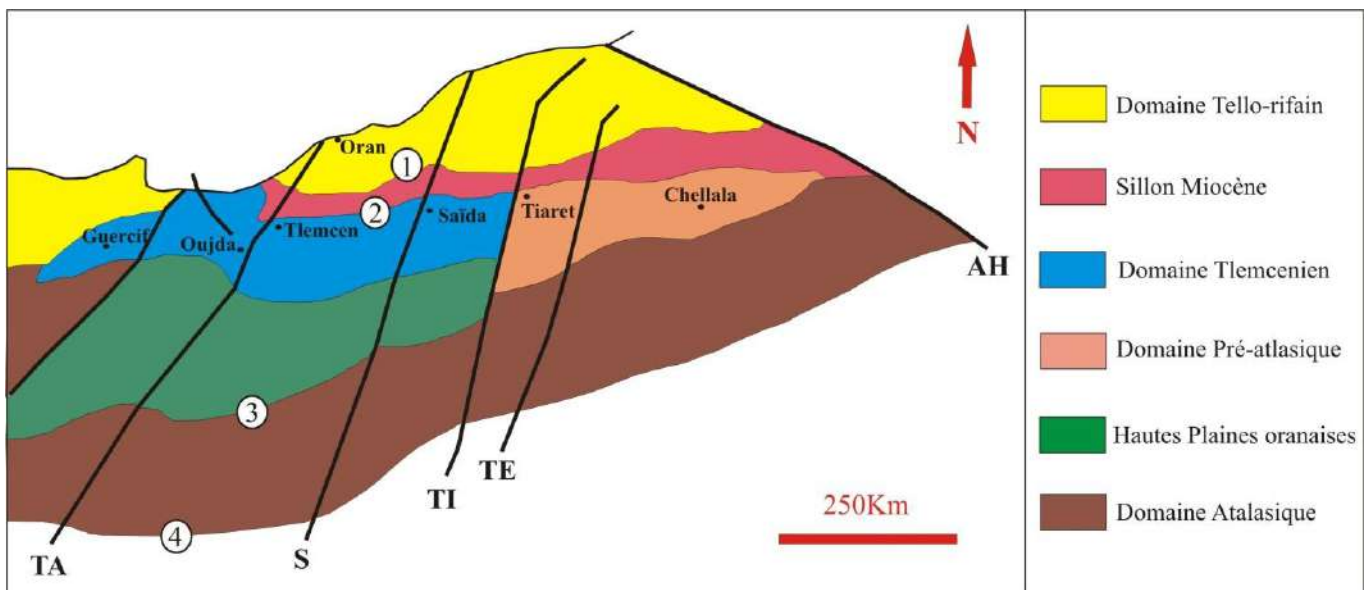


Fig. 19- Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest (D'après [Elmi, 1978](#)).

(1): Front des nappes tello-rifaines; (2): Accident nord-mésétéen;

(3): Accident sud-mésétéen; (4): accident sud-atlasique;

TA: transversale de la Tafna; S: transversale de Saïda; TI: transversale de Tiaret;

TE: transversale de Teniet El Had; AH: transversale Aurès-Hodna.

GENERALITES

Le domaine préatlasique peu plissé correspond à une bande d'affleurements parallèles d'orientation Est-Ouest, de forme losangique en aval de l'Atlas saharien. Il se sépare de ce dernier par un couloir tectonique celui de l'accident nord atlasique (Kazi-Tani, 1986).

II- Présentation générale du cadre lithostratigraphique

La description des différentes formations géologiques affleurant dans les monts de Chellala sera surtout celles présentées par Caratini (1970). La série lithostratigraphique de la région continue et assez épaisse couvre pratiquement toute la période méso-cénozoïque.

II-1- Le Paléozoïque

La région de Chellala est dépourvue de formations paléozoïques, alors que le Paléozoïque n'a pas été reconnu sauf par quelques sondages ou forages de recherche implantés par des équipes de recherche pétrolière dans la plaine de Sersou en 1964 (Caratini, 1970). Il s'agit en fait de quelques blocs conglomératiques ou de poudingues permien.

II-2- Le Mésozoïque

Le Mésozoïque de la région de Chellala est une série très étendue, allant du Trias jusqu'au Crétacé que l'on retrouve tout au long des monts de Chellala.

A- Le Trias

Dans cette partie, il n'est pas dans notre intention de traiter le Trias, la description qui sera présentée aborde les grandes particularités lithostratigraphiques des séries anté-jurassiques. Cependant, les séries triasiques affleurent généralement dans la zone des diapirs.

Les diapirs triasiques de la région de Chellala sont très nombreux. Leur superficie et leur forme sont variables et en rapport avec les accidents qui leur ont donné naissance, mais on y trouve toujours les mêmes types de roches. Aussi, plutôt que de donner une description de chacun de ces diapirs, nous préférons présenter les diverses roches qui les composent, afin de mieux présenter les particularités lithologiques propres à chaque pointement (Fig. 20).

Au point de vue morphologique ces diapirs forment des massifs en reliefs, dénudés, à l'aspect déchiqueté en raison des différentes duretés entre les blocs emballés et les termes plastiques qui les ont accompagnés en surface (Caratini, 1970).

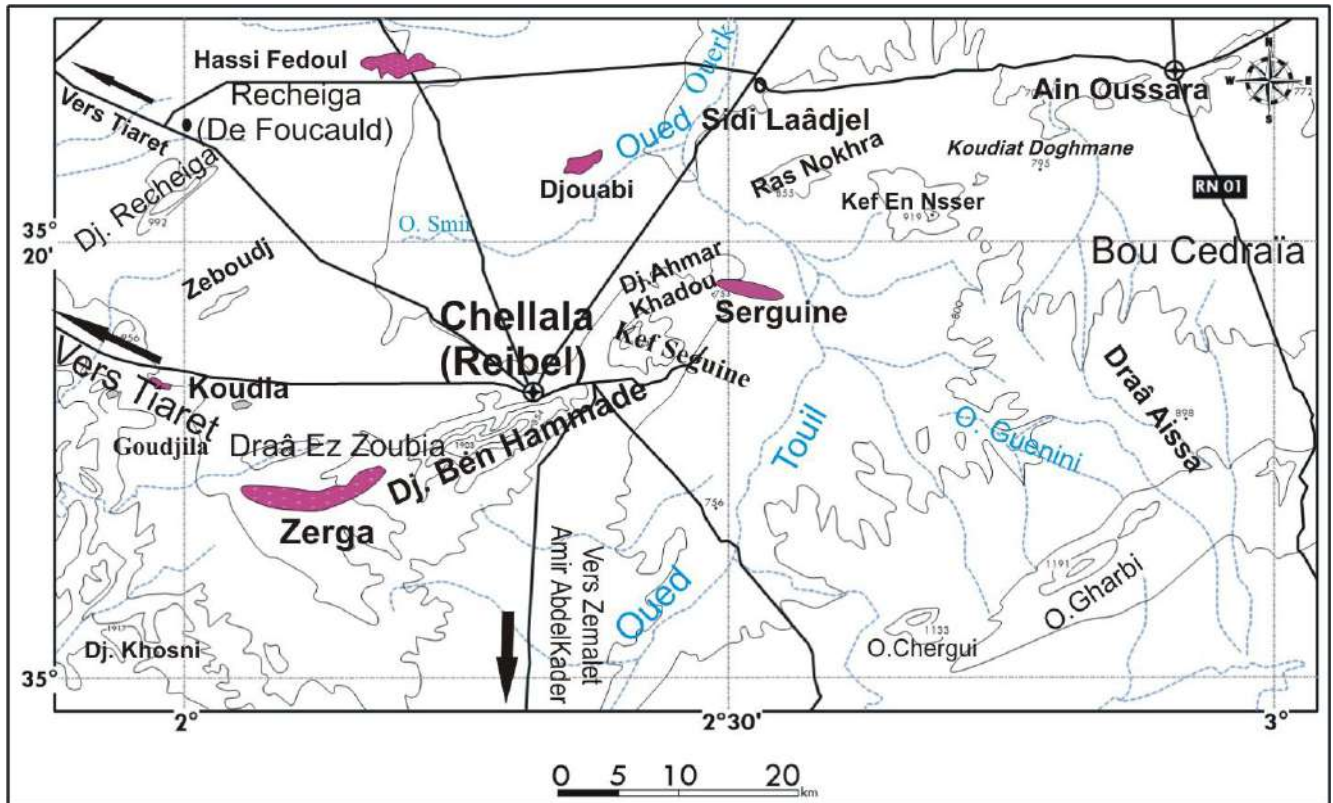


Fig. 20- Localisation des affleurements de Trias dans la région de Reibell-Chellala (Caratini, 1970).

A-1- Lithofaciès du Trias

A-1-1- Les gypses

Il s'agit de petits cristaux, blanchâtres, massifs, durs qui se présentent parfois sous formes de paillettes emballées dans des argilites et des marnes rouges (Caratini, 1970). Les gypses forment le principal constituant de la plupart des diapirs : Djebel Zerga, Draa Zoubiat, Serguine, Djouabi.

A-1-2- Les argilites

Ces argilites sont fréquentes avec les marnes dans tous les diapirs, généralement de couleur rouges. Ces termes plastiques sont riches en cristaux de gypse, considérées comme des résidus de dissolution (Bonte, 1953).

GENERALITES

A-1-3- Les dolomies

Les dolomies se présentent sous forme de blocs, gris foncé à noirâtre, bien dégagés par l'érosion, qui dominent la masse des diapirs (Caratini, 1970).

A-1-4- Les cargneules

Elles sont généralement jaunâtres, couleur de miel, à grisâtres, occupant les surfaces des diapirs. Il s'agit de blocs isolés de taille métrique (Caratini, 1970).

A-1-5- Les grès

Les grès sont plus fréquents à la partie périphérique nord-est de Djouabi. Ils ne présentent aucune stratification, et se présentent parfois sous forme de blocs emballés dans des termes plastiques (Caratini, 1970).

A-1-6- Les quartzites

Ce faciès en affleurement est fréquent dans deux endroits différents dans le massif de Chellala. Le plus important est situé au Nord le Djebel Zerga. Le deuxième visible au Sud Ouest de Serghine, près de l'Ain El Morra (région de Hammam Serghine) (Caratini, 1970).

A-1-7- Les Sels

On les trouve pas à la surface des diapirs en comparaison avec ce qu'on trouve au Rocher de sel plus au Sud en allant vers Djelfa. Ce manque est peut-être expliqué à la dissolution par les eaux de pluies, ce qui témoigne les sources salées provenant des terrains triasiques comme celles de diapirs de Serghine.

Il est à noter que des sources thermominérales sont localisées dans notre région d'étude près de Serghine dont la plus importante est celle de Hammam Serghine.

De cette présentation du Trias, on peut tirer les points suivants:

- une partie inférieure généralement détritique de l'orogénèse hercynienne;
- une pénéplaine post-hercynienne, dépôts évaporitiques et argileux, interrompus par quelques passées marines qui ne sont probablement pas partout synchrones.

Le Rhétien s'individualise en de nombreux points et annonce par sa nature calcaire ou dolomitique la transgression liasique (Caratini, 1970).

B- Le Jurassique

Les affleurements du Jurassique sont bien marqués dans la région d'étude, ils sont présents et fréquents d'Ouest en Est, des Monts de Nador jusqu'à l'extrémité Est des monts de Chellala. Le passage Trias-Jurassique est difficile à déterminer en présence des conditions structurales surtout dans le Djebel Nador. Cette limite a été identifiée à la base de « La Formation de Bou Loual » qui représente les terrains les plus anciens affleurant en position normale. Tandis que la limite supérieure du Jurassique peut-arriver jusqu'au début du Valanginien car les conditions de dépôt qui ont régné durant le Malm supérieur se sont poursuivies, toujours identiques jusqu'au début du Valanginien (Caratini, 1970).

Selon Caratini (1970), le Jurassique a été subdivisé en quatre grands ensembles lithologiques. Les deux premiers groupes lithologiques correspondent aux Jurassique inférieur et moyen, alors que les deux derniers correspondent aux Jurassique supérieur :

(1) Jurassique inférieur et moyen

- Groupe carbonaté inférieur: Lias-Dogger;
- Groupe grés-argileux: Callovien supérieur-Oxfordien;

(2) Jurassique supérieur

- Groupe marno-calcaire: Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur;
- Groupe carbonaté supérieur: Tithonique-Berriasien-base Valanginien.

Cette subdivision a été adoptée par Guiraud (1973) et appliquée pour le Jurassique du bassin de Hodna et les régions voisines et sur la bordure Nord-saharienne en prenant compte aux grands ensembles lithologiques du Jurassique établis par Caratini (1970) (Fig. 21).

GENERALITES

Tab. 1- Subdivisions lithostratigraphiques du Jurassique dans le Bassin du Hodna et les régions voisines en Algérie et sur la bordure Nord-saharienne (Guiraud, 1973).

Unités lithologiques		CHRONOSTRATIGRAPHIE					
		Colloques Jurassiques (1962-67) et groupe français d'étude du Jurassique (1971)	Zones d'ammonites correspondant à la base des limites proposées	Haug, 1910 (D'après Bouroullec et Deloffre, 1969)	Arkel, 1956		
Groupe carbonaté supérieur	Berriasien	Crétacé inférieur	Berriasella grandis	Berriasien			
	Tithonique Portlandien	Jurassique supérieur	Malm	Portlandien	Purbeckien		
Groupe marno-calcaire	Kimméridgien supérieur				Glochiceras lithographicum	Portlandien	Portlandien
	Kimméridgien inférieur				Aspidoceras acanthicum		Kimméridgien Pterocerien
Groupe grés-argileux					Oxfordien	Hybonotoceras beckeri	
	Môle constantinois-allochtone			Callovien	Rasenia cymodoce	Rauracien	
					Bathonien	Sutneria platynota	Argovien
	Bajocien			Aalénien		Perisphinctes bifurcatus	Lusitanien
Aalénien					Toarcien	Perisphinctes Plicallitis	
	carbonaté			Pleinsbachien		Domérien	Quenstedtoceras mariae
inférieur					Sinémurien		Sinémurien
	Héttangien	Héttangien	Héttangien	Kosmoceras jason		Toarcien	
Héttangien				Héttangien	Héttangien		Macrocephalite macrocephalus
	Héttangien	Héttangien	Héttangien			Hecticoceras retrocostratum	Toarcien
Héttangien				Héttangien	Héttangien	Tulites subconrctus	
	Héttangien	Héttangien	Héttangien			Zigzagiceras zigzag	Toarcien
Héttangien				Héttangien	Héttangien	Sonninia "sowerbyi"	
	Héttangien	Héttangien	Héttangien			Leioceras opalinum	Toarcien
Héttangien				Héttangien	Héttangien	Dumortieria levesquei	
	Héttangien	Héttangien	Héttangien			Dactyloceras tenuicostatum	Toarcien
Héttangien				Héttangien	Héttangien	Amaltheus stokes	
	Héttangien	Héttangien	Héttangien			Uptonia jamesoni	Toarcien
Héttangien				Héttangien	Héttangien	Microderoceras birchi	
	Héttangien	Héttangien	Héttangien			Coroniceras rotiforme	Toarcien
Héttangien				Héttangien	Héttangien	Psiloceras planorbis	

GENERALITES

B-1- Jurassique inférieur et moyen

B-1-1- Groupe carbonaté inférieur: Lias-Dogger

Il est marqué essentiellement par des dépôts carbonatés surtout à Djebel Nador. La série stratigraphique peut se résumer comme suit :

- La limite avec le Trias n'est pas définie et le Rhétien non caractérisé;
- Lias inférieur (Hettangien à Carixien): dolomies et calcaires;
- Domérien: calcaire marneux à silex;
- Toarcien: faciès «ammonitico-rosso»;
- Dogger (Aalénien à Callovien): calcaires marneux à silex.

B-1-2-Groupe grés-argileux: Callovien supérieur-Oxfordien

Dans la chaîne de Chellala, ce groupe est peu développé et marqué par des affleurements peu étendus. Il est marqué par l'installation d'une sédimentation détritico-argilo-gréseuse. Les quelques affleurements rencontrés ne nous fournissent que peu de renseignements. Cependant, ce groupe n'est présent qu'à l'extrémité orientale de la dépression située entre les Djebels Métales et Zerga dans la partie occidentale des monts de Chellala (Caratini, 1970).

Il s'agit de la succession suivante:

- La Formation des grès de Sidi Saâdoun: elle repose directement sur les calcaires de la partie supérieure du Callovien moyen. Ce sont des grès vert brun intercalés par des niveaux minces d'argile;
- La Formation des grès et argilites verts de Faïdja: il s'agit d'un enrichissement en intercalation argilo-gréseuses par rapport à la formation précédente sans aucune limite déterminée;
- La Formation de grès et d'argilites;
- La Formation marno-calcaire.

GENERALITES

B-2- Jurassique supérieur

Dans cette partie, on va présenter les travaux de [Caratini \(1970\)](#) et ceux de [Benest \(1985\)](#).

B-2-1- Jurassique supérieur (selon [Caratini, 1970](#)) (Fig. 22 et 23)

B-2-1-1- Groupe marno-calcaire: Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur

Ce groupe apparaît dans les Monts de Chellala relativement tendre. Il présente les limites suivantes:

- Limite inférieure: il débute par une formation de marnes tendres qui succède à une formation argilo-gréseuse également friable. Cette limite a été choisie en raison du changement des conditions de sédimentation, il s'agit du passage d'une sédimentation purement détritique à une sédimentation biochimique.

-Limite supérieure: ce groupe s'achève par la succession de termes gréseux, carbonatés et gréseux. Le terme gréseux le plus élevé marque la limite supérieure de ce groupe et le sépare du groupe carbonaté sus-jacent.

De bas en haut, on distingue:

- Sommet de la formation d'alternances argilo-gréseuse verte, pratiquement azoïque;
- La Formation marno-calcaire du Seba El Abiod: il s'agit d'une alternance de calcaire faiblement argileux et de marnes bleu gris, riches en faune et microfaunes;
- La Formation de grès et argilites verts du Keskest: argiles gréseuses vertes foncées séparant des lits ou des bancs de grès fins, verts bruns, souvent quartzitiques à '*Flute Cast*' et à rides de courant;
- Corniche 'A' : calcaire gréseux, oolithique et bioclastique;
- Marnes vertes grises bleues contenant quelques minces bancs de grès riche en microfaune;
- Corniche 'B' : calcaire oolithique et bioclastique;
- Marnes vertes gréseuses à la base passant à une intercalation marno-calcaire au sommet;
- Corniche 'C' : caractérisée par deux barres de calcaires séparées par des marnes;

GENERALITES

- Marnes bleues et grès argileux à grains fins en plaquettes à rides de courant passant à des marnes argilo-gréseuses vertes beige à rougeâtres;
- Corniche ‘D’ : barre de calcaire plus ou moins dolomitisé massif;
- Marnes bleues à passées gréseuses;
- Dolomies cristallines en gros bancs.

B-2-1-2-Groupe carbonaté supérieur: Tithonique-Berriasien-base Valanginien

Le groupe carbonaté supérieur forme l’ossature des Monts de Chellala où il constitue de très vastes affleurements réguliers.

- Limite inférieure: c’est le sommet des grès supérieurs appartenant à la séquence grès-carbonates-grès-carbonates.
- Limites supérieure : les dolomies sommitales.

De bas en haut, on distingue:

- La Formation des dolomies du Seba El Azreg Ech Chergui: c’est une formation monotone de dolomie calcarifère, cristalline, gris bleu. Quelques débris d’organismes sont reconnaissables mais le plus souvent, on n’observe que des fantômes dolomitisés indéterminables. Quelques niveaux de calcaires marneux, parfois dolomitisés, gris bleu à quelques débris de bivalves et de gastéropodes sont présents.
- La Formation marno-calcaire de Seba Mahdjouba: cette formation est caractérisée par l’atténuation de la dolomitisation. Elle est composée par la succession de plusieurs termes :
 - Alternances de calcaires oolithiques ou lumachilliques et de marnes;
 - Grès, calcaires marneux et marnes;
 - Alternances de calcaires et de marnes;
 - Marnes jaunes et calcaires marneux blanchâtres;
 - Gros bancs de calcaires bleus et marnes jaunes.

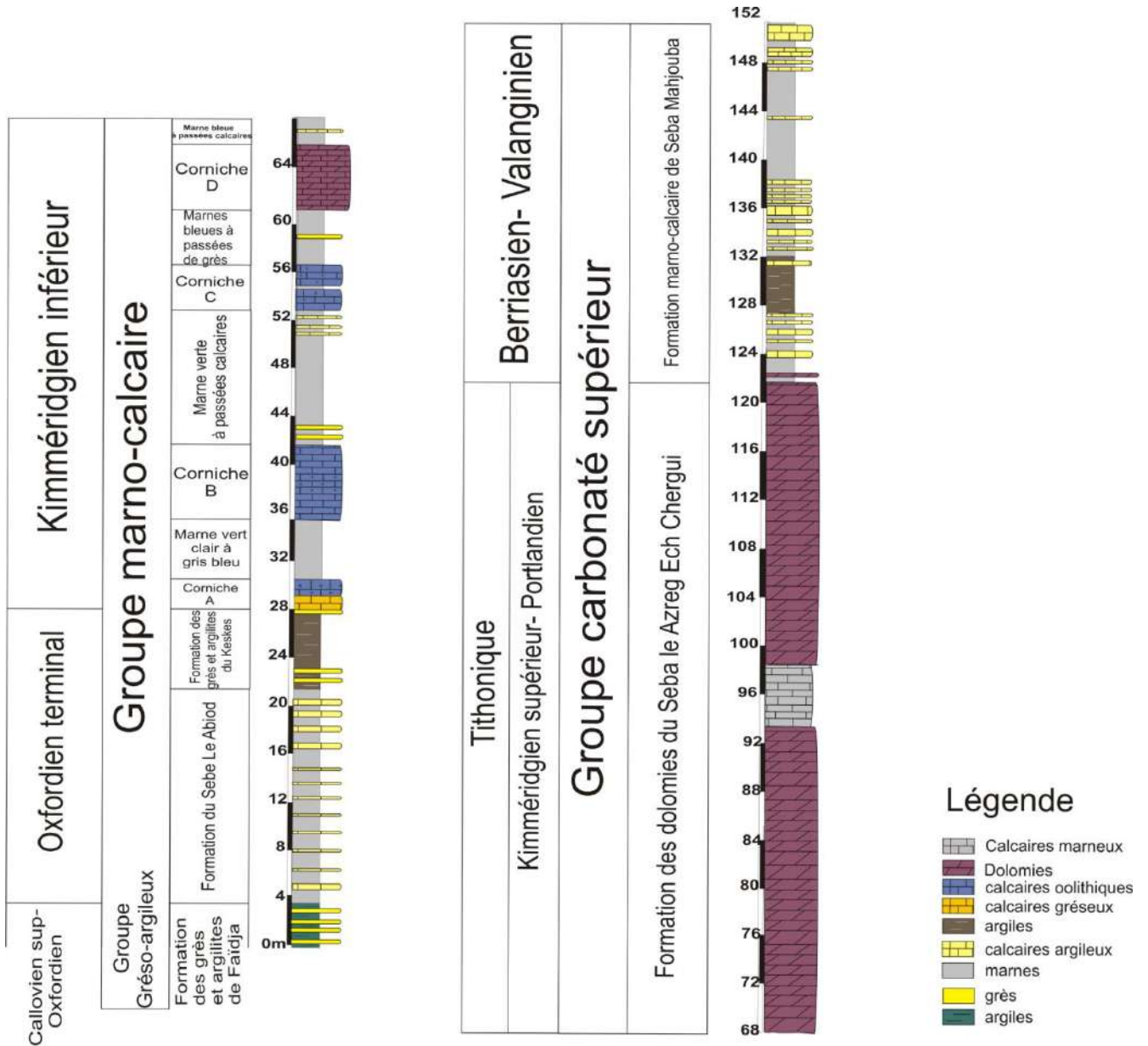


Fig. 21- Succession lithostratigraphique du Jurassique supérieur de Djebel Ben Hammad dans les monts de Chellala (Caratini, 1970).

GENERALITES

Tab. 2- Récapitulatif du Jurassique supérieur de Djebel Ben Hammad dans les monts de Chellala.

Age	Groupes lithologiques	Formations
Berriasien- Valanginien	Groupe carbonaté supérieur	Formation Marno-calcaire de Seba Mahdjouba
Tithonique (Kimméridgien supérieur-Portlandien)		Formation des Dolomies de Seba Azreg Ech Chergui
Kimméridgien inférieur	Groupe Marno-calcaire	Marne bleue à passées calcaires
		Corniche D
		Marne bleue à passées de grès
		Corniche C
		Marne vert à passées calcaires
		Corniche B
		Marne vert clair à gris bleu
Oxfordien terminal	Corniche A	
	Formation des Grès et argilites de Kesless	
Oxfordien terminal	Groupe Marno-calcaire	Formation des Marno-calcaire de Seba Abiod
		Formation des Argiles et des grès de Faïdja
Callovien supérieur-Oxfordien	Groupe Gréso-argileux	Formation des Argiles et des grès de Faïdja

B-2-3- Jurassique supérieur (selon Benest, 1985)

Selon Benest (1985), le Jurassique supérieur a été révisé dans les monts de Chellala surtout après les travaux effectués par Atrops et Benest (1982) sur des nouvelles levées stratigraphiques dans la "Formation des marno-calcaires de Seba El Abiod" datée de l'Oxfordien d'après Caratini (1970). Cependant, des ammonites ont été récoltées appartenant essentiellement à la Zone à *Platynota* avec son espèce indice *Platynota Sutneria*, cette zone caractérise le Sud-Est de la France (Atrops, 1979) et correspond à un Kimméridgien basal. La reprise de la sédimentation détritique dans le faciès argiles de Saïda (Formation des grès et argilites de Keskest) a permis la découverte d'une faune d'ammonites appartenant à la Zone à *Hypselocyclum* ainsi que la récolte de nombreuses radioles d'échinides (Benest et al, 1994) ont permis d'attribuer cette formation au Kimméridgien inférieur.

Alors que le Kimméridgien supérieur et le Tithonien caractérisant respectivement les formations des Dolomies de Seba El Azreg et celle de Seba Mahdjouba décrites au paravent par Caratini (1970) grâce aux nouvelles espèces d'ammonites de la Zone à *Acanthicum* et aux espèces de calpionelles signalés par Caratini (1970).

Les ammonites recueillies ont permis d'attribuer "la Formation des Dolomies de Seba El Azreg" au Kimméridgien supérieur et "la Formation de Seba Mahdjouba" au Tithonien en éliminant l'âge Berriasien proposé par Caratini (1970).

Donc, pour Benest (1985) le Groupe marno-calcaire est daté du Kimméridgien inférieur et le Groupe carbonaté supérieur correspond au Kimméridgien supérieur-Tithonien (Fig. 24).

GENERALITES

Formations	Attributions stratigraphiques	Faunes
Formation des Marno-calcaire de Seba Abiod	Kimméridgien inférieur	Zone à <i>Platynota</i> Espèce indice: <i>Platynota Sutneria</i> Atrops et Benest (1982)
Formation des grès et argilites de Keskest		Zone à <i>Hypselocyclum</i> Espèce indice: <i>Ataxioceras Lotharihuguenini</i> (Atrops et Benest (1982)
Formation des Dolomies de Seba Azreg	Kimméridgien supérieur	Zone à <i>Acanthicum</i> Atrops et Benest (1982)
Formation des Marno-calcaire de Seba Mahjouba	Tithonien	Zone à <i>Intermedia</i> A1+A2 Espèce indice: <i>Crassicollaria intermedia</i> Caratini (1970)

Fig. 22- Présentation des nouvelles attributions stratigraphiques du Jurassique supérieur (Benest, 1985).

C- Le Crétacé (Fig. 25)

C-1- Le Crétacé inférieur

C-1-1- Groupe gréseux inférieur: Valanginien p.p.- Barremien

Il s'agit de la succession suivante (Caratini, 1970):

- La Formation des marnes argileuses et gréseuses de Fritissa;
- La Formation des grès de Maguel;
- Dolomies oolithiques;
- La Formation gréso-carbonatée de Serghine.

C-1-2- Groupe gréso-carbonaté moyen: Aptien

Ce groupe présente la succession suivantes:

- La Formation gréseuse inférieure de Sbaâ Rouss;

GENERALITES

- La Formation des calcaires principaux de la Zaouia;
- La Formation grés-carbonatée supérieure.

C-1-3- Groupe gréseux supérieur: Albien

Trois formations géologiques caractérisent ce groupe, il s'agit de:

- La Formation des grès inférieurs de la Zaouia;
- La Formation des argiles gréseuses de la Zaouia;
- La Formation des grès supérieurs de la Zaouia.

C-2- Le Crétacé supérieur: Cénomano-Turonien

Le Crétacé supérieur affleure surtout dans la partie occidentale des monts de Chellala ([Caratini, 1970](#)), et présente de bas en haut:

- La Formation des grès de Draâ El Lben: alternance de grès et d'argiles;
- La Formation des calcaires de Sbaâ El Hadid: subdivisée en trois parties, La Formation des calcaires inférieurs de Sbaâ El Hadid, La Formation marno-calcaire moyenne de Sbaâ El Hadid et La Formation supérieure des calcaires de Sbaâ El Hadid.

Tab. 3- Présentation des différentes formations géologiques du Crétacé des monts de Chellala.

Age		Groupes lithologiques	Formations géologiques
Crétacé supérieur	Cénomano-Turonien		Formation des calcaires de Sbaâ le Hadid
			Formation des grès de Draâ Lben
Crétacé inférieur	Albien	Groupe gréseux supérieur	Formation des grès supérieurs de la Zaouia
			Formation des argiles gréseuses d la Zaouia
			Formation des grès inférieurs de la Zaouia
	Aptien	Groupe gréso-carbonaté moyen	Formation gréso-carbonatée supérieure
			Formation des calcaires principaux de la Zaouia
			Formation gréseuse inférieure de Sbaâ Rouss
	Valanginien p.p - Barrémien	Groupe gréseux-inférieur	Formation gréso-carbonatée de Serguine
			Dolomies oolithiques
			Formation des grès de Maguel
			Formation des marnes argileuses et gréseuses de Fritissa

GENERALITES

D- Le Cénozoïque

Le Cénozoïque est étudié surtout par [Caratini \(1970\)](#).

D-1-Le Nummulitique

Après la régression du Crétacé supérieur, la région de Chellala est à nouveau exondée. Elle restera jusqu'à l'invasion du Miocène inférieur qui ne recouvrira d'ailleurs que ses marges septentrionales.

Cependant, le Nummulitique est représenté par:

- Les couches rouges de Koudiat El Adjoun: ce sont des argiles rouges qui reposent sur le Crétacé supérieur et sont surmontées par un Miocène inférieur marin;
- Les grès du Nord de Teniet El Hamra: il s'agit de grès tendres, jaunes à grisâtres, sans stratifications, grossiers et mal classés;
- Les conglomérats monogéniques à galets et blocs de dolomies marquant la fin du Nummulitique.

D-2- Le Miocène inférieur

Une nouvelle transgression marine marquée par des dépôts reposant sur des assises déformées du Crétacé supérieur. Ces dépôts se résument dans les faciès suivants :

- Un conglomérat grossier, composé de galets arrondis de dolomies Tithonique;
- Grès marneux jaunes assez grossiers;
- Calcaires gréseux, jaunes, riches en mélobésiées.

Les formations continentales post-miocènes inférieures sont caractérisées par les faciès suivants:

- Les encroutements calcaires: calcaires gréseux gris clair à blanchâtre;
- Calcaires lacustres grisâtres riches en gastéropodes;
- Les travertins d'Ain Ouskaria (Djebel Ben Hammad);
- Formation détritique grossière;
- Sols rouges mentionnés au Sud de Djebel Zerga jusqu'au pied oriental de Djebel Nador.

III- Présentation générale du cadre structural (Fig. 26)

Les grands traits structuraux des monts de Chellala présentent des particularités structurales très complexes (Caratini, 1970).

Le schéma structural de la région de Chellala montre deux zones bien distinctes, une zone au Nord et une zone au Sud séparées par la zone faillée de Reibell.

1- La « zone faillée de Reibell » qui constitue un élément structural très important dans la configuration structurale de la région d'étude. C'est un accident très important allongé suivant une direction N55° E (direction atlasique), d'une longueur de 30 km et qui sépare:

a- Un anticlinal principal allongé suivant une direction atlasique, il est situé au sud: il s'agit d'une structure plissée et simple dont les extrémités présentent une structure différente. Cet anticlinal est subdivisé en deux parties structurales bien marquées séparés par la région déprimée au Sud de Djefala:

* Djebel Ben Hammad au Chellala occidentaux;

* Djebel Serghine au Chellala orientaux.

L'anticlinal présente des formes et des géométries très variables, résultant de la diversité des mécanismes.

b- Une région peu tectonisée dont la direction des plis les plus importants est aux environs de N130° E.

La région au Nord de la « zone faillée de Reibell » s'oppose nettement à celle située au Sud, il s'agit de plaines percées par les diapirs triasiques qui sont probablement des indices de fractures affectant la couverture post-triasique. Cependant, deux zones principales peuvent être distinguées dans cette zone au nord de la faille:

-la structure de Djebel Ahmar Kradou;

-la structure au Nord de Teniet El Hamra.

GENERALITES

2-Plis orientés généralement selon une direction N55° E à N60° E, direction dite atlasique. Certains plis sont nettement obliques à cette direction atlasique, comme le cas de Djebel Ahmar Kradou (N310° E). Néanmoins, l'orientation des anticlinaux les plus septentrionaux, ceux dans les massifs de Recheiga d'une direction N45° E, toutes différentes quelque peu de la direction atlasique à influences telliennes.

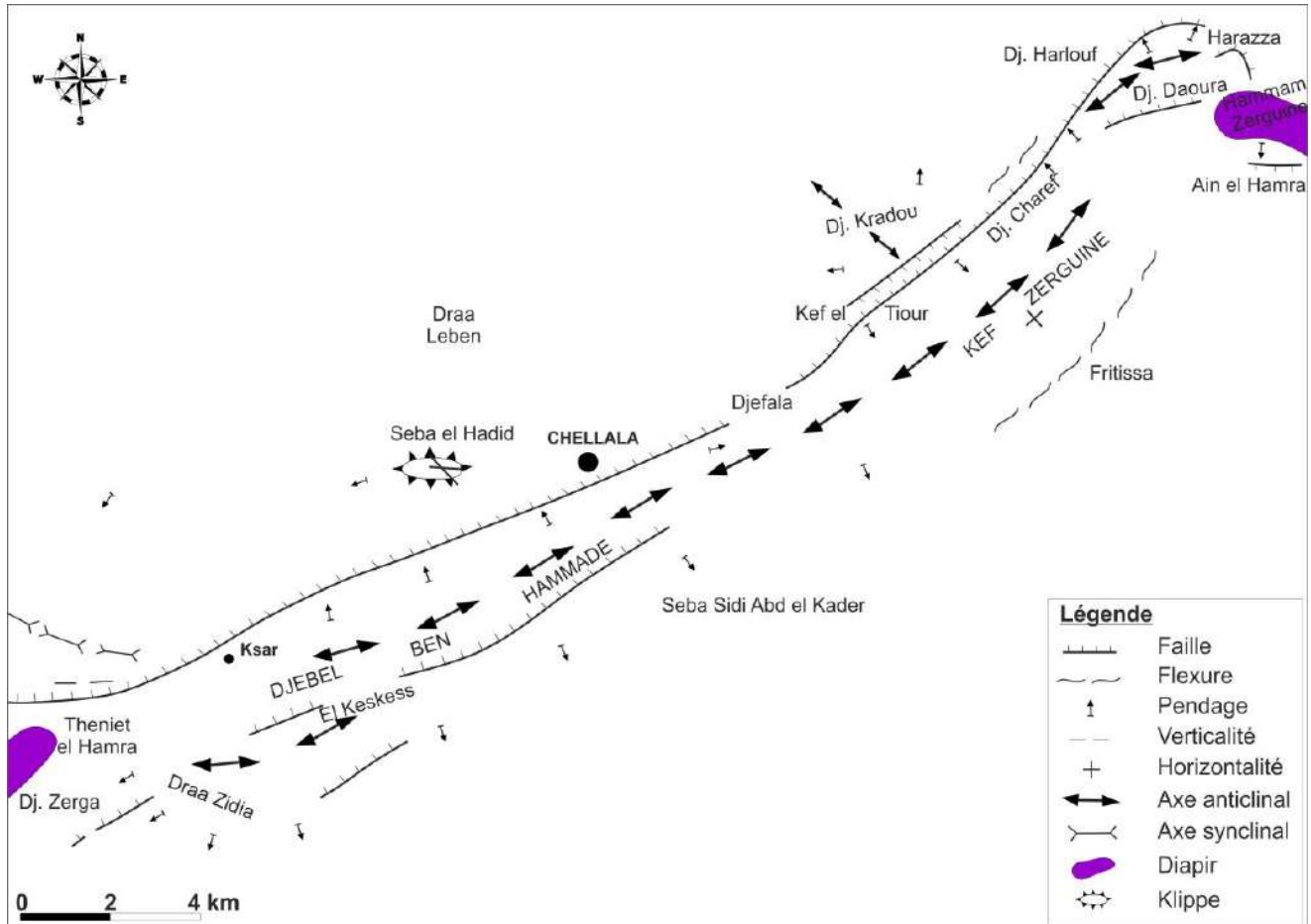


Fig. 23- Schéma structural des monts de Chellala (Caratini, 1970).

III-1- Aperçu structural des Chellala orientaux (Fig. 27)

Les Chellala orientaux sont représentés par le Djebel Serghine ou l'anticlinal de Serghine qui correspond au prolongement de l'anticlinal de Djebel Ben Hammad. Les couches subhorizontales se dressent contre la zone faillée de Reibell-Chellala au Nord, dont une flexure brusque conduit à un pendage plus de 45°. vers le Sud, les couches sont faiblement inclinées voir horizontale dont une seconde flexure modifie à nouveau ce pendage (Caratini, 1970).

GENERALITES

Ces flexures brusques apparaissent comme une particularité caractéristique du style tectonique de la région.

Le Jurassique terminal et le Crétacé basal disparaissent sous les dépôts du Miocène peu déformés pour réapparaître à nouveau autour de Djebel Daoura. La faille de la source de Khadra correspond à la plus importante déformation à l'Est de la région de Serghine.

Le réseau de failles qui marque Djebel Daoura est le caractère le plus marquant de ce système de failles pour former un "Horst" en isolant et surélevant la zone.

Ce "Horst" a pu être détaché de son substratum et permet au diapir triasique de se manifester (Caratini, 1970).

Enfin, on peut dire que la structure de la région de Serghine présente les particularités suivantes :

- la brusquerie du style tectonique;
- l'existence de plusieurs phases successives;
- le rôle des masses plastiques triasiques.

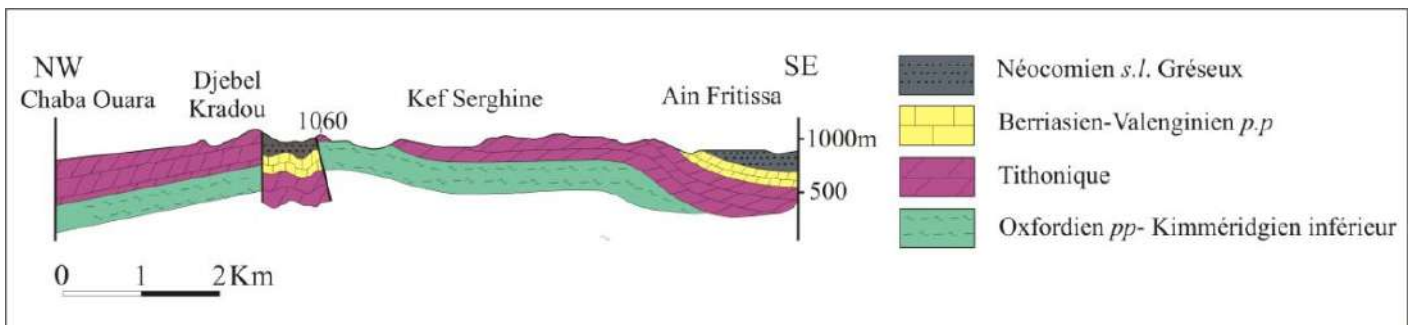


Fig. 24- Coupe à travers le Kef Serghine et Djebel Kradou (Caratini, 1970).

GENERALITES

IV- Principaux travaux réalisés dans la région de Chellala

Au Nord du domaine atlasique algérien, les monts de Chellala qui appartiennent au domaine préatlasique, ont fait l'objet de nombreuses observations géologiques à partir de la période coloniale.

Les travaux entrepris dans la région d'étude ont menés en Lithostratigraphie et en biostratigraphie afin de préciser un découpage lithologique des différentes formations géologiques et bien préciser l'âge de quelques formations.

Ces études réalisées peuvent être subdivisées en deux grandes périodes.

IV -1- Avant 1962

C'est entre 1846 et 1848 que Ville et Renou furent les premiers à découvrir les hautes plaines, alors qu'en 1852 Ville pénétra jusqu'au Djebel Nador et parla le faciès des dolomies jurassiques. Ce même auteur en 1859, traversa les steppes arides pour atteindre la région de Serghine pour confirmer que l'eau n'est pas absente au Sud et s'aventure et s'émerveille pour présenter les sources de Ksar Chellala.

Puis, Coquand (1862), mentionne l'existence du corallien d'âge Kimméridgien à Djebel Recheiga et à Sidi Laâdjel (région de Ouerq) pas loin de la localité de Chellala, et Mares (1865-1866) signala pour la première fois la présence d'un gîte fossilifère à Ras Noukhra.

Les premières coupes du massif de Chellala ont été réalisées par Peron (1869-1883) en signalant l'existence d'une richesse en faunes d'échinides. Ces derniers ont été bien décrits par Cotteau et al (1873-1883) dans deux différents gisements à Djebel Ben Hammad et Ksar de Serghine d'âge Jurassique supérieur.

Une étude très modeste est présentée par Welsch (1890) sur la région d'étude par rapport à celle effectuée dans les environs de Tiaret et Frenda.

De nombreux travaux qui ont permis à Joly entre (1909 et 1912) de passer quelques années dans les hautes plaines et la publication de plusieurs notes sur la région sans arriver à mettre en évidence des résultats significatifs.

GENERALITES

Avec la découverte de quelques espèces d'ammonites, [Flamand \(1911\)](#) présenta des nouvelles descriptions biostratigraphiques sur des séries datant le Callovo-Oxfordien dans la région d'étude.

Il fallait attendre jusqu'à [1935](#), [1936](#) et [1950](#) pour tracer les contours de Djebel Nador et du massif de Chellala par [Deleau](#), [Savornin](#) et [Karpoff](#).

[Flandrin \(1952\)](#) traversa la route nationale n°1 reliant Alger-Laghouat et présenta une description sommaire des séries rencontrées.

En [1954](#), [Chaylan](#) à la tête d'une équipe des services d'hydraulique ont réalisé plusieurs études de prospection dans la région malgré des pressées. Puis, entre [1955](#) et [1956](#), les travaux effectués respectivement par [Thibaut](#), sur une étude micropaléontologique comparative des forages de Taguine sud (actuellement appelée Zemalat El Amir Abdelkader) et de [Cornet](#) et [Guyot](#) sur un forage dans la même région.

IV-2- Après 1962

La publication des résultats de la S.N.Repal sur les hautes plaines oranaises en 1967 par [Auclair](#) et [Biehler](#). Sans tarder , la géologie des hauts plateaux ont été publiés par [Augier](#) par le service de géologie de l'Algérie.

IV-2-1- Travaux de Caratini

Les grands travaux ayant marqué l'histoire géologique de la région de Chellala reviennent à [Claude Caratini](#). Ces travaux portent essentiellement sur les grandes lignes et études stratigraphiques et structurales de la région de Chellala et ses alentours surtout à la présence d'une klippe principalement tithonienne qui repose sur des terrains d'âge Crétacé supérieur ([Caratini, 1965a](#)) dont il met en évidence un accident inhabituel dans les hautes plaines algéroises, l'âge de l'orogénèse dans les massifs du Djebel Nador et de Chellala ([Caratini, 1965b](#)), l'aspect structural et paléogéographique de la région d'étude en parlant sur la stabilité de la région de Chellala-Reibell et qu'elle sépare deux aires subsidentes et très différentes tant au point de vue paléogéographique que structural : le géosynclinal tellien et l'Atlas saharien ([Caratini, 1967a](#)), l'histoire géologique de la région ([Caratini, 1967b](#)) ainsi que la publication d'une autre sur les minéraux lourds des formations gréseuses ([Caratini, 1967c](#)). Ce même auteur et dans la même année, il entame une étude paléontologique finissant par la publication de plusieurs notes sur la présence de quelques gisements d'échinides datant

GENERALITES

le Tithonique supérieur-Berriasien dans région de Recheiga (Caratini & Devries, 1967) ainsi que la publication d'une note sur la transgression « cénomaniennne » dans la région. Deux autres travaux paléontologiques ont été effectués, portant sur une révision des polypiers du Kimméridgien inférieur (Caratini & Beauvais, 1969) et des échinodermes de l'intervalle Jurassique terminal-Crétacé basal (Devries & Caratini, 1971).

La présentation de la géologie de la région de Chellala-Reibell en 1970 dans une thèse de Doctorat a tout changé et donner plus de détail pour la géologie de la région d'étude. Cependant, cet auteur a pu apporter de nombreuses précisions stratigraphiques surtout au cours du Jurassique en complétant les subdivisions définies par Augier. Cette thèse reste la seule et la plus importante référence sur la géologie de cette région (Tab. 1).

IV-2-2- Travaux de Benest et Atrops

De nouvelles études qui complètent les anciens travaux surtout ceux de Caratini, ont permis de mieux connaître le Jurassique supérieur des monts de Chellala afin de donner une nouvelle approche biostratigraphique détaillée des terrains du Jurassique supérieur.

Un volume assez important a été mené sur la région de Chellala par les géologues français Benest et Atrops portant beaucoup plus sur la stratigraphie afin de résoudre quelques problèmes de la stratigraphie, la révision de quelques datations et la distinction de quelques formations géologiques à partir des travaux déjà effectués par Caratini (1970).

Citons ceux de Benest (1981a) sur une étude des calpionelles du Tithonique supérieur de Chellala afin de réviser le Jurassique supérieur et d'établir une corrélation précise avec des ensembles connus dans les régions occidentales. Toujours avec Benest (1981b) qui présente d'autres études notamment sur les grandes lignes de l'évolution tectono-sédimentaire de la marge gondwanienne de l'Ouest algérien publiée (Tab. 1).

GENERALITES

Tab. 4- Tableau récapitulatif des principaux travaux effectués dans la région d'étude par Caratini, Benest et Atrops.

Auteurs	Année	Principaux travaux
Caratini	1965a	Une note sur un accident inhabituel dans les hautes plaines algéroises.
Caratini	1965b	Une note sur l'âge de l'orogénèse du Djebel Nador et des monts de Chellala-Reibell.
Caratini	1967a	L'évolution paléogéographique et structurale de la région de Chellala-Reibell
Caratini	1967b	Histoire géologique de la région de Chellala-Reibell.
Caratini	1967c	Etude des minéraux lourds des formations gréseuses de la région de Chellala-Reibell.
Caratini	1967d	La transgression "cénomaniennne" dans la région de Chellala-Reibell (Hautesplains algéroises, Algérie): influence de la flexure limitant au Nord de l'Atlas.
Caratini & Devries	1967	Reconnaissance de l'âge Tithonique supérieur ou Berriasien du gisement d'échinodermes de Recheiga.
Caratini & Beauvais	1969	Les polypiers du Kimméridgien inférieur de Chellala-Reibell.
Caratini	1970	Etude géologique de la région de Chellala-Reibell.
Benest	1981a	La marge gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocétacé: les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique.
Benest	1981a	Intercalations de faciès à Calpionelles dans des dépôts de plate-forme à indices de dessalure: exemple du Tithonique supérieur carbonaté de monts de Chellala (avant-pays tellien del'Ouest algérien).
Atrops & Benest	1982	Découverte de faunes d'ammonites à la zone Platynota (Kimméridgien inférieur) dans les monts de Chellala (avant-pays tellien, Algérie): conséquences stratigraphiques et paléogéographique.
Atrops et al	1983	Caractérisation du Tithonique supérieur au Djebel Recheiga.
Benest	1985	Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé: Stratigraphie, milieu de dépôt et dynamique sédimentaire.
Atrops & Benest	1993	Mise en évidence d'une série réduite du haut-fond pélagique de l'Oxfordien au Berriasien, dans les blocs calcaires sud-telliens de l'Ouest algérien: implications paléogéographiques et structurales.
Benest et al	1993	Découverte de repères biochronologiques d'âge Kimméridgien, Tithonien et Berriasien dans l'Atlas saharien: corrélation avec l'avant pays et le domaine tellien (Algérie).
Atrops et al	1994	Les formations à ammonites du Malm dans le bassin Tellien, au Nord de Tiaret; leur importance pour les corrélations avec les séries de l'avant-pays de l'ouest algérien.
Benest et al	1994	Les échinides du Kimméridgien inférieur des monts de Chellala.

GENERALITES

[Atrops et Benest \(1982\)](#) présentent un travail sur la récolte de nouvelles espèces d'ammonites datant le Kimméridgien inférieur au Seba El Abiod.

[Atrops et al \(1983\)](#) caractérisent le Tithonique supérieur au Djebel Recheiga une nouvelle fois en se basant sur les calpionelles et les associations de bivalves et d'échinides.

La plate-forme de l'Ouest algérien et le Nord-Est marocain a été bien étudiée par [Benest \(1985\)](#) au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé afin de préciser la stratigraphie, le milieu de dépôt et la dynamique sédimentaire ainsi que son évolution.

[Atrops et Benest \(1993\)](#) présentent une étude sur la des échinides du datant le Kimméridgien inférieur dans la coupe de Djebel Keskes située dans la partie occidentale des monts de Chellala.

D'autres travaux ont été effectués par [Benest et al \(1993\)](#) portant sur de nouveaux repères biochronologiques kimméridgiens, tithoniens et berriasiens dans l'Atlas saharien central pour les corrélés avec d'autres domaines situés au Nord.

[Benest, Atrops & Clavel \(1994\)](#), révisent quelques formes d'échinides dans les Monts de Chellala datés du Kimméridgien basal.

La dynamique de l'installation d'un cône détritique dans le sillon du Nador situé dans la marge de la Téthys occidentale de l'Algérie d'âge Callovo-Oxfordien a été discutée par [Benest et al \(1995\)](#).

IV-2-3- Travaux de Guiraud

Dans une étude sur le Bassin Hodnéen et ses régions voisines situées à l'Ouest notamment les Hautes plaines et les Hauts plateaux, [Guiraud \(1973\)](#) présente une synthèse sur l'évolution de tout l'avant-pays des terrains post-triasiques du domaine alpin de l'Algérie.

IV-2-4- Synthèse de Kazi-Tani

Il ne faut pas passer sans mentionner les travaux [Kazi-Tani \(1986\)](#) sur le cadre géodynamique de l'Afrique du Nord au moment de son "alpinisation", notamment les stades et les modalités de celle-ci et leurs relations avec les grands événements océanologiques.











IV-2-5- Autres travaux

GENERALITES

Très récemment, [Boualam \(2018\)](#), présente une thèse de Doctorat sur des terrains datant le Crétacé entre Tiaret, Frenda, Chellala et ses alentours.

CHAPITRE DEUXIÈME
LITHOSTRATIGRAPHIE

LITHOSTRATIGRAPHIE

Lithologies			
 Dolomies gréseuses	 Calcaires dolomitiques	 Calcaires gréseux	
 Calcaires argileux	 Grès	 Calcaires micritiques	
 Argiles noires	 Marnes jaunes	 Marnes vertes	 Calcaires noduleux

Fossiles et fragments	Structures sédimentaires
☆ Crinoïdes	≡ Litages horizontaux
⊗ Polypiers	≡≡ Litages obliques en mamelons (<i>Hummocky Cross Stratification, HCS</i>)
⊕ Echinides	↖ Rides de courant
⊖ Brachiopodes	∩ Figures de charge
⊕ Gastéropodes	
⊖ Pectinidés	
∩ Autres bivalves	
⊕ Spongiaires	
⊗ Algues	
∩ Stromatolites	

Autres	
◆	Intraclastes
—	Fenestares (' <i>Bird-eyes</i> ')
⊖	Traces fossiles
—	Absent
+	Fréquent
++	Très fréquent
+++	Abondant

Fig. 25- Liste des principaux figurés et symboles utilisés.

I- Introduction

Les monts de Chellala, une région peu connue de point de vue stratigraphique, biostratigraphique et même sédimentologique, qui revient à sa tectonique très complexe qui la rend difficile à analyser.

Ils n'ont fait l'objet que des travaux consacrés beaucoup plus à la géologie générale.

Ces travaux ont été réalisés principalement dans la partie occidentale des monts de Chellala où le prolongement oriental de Djebel Nador surtout à Djebel Ben Hammad, Métales et Keskes.

Citons parmi eux, ceux de [Cotteau et al \(1883\)](#), [Caratini \(1967, 1970\)](#) qui a donné une meilleure vision sur les affleurements jurassiques et crétacés sans négliger les travaux d'Atrops et Benest entre 1981 et 1994 qui ont pu réviser et donner de nouvelles attributions stratigraphiques aux différentes formations décrites au paravent par [Caratini \(1970\)](#).

À l'extrême Est des monts de Chellala, [Caratini \(1970\)](#) a pu reprendre la coupe de Djebel Daoura, levée déjà par [Péron \(1883\)](#) sans donner une nomenclature ou un découpage lithostratigraphique ainsi que la publication des cartes géologiques des secteurs limitrophes notamment les feuilles de Ouerq et Djebel Kradou (partie orientale des monts de Chellala) au 1/50000 publiées par le Service Géologique de l'Algérie en 1968.

Ce chapitre consiste à l'étude de la série du Jurassique supérieur des monts de Chellala dans leur partie orientale et la proposition d'une nouvelle nomenclature des formations rencontrées.

A partir de cette étude, on a pu pour la première fois présenter la série allant du Kimméridgien au Tithonien dans son cadre stratigraphique.

II-Le Kimméridgien- Tithonien de la partie orientale des monts de Chellala

La série du Kimméridgien-Tithonien a été étudiée en détail dans cette partie des monts de Chellala, dans le secteur de la source thermale de Hammam Serghine où trois coupes ont été levées à Djebel Daoura, Djebel Harraza et Djebel Harlouf, et une

LITHOSTRATIGRAPHIE

quatrième coupe dans la localité de Djefala, c'est la coupe de Kef Tiour à Djebel Ahmar Kradou ou "Ahmar Khadou" qui est la mieux représentée (Fig. 26).

La série étudiée du Jurassique supérieur (Kimméridgien-Tithonien) est formée par des dépôts carbonatés-siliciclastiques, elle nous a permis de proposer deux nouvelles formations lithologiques distinctes par leurs caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques, dans lesquelles s'individualisent deux unités pour chacune. Il s'agit respectivement de:

- (1) "La Formation des Marno-Calcaires de Harraza" (Kimméridgien inférieur); cette formation repose sur les argiles noires visibles uniquement à Djebel Daoura (Secteur de Hammam Serghine) attribuées probablement à l'Oxfordien terminal et s'achève par des marnes surmontant en général un faciès grésos-argileux.

- (2) "La Formation des Carbonates de Hammam Serghine" (Kimméridgien inférieur à Tithonien) qui correspond à la série carbonatée supérieur au sens de [Benest \(1985\)](#). Elle est limitée à la base par la première apparition des calcaires partiellement dolomités et s'achève par les dernières alternances marno-calcaires à passées gréseuses (Fig. 27).

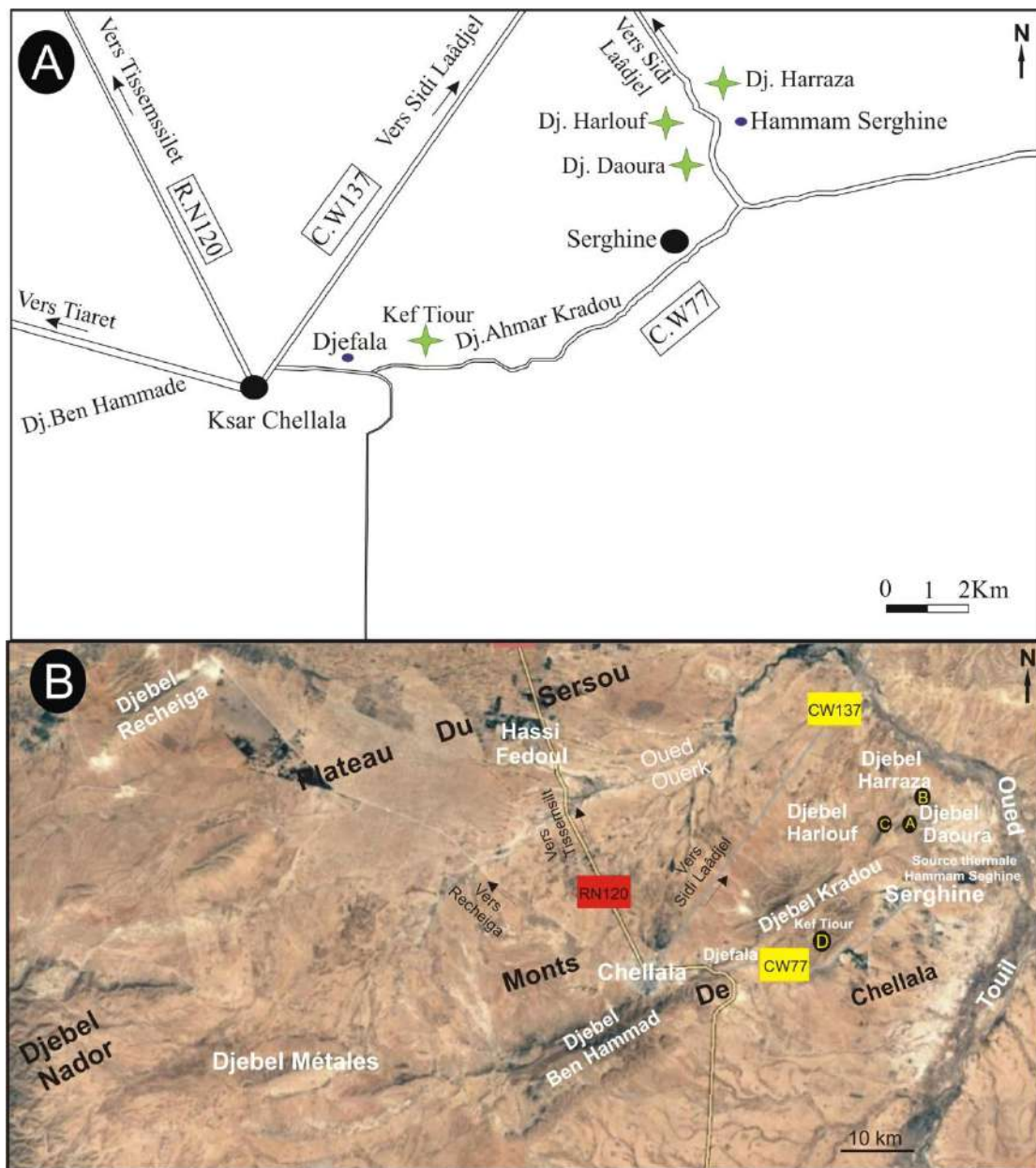


Fig. 26- Situation des secteurs étudiés.

A: Position des secteurs d'étude (◆ : coupe levée);

B: image satellitaire montrant les secteurs d'étude.

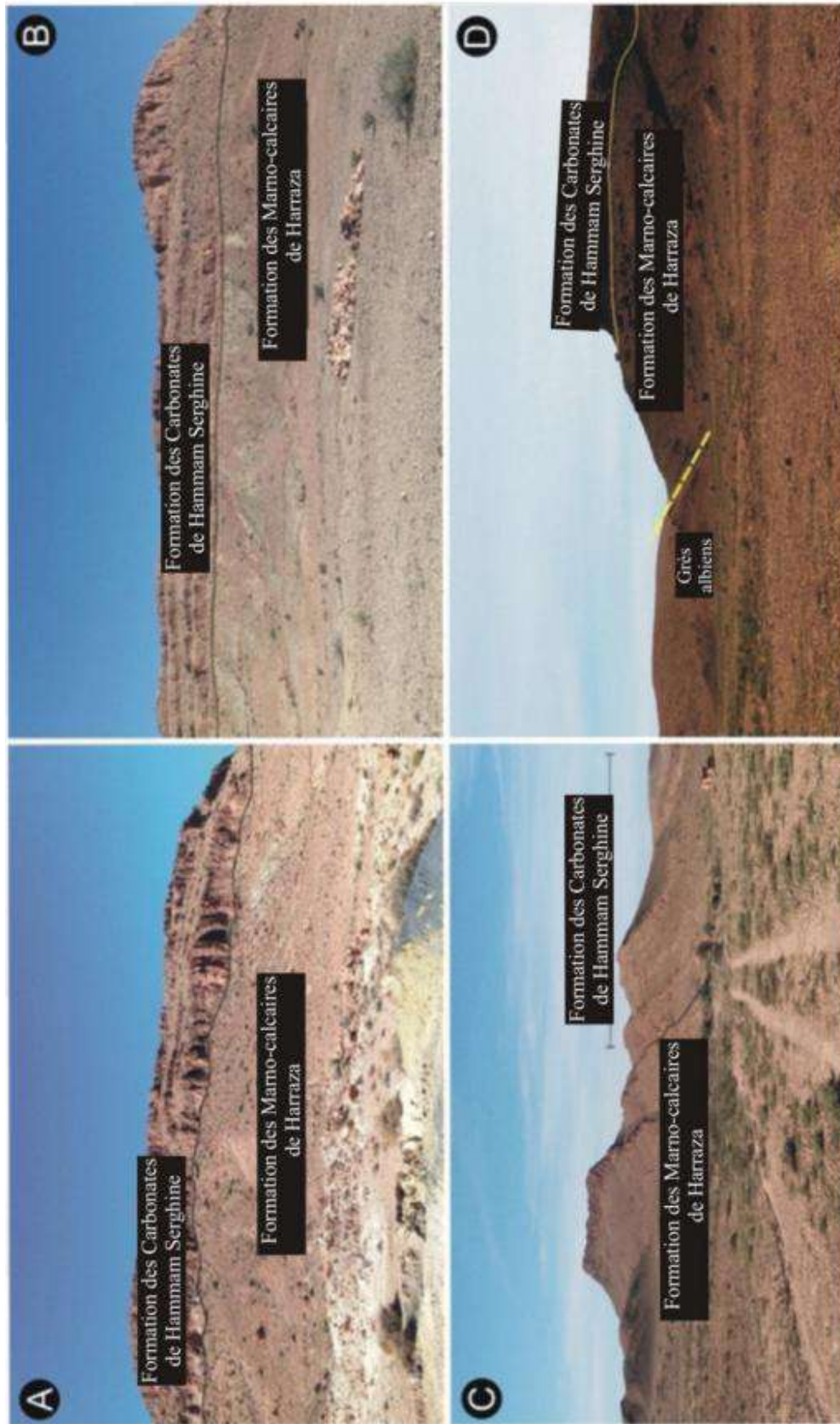


Fig. 27 - Représentations des différentes formations et leurs limites dans les différents secteurs d'étude.
(A) Djebel Daoura; (B) Djebel Harraza; (C) Djebel Harlouf et (D) Kef Tiour.

LITHOSTRATIGRAPHIE

III- Lithostratigraphie

III-1- Secteur de Hammam Serghine

Quatre coupes ont été levées en détail entre le secteur de Hammam Serghine et celui de Djefala dans la commune de Serghine, distants de 22 Km à l'Est de la ville de Ksar Chellala. Elles sont réparties du SW au NE.

La série sédimentaire qui couvre cette région est datée du Trias jusqu'au Quaternaire (Fig. 28).

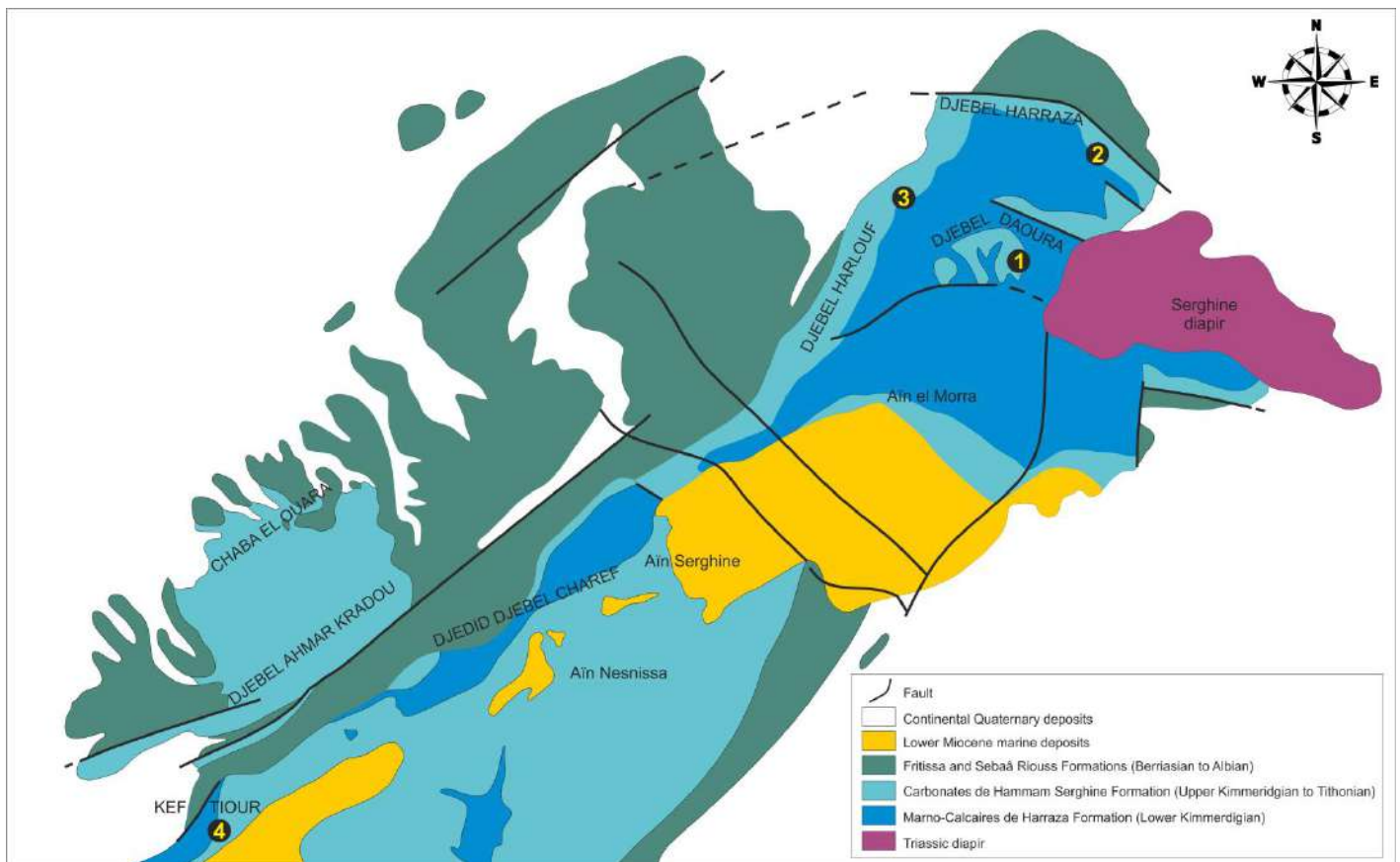


Fig. 28- Carte géologique de Kef Serghine (Extraits de rassemblement des cartes de Djebel Kradou et Ouerq au 1/50000).

III-1-1- Coupe de Djebel Daoura (Fig. 29)

La coupe est levée près de la source thermale de Hammam Serghine d'une puissance de 155m. Selon les habitants de la région, cette localité est appelée Djebel Daoura parce qu'elle est située dans une tournée ou ''*Daoura*'' en arabe dont les coordonnées UTM sont 35°17'56''N2°29'15''E.

A- La Formation Marno-Calcaires de Harraza (97 m).

A-1-Unité A (72 m)

Sur les argiles noires d'environ trois mètres d'épaisseur, renferment des nodules sphériques de calcaires micritiques, de couleur grisâtre et des éléments pyriteux constituant les termes les plus anciens (probablement Oxfordien terminal), vient s'installer une série de quinze mètres de marnes jaunâtres sableuses (15m), ayant fournies des foraminifères benthiques dominés par des *Nodosaridés*, des ostracodes, des bryozoaires, des radioles d'oursins, des fragments de bivalve, des ptéropodes ainsi que des terriers verticaux et horizontaux de type *Ophiomorpha*.

Sur ces marnes jaunes sableuses s'installent une série de marnes vertes le plus souvent noduleuses ou feuilletées qui s'alternent avec des calcaires grisâtres à aspect noduleux, parfois en plaquettes, micritiques et stratodécroissants (Fig. 29 A).

Des niveaux métriques de calcaires bioclastiques sont présents renferment des oolites et des intraclastes associés à un ensemble de fossiles benthiques représentés par des fragments de crinoïdes, polypiers, bivalves, gastéropodes, brachiopodes et bryozoaires.

LITHOSTRATIGRAPHIE

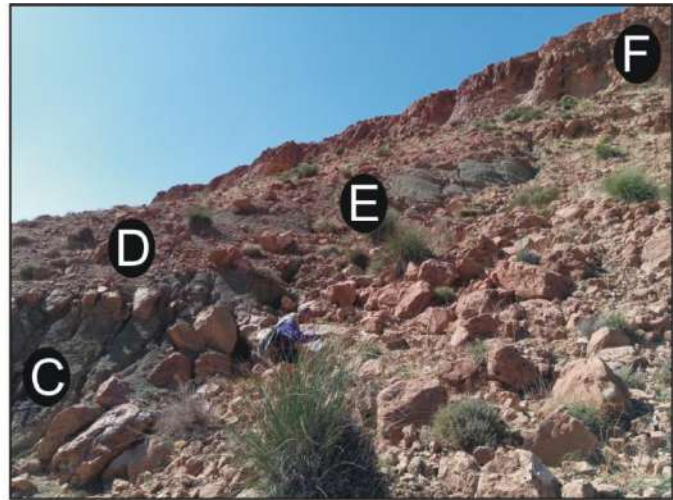
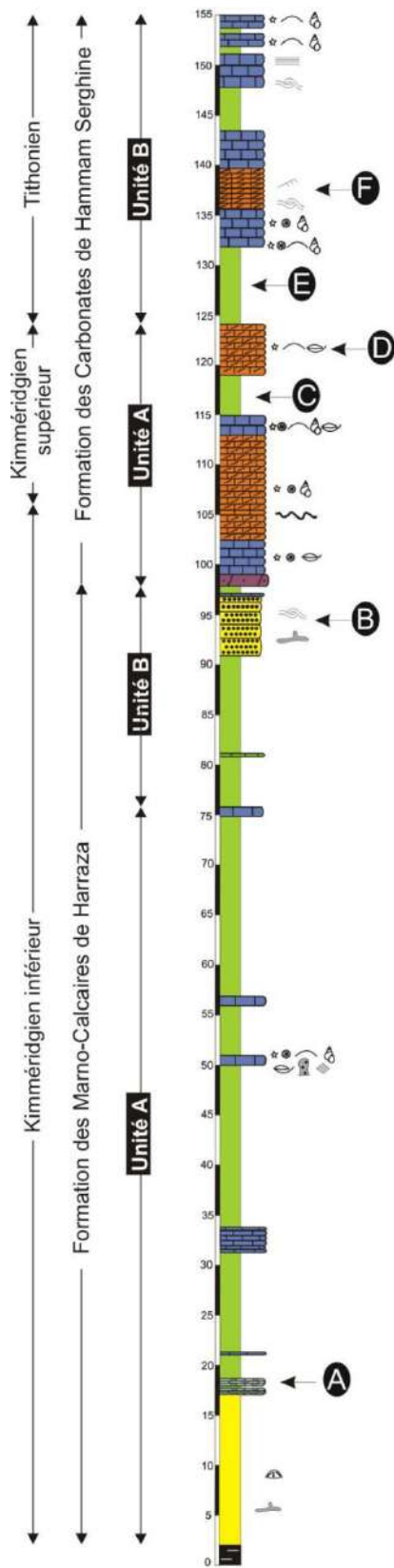


Fig. 29- Succession lithostratigraphique de la coupe de Djebel Daoura.

LITHOSTRATIGRAPHIE

A-2-Unité B (25m)

Elle débute par une épaisse série marneuse (15 m) admettant un banc de calcaire massif. Ces marnes vertes sont identiques à celles de la première unité. Elles sont surmontées par des niveaux grès délimités par des niveaux d'argiles (une dizaine de mètre d'épaisseur) montrant les mêmes caractéristiques du "Faciès des Argiles de Saïda" (BENEST, 1985).

Les grès s'organisent en bancs stratodécroissants, jaunâtres, à grains fins renferment des paillettes de muscovites, ils sont bioturbés et dominés par des traces horizontales à subverticales surtout des *Palaephycus Tubularis* Hall (Fig. 29 B).

Il est à noter que des figures de tempêtes ont été signalées à l'interface de quelques bancs gréseux notamment des figures de tempêtes et surtout des litages obliques en mamelons (*Hummocky Cross Stratification* ou *HCS*). Cette unité se termine par des marnes vertes métriques.

B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine (58m).

Elle marque la partie supérieure de la série étudiée dans toutes les coupes levées, c'est un paquet très attirant dans le paysage ou une immense falaise de barres carbonatées. Elle est subdivisée en deux unités.

B-1-Unité A (28 m).

Cette unité correspond à deux barres séparées par des marnes vertes généralement métriques (Fig. 29 C). Les barres s'organisent en bancs de calcaires généralement épais de l'ordre métrique. Elle commence par un niveau métrique de dolomie gréseuse surmontée par des bancs de calcaires bioclastiques et calcaires partiellement dolomités de couleur brunâtre.

Ces calcaires bioclastiques ont livré une faune benthique fragmentée ou complète, représentée par des tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes, brachiopodes et des bivalves (Fig. 29 D).

Tandis que les calcaires bioclastiques et partiellement dolomités sont par endroit marqués par une bioconcentration de gastéropodes et séparés par des horizons stromatolithiques marqués par des lamines ondulées.

LITHOSTRATIGRAPHIE

B-2-Unité B (30 m).

Il s'agit en général d'une alternance de masses carbonatées et de marnes vertes.

Ces masses carbonatées marquées par l'enchaînement de calcaires, bioclastiques contenant presque la même macrofaune benthique à savoir des tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes, et des bivalves (Fig. 29 E) mis en place dans des conditions hydrodynamiques différentes attestées par des litages horizontaux, des rides de courant (*Rippel marks*) et des litages obliques en mamelons (*HCS*) (Fig.29 F).

III-1-2-Coupe de Djebel Harraza (Fig. 30)

Cette coupe est levée du côté droit de la route municipale reliant la commune de Serghine (Wilaya déléguée de Ksar Chellala) et la commune de Sidi Laâdjel (Wilaya déléguée d'Ain Oussara). D'après les nomades, Djebel Harraza ressemble à des anneaux (vue d'en haut).

Notre série d'étude d'une puissance de 161m est la mieux représentée dans cette coupe avec des coordonnées UTM 35°18'29''N2°30'07''E. Elle montre la succession de deux formations.

A- La Formation des Marno-Calcaires de Harraza (94 m).

Elle présente la succession suivante :

A-1-Unité A (34 m)

Elle est constituée de marnes vertes à aspect noduleux et feuilleté par endroit d'environ 15m d'épaisseur passant à des alternances de niveaux moins épais de marnes et de calcaires grisâtres à aspect noduleux, micritiques, renfermant quelques nodules de silex dont l'épaisseur varie en décroissant de bas en haut (Fig. 30A).

Cette alternance marque la première zone des alternances marno-calcaires délimitée par la succession de deux bancs de calcaires bioclastiques micritiques contenant des tiges de crinoïdes, polypiers et des bivalves et des petites traces d'activités biologiques.

LITHOSTRATIGRAPHIE

A-2-Unité B (60 m)

Essentiellement marneuse (40m), ces marnes sont identiques à celles de l'unité sous-jacente. Le sommet de cette unité caractérise la deuxième zone d'alternance marno-calcaires.

Il s'agit d'alternance de marnes vertes avec des bancs centimétriques de calcaires. Les niveaux de marnes sont abondants et s'amincissent graduellement vers le haut.

Alors que les calcaires sont généralement micritique, de couleur grisâtre à aspect noduleux ou en en plaquettes par endroit marquant une séquence d'approfondissement marquée par la succession calcaires/calcaires en plaquettes/marnes.

Dans la partie basale de cette unité, et en dessous des alternances marno-calcaires, environ 3m d'épaisseur de calcaires gréseux présentant les mêmes caractères faciologiques que celui du "*Faciès Argiles de Saïda*".

Des marnes vertes d'environ 5m terminent cette première formation.

B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine (66 m).

La Formation des Carbonates de Hammam Serghine est une succession composée d'assises de calcaires bien stratifiés interrompues par des unités de marnes et dérangées par l'arrivée d'apports détritiques par endroit.

Elle est subdivisée en deux unités.

LITHOSTRATIGRAPHIE

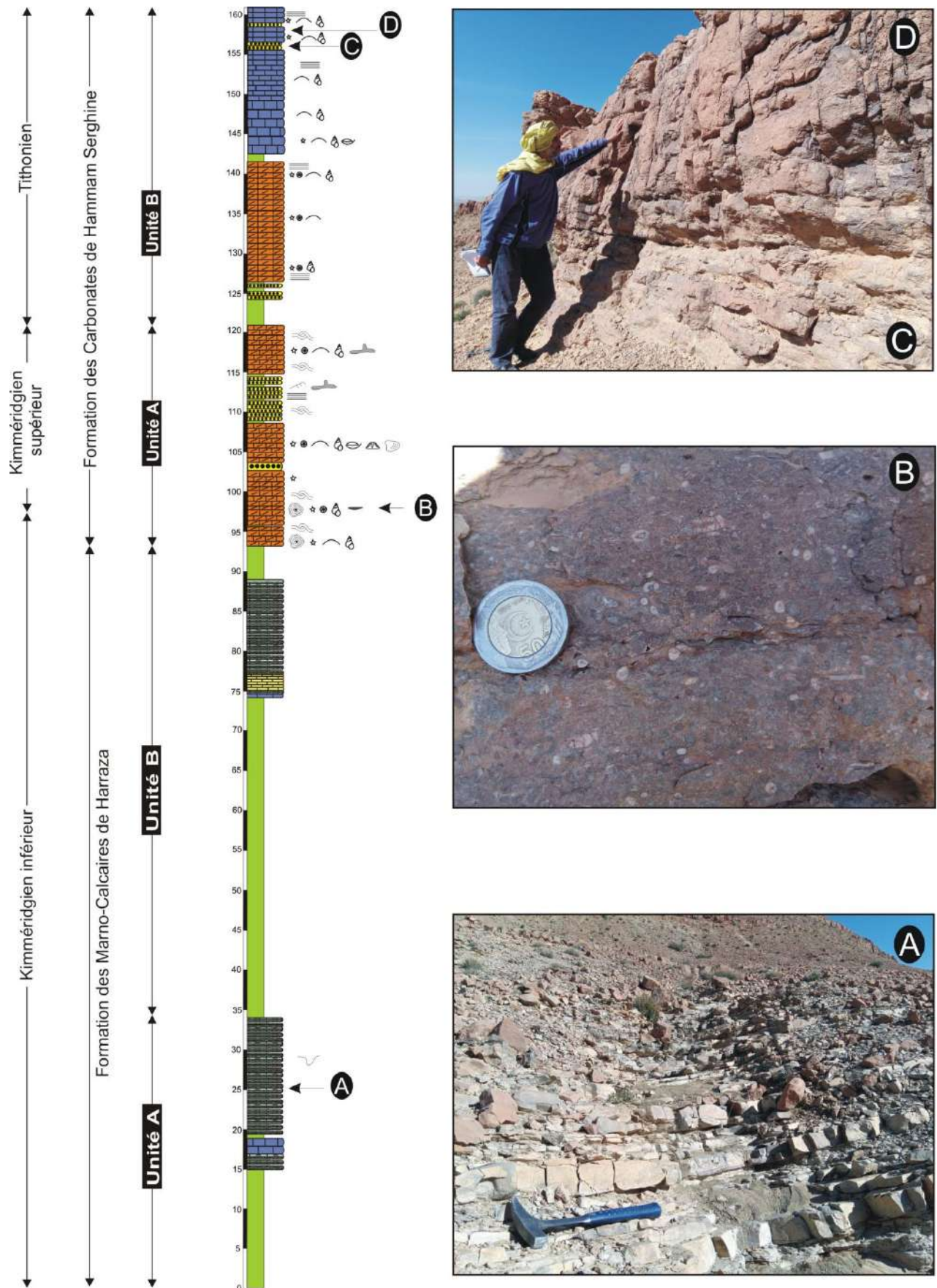


Fig.30- Succession lithostratigraphique de la coupe de Djebel Harraza.

LITHOSTRATIGRAPHIE

B-1-Unité A (26m)

Elle correspond à des alternances monotones de calcaires micritiques, oolithiques, partiellement dolomitisés et majoritairement bioclastiques, marqués par la présence d'une faune surtout benthique, fragmentaire ou complète. Il s'agit de tige de crinoïdes, des bivalves notamment des pectinidés, des gastéropodes, des polypiers, quelques brachiopodes et des oursins associés à des *Thalassinoides*. Ce faciès de calcaires montre une certaine fréquence de "bird's eyes" et des oncolithes (Fig. 30 B).

Les figures sédimentaires hydrodynamiques sont représentées exclusivement par des laminations entrecroisées en mamelons (*HCS*). Ces calcaires sont séparés par des niveaux métriques de grès jaunâtres à granulométrie fine et présentent quelques figures sédimentaires comme des tempéstités (litages obliques en mamelons), des stratifications planes et des rides de courant.

B-2-Unité B (40m)

C'est la plus importante unité de notre série d'étude, elle est cependant divisée en deux sous-unités lithologiques.

La première sous-unité débute par des marnes vertes (5m) qui passent à une alternance de grès métriques à granulométrie fine et de marnes vertes. Ces derniers sont surmontés par une puissante barre résistante de calcaire peu dolomitisé, à litages horizontaux à la base et au sommet. Les calcaires sont de couleur grisâtre à la cassure, oolithiques, micritiques, très riches en fragments d'invertébrés (tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes et bivalves) dont la fréquence augmente de bas en haut d'une façon significative.

La sous-unité supérieure est marquée par l'installation de calcaires massifs bioclastiques dont le contenu faunique augmente également d'une façon significative et s'alternent avec des niveaux micritiques, alors que les niveaux calcaires s'amincissent de bas en haut et sont interrompus vers le sommet, souvent par l'arrivée d'apports détritiques gréseux de couleur jaunâtre et à granulométrie fine (Fig. 30 C & D).

III-1-3-Coupe de Djebel Harlouf (Fig. 31)

Située aux environs de Djebel Daoura, du côté gauche de la route entre la commune de Serghine et de Sidi Laâdjel d'une puissance de 145m, marquée par la succession de deux formations. D'après les gens de la région, cette localité est nommée Djebel Harfouf vu sa structure dentelée (vue d'en haut) dont les coordonnées UTM sont 35°17'42''N2°28'17''E).

A- La Formation des Marno-Calcaires de Harraza (50 m).

Dans cette coupe, l'épaisseur de la Formation des Marno-Calcaires de Harraza varie par rapport aux autres coupes, elle est d'environ 40m.

A -1-Unité A (23m)

Il s'agit de la superposition de deux faciès différents, les marnes verdâtres d'environ 20m d'épaisseur et la zone des premières alternances marno-calcaires. Le faciès des calcaires correspond à des niveaux centimétriques, micritiques, grisâtres, à aspect noduleux et délimité par des minces niveaux marneux (Fig. 31 A). Cette alternance passe à des grès jaunâtres à granulométrie fine et intercalés par des minces lits de marnes.

A-2-Unité B (27 m)

C'est la deuxième zone d'alternance, il s'agit de la superposition de deux séquences marnes/grès/calcaires. Le faciès des marnes occupe généralement les combes ou les inter-barres ou également les interlits. Elles sont généralement peu noduleuses, de couleur verdâtre et surmontées par des grès fins jaunâtres qui sont surmontés eux-mêmes par des alternances marno-calcaires rapprochées. Le faciès gréseux très développé correspond au faciès "Argiles de Saïda" surmonté vers le sommet de cette unité par une barre (2.5 m) de calcaire bioclastique, micritique, grisâtre et peu dolomitisé. Ces calcaires sont riches en fragments de faune surtout benthique : tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes et bivalves.

LITHOSTRATIGRAPHIE

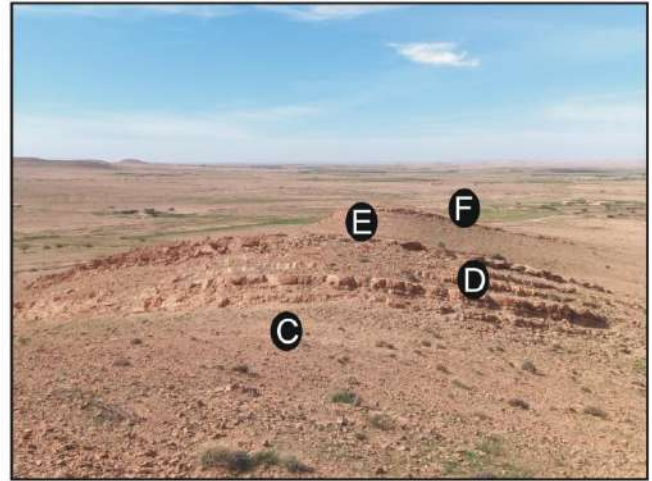
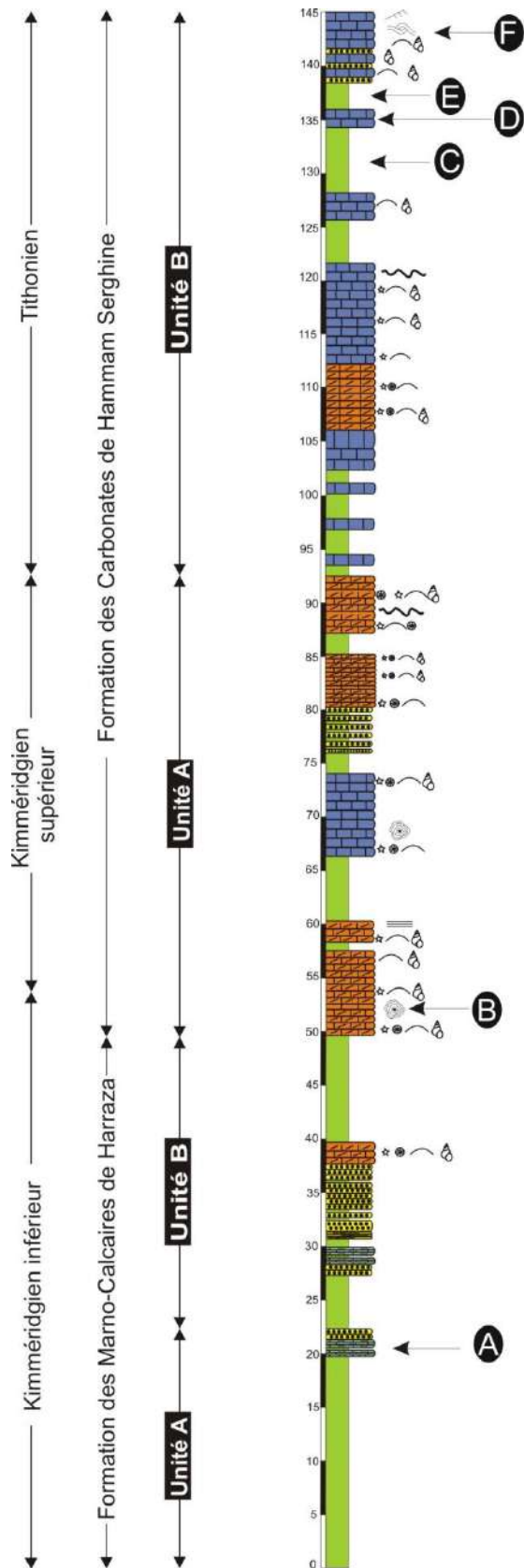


Fig.31- Succession lithostratigraphique de la coupe de Djebel Harlouf.

B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine (95 m).

Contrairement à la formation précédente, la formation qui sera décrite ici est la mieux développée d'un point de vue puissance par rapport à ses équivalences des autres coupes.

B-1-Unité A (42m)

Sur une série marneuse d'environ 10m d'épaisseur de la formation précédente, repose une série monotone de calcaires (10m) massifs, partiellement dolomités, dominés par l'accumulation de bioclastes fragmentaires, il s'agit de : tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes et bivalves.

Des apports détritiques gréseux interrompent la sédimentation carbonatée, marqués par la succession de grès jaune à granulométrie fine et de marnes qui vont céder encore une fois la place aux carbonates d'y revenir et s'installent sous forme de bancs de calcaires bioclastiques micritiques et peu dolomités. Ces derniers sont riches en bioclastes surtout benthiques (tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes, brachiopodes et bivalves) dont la fréquence augmente de bas en haut ainsi que des niveaux réguliers stromatolithiques.

Deux niveaux centimétriques (0.15 à 0.2 m) comprennent des rhodophycées séparant des bancs de calcaires bioclastiques ont été enregistrés vers la base de cette unité (Fig. 31 B).

Quelques litages horizontaux ont été observés à l'interface de quelques bancs de calcaires.

B-2-Unité B (53m)

Cette unité forme de puissantes falaises qui reposent sur des marnes métriques. On peut la subdiviser en deux sous-unités: inférieure et supérieure.

La sous-unité inférieure est matérialisée par des alternances marno-calcaires peu dolomités et de calcaires massifs. Ces différents calcaires sont généralement bioclastiques, micritiques, riches en fragments de faunes benthiques identiques à ce qu'on a dans les ensembles sous-jacents (Fig. 31 C).

Deux niveaux de laminations algaires (stromatolithes) ondulées ou régulières ont été enregistrés (Fig. 31 D).

LITHOSTRATIGRAPHIE

La sous-unité supérieure montre une succession d'alternances de marnes et de calcaires massifs bioclastiques, micritiques à *HCS* et à rides de courant. Des niveaux de grès centimétriques à décimétriques s'intercalent avec les calcaires sommitaux (Fig. 31 E & F).

III-2- Secteur de Djefala

Une coupe a été levée en détail à Kef Tiour à Djebel Ahmar Kradou ou "Ahmar Khadou" aux environs de la source d'eau minérale « Djefala », d'environ 7 Km à l'Est de la ville de Ksar Chellala.

Du point de vue puissance, cette coupe a une épaisseur moins importante que les précédentes et de coordonnées UTM : 35°14'58''N2°24'44''E.

III-2-1- Coupe de Kef Tiour (Fig. 32)

A- La Formation des Marno-Calcaires de Harraza (72 m).

Dans cette coupe, la Formation des Marno-Calcaires de Harraza occupe une bonne partie de la série d'étude.

A-1-Unité A (32m)

Elle est marquée par la succession de deux séquences principales, des alternances marno-calcaires reposent sur marnes vertes métriques.

Pour la première séquence, ce sont des marnes verdâtres (10m) qui se sont mises en place à la base, surmontées par la zone des premières alternances marno-calcaires. Cette dernière débute par un niveau de calcaire massif, micritique, brunâtre et surmonté par des alternances rapprochée de lits centimétriques marneux et des niveaux calcaires grisâtres noduleux. Tandis que la deuxième est équivalente à la première sauf qu'elle est plus épaisse que la précédente (Fig. 32 A).

A-2-Unité B (40 m)

Cette unité correspond principalement au faciès "Argiles de Saïda", elle est marquée par la présence d'une puissante série marneuse d'environ 20m, admettant à sa base deux niveaux de calcaires massifs, micritiques, grisâtres qui n'ont livré aucun fossile (Fig. 32 B).

LITHOSTRATIGRAPHIE

La série marneuse est surmontée par un paquet d'alternance de grès et de calcaire gréseux délimités par de minces niveaux marneux.

Ce faciès présente une multitude de figures sédimentaires telles que des litages horizontaux et des litages obliques en mamelons (*HCS*) ainsi que quelques traces d'activité biologique.

B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine (55m).

Cette formation correspond à une falaise abrupte, caractérisée par la présence de deux puissantes masses carbonatées formant deux principales falaises.

B-1-Unité A (20m)

Cette unité correspond à la première falaise (d'environ 20m) reposant sur une série marneuse d'environ 14m de la formation précédente (Fig. 32 C). Il s'agit d'une masse carbonatée intercalée par des niveaux métriques marneux occupant les inter-barres. Ces barres carbonatées métriques s'organisent en bancs de calcaires partiellement dolomités, micritiques et bioclastiques dont les bioclastes benthiques qui ont été détectés correspondent à des tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes et bivalves (Fig. 32 D).

Un premier horizon stromatolithique a été signalé vers la base de cette unité caractérisé par la succession de plusieurs niveaux ondulés ou réguliers dépassant parfois les 0.2 m pour devenir plus nombreux et ils présentent la succession de plusieurs niveaux réguliers formants des méga-dômes stromatolithiques.

B-2-Unité B (33m)

Elle débute par une barre de calcaire bioclastique composée de différents fragments de faune benthique, essentiellement des tiges de crinoïdes, polypiers, gastéropodes, et bivalves. Cette barre est surmontée par une dizaine de mètres de marnes vertes qui sont surmontées à leur tour par la puissante falaise de calcaires partiellement dolomités et bioclastiques.

Un deuxième niveau de laminations algaires (stromatolites) ondulées a été enregistré vers le sommet de la falaise.

LITHOSTRATIGRAPHIE

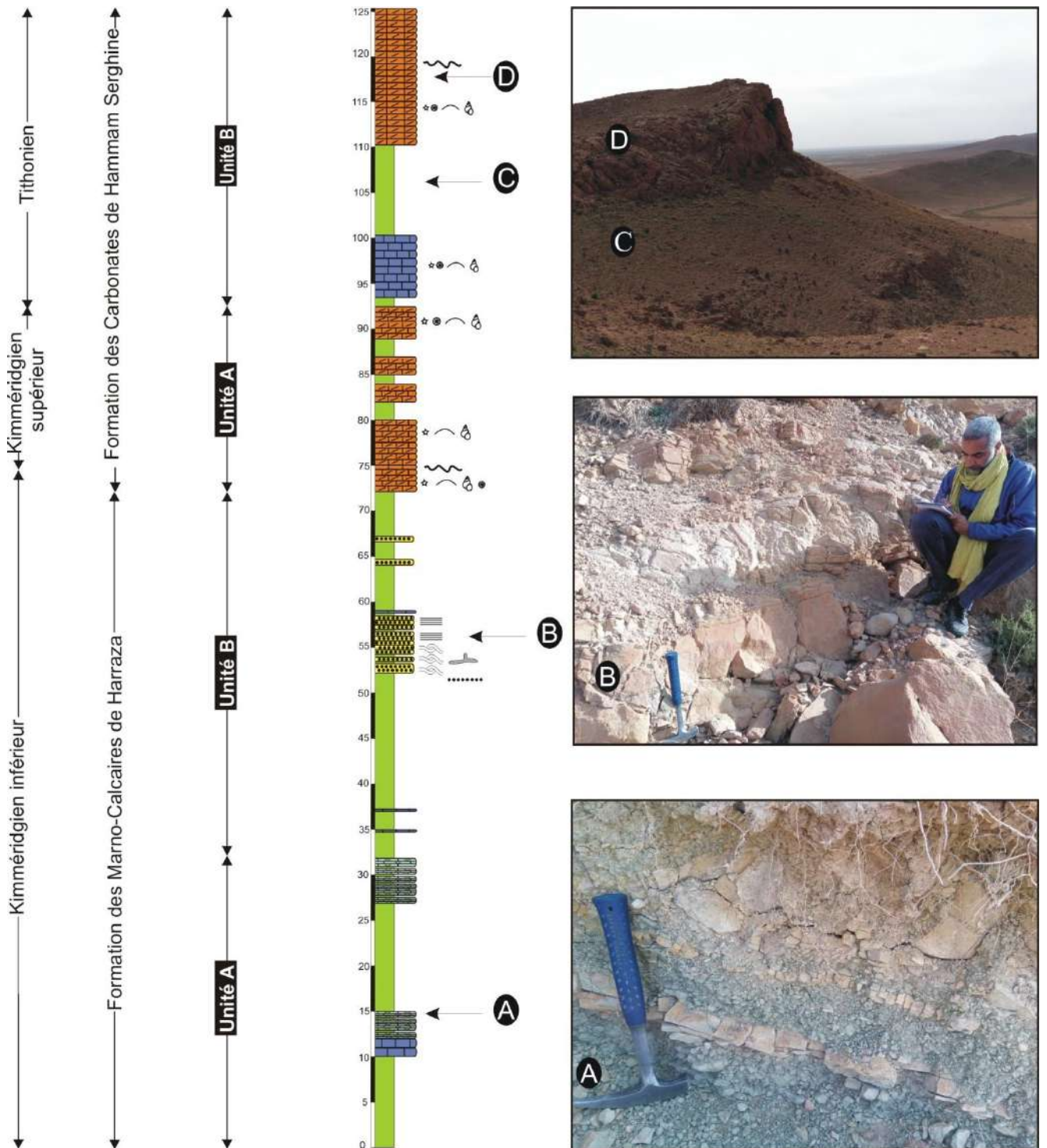


Fig.32- Succession lithostratigraphique de la coupe de Kef Tiour.

IV- Attribution et corrélation stratigraphiques de la série d'étude

IV-1- Attribution stratigraphique

IV-1-1- La Formation des Marno-calcaires de Harraza (Kimméridgien inférieur)

La Formation des Marno-calcaires de Harraza définit dans la partie orientale des monts de Chellala par ces deux unités A et B correspond respectivement aux deux formations des Marno-calcaires de Seba El Abiod et celle des Grès et argiles verts du Keskes définies dans la terminaison occidentale des monts de Chellala à Djebel Métales (Caratini, 1970 ; Benest, 1985).

Cependant, la première unité (Unité A) de "La Formation des Marno-calcaires de Harraza" a été placée à la base du Kimméridgien inférieur grâce à l'espèce d'ammonite *Ataxioceras* cf. *Hypselocyclus* récolté par Caratini (1970) dans la coupe de Djebel Daoura, ce qui a été assigné par Atrops et Benest (1982) et Benest (1985) en se basant sur l'espèce indice d'ammonite *Sutneria platynota* datant la Zone à *Platynota*. De notre part, une étude micropaléontologique préliminaire des dépôts marneux de la base de "La Formation des Marno-calcaires de Harraza", surtout les marnes sableuses jaunes qui ont pu livrer un assemblage de foraminifères benthiques caractérisant l'intervalle Callovien-Kimméridgien. Cet assemblage est dominé surtout par des *Nodosaridés* appartenant à *Lenticulina quendesti* et *Dentalina* sp., *Spirilina infirma*, *Paramigross binnawi* et *Verneulinoides minutus*, à l'exception de *V. minutus* qui indique le Kimméridgien inférieur où elle a été rapporté auparavant au Sinaï (Saïd et Barakat, 1958).

Quant à l'unité B de "La Formation des Marno-calcaires de Harraza" a été attribuée au Kimméridgien inférieur (partie médiane) par Benest (1985) grâce à un niveau d'ammonites de la Zone à *Hypselocyclum* avec son espèce indice *Ataxioceras* (*Prataxioceras*) *lotharihuguenini*. Cette dernière attribution stratigraphique ou résultats biostratigraphiques ont été confirmés par Benest et al (1994).

IV-1-2-La Formation des Carbonates de Hammam Serghine (Kimméridgien inférieur à Tithonien)

Dans les quatre coupes levées dans les monts de Chellala, les deux unités de cette formation correspondent latéralement et respectivement à la "Formation des Dolomies de Seba El Azreg" et de la "Formation des Calcaires de Seba Mahdjouba" définies dans la partie occidentale des monts de Chellala (Djebel Métales).

LITHOSTRATIGRAPHIE

L'unité A de la "Formation des Carbonates de Hammam Serghine" (équivalente à la "Formation des Dolomies de Seba El Azreg") est attribuée au Kimméridgien inférieur à supérieur grâce à la présence de l'espèce de foraminifère *Alveosepta jaccardi* citée par Benest (1985) dans les couches basale de la "Formation des Dolomies de Seba El Azreg" indiquant le sommet du Kimméridgien inférieur (Sarfi & Yazdi-Moghadam, 2016; Adefris et al., 2021; Mahboubi et al, 2023) et aux ammonites appartenant à la Zone à *Acanthicum* (Benest, 1985).

En contre partie, la deuxième unité équivalente à la "Formation des Calcaires de Seba Mahdjouba" serait d'âge Tithonien sur la base des calpionelles surtout des *Crassicollaria intermedia* de la Zone à *Intermedia* A2 +A3 (Boughdiri et al., 2006) après avoir été attribuée au Berriasien par Caratini (1970).

IV- 2- Corrélation locale

IV- 2- 1- Introduction

La corrélation consiste à lier à l'échelle locale les quatre coupes levées dans les Chellala orientaux. Elle est basée essentiellement sur les principaux caractères lithologiques et paléontologiques pour effectuer une comparaison de la série étudiée au cours du Jurassique supérieur dans les différents sites étudiés dans la chaîne de Chellala.

IV- 2-2- Corrélation (Fig. 33)

L'analyse lithostratigraphique des séries étudiées ont montré des ressemblances et des différences entre les deux formations dans le secteur de Hammam Serghine et celui de Djefala (Kef Tiour).

En général, il s'agit d'une sédimentation ou une série chimique et détritique à la base (série inférieure) et une série carbonatée sommitale (série supérieure) qui s'est mises en place dans les mêmes conditions de sédimentation dans tous les secteurs d'étude. Ces particularités se réunissent en plusieurs points essentiels tels que: la stratométrie, Faciès Argiles de Saïda, les niveaux subrécifaux, et les horizons stromatolitiques.

LITHOSTRATIGRAPHIE

A- La stratométrie

A-1- La Formation des Marno-calcaires de Harraza

La Formation des Marno-calcaires de Harraza d'une puissance qui varie d'une coupe à l'autre dans les différents secteurs d'étude. Cependant, elle est de 97; 94 à 50 m dans le secteur de Hammam Serghine, représentée par les coupes de Djebel Daoura, Djebel Harraza et Djebel Harlouf, et de 72 m dans le secteur de Djefala, représentée par la coupe de Kef Tiour.

Cette formation comprend deux unités pour les quatre coupes, unité A et B d'âge Kimméridgien inférieur.

Les unités montrent une différenciation latérale dans l'épaisseur des unités d'une coupe à l'autre. On peut remarquer que pour la première unité, elle varie de 72; 34; 23 et 32 m dans les quatre coupes, généralement c'est des séries d'alternances marno-calcaires.

Cependant, la deuxième unité correspond à une puissante série marneuse dans laquelle s'installent des dépôts gréseux, ce qui donne une sédimentation à faciès Argiles de Saïda. Généralement, elle varie entre 25; 60; 27 et 40 m.

A-2- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine

Il s'agit d'une sédimentation carbonatée marquée par l'installation de puissantes falaises de calcaires dolomités et de marnes interrompues par des apports détritiques par endroits. La Formation des Carbonates de Hammam Serghine d'âge Kimméridgien supérieur-Tithonien varie d'un point à l'autre dans les différents secteurs d'étude. Cependant, sa puissance est de 58 m à Djebel Daoura, 66 m à Djebel Harraza, 95 m à Djebel Harlouf et de 55 m Kef Tiour.

Cette formation est subdivisée en deux unités pour les quatre coupes, unité inférieure ou unité A et une unité supérieure ou unité B.

D'après les analyses du terrain, on a pu remarquer qu'on a une différence de stratométrie d'un point à l'autre. On peut déduire que pour la première unité d'âge

LITHOSTRATIGRAPHIE

Kimméridgien supérieur est d'une puissance comprise entre 20 et 42 m dans les quatre coupes.

Alors que, la deuxième unité, généralement carbonatée interrompue par des arrivées gréseuses d'âge Tithonien, elle varie entre 30; 40; 53 et 33 m dans les quatre secteurs étudiés.

B- Faciès Argiles de Saïda

Au-dessus de l'unité A de la Formation des Marno-calcaires de Harraza, on remarque bien la reprise de la sédimentation détritique, où de gros bancs de grès ou de calcaires gréseux jaunâtres à granulométrie fine à moyenne et emballés dans des marnes, caractérisent la deuxième unité de la Formation des Marno-calcaires de Harraza dans les deux secteurs d'étude. Ces faciès présentent les mêmes caractéristiques que celui des Argiles de Saïda, une formation définie comme une importante unité lithostratigraphique dans l'Oranais (Auclair & Biehler, 1967). Ils se présentent sous forme des argiles ou des marnes entrecoupées par des niveaux gréseux bioturbés présentant des litages horizontaux et des litages obliques en mamelons (*HCS*). Ces grès sont fréquents dans les quatre coupes étudiées dans les différents secteurs.

Les Argiles de Saïda ont été considérées comme un faciès de « flyschs » déposés dans une mer peu profondes (Lucas, 1952), puis comme des dépôts deltaïques (Augier, 1967), des « pseudo-flyschs » appartenant aux sédiments prodeltaïques d'une plate-forme (Delfaud, 1973), ou encore un faciès flyschöide de plate-forme présentant des caractéristiques turbiditiques (Elmi & Benest, 1978). La combinaison des données sédimentologiques et ichnologiques permet de proposer un milieu de plate-forme mixte siliciclastique-carbonatée, allant du *Shorface* supérieur jusqu'à l'*Offshore* (Cherif et al., 2015, 2018, 2022 b; Cherif, 2017; Naimi et Cherif, 2021b; Cherif et Naimi, 2022).

LITHOSTRATIGRAPHIE

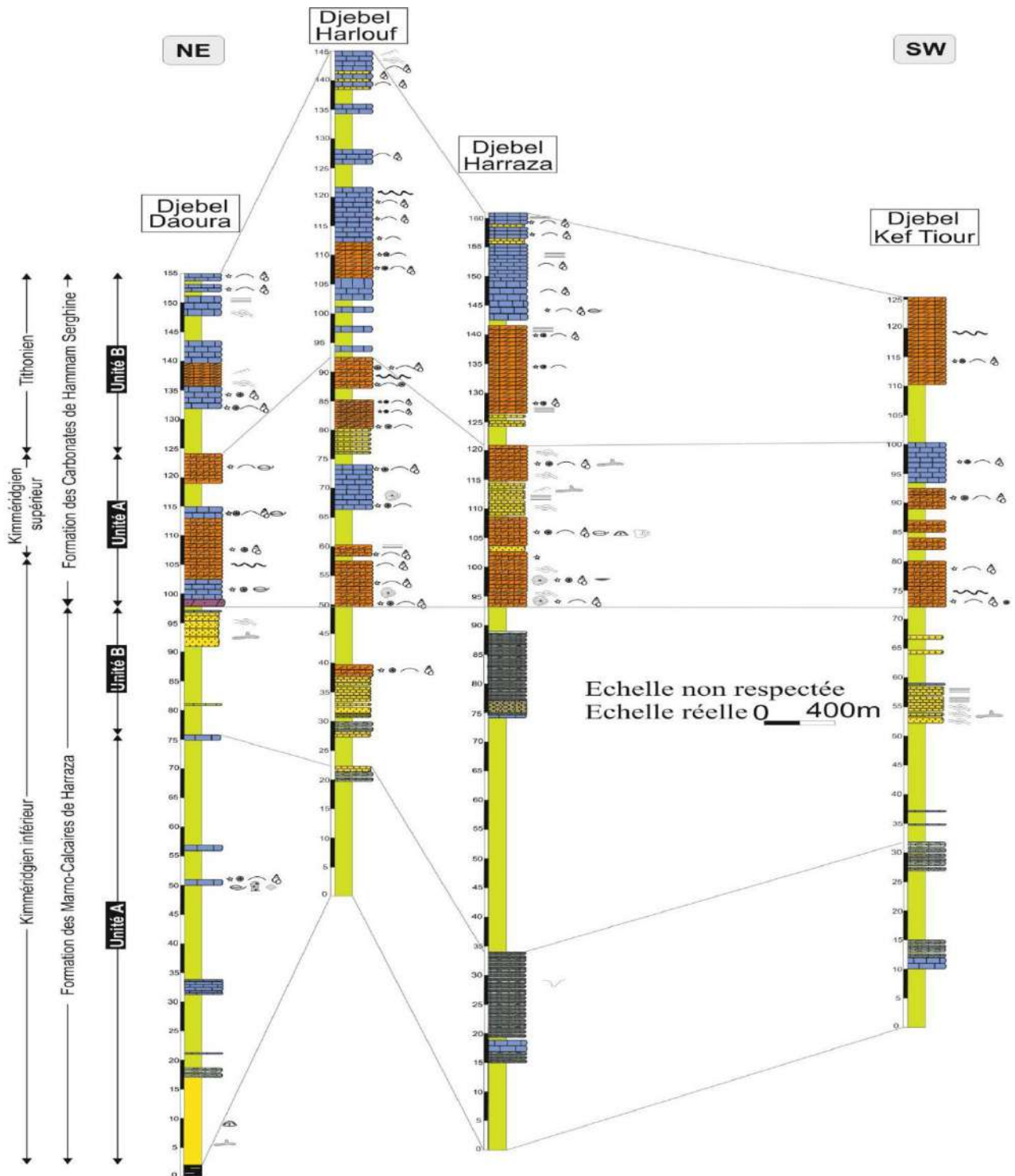


Fig. 33- Corrélation lithostratigraphique de la série du Kimmériidgien-Tithonien des quatre coupes.

D- les horizons stromatolitiques

Des horizons stromatolitiques ont été signalés dans les deux unités de Formation des Carbonates de Hammam Serghine. Il s'agit de nombreuses passées de lamines stromatolitiques, elles peuvent être soit ondulées, soit concentriques (sommet de la coupe de Kef Tiour) et présentent différentes épaisseurs.

IV-3- Corrélation régionale (Tab. 2)

Après avoir placé les deux formations de notre série d'étude dans leur cadre stratigraphique, il en résulte que la Formation des Marno-calcaires de Harraza et la Formation des Carbonates de Hammam Serghine définies dans le présent travail peuvent-être corrélées dans un cadre local ou régional.

Dans la terminaison occidentale des monts de Chellala (Djebel Métales), les Formations des Marno-calcaires de Seba El Abiod et des Grès et argiles verts du Kesless (Caratini, 1970; Benest, 1985) sont respectivement isochrones aux deux unités A et B de la Formation des Marno-calcaires de Harraza définie dans la partie orientale des monts de Chellala.

Alors que les deux unités (A et B) de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine de la zone orientale des monts de Chellala correspondent latéralement et respectivement aux deux Formations des Dolomies de Seba El Azreg et celle des Calcaires de Seba Mahdjouba, à Djebel Métales dans les monts de Chellala occidentaux (Caratini, 1970; Benest, 1985).

Dans les monts de Nador, la base de la Formation des Argiles de Faïdja est hétérochrone avec celle de la Formation des Marno-calcaires de Harraza car à la base de la Formation des Argiles de Faïdja à Gadet El Betra, dans la passée marno-calcaire inférieure, Atrops & Benest (1982) signalent des ammonites (Zone à *Transversarium* et à *Bifurcatus*) indiquant un âge Oxfordien moyen à supérieur. Cette limite inférieure de la Formation des Marno-calcaires de Harraza peut-être isochrone à la passée marno-calcaire supérieure de la Formation des Argiles de Faïdja (Atrops & Benest, 1982; Benest, 1985).

LITHOSTRATIGRAPHIE

Quant à l'unité supérieure (Unité B) de la Formation des Marno-calcaires de Harraza serait sûrement l'équivalent de la partie sommitale de la Formation des Argiles de Faïdja (Atrops & Benest, 1982; Benest, 1985).

Pour la Formation des Carbonates de Hammam Serghine qui serait l'équivalent de la Formation des Carbonates d'Aïn Taga définie plus à l'ouest au Djebel Nador (Caratini, 1970; Atrops & Benest, 1982; Benest, 1985).

Tab. 5- Corrélation des principales formations du présent travail

Dans un cadre local et régional.

Age	Monts de Nador	Monts de Chellala occidentaux (Djebel Métales)	Présent travail	
Kimméridgien supérieur-Tithonien	Formation des Calcaires de Seba Mahdjouba	Formation des Calcaires de Seba Mahdjouba	Formation des Carbonates de Hammam Serghine	Unité B
		Formation des Dolomies de Seba Azreg		Unité A
Kimméridgien inférieur	Partie terminale de la Formation des Argiles de Faïdja	Formation des Grès et argilites de Keskess	Formation des Marno-calcaires de Harraza	Unité B
	Passée Marno-calcaire supérieur	Formation Marno-calcaires de Seba Abiod		Unité A

V- Conclusion

L'étude lithostratigraphique nous a permis de caractériser et d'individualiser deux formations d'âge Jurassique supérieur (Kimméridgien-Tithonien).

Dans les différents sites étudiés, la Formation des Marno-calcaires de Harraza d'âge Kimméridgien inférieur se caractérise par une sédimentation chimique et détritique. La base de cette formation est marquée par des dépôts marneux caractérisés par des éléments généralement fins et par la mise en place le plus souvent de niveaux de calcaires micritiques noduleux. Au sommet, on passe à une sédimentation détritique représentée principalement par des intercalations de marnes et de grès bioturbés correspondant au faciès connu sous le nom "Argiles de Saïda".

Pour la Formation des Carbonates de Hammam Serghine d'âge Kimméridgien supérieur-Tithonien montre des caractères purement chimique perturbés parfois par l'arrivée d'un matériel détritique. Cette sédimentation chimique est marquée par de puissantes falaises de calcaires dolomités ou partiellement dolomités, renferment le plus souvent une faune benthique variée représentée essentiellement par des tiges de crinoïdes, polypiers, bivalves, gastéropodes et des spongiaires.

Il est à noter que les deux formations sont complètes dans les deux secteurs d'étude: Hammam Serghine et Djefala, représentées par deux unités (A et B).

Les quatre coupes dans les différents secteurs présentent des particularités lithologiques, sédimentologiques et même paléontologiques différentes qui vont être résumées dans le tableau 3.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Tab. 6- Principales ressemblances et différences lithostratigraphiques entre les quatre coupes étudiées.

Caractéristiques	Secteur de Hammam Serghine				Secteur de Djefala			
	Djebel Daoura 155 m		Djebel Harlouf 145 m		Djebel Harraza 160 m			
Epaisseurs					Kef Tiour 125 m			
Formations	Formation des Marno-Calcaires de Harraza		Formation des Carbonates de Hammam Serghine		Formation des Marno-Calcaires de Harraza		Formation des Carbonates de Hammam Serghine	
Unités	A	B	A	B	A	B	A	B
Rides de courant	-	-	+	+	-	-	-	-
HCS	-	+	+	+	-	+	-	-
Litages horizontaux	-	+	+	+	-	+++	-	-
Figures de base de banc	+	-	-	-	-	-	-	-
Crinoïdes	+	+	+++	++	-	-	+	+
Polypiers	+	+	+++	++	-	-	+	+
Bivalves	+	+	+++	++	-	-	+	+
Gastéropodes	+	+	+++	++	-	-	+	+
Brachiopodes	+	-	+++	++	-	-	+	+
Algues	-	-	+++	++	-	-	+	+
Rhodophycées	-	-	+++	-	-	-	-	-
Stromatolites	-	-	++	++	-	-	+++	+
Bioturbation	+	+	-	-	-	+	-	-

CHAPITRE TROISIÈME

ANALYSE ET

INTERPRÉTATION

SEDIMENTOLOGIQUE ET

SÉQUENTIELLE

**PREMIÈRE PARTIE: ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE ET
INTERPRÉTATION PALÉOENVIRONNEMENTALE**

I- Introduction

Dans cette étude, la définition des principaux faciès et sous-faciès est très importante pour la définition des environnements de dépôt pour la compréhension de la dynamique de la sédimentation basée sur la détermination des faciès, l'hydrodynamisme et les caractères ichnofaciologiques afin de connaître l'organisation et l'histoire des dépôts du Jurassique supérieur.

Cette étude prendra en compte la description et l'interprétation de tous les faciès rencontrés, en termes de lithologie, le biofaciès, la taille des grains, la couleur, la texture, le type de structures hydrodynamiques rencontrées indicatrices des différents courants en connaissant la nature des écoulements et leur régime hydrodynamique, ainsi que l'identification des traces fossiles afin de connaître les conditions hydrodynamiques et la bathymétrie.

Ces faciès peuvent s'associer verticalement en vue de déterminer les différents environnements de dépôts.

I-1- Rappels

I-1-1- Faciès

Le faciès sédimentaire correspond aux différentes particularités macroscopiques d'une strate comme la lithologie (lithofaciès), les figures sédimentaires, la texture, le contenu fossilifère (biofaciès) ainsi que les caractères sédimentologiques (faciès marin ou continental).

I-1-1 Microfaciès

L'étude du microfaciès consiste à déterminer l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles au microscope optique ou à la loupe binoculaire (Flügel, 1982).

L'étude des microfaciès consiste à une meilleure détermination surtout de la microfaune et la microflore, des structures sédimentaires et le phénomène de la diagenèse.

II- Analyse sédimentologique et interprétation paléoenvironnementale

Dans l'étude des anciens milieux carbonatés, plusieurs nomenclatures de zonations bathymétriques peuvent être utilisées. Ces zonations sont basées sur l'interprétation hydrodynamique en se basant sur les structures et figures sédimentaires (Reading, 1996; Biju-Duval, 1999). Elles sont respectivement les zonations suivantes: *Backshore*, *Forshore*, *Shoreface*, *Offshore* supérieur et *Offshore* inférieur (Fig. 34).

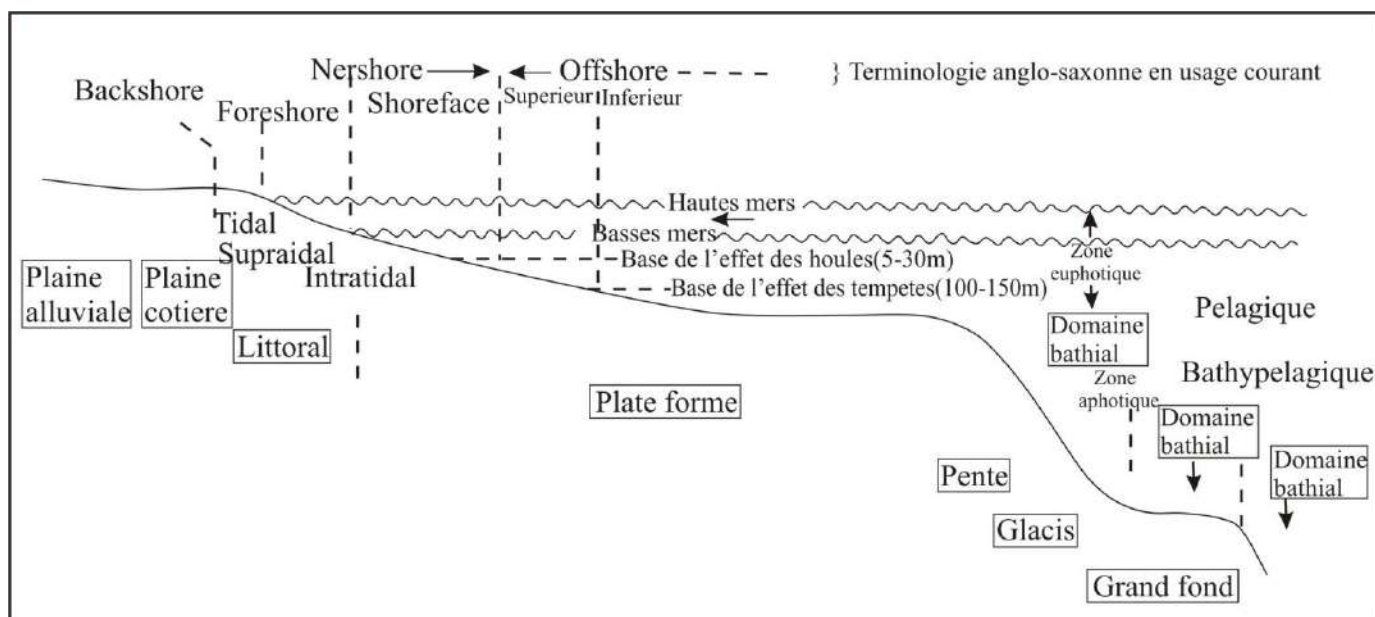


Fig. 34- La zonation ou étagement bathymétrique. Terminologie en usage selon les profondeurs d'eau (Biju-Duval, 1999).

La détermination de cinq domaines de sédimentation basés sur l'action des marées, les conditions hydrodynamiques ainsi que les indices d'émersions de l'abyssal jusqu'au supratidal en passant par le domaine bathyal, subtidal et intertidal (Flügel, 1982).

II-1- Inventaire des faciès (Tab. 7)

L'étude des principaux faciès rencontrés est un élément essentiel dans la détermination des milieux de sédimentation.

En se basant sur des observations de terrain telles la nature lithologique, les structures sédimentaires, le contenu fossilifère et ichnologique, trois (03) principaux faciès-types ont été mis en évidence, notés F1 à F3. Il s'agit des différents faciès de:

- (1) Marnes;
- (2) Calcaires;
- (3) Grès.

II-1-1-Faciès des marnes (F1)

Ce faciès occupe généralement les deux formations de la série étudiée, il est subdivisé en deux sous-faciès, le sous-faciès des marnes jaunes et celui des marnes vertes.

A- Sous-faciès des marnes jaunes (SF1) (Fig. 35)

1- Description

Le sous-faciès des marnes jaunes marque la base de la Formation des Marno-calcaires de Harraza en contact direct avec des argiles noires à nodules de calcaires et à pyrites (Fig. 35 A et B) constituant les termes antérieurs de la série d'étude, affleurant à l'extrême base de la coupe du Djebel Daoura.

Ce sous-faciès correspond à une quinzaine de mètres de marnes sableuses jaunes, qui ont livré un contenu fossilifère riche en foraminifères benthiques marqués par la dominance des *Nodosaridés* ainsi que des *Lenticulina munsteri* mg. *Astacolus*, *Ammobaculites*, *Verneulinoïdes*, *Dorothia*, *Triplasia* sp., des ostracodes, des bryozoaires, des radioles d'oursins, des fragments de bivalve et des ptéropodes.

Ces marnes sableuses sont bioturbées par endroit montrant des terriers verticaux et horizontaux de type *Ophiomorpha*.

2-Interprétation

Les marnes sont présentes dans des milieux aquatiques à faible énergie déposées dans des milieux calmes par décantation, par voie chimique ou biochimique ou encore par l'arrivée des particules argileuses, à la suite d'une décélération des différentes actions hydrodynamiques violentes.

L'abondance de la microfaune benthique (foraminifères et ostracodes), ainsi que d'autres éléments macrofaunistiques accompagnées des *Ophiomorpha* sont typiques d'un milieu peu profond faiblement agité, soumis à une intensive action érosive ou recevant une décharge détritique, ce qui est probablement certifié par la présence des sables.

3-Répartition

Les marnes jaunes sableuses sont observées à Djebel Daoura, la partie basale de l'unité A de la Formation des Marno-Calcaires de Harraza.

B- Sous-faciès des marnes vertes (SF2)

1- Description

Ce sous-faciès induré par endroit, correspondant soit à des interlits centimétriques qui délimitent des bancs calcaires (Fig. 35 C) ou des niveaux gréseux, soit il forme des combes métriques (Fig. 35 D) et présentent un aspect feuilleté et noduleux.

L'étude microscopique de quelques lames minces de ces marnes de plusieurs niveaux ont montré la présence d'une microfaune abondante représentée essentiellement par des foraminifères à savoir des *Pseudomarssonella* avec plusieurs variétés, *Textularia*, *Dentalina* sp, *Verneulinoides*, *Proteonina*, *Spirulina* sp, *Reophax* sp, *Paalzowella*, *Dorothia*, *Triplasia* sp, *Eoguttulina* ainsi qu'une abondance remarquable des formes hyalines surtout les lenticulines, tel que des *Lenticulina munsteri* mg. *Planularia*, *Lenticulina quendesti* mg. *Lenticulina*, *Lenticulina munsteri*

mg. Lenticulina, Lenticulina munsteri mg. Astacolus, Lenticulina meunsteri mg. Marginolinopsis, Ramulina, Reophax, Triplasia avec la présence de quelques ostracodes, articles et tiges de crinoïdes et quelques éléments ferrugineux (Planche 1).

2- Interprétation

Les marnes sont souvent correspondantes à un milieu calme, attribuées au processus de décantation, à la suite de décélération des différentes actions hydrodynamiques (e.g., dépôts post-tempêtes, Cherif et al., 2015). C'est la chute libre et lente des particules fines vers le fond, sans qu'il soit un transport ni horizontal, ni oblique brutal.

Il est à noter que la présence du genre *Pseudomarssonella* avec plusieurs variétés indique une plate-forme carbonatée jurassique.

3-Répartition

Les marnes vertes sont considérées comme le sous-faciès le plus dominant des deux formations dans les quatre coupes.

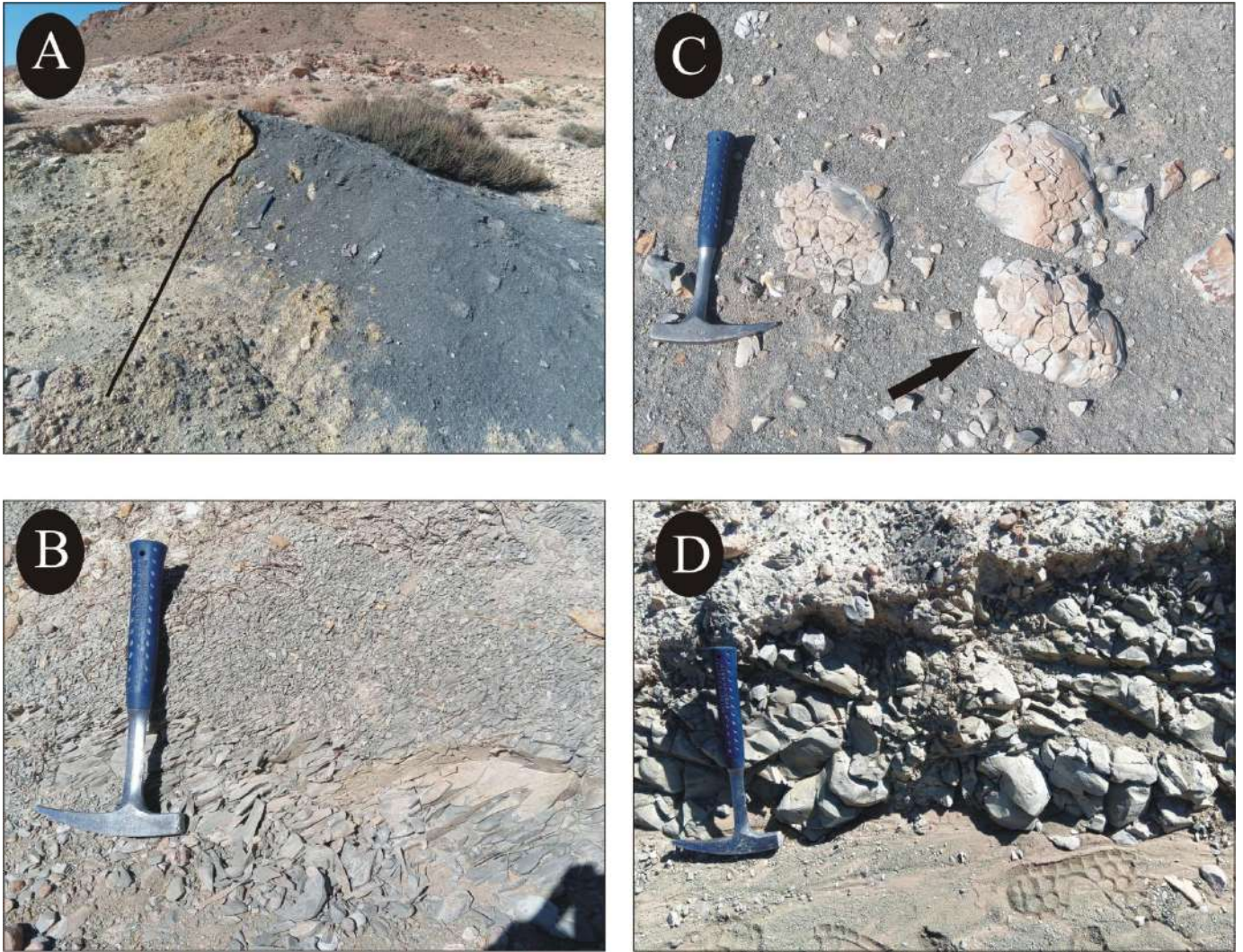


Fig. 35- Présentation photographique des sous-faciès des marnes jaunes (SF1) et vertes (SF2).

(A): Contact entre les argiles noires et les marnes jaunes de la base de la Formation des Marno-calcaires de Harraza;

(B): aspect feuilleté des marnes vertes;

(C): les nodules de calcaires dans les argiles noires (flèche noire);

(D): aspect noduleux des marnes vertes.

II-1-2-Faciès des calcaires (FII)

Les calcaires correspondent à des barres ou des bancs en alternance avec des marnes vertes. Il est représenté par des épaisseurs centimétriques à métriques. Il est peut-être subdivisé en quatre sous-faciès (SF3-SF6).

A- Sous-faciès des calcaires noduleux micritiques (SF3) (Fig. 36)

1- Description

Ce sous-faciès correspond à des bancs de calcaires noduleux micritiques à nodules de silex (Fig. 36 A) montrant ainsi à leur base des figures de charge (*'load casts'*) (Fig. 36 B).

Il se présente en bancs stratodécroissants (Fig. 36 C) et engendrant avec les interlits marneux (SF2) une série d'alternance rapprochée. Le microfaciès montre une biomicrite wackstone à mudstone à foraminifères.

2- Interprétation

Les calcaires micritiques de type wackstone à mudstone à foraminifères correspondent à l'origine à une boue carbonatée déposée à l'abri des énergies (tempête ou marées...), sous de la limite de vagues de tempêtes, caractérisant des plates formes protégées (Gonzalez, 1996; Dupraz, 1999) ou dans des zones subtidale.

3- Répartition

Ce sous-faciès de calcaire micritique a été observé surtout dans la Formation des Carbonates de Hammam Serghine, et sous forme de bancs noduleux à la base des deux unités A et B de la Formation des Marno-calcaires de Harraza dans les quatre coupes levées.

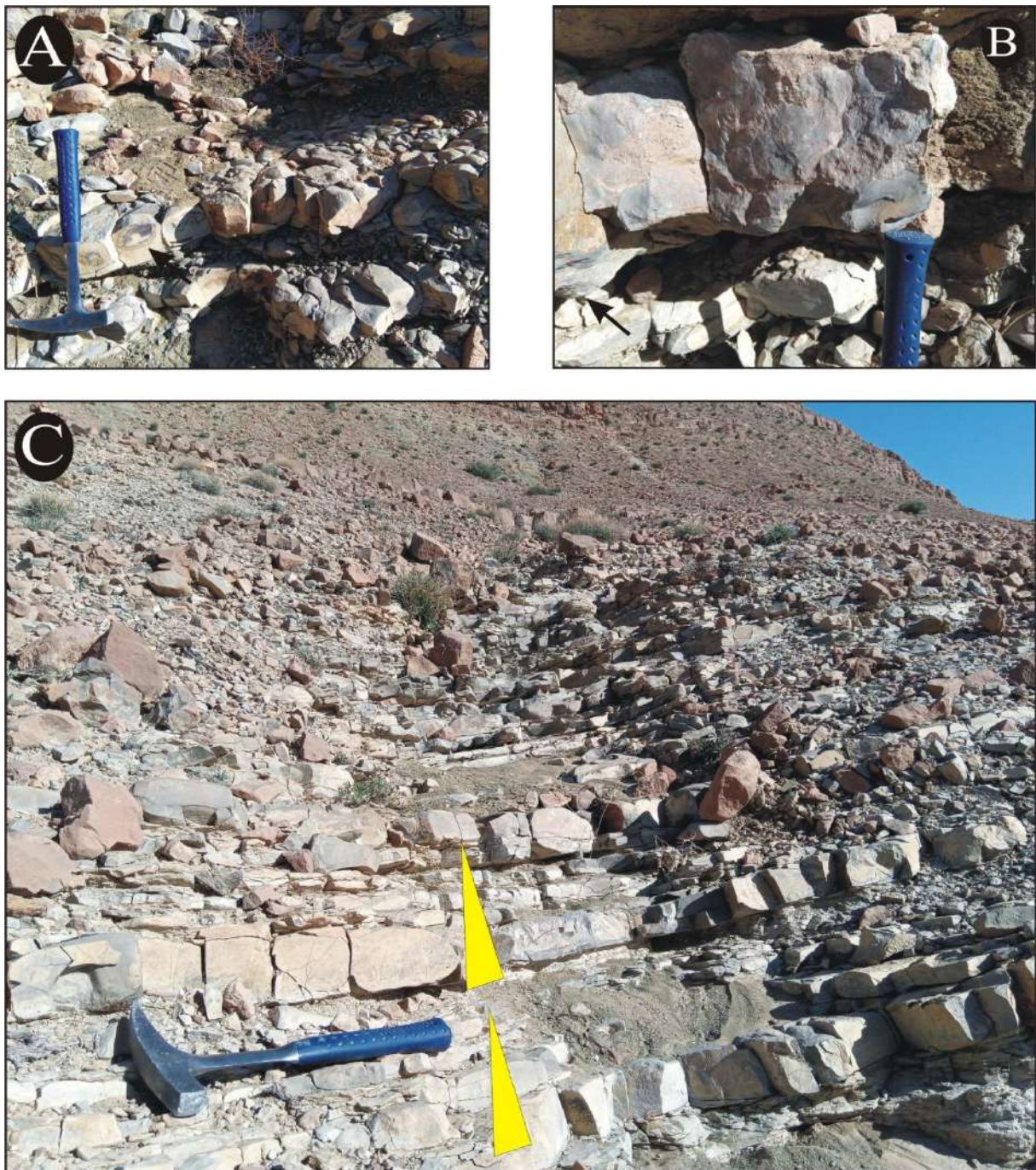


Fig. 36- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires micritiques noduleux (SF3).

(A): Calcaires noduleux à nodules de silex (mentionnée en flèche noire); (B): Figure de charge observée à la base d'un banc de calcaire micritique noduleux (mentionné en flèche noire); (C): stratodécroissance des bancs des calcaires micritiques noduleux.

B- Sous-faciès des calcaires bioclastiques (SF4) (Fig. 37)

1- Description

Ce sous-faciès de calcaire bioclastique partiellement dolomitisé correspond dans la coupe de Daoura à des packstones, grainstones voire bindstones (Planche 2), riches en algues, associées à des crinoïdes (Fig. 37 A), polypiers solitaires (Fig. 37 B), gastéropodes (Fig. 37 C), brachiopodes (Fig. 37 D), bivalves pectinidés (Fig. 37 E), échinides (Fig. 37 F), bryozoaires et foraminifères (Fig. 37 G).

Dans la coupe de Harlouf, il s'agit d'une texture baffelstone à algues, piégeant des rhomboèdres de dolomie, des intraclastes, des extraclastes (grains de quartz souvent arrondis à sub-arrondis), roulés dans une matrice argileuse. Il possède des structures fenestraes "*bird-eyes*" (Fig. 37H) et présente quelques structures sédimentaires parmi lesquelles des litages horizontaux et des litages obliques en mamelons (*HCS*). Il est à noter que des ainsi que des *Thalassinoides* ont été observés dans ce sous-faciès.

2- Interprétation

La présence d'une faune benthique fragmentaire ou complète, associée à des oolithes, des oncolithes et des algues atteste un milieu marin peu profond agité, ce qui est confirmé par la présence des figures de tempêtes associées aux litages horizontaux typiques aux tempestites. Les oncolithes et les algues (rhodophycées) suggèrent un milieu marin peu profond (subtidal supérieur à l'intertidal et constructions récifales). Alors que les structures fenestraes "*bird-eyes*" indiquent incontestablement l'émersion de la plate-forme.

On pense que ces calcaires bioclastiques consistent à des dépôts de haut-fond, dont l'ascension est liée peut-être à des manifestations diapiriques.

3-Répartition

Ce sous-faciès domine les unités A et B de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine dans les quatre coupes.

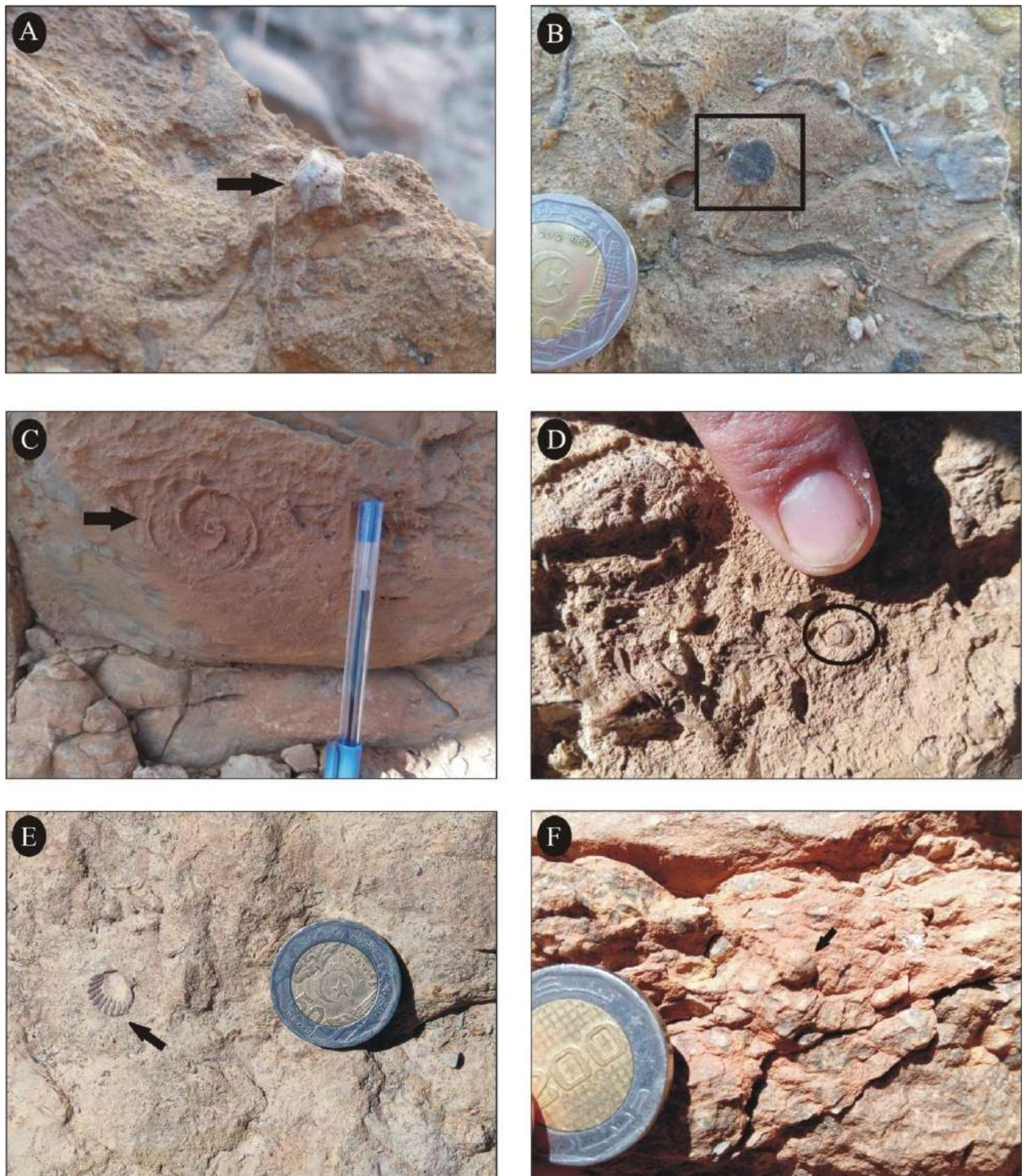


Fig. 37- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires bioclastiques (SF4).

(A): crinoïde (flèche noire); **(B):** polypiers solitaires (cadre noir); **(C):** gastéropode (flèche noire); **(D):** brachiopode (cercle noir); **(E):** bivalve pectinidé (flèche noire) et **(F):** échinides (oursin) (flèche noire).

C- Sous-faciès des calcaires stromatolithiques (SF5) (Fig. 38)

1- Description

Ces calcaires stromatolithiques se présentent sous forme de lamines stromatolithiques millimétriques planes, ondulées (Fig. 38 A), concentriques (Fig. 38 B) ou sous forme de dômes stromatolithiques (Fig. 38 C), formant des cycles d'échelle centimétrique.

2- Interprétation

Les stromatolites correspondent à des dépôts organo-sédimentaires formés par l'interaction entre les communautés microbiennes benthiques, les sédiments chimiques et les conditions physico-chimiques de l'environnement (Burne & Moore, 1987; Dupraz et *al.*, 2009 ; Antunes et *al.*, 2022).

Elles forment des cycles biosédimentaires caractérisant quasi-totalement la zone intertidale sous climat aride à supratidale sous climat humide (Shinn, 1983). Elles sont considérées également comme caractéristiques des zones de replat de marée (Laporte, 1967 ; Shinn, 1983 ; *in* Colombié, 2002).

3-Répartition

Les calcaires stromatolithiques sont très fréquents dans les deux unités A et B de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine surtout dans la coupe de Kef Tiour.

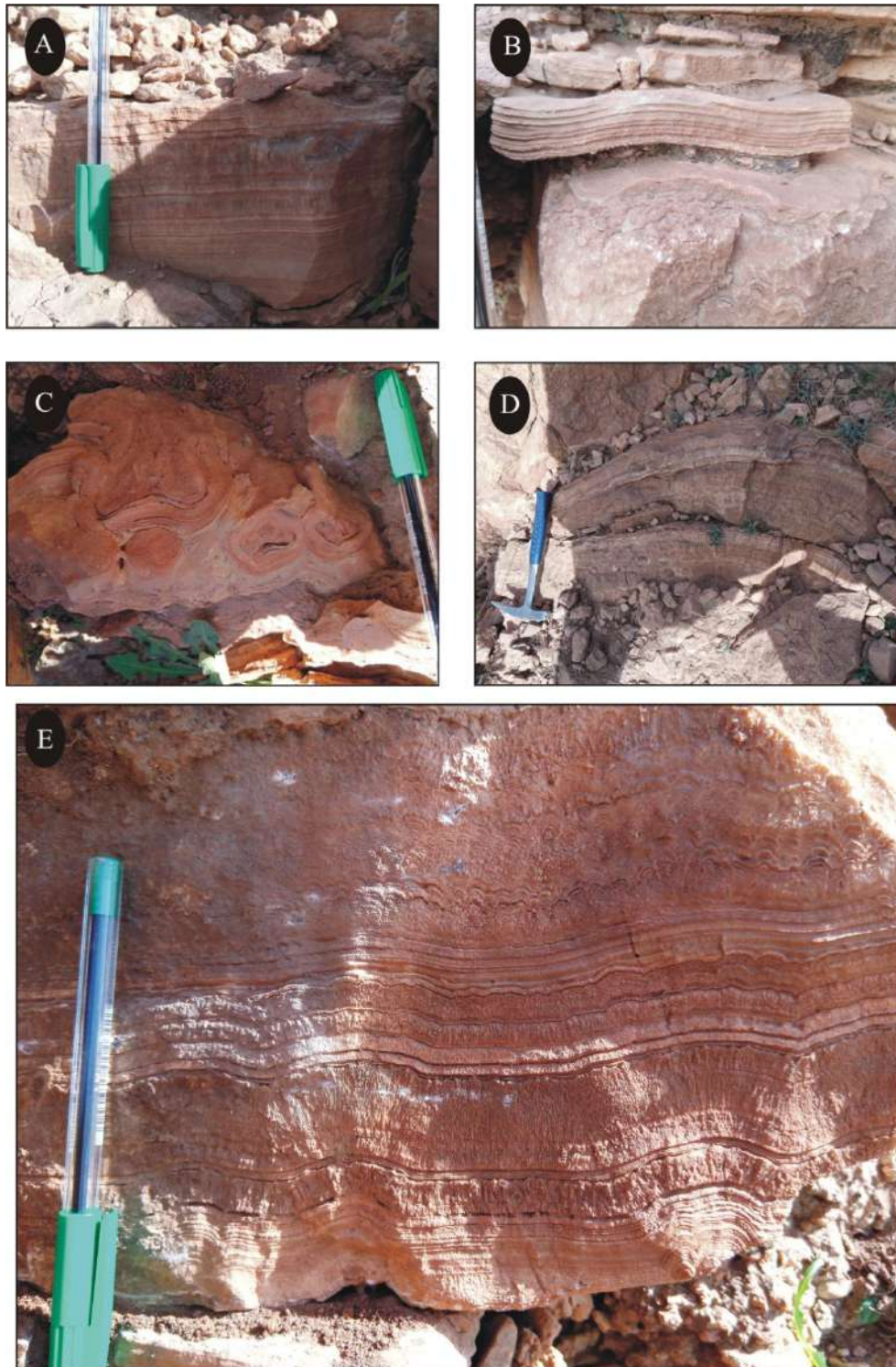


Fig. 38- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires stromatolithiques (SF 5).

(A): laminations régulières de stromatolithes; (B): laminations ondulées de stromatolithes; (C): stromatolites concentriques; (D): stromatolithes en dôme; (E): différents horizons stromatolithiques.

D- Sous-faciès des calcaires algues rouges (SF6) (Fig. 39)

1-Description

Il s'agit d'un calcaire à rhodophycées encroûtant qui se manifestent en bouquets d'épaisseur centimétrique avec un cortex bien développé (Fig. 39 A et B), s'alternant avec les niveaux bioclastiques. Ils ont été signalés par [Benest \(1985\)](#) dans la partie occidentale des monts de Chellala.

Le microfaciès de quelques échantillons sélectionnés montre une structure laminaire de nodule algaire (rhodoid), parfois sécrétant des rhomboèdres de dolomies (parmi les critères de reconnaissance de type d'algues en lames minces ([Flügel, 2010](#))).

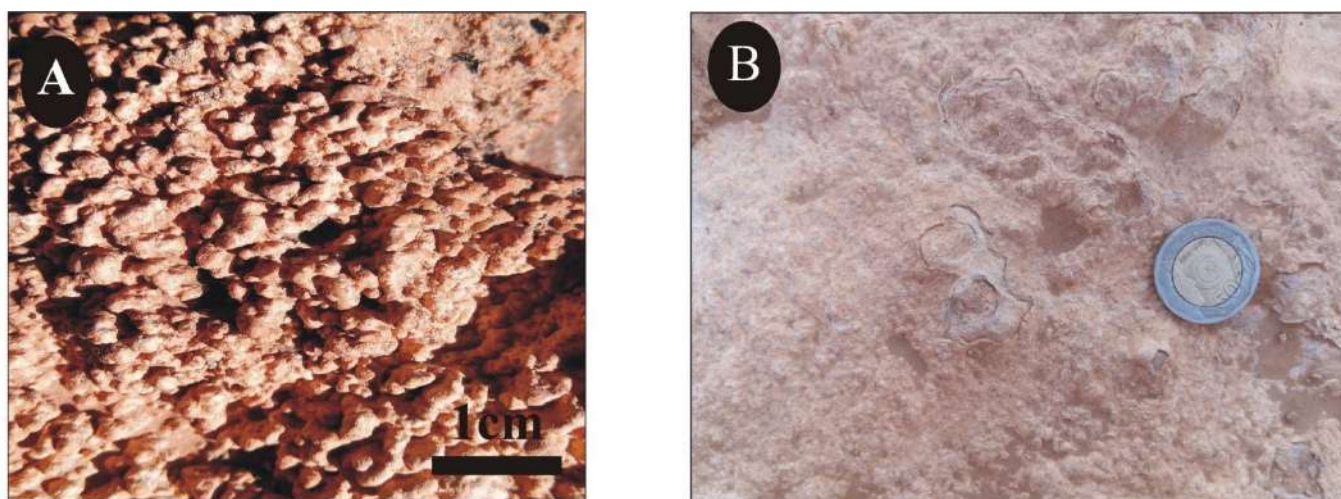


Fig. 39- Présentation photographique du sous-faciès des calcaires à algues rouges (SF6).

(A): aspect général des calcaires à algues rouges;

(B): cortex d'algues rouges.

Tab. 7- Principales caractéristiques des faciès et sous-faciès de la série du Kimméridgien- Tithonien.

Faciès	Sous-faciès	Figures sédimentaires, fossiles et traces fossiles	Epaisseur
Marnes (FI)	-SF1:Marnes jaunes -SF2:Marnes vertes	-Foraminifères -Traces horizontales, subhorizontales et subverticales - <i>Ophiomorpha</i>	Centimétrique à métrique
Calcaires (FII)	-SF3:Calcaire noduleux micritique -SF4:Calcaire bioclastique -SF5:Calcaire stromatolitique -S F6: Calcaire à algues rouges	-Figures de charge (<i>Load cast</i>) - Litages horizontaux - Litages obliques en mamelons (<i>HCS</i> ou <i>Hummocky Cross Stratification</i>) - <i>Bird-eyes</i> - Faunes benthiques + foraminifères - <i>Thalassinoïdes</i>	Centimétrique, décimétrique à métrique
Grès (FIII)	-SF7:Grès à litages horizontaux -SF8:Grès à litages obliques en mamelons (<i>Hummocky Cross Stratification</i>) -SF9:Grès à rides de courant - SF10: Grès bioturbés	- Litages horizontaux -Rides de courant - Litages obliques en mamelons (<i>HCS</i>) - <i>Palaeophycus</i>	Centimétrique à métrique

2- Interprétation

Les dépôts à rhodolithes (rhodalgal deposits dans la littérature géologique anglophone), dominés par des algues rouges (rhodophycées), caractérisent la zone du milieu marin peu profond allant de l'intertidal jusqu'à la base de la zone photique (Poignant, 1976 ; Naimi et al., 2021a).

Les calcaires dominés par des algues rouges (rhodophycées) forment des dépôts à rhodolithes (*rhodalgal deposits*), pouvant être aussi qualifiés des algues rouges coralligènes (*corallinacean Red Algae*) ou les algues rouges calcifiées (*calcified red algae*).

Les formes modernes sont réparties dans les zones tropicales et même polaires, depuis l'intertidal jusqu'à une profondeur exceptionnelle de 250 m. Leur apparition stratigraphique est confirmée depuis le Jurassique terminal et la base du Crétacé inférieur (Brooke & Riding 1998; Riding et al., 1998).

3-Répartition

Ce sous-faciès est observé exclusivement à la base de l'unité A de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine dans la coupe de Harlouf.

II-1-3-Faciès des grès (FIII)

Les bancs de grès présentent différentes épaisseurs centimétriques à métriques (entre 0.2 à 0.6 m d'épaisseur), de couleur jaunâtre à rougeâtre, à granulométrie fine, ils sont massifs et renferment quelques figures sédimentaires telles que des litages horizontaux, des litages obliques en mamelons (*HCS* ou *Hummocky Cross Stratification*), des rides de courant et présentent quelques terriers de type *Palaeophycus tubularis* Hall et d'autres traces horizontales, subhorizontales à subverticales (Fig. 40).

Les structures sédimentaires observées dans ces grès ont permis de les classer en plusieurs sous-faciès.

A- Sous-faciès des grès à litages horizontaux (SF7) (Fig. 41 A)

1- Description

Les litages horizontaux se manifestent dans des bancs de grès qui s'intercalent dans les marnes vertes (SF2), à base érosive, et peut être associé à des litages obliques en mamelons *HCS* (SF8) ainsi qu'à des rides de courant.

2- Interprétation

Les litages horizontaux sont le résultat d'un courant unidirectionnel de fond ayant exercé une action de traction et de classement des grains (Wendy *et al.*, 2007) dont le flot est provoqué par un régime d'écoulement supérieur (Payros *et al.*, 2000). Dans les milieux marins peu profonds, les litages horizontaux sont la plupart du temps liés aux régimes de marées ou de tempêtes (Wendy *et al.*, 2007).

L'absence des structures typiques des cycles de marées (e, g, stratification oblique en arrête de poisson, stratification lenticulaire, stratification en flaser et la présence des litages obliques en mamelons désignent des courants de fortes énergies (tempêtes). La séquence des tempêtes est composée de surface basale érosive à remplissage grossier, litage horizontal, litages obliques en mamelons (*HCS*), coiffée au sommet par des rides de vagues.

L'alternance des grès et des marnes montre un écoulement discontinu qui se produit à une vitesse élevée caractérisée par la présence des litages horizontaux observés dans l'interface de quelques niveaux de grès (Simons *et al.*, 1965 ; Guy *et al.*, 1966 ; Clifton, 1976 ; Allen, 1982 ; Nottvedt & Creisa, 1987 in Guillocheau, 1991). Cet écoulement est à composantes oscillatoires témoignées par des rides symétriques et des litages de rides présentes sur la surface sommitale des strates (Allen, 1982).

La présence des litages obliques en mamelons caractéristiques des courants de tempêtes dans des milieux marins peu profonds peut expliquer un écoulement discontinu, à vitesse élevée et à composantes oscillatoires.

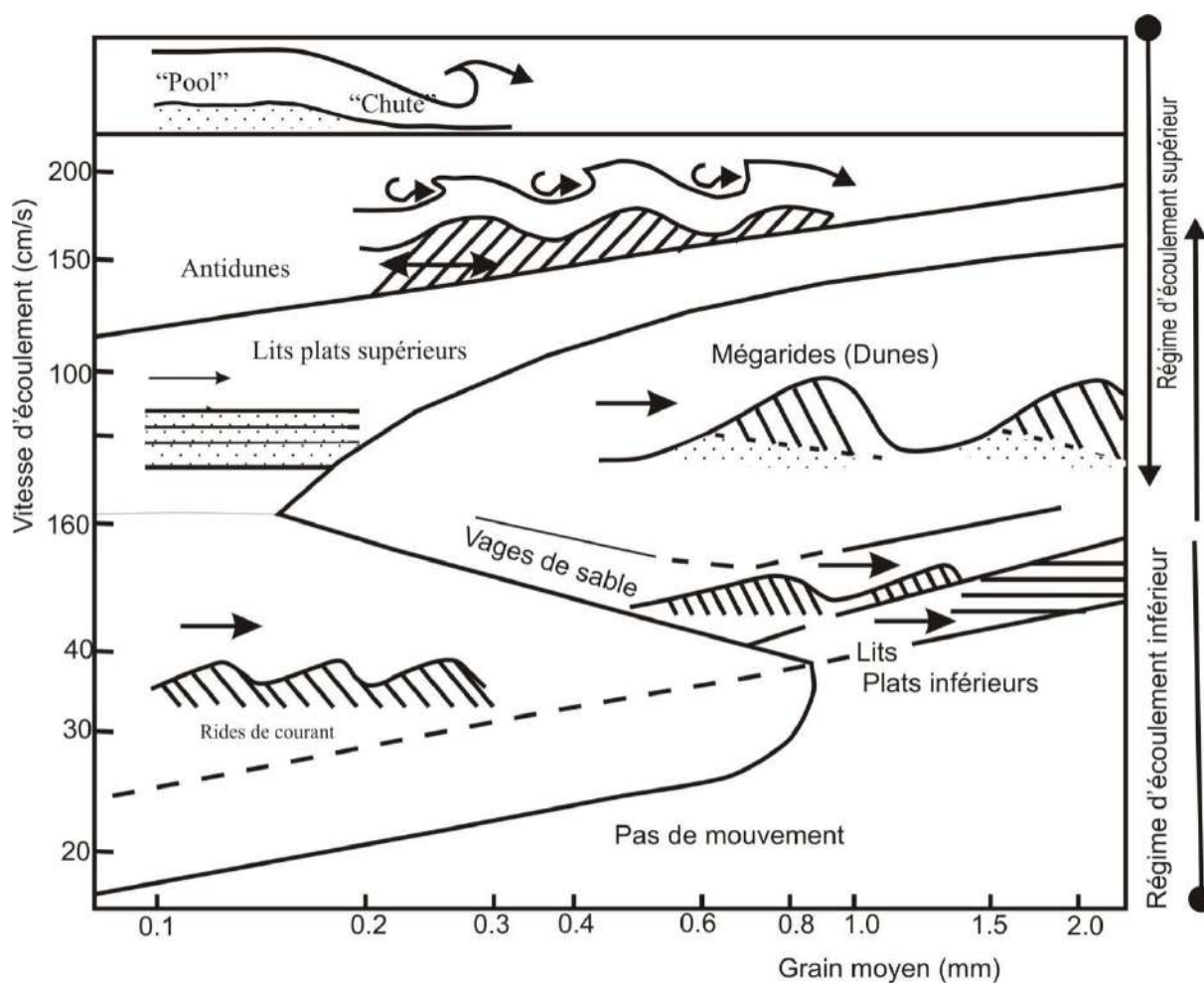


Fig. 40- Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement d'un courant unidirectionnel (D'après, Blatt *et al.*, Reineck et Singh, 1980; *in*, Chameley, 1987).

3- Répartition

Ce type de sous-faciès est fréquent dans les unités A et B des deux formations dans les quatre coupes des deux secteurs d'étude, et s'intercalant avec des marnes vertes (SF2).

B- Sous-faciès des grès à litages obliques en mamelons (*HCS, Hummocky Cross Stratification*) (SF8) (Fig. 41 B)

1- Description

Ce faciès est observé dans des bancs gréseux centimétriques, à bases érosives, il est parfois surmonté de litage horizontal, associé à des litages entrecroisés en creux (*Swaly Cross Stratification, SCS*) (Fig. 41 B) et à la surface souvent ornée de rides de courant (Fig. 41 C). Ce faciès est très bioturbé dominé par traces fossiles de type *Palaeophycus tubularis* Hall ou *Ophiomorpha*.

2- Interprétation

Les *HCS* sont considérés comme diagnostics des plates-formes marines à action de tempêtes (Harms, 1975). Ces structures ont été largement reconnues dans les dépôts de tempêtes fossiles comme les environnements littoraux actuels dominés par les vagues de tempêtes (Yang et al., 2006).

Selon plusieurs auteurs, la présence des *HCS* dans les séries sédimentaires, signifie des épisodes des ouragans tropicaux, des grandes tempêtes hivernales et même des tsunamis affectant les zones littorales (Kreisa & Bambach, 1982 ; Ito et al., 2001). Leur mode de formation est lié à l'écoulement combiné oscillatoire et multidirectionnel induit par les tempêtes. Les litages obliques en mamelons (*HCS*) sont bien préservés dans la zone où se manifestent l'action des vagues et les vagues de tempête.

Ce type de structures se forme en-dessous de la limite d'action des vagues du beau temps et au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes. Elles sont le résultat d'un processus d'érosion et de sédimentation suivant la géométrie des vagues (Gough, 2021), et indiquant la zone coincée entre l'avant plage-océan ouvert *Shoreface-Offshore* transition, (Pomar, 2020). Les traces fossiles de ce faciès correspondent à l'ichnofaciès à Cruziana (Cherif et al., 2015 ; Cherif & Naimi, 2022), suggérant des substrats meubles et fins (Colombié, 2002).

Les *HCS* sont considérées également comme témoins des tempêtes (Harms, 1975). Leur formation a été très discutée dans plusieurs études (Harms, 1975; Roger et al., 1983; Allen, 1985a; Swift et al., 1983; Nottvedt et Kreisa, 1987; Guillocheau, 1988; Walker et al., 1983; Harms et al., 1982).

Elles sont liées à une sédimentation d'énergie très élevée, due à un courant multidirectionnel, caractérisant des événements très exceptionnels (les dépôts des tempêtes) (Chameley, 2000).

3-Répartition

Ces structures ont été rencontrées dans l'unité A de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine (Coupe de Harraza), et l'unité B de la Formation des Marno-calcaires de Harraza (Coupe de Daoura) ainsi que dans l'unité A de la Formation des Marno-calcaires de Harraza (Coupe de Kef Tiour).

C- Sous-faciès des grès à rides de courant (SF9) (Fig. 41 E)

1- Description

Le sous-faciès des grès à rides de courant correspond à des bancs de grès à surface modelée de rides asymétriques, connues sous le nom de rides de courant unidirectionnel (*unidirectional ripple mark*).

2- Interprétation

Les rides de courant résultent d'un courant unidirectionnel important pour le transport des particules détritiques sableuses. Ces rides se forment suite aux vitesses et turbulences de plus en plus croissantes après la détérioration de la surface plane (Chameley, 2000).

Leur structure interne est composée de laminations. Elles sont utilisées pour reconstruire les paléocourants. Dans le milieu marin, ce type de rides est réparti depuis les fonds jusqu'aux zones littorales (Allen, 1968 ; High & Picard, 1974 ; Southard & Boguchwal, 1990 ; Bordy et al., 2011).

3- Répartition

Il est répandu dans l'unité A de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine (Coupe de Harraza) et il est observé dans la surface de certains bancs qui s'intercalent avec des marnes verdâtres.

D- Sous-faciès des grès bioturbés (SF10)

1- Description

Ce sous-faciès correspond à des grès jaunes riches en *Palaeophycus* et d'autres traces horizontales, subhorizontales à subverticales observées surtout au niveau de l'unité B de la Formation des Marno-calcaires de Harraza (Coupe de Daoura) et assimilé au Faciès des Argiles de Saïda.

2- Interprétation

Les traces fossiles que présentent le *Faciès Argiles de Saïda* ont été déjà attribuées à l'ichnofaciès à *Cruziana* (Cherif et al., 2015 ; Cherif & Naimi, 2022), qui coïncide avec la zone de *Shoreface*. Les organismes producteurs de ces traces ont occupé des substrats meubles et fins (Colombié, 2002).

3- Répartition

Il est observé uniquement au niveau de l'unité B de la Formation des Marno-calcaires de Harraza (Coupe de Daoura) et assimilé au *Faciès des Argiles de Saïda*.

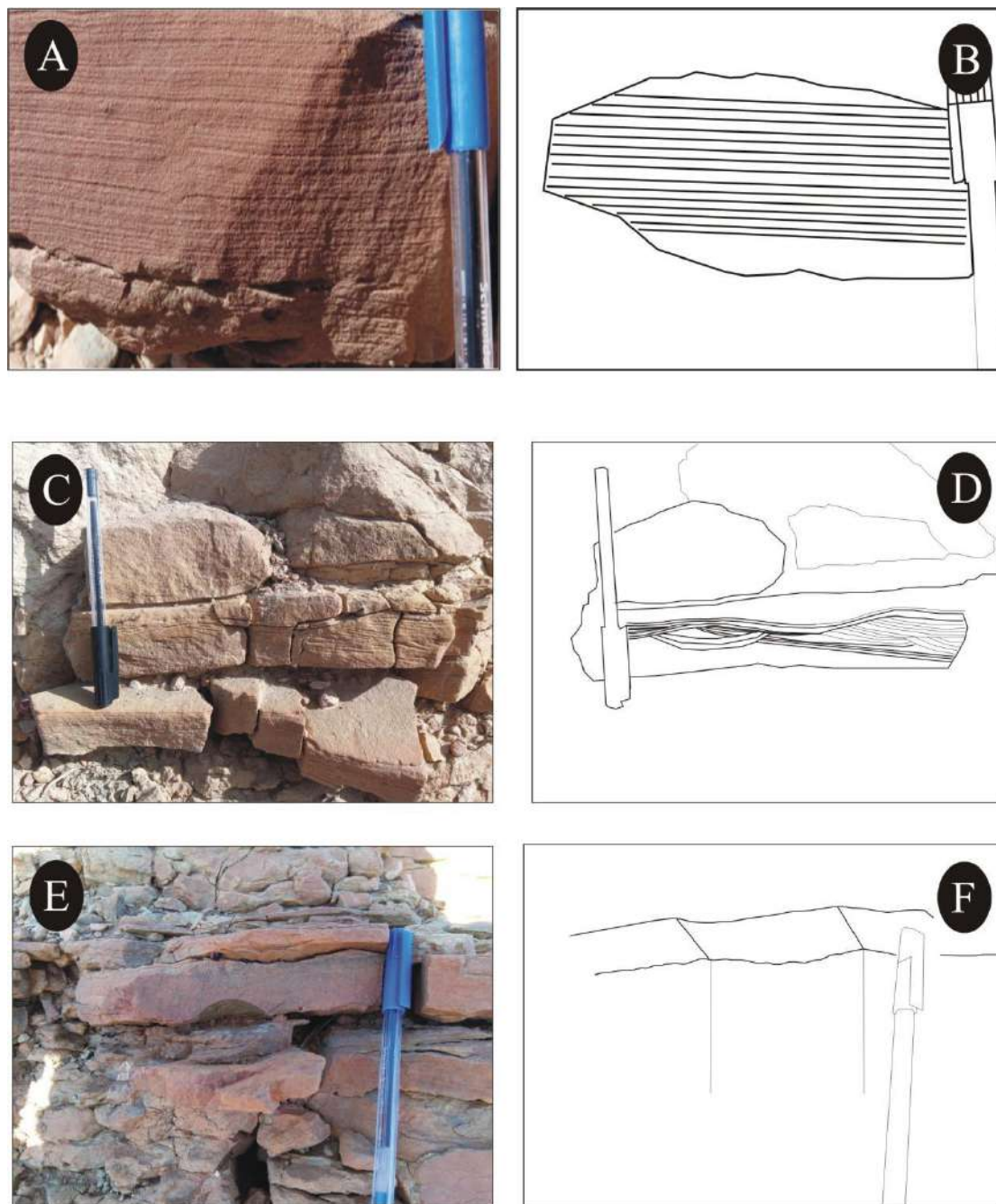


Fig. 41- Présentation photographique des sous-faciès de grès (F3).

(A): Grès à litages horizontaux (SF7); (B): illustration schématique de la figure A;
(C): Grès à HCS (SF8); (D): illustration schématique de la figure B; (E): grès à rides
de courant; (F): illustration schématique de la figure C.

III- Les caractères ichnofaciologiques

Les ichnofossiles sont considérés comme des indicateurs de paléobathymétrie ainsi qu'ils sont également utilisés dans les reconstitutions paléoenvironnementales. Les plus importants ichnofaciès dont l'ichnofaciès est considéré comme un faciès et son contenu en traces fossiles, sont les ichnofaciès à *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* et *Nereites* (Tab. 8).

Les principales caractéristiques de ces ichnofaciès se résument dans le tableau 5:

Tableau. 8- Principaux caractéristiques d'ichnofaciès (Frey et al., 1984).

Ichnofaciès	Type d'énergie	Type de traces et environnement
Ichnofaciès à <i>Skolithos</i>	Modérée à relativement élevée	Traces d'habitat <i>Domichnia</i> : verticale, cylindrique et en forme de "U". <i>Fugichnia</i> : traces de fuite. Milieu eu profond.
Ichnofaciès à <i>Cruziana</i>	Modérée à faible	Traces de locomotion <i>Repichnia</i> ; Traces de nutrition <i>Fodichnia</i> Traces de repos <i>Cubichnia</i> Infralittoral à circalittoral Milieu eu profond.
Ichnofaciès à <i>Zoophycos</i>	Modérée	Traces de nutrition Pente continentale
Ichnofaciès à <i>Nereites</i>	Faible	Traces de pacage <i>Pascichnia</i> ; Traces de culture <i>Agrichnia</i> Traces de nutrition et de locomotion Infralittoral à circalittoral Milieu eu profond.

Trois principales traces ont été identifiées dans la série d'étude dans des bancs de grès et de calcaire, en particulier dans les unités A et B de la Formation des Marnocalcaires de Harraza et dans l'unité A de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine dans le secteur de Hammam Serghine (Tab. 8) et (Fig. 42).

A- Traces de type *Ophiomorpha*

1- Description

L'ichnogenre *Ophiomorpha* se présente sous forme de terriers verticaux rectilignes, d'une longueur d'environ 20 cm et de 1 à 2 cm de largeur.

2- Interprétation

L'ichnogenre *Ophiomorpha* est considéré comme une trace de demeure (domichnia) produite par des crustacés décapodes, essentiellement des Callianassidae (Nickell & Atkinson, 1995). Dans les dépôts marins peu profonds, les terriers verticaux d'*Ophiomorpha* indiquent l'ichnofaciès à *Skolithos* ; alors que, l'abondance des éléments horizontaux est caractéristique de l'ichnofaciès à Cruziana, dans un environnement à haute énergie (Knaust, 2017 ; Belaid et al., 2020 ; Naimi & Cherif, 2021a).

3- Répartition

Cet ichnogenre a été observé exclusivement dans les marnes sableuses de la première unité de la Formation des Marno-calcaires de Harraza à Djebel Daoura.

B- Traces de type *Palaeophycus*

1- Description

Il s'agit d'un ichnogenre qui a été préservé à l'interface d'un banc de calcaire, il mesure d'environ 10 à 12 cm de longueur et de 2 à 3 cm de largeur. C'est un terrier branchu et rempli.

2- Interprétation

Les *Palaeophycus* sont interprétés comme des traces de nutrition (fodichnia) ou de locomotion (repichnia) des crustacés et d'autres arthropodes (Hantzschel, 1975; Pemberton & Frey, 1984; Keighley & Pickerall, 1997; Gouramis et al., 2003). Ils sont des indicateurs d'un milieu d'avant plage inférieure et d'océans ouverts dominés par des tempêtes (Mayaoral et al., 2013).

3- Répartition

Cet ichnogenre a été mentionné dans des grès du ‘‘Faciès Argiles de Saïda’’ appartenant à la deuxième unité de la Formation des Marno-calcaires de Harraza à Djebel Daoura.

C- Traces de type *Thalassinoides*

1- Description

Il s’agit d’un ichnogenre qui a été préservé à l’interface d’un banc de calcaire, il mesure d’environ 10 à 12 cm de longueur et de 2 à 3 cm de largeur. C’est un terrier branchu et rempli.

2- Interprétation

Les *Thalassinoides* sont interprétés comme des traces d’habitat (domichnia), connus dans des environnements oxygénés (Kern & Warne, 1974; Brompley et al., 1999). Ces traces sont produites par des crustacés limivores (Fürsich, 1973) et se répartissent du littoral jusqu’à l’*Offshore* supérieur.

3- Répartition

Cet ichnogenre a été observé dans des calcaires bioclastiques de l’unité A de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine.

Tab. 9- Présentation des principales traces fossiles (Présent travail).

Traces fossiles	Description et interprétation paléoenvironnementale	Formation
<i>Ophiomorpha</i> (Lundgren, 1891)	Trace domichnia ou fudichnia; Littoral à sublittoral (Mayoral, 2013); Milieux profonds (Crime, 1975; Uchman, 1998).	Unité A Formation de Marmo-calcaire de Harraza Djebel Daoura
<i>Palaeophycus</i> (Hall, 1847)	Trace domichnia ou repichnia produite par les annélides, crustacés et arthropodes (Pemberton & Frey, 1984; Gouramis et al., 2003); Shoreface inférieur à Offshore inférieur (Mayoral, 2013).	Unité B Formation de Marmo-calcaire de Harraza Djebel Daoura
<i>Thalassinoides</i> (Ehrenberg, 1944)	Trace produite par des crustacés limivores (Fürsich, 1973); Shoreface - fonds marins (Sharafi et al., 2012; uchman, 1995).	Unité A Formation des Carbonates de Hammam Serghine Djebel Harraza

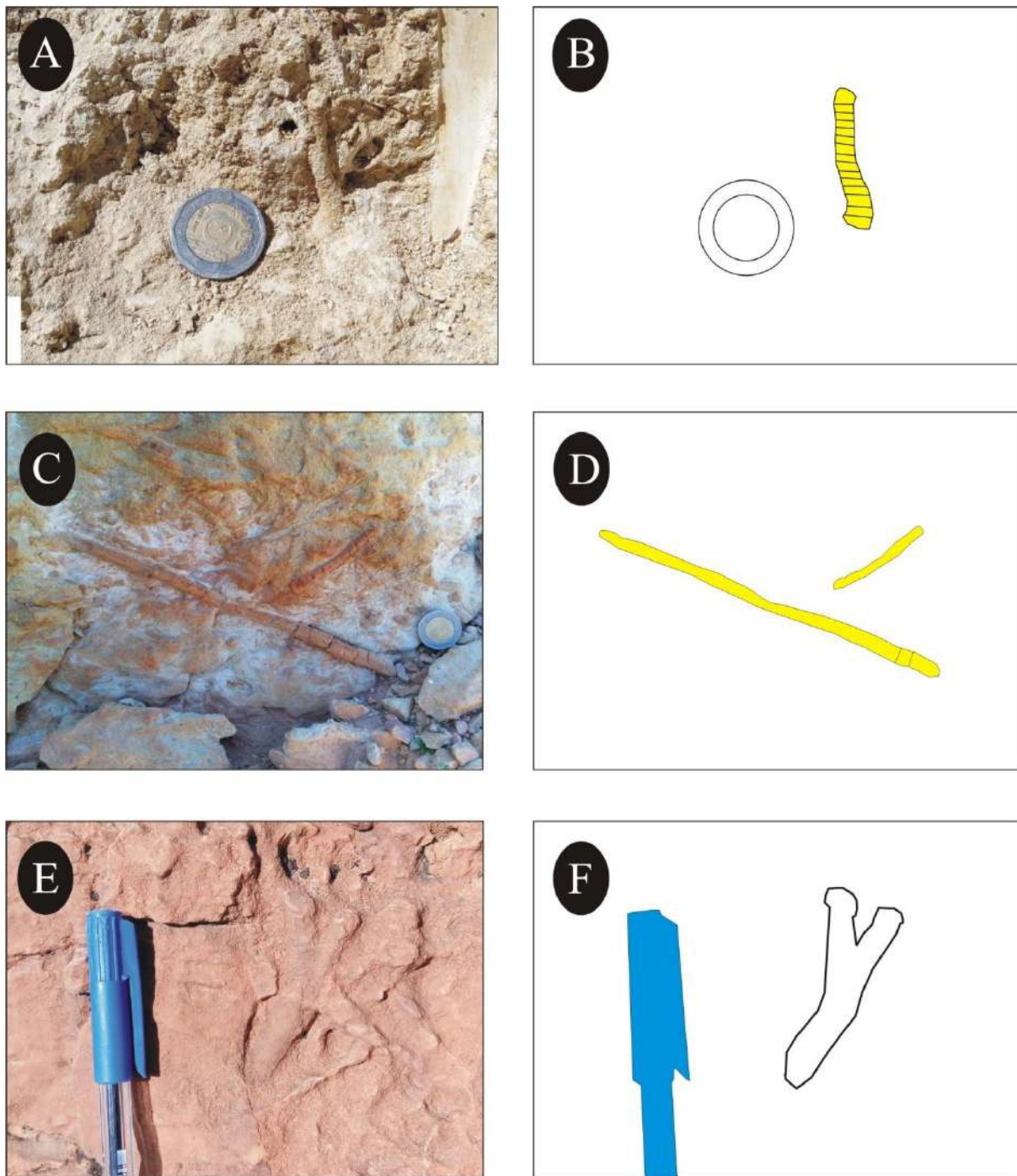


Fig. 42- Présentation photographique des principales traces fossiles.

- (A): *Ophiomorpha* (base de l'unité A de la Formation des Marno-calcaires de Harraza;
 (B): illustration schématique de la figure A; (C): *Palaeophycus* (Unité B de la
 Formation des Marno-calcaires de Harraza; (D): illustration schématique de la figure
 B; (E): *Thalassinoides* (Formation des Carbonates de Hammam Serghine);
 (F): illustration schématique de la figure E.

IV- Associations des faciès (Tab. 9; Fig. 43, 44, 45 et 46)

Les faciès décrits et interprétés ont été regroupés en cinq associations de faciès, notées AF1 à AF5, couvrant l'ensemble des quatre coupes levées qui sont :

IV-1- Association de faciès 1 (AF1) : intertidal

Cette association caractérise essentiellement la partie basale de l'unité A de la Formation des Marno-calcaires de Harraza, elle correspond exclusivement aux marnes jaunes sableuses (SF1) qui affleurent uniquement Djebel Daoura, qui ont livré une diversité de foraminifères benthiques, souvent brisés, et caractérisée par la présence d'une trace fossile de type *Ophiomorpha*, caractéristiques d'un environnement marqué par des conditions énergétiques élevées.

IV-2- Association de faciès 2 (AF2) : Subtidal

Cette association caractérise surtout l'unité A de la première Formation des Marno-Calcaires de Harraza dans les quatre coupes levées, composée principalement d'alternances de marnes vertes (SF2), et de calcaires noduleux micritiques (SF3). Ces derniers sont dépourvus de toute structure sédimentaire hydrodynamique, typiques d'un milieu marin de faible énergie, sous l'action des vagues et des tempêtes, favorable à un dépôt de décantation.

Les calcaires micritiques noduleux sont vraisemblablement issus de la précipitation de la boue carbonatée dans des conditions relativement calmes. La prédominance des calcaires noduleux et pseudo-noduleux avec les marnes sont liée à des phénomènes de bioturbation et non pas à l'énergie du milieu (Elmi & Ameer, 1984). Selon ces auteurs, l'environnement marin ouvert et pélagique sera le plus probable.

IV-3-Association de faciès 3 (AF3): Intertidal

L'association de faciès 2 est caractérisée surtout l'unité B de La Formation des Marno-calcaires de Harraza, constituée de par des alternances de marnes vertes (F1), calcaire bioclastiques (F4), grès à litages horizontaux (F7), grès à HCS (F8), grès à

rides de courant (F9) et grès bioturbé (F10). Les calcaires bioclastiques sont épisodiquement déposés dans un milieu peu profond relativement énergétique sous l'action combinée des marées et/ou tempêtes. Les marnes se décantent à la suite de la décélération de l'énergie (période post-tempêtes).

Ces faciès traduisent des phénomènes de déplacement par les vagues dans la zone située au sommet de la zone d'action des vagues normales, ou de beau temps (Walker & Plint, 1992; Uroza & Steel, 2008 ; Cherif et al., 2018). Ce groupe de faciès s'accompagne de traces fossiles de repos ou d'habitat (? *Cruziana problematica*, *Lockeia*, *Palaeophycus* et *Thalassinoides*) représentant l'ichnofaciès à *Cruziana* médian, ce qui coïncide avec un environnement d'avant-plage supérieure (Malpas et al., 2005).

Les caractéristiques sédimentologiques de l'association 2 (AF2) sont typiques de la zone intertidale, où se manifestent l'interaction des vagues, des tempêtes et surtout des marées.

IV-4- Association de faciès 4 (AF4): Construction récifale

Cette association de faciès caractérise surtout l'unité inférieure (Unité A) de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine, elle est constituée essentiellement par des marnes vertes (SF2), calcaires bioclastiques (SF4), Calcaires stromatolitiques (SF5), calcaires à algues rouges (SF6), grès à litages horizontaux (SF7), grès à litages obliques en mamelons (*HCS*) (SF8).

L'ensemble des caractéristiques sédimentologiques et le contenu paléontologique surtout la présence d'organismes coloniaux attestent le plus probable une construction récifale localisée, ce qui est vraisemblablement indiqué par la texture baffelstone des algues rouges, typique du récif.

L'abondance des niveaux à faunes benthiques, la prédominance des algues et la présence des faciès de milieu très peu profond et souvent intertidaux tels que les laminites stromatolithiques qui sont des indices de la zone photique, le siège favorable de la prolifération des algues. Le récif est sous l'influence d'un fort hydrodynamisme, et des épisodes de flux détritiques.

IV-5- Association de faciès 5 (AF5): Intertidal à supratidal

Cette association de faciès domine l'unité B de la Formation des Carbonates de Hammam Serghine qui est constituée par la présence des sous-faciès des marnes vertes (SF2), calcaires bioclastiques (SF4), calcaires stromatolithiques à laminations algaires (SF5), grès à litages horizontaux (SF7), grès à litages obliques en mamelons (*HCS*) (SF8) associés à des rides de courant.

Cette dernière association est principalement sous l'influence d'un fort hydrodynamisme et des apports détritiques marqués par la présence d'une faune benthique vivant dans des milieux peu profonds, la richesse en algues et les laminations algaires sont des indices marin peu profond énergétique, de la zone photique, le siège favorable de la prolifération des algues.

Toutes ces caractéristiques notamment sédimentologiques et même paléontologiques nous renseignent sur un milieu de sédimentation peu profonde comprise entre l'intertidal et le supratidal.

Tab. 10- Tableau des principaux facies, associations de facies et environnements sédimentaires.

Facies		Description	Fossiles	Structures sédimentaires	Interprétation et processus du dépôt	Associations de facies et sous-facies	Milieux de dépôt
(F1) Marnes	SF1 Marnes jaunes	Epaisseur plurimétrique	Foraminifères benthiques, ostracodes et autres	<i>Ophtiomorpha</i> et d'autres terriers verticaux	Décantation dans un milieu de faible énergie dans un milieu peu profond	AF 1 = SF 1	Intertidal
	SF 2 Marnes vertes	Epaisseur centimétrique à plurimétrique, à aspect feuilleté ou en bancs indurés passant à des calcaires micritiques	Foraminifères benthiques et ostracodes.				
(F2) Calcaires	SF3 Calcaire micritique noduleux	Couleur grisâtre, centimétriques, (Wackestone à mudstone), stratodécroissant	Foraminifères	Nodules de silice, "load cast"	Bonne micritique déposée par décanation dans un milieu non agité	AF 2 = SF2+SF3	Subtidal
	SF 4 Calcaire bioclastique	Grisâtres, centimétriques à métriques de 0,3 à 10m d'épaisseur; parfois partiellement dolomitisés; riches en faunes benthiques, texture peckstone, granustone, barfistone	Polypiers, crinoides, bivalves, gastéropodes, échinides, bryozoaires et des foraminifères	Fenestrate (<i>Bird-eyes</i>), litages horizontaux et obliques en mamelon <i>Thalassinoïdes</i>	Dépôt carbonaté, riche en fossiles constructeurs, exposés à fortes énergies, surtout les vagues et les tempêtes.		
	SF 5 Calcaire stromatolitique	Couleur brunâtre, centimétriques (0,2- 0,45 cm), présent des lamines régulières, ondulées, concentriques ou en dômes		Laminées algaires planes ou ondulées	Cycles biosédimentaires des algues dans la zone photique (intertidale à supratidale)	AF 3 = SF4+SF5+SF 6 + SF 7+SF 8	
	SF 6 Calcaire à algues rouges	Couleur rougeâtre, en formes de bouquets centimétriques (0,15 à 0,2m)	Algues rouges parfois avec des foraminifères	Nodule algaire à structure interne laminaire	Considérées comme constructeur des récifs (en zone intertidale) avec d'autres organismes		
(F3) Grès	SF 7 Grès à litages horizontaux	Couleur jaunâtre, centimétriques, à base érosive, contenu latéralement, en bancs (0,2- 0,6 m), associé à des HCS			Écoulement supérieur lié dans les plate-forme marnes à action des tempêtes		Construction récifale
	SF 8 Grès à litages obliques en mamelons (HCS)	Couleur jaunâtre, centimétriques, à base érosive et de surface de réactivation, montrant surtout des accretions verticales ou latérale, surface supérieur à rides de courant		<i>Palaeophycus</i>	Terme médian d'une séquence de tempête (Momoaco, 1994), plate-forme dominée par les tempêtes (Harms, 1975; Brencley, 1985).		
	SF 9 Grès à rides de courant					AF 4 = SF2+SF7 +SF 8+ SF 9 +SF 10	Intertidal
	SF 10 Grès bioturbés					AF 5 = SF4+SF5 +SF 6+ SF7	Intertidal à Supratidal

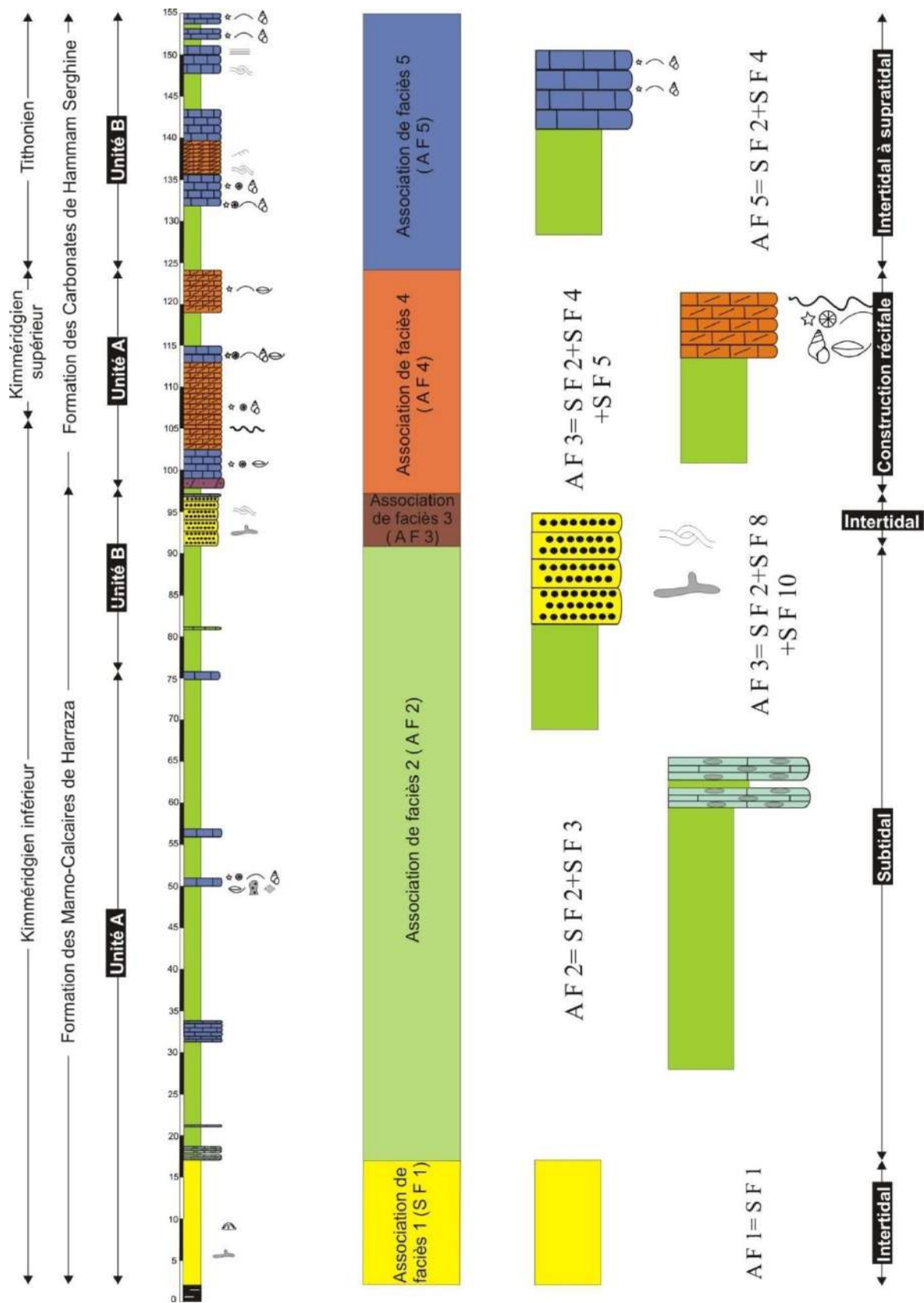


Fig. 43- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Djebel Daoura.

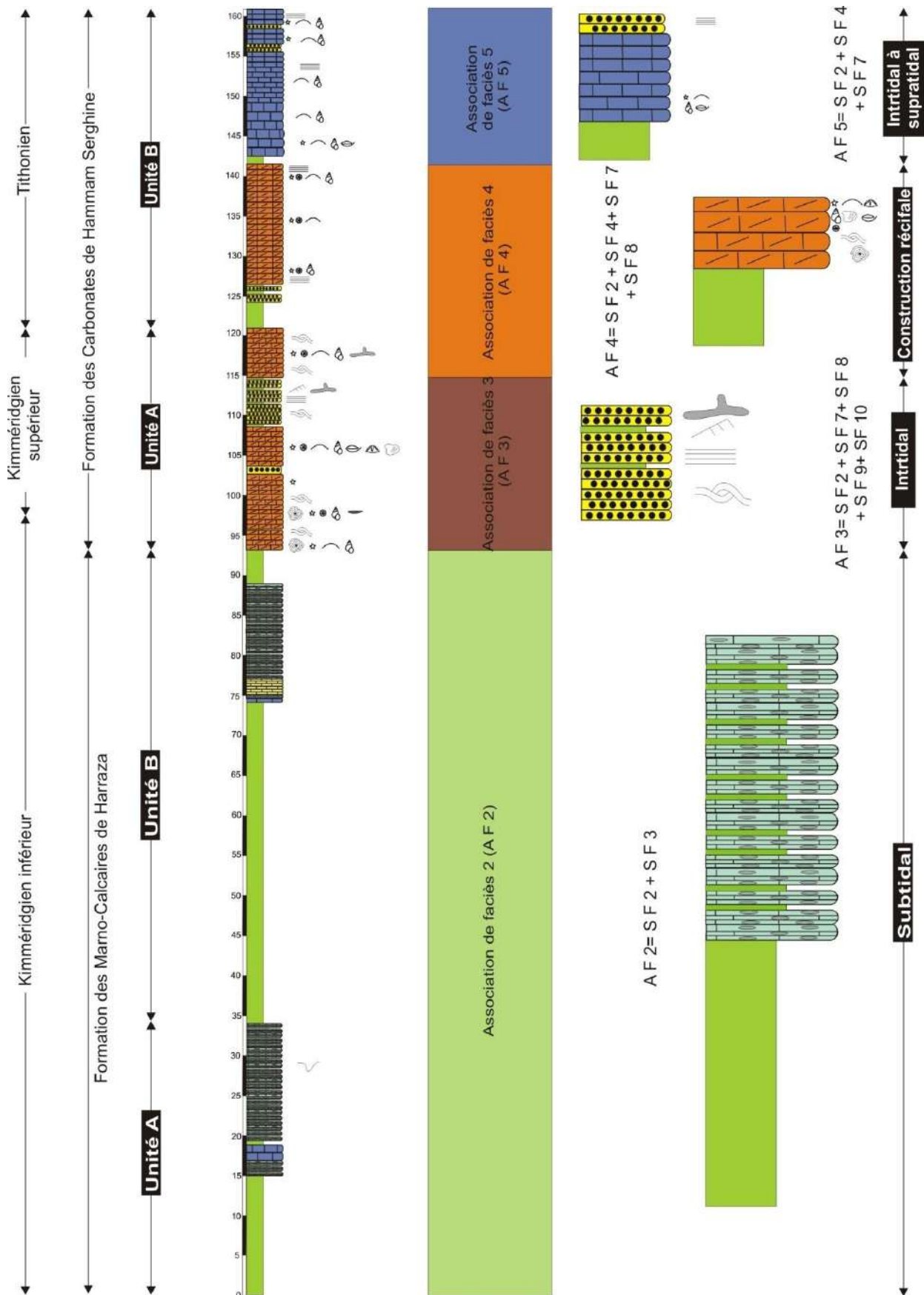


Fig. 44- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Djebel Harraza.

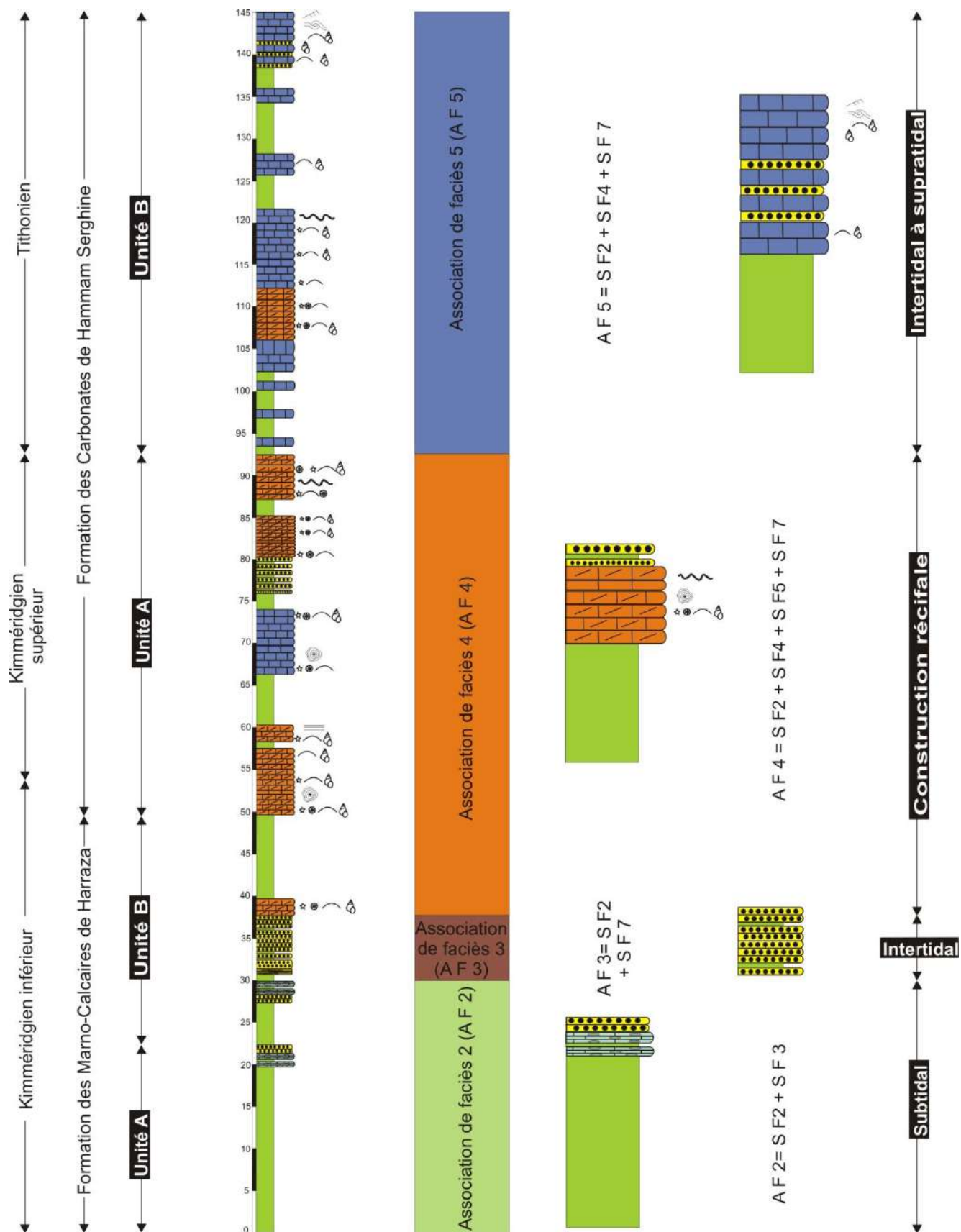


Fig. 45- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Djebel Harlouf.

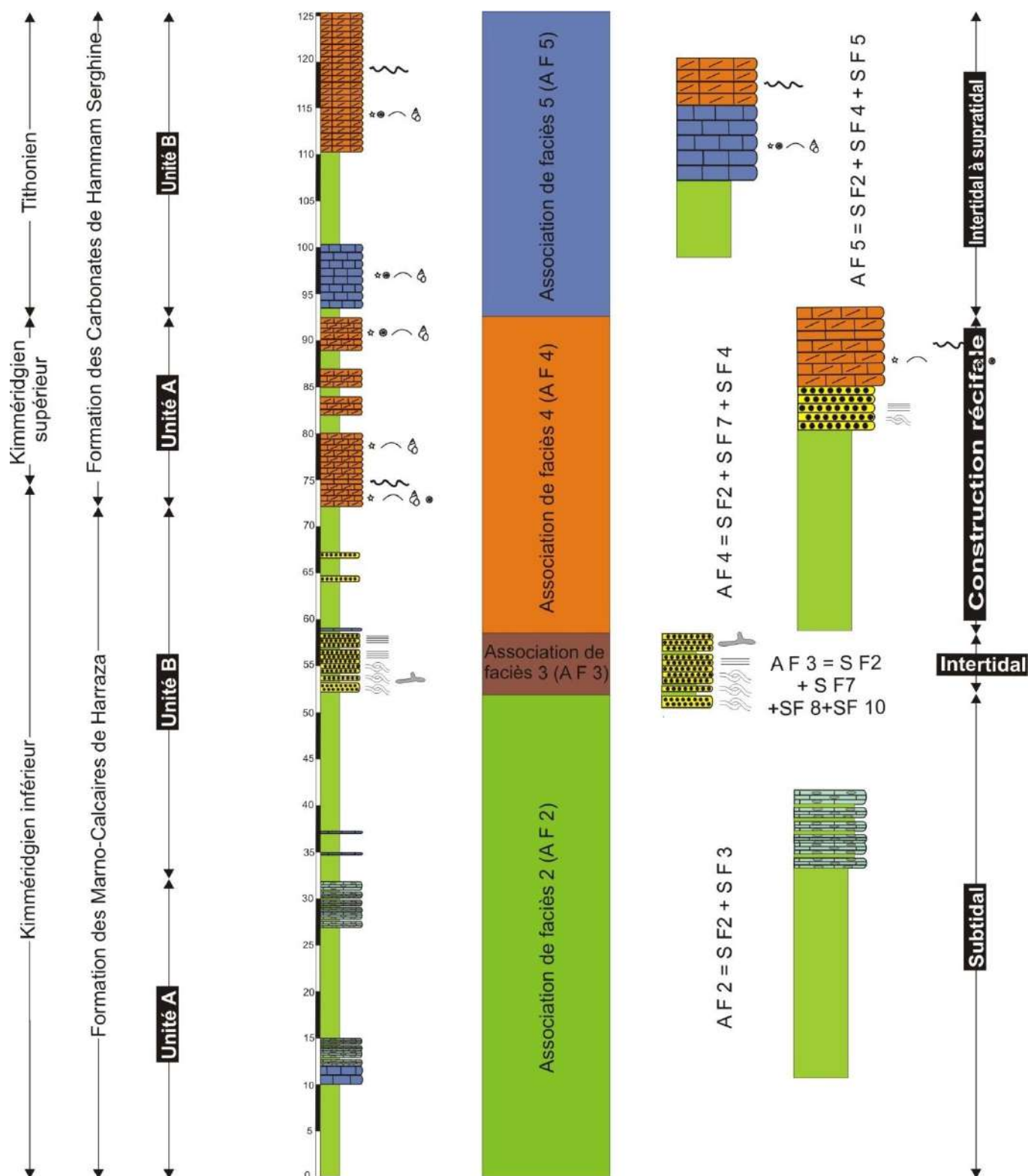


Fig. 46- Principales associations de faciès et environnements de dépôts de la série de Kef Tiour.

V- Conclusion

L'analyse sédimentologique de la série du Jurassique supérieur (Kimméridgien-Tithonien) dans les quatre coupes des deux secteurs d'étude la détermination de quatre principaux faciès: les marnes (FI), les calcaires (FII) et les grès (FIII). Ces trois premiers faciès ont été subdivisés en 10 sous-faciès du SF1 jusqu'au SF10.

Ces derniers sont regroupés en cinq associations de faciès, notées AF1 à AF5, caractérisant, respectivement :

- (1) un environnement intertidal, soumis à une décantation combinée à une décharge détritique dans un milieu marin peu profond;
- (2) un environnement subtidal, caractérisé par une décantation dans un milieu de faible énergie et le dépôt d'une boue micritique dans un milieu calme;
- (3) un environnement intertidal, soumis aux tempêtes, l'action des marées et l'interaction des vagues;
- (4) un environnement construction récifale soumise à une action hydrodynamique élevée, dominée par des carbonates riches en organismes constructeurs, des cycles biosédimentaires des algues, des apports détritiques liés à un écoulement supérieur dans une plateforme à actions des tempêtes;
- (5) un environnement intertidal à supratidal, caractérisé surtout par la prolifération des algues et par des phases d'émersion.

DEUXIÈME PARTIE : INTERPRÉTATION EN TERMES DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

I- Introduction

L'interprétation des faciès et la connaissance de leurs relations spatio-temporelles sont des éléments indispensables pour l'étude des séries sédimentaires afin de reconstituer les paléoenvironnements et la paléogéographie.

Selon les principes de la stratigraphie séquentielle, les faciès sédimentaires s'empilent au cours du temps, engendrant plusieurs ordres de séquences, dont la définition peut être basée sur les épaisseurs puisque la durée n'est pas toujours disponible (Pasquier & Strasser, 1997).

II- Stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est considérée comme étant un outil pour mieux comprendre un système sédimentaire dont les concepts originaux et les méthodes sont fondés sur des profils sismiques du modèle d'Exxon (Vail *et al.*, 1977). Elle est basée essentiellement sur les fluctuations du niveau marin, la subsidence et les apports sédimentaires qui contrôlent l'organisation logique des séries sédimentaires (Biju-Duval, 1999).

Cependant, elle correspond aux résultats obtenus des études ou d'analyses des successions chronostratigraphiques des unités génétiques limitées par des surfaces d'érosion ou non-dépôt (Van Wagoner *et al.*, 1988).

III- Transgression, régression et niveau marin

Plusieurs critères jouent un rôle indispensable dans l'étude des séries sédimentaires en termes de stratigraphie séquentielle tels que la transgression liée à l'augmentation du niveau de la mer, l'abaissement ou le recul du niveau marin (régression).

Les variations du niveau marin ou l'eustatisme qui peuvent-être de long terme ou tectono-eustatisme liées probablement aux changements des volume des océans en

relation avec l'expansion des fonds océaniques, la collision des continents et le remplissage sédimentaire (Rona, 1973; Pitman, 1978; Vail et al., 1991). Ces variations sont responsables de l'architecture, la progradation, la rétrogradation ou l'aggradation des corps sédimentaires en formant des séquences de long terme (Colombié, 2002).

Quant aux variations du niveau eustatique de la mer de court terme ou glacio-eustatisme au sens de Vail et al. (1991) dont les critères les plus importants responsables de ces variations sont les paramètres orbitaux de la terre. Ces derniers sont responsables de la formation des séquences élémentaires de dépôt, de court terme et de moyen terme (Colombié, 2002).

L'eustatisme peut-être un critère très important pour la bathymétrie, l'action hydrodynamique, le changement de la température au cours des "Upwelling" (Hallock & Schlager, 1986; James, 1997).

L'abaissement du niveau marin joue un rôle très important sur la morphologie de la plate-forme, surtout pour avoir des lagons restreints ainsi qu'un changement dans le taux des sels et les températures (Colombié, 2002).

IV- Autocyclicité et allocyclicité

L'autocyclicité et l'allocyclicité contrôlent l'accumulation des sédiments et le niveau eustatique (Einsele et al., 1991; Strasser, 1991). Après la migration des corps sédimentaires latéralement, on peut avoir des petites séquences *Shallowing-up* qui sont peut-être liées aux facteurs autocycliques (Ginsburg, 1971; Matti & Mckee, 1976; Pratt & James, 1986; Strasser, 1991).

Tandis que les phénomènes allocycliques, qui résultent des phénomènes climatiques, eustatiques et/ou tectoniques, s'effectuent dans plusieurs bassins de sédimentation (Colombié, 2002).

V- Stratigraphie génétique

La stratigraphie génétique réside dans la détermination des unités stratigraphiques bien limitées. Ces briques élémentaires de la stratigraphie sont définies suite aux analyses des différents faciès sédimentaires rencontrés sur le terrain.

L'origine des séquences génétiques diffère d'une école à l'autre. Cependant, pour (Van Wagoner et al., 1990 ; Galloway, 1989) elles résultent des périodes de progradation ponctuées par des périodes de transgression, alors qu'elles présentent les stades d'une variation cyclique du niveau relatif de la mer (Croos, 1988; Guillocheau et al., 1989).

Les séquences élémentaires ou séquences génétiques au sens de Homewood et al., (1992), sont considérées comme des petites unités stratigraphiques bien déterminées dans une succession de dépôt possédant des épaisseurs centimétriques à métriques (Fig. 47).

La nomenclature des séquences change d'une école à l'autre, pour Vail et al., (1991) les “ *simple sequences* ” et les “ *subtidal cycles* ” de Osleger (1991) sont les mêmes que les “ *deepening-Shallowing sequences defined by sequence boundaries* ” au sens de Strasser et al., (1999).

Alors que, ce qui est comme paraséquences de Van Wagoner et al., (1990) sont analogues aux “ *deepening-Shallowing sequences defined by transgressive surfaces* ” citées par Strasser et al., (1999).

Les séquences de dépôts ont été estimées par des durées et des épaisseurs (Mitchum & Van Wagoner, 1991; Posamentier et al., 1992; Strasser et al., 1999). Cependant, six ordres de séquences ont été proposés en se basant sur la durée, le processus et l'origine du dépôt (Vail et al., 1991).

Par contre une nomenclature basée sur la description des séquences en dépassant sa durée et sa signification a été proposée par Pasquier & Strasser (1997).

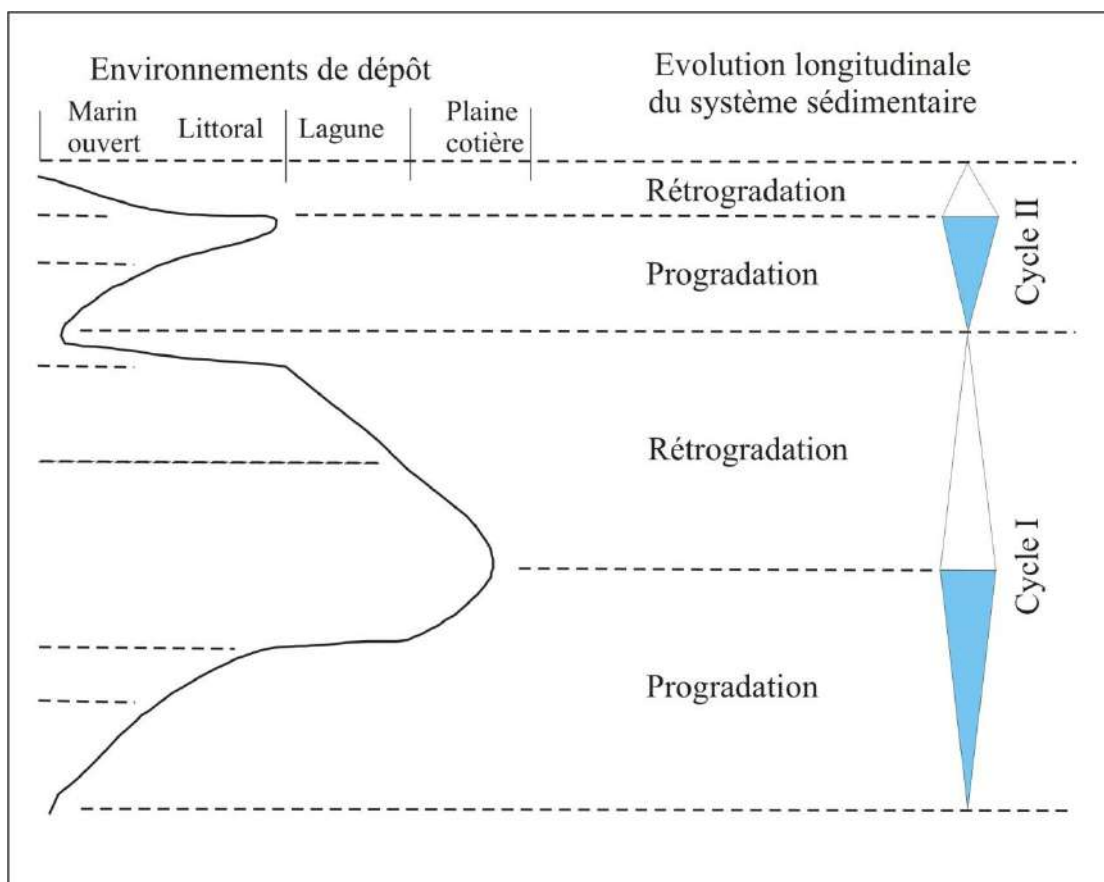


Fig. 47- Identification des unités génétiques à partir de la succession verticale des paléoenvironnements de dépôt (Lafont, 1994).

VI- Cortèges sédimentaires

Un cortège sédimentaire est défini comme un enchaînement d'un ensemble de séquences des dépôts limité par deux discontinuités (Posamentier & Vail, 1988; Brown & Fischer, 1977; Mitchum *et al.*, 1977) (Fig. 48 et 49). De bas en haut, on distingue:

- La chute du niveau marin peut provoquer une discordance majeure (discontinuité) comme une base érosive qui indique un changement majeur du profil d'équilibre des cours d'eau qui se réajustent sur un nouveau niveau de base.

On admet généralement le niveau de base comme le niveau zéro. Concrètement, il y aura creusement de canyons et de vallées appelées vallées incisées (Mazouzi, 2008).

- Le cortège de bas niveau (*low stand system tract*) déposé au moment de l'abaissement du niveau marin et pendant la période de bas niveau.

On peut avoir ici plusieurs types de sédimentations (*Deep Sea Fan*, hémipélagites, etc.) selon les apports sédimentaires. Ces dépôts correspondent aux prismes de bas niveau (PBN) (Mazouzi, 2008).

- Le cortège transgressif (CT) ou *transgressive system tract* qui est le résultat de l'augmentation du niveau marin. Au début de cette remontée, on peut avoir ce qu'on appelle la surface d'inondation (Mazouzi, 2008).

Les sédiments forment une cyclicité de dépôts d'aggradation et de rétrogradation progressive. Au cours d'une remontée maximale du niveau marin, on parle d'une surface d'inondation maximale (SIM) ou *maximum flooding surface (MFS)*.

- Les dépôts qui résultent de la phase du haut niveau jusqu'à la chute sont considérés comme des cortèges de haut niveau (CHN). Dans ce cas-là, nous trouvons plusieurs types de sédimentations aggradantes et progradantes vers le large, elles sont appelées prismes de bordure de plate-forme (PBF) (Mazouzi, 2008).

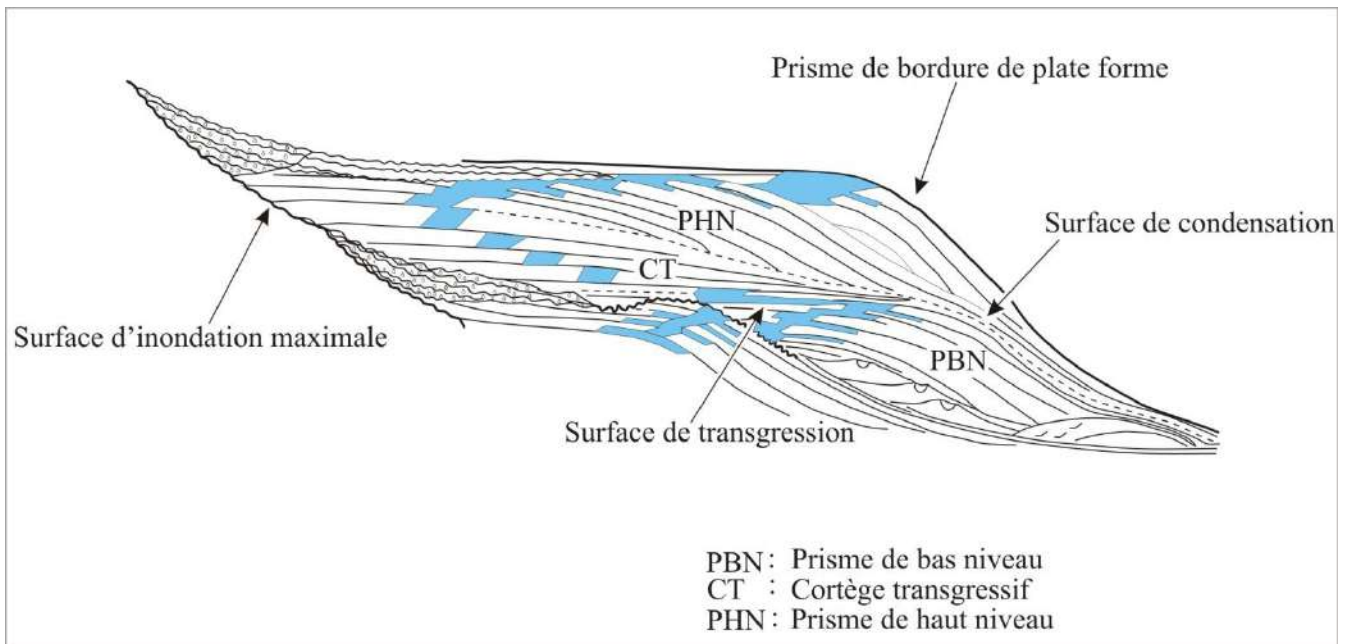


Fig. 48- Profil stratigraphique (Posamentier et Vail., 1988).

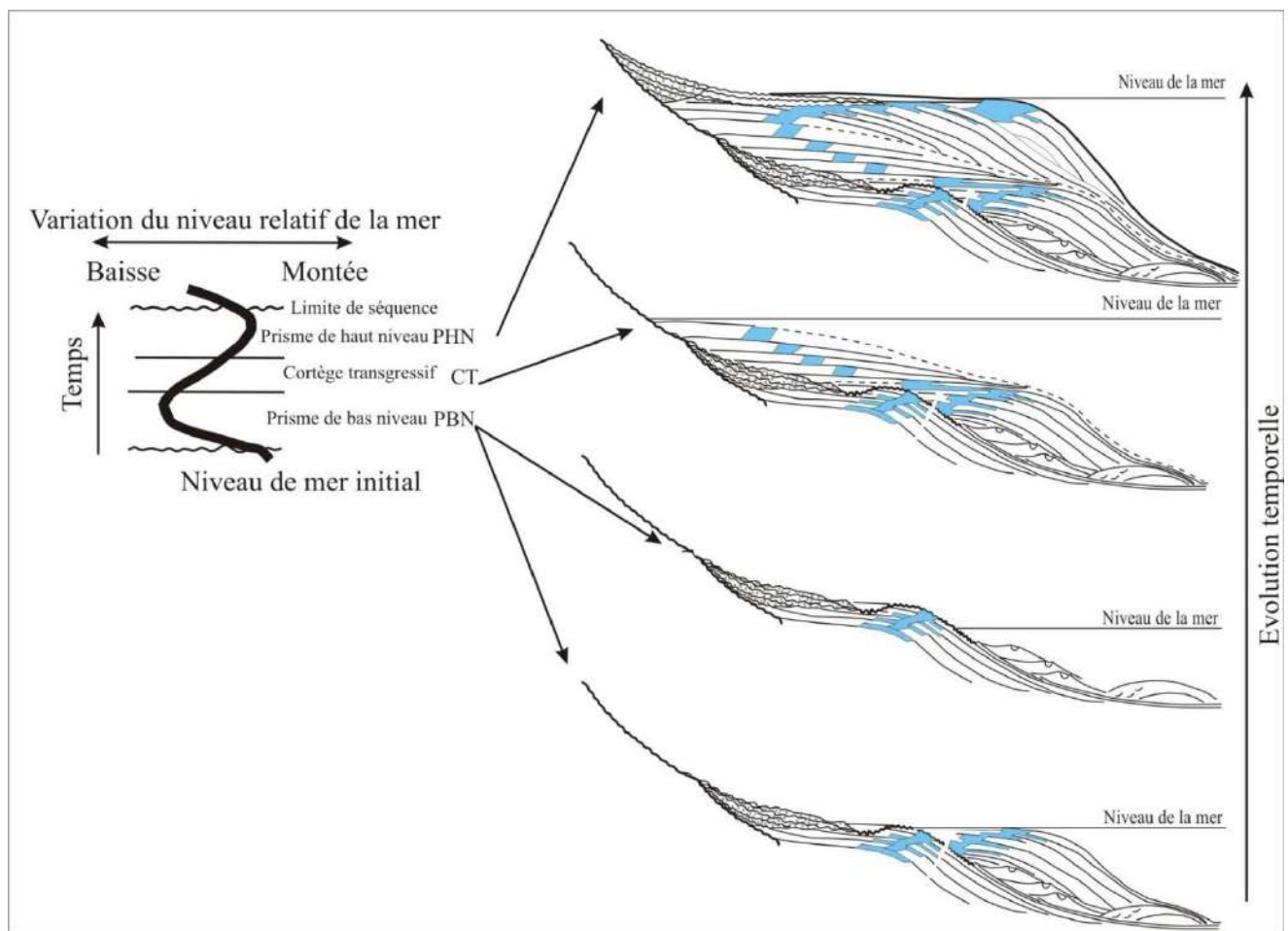


Fig. 49- La séquence de Vail (d'après Biju-Duval, 1999).

VII- Application

VII-1- Définition des discontinuités

Dans la série du Kimméridgien-Tithonien des monts de Chellala orientaux, dans les deux secteurs d'étude et pour les quatre coupes levées, plusieurs discontinuités lithologiques ont été mises en évidence.

Ces discontinuités correspondent à des changements lithologiques, du passage franc entre deux différents faciès (ex : faciès chimique à un faciès détritique). Elles peuvent être le résultat d'un changement dans l'énergie hydrodynamique ou des variations climatiques ou tectono-eustatiques sans qu'il y ait interruption dans les dépôts.

Disc 1 : elle correspond à la limite inférieure de l'unité A de " La Formation des Marno-calcaires de Harraza", c'est la base des marnes qui limitent notre série d'étude.

Disc 2 : cette discontinuité coïncide avec le passage de la sédimentation purement chimique à une sédimentation détritique de l'unité B de " La Formation des Marno calcaires de Harraza".

Disc 3 : elle se situe au sommet de "La Formation des Marno-calcaires de Harraza".

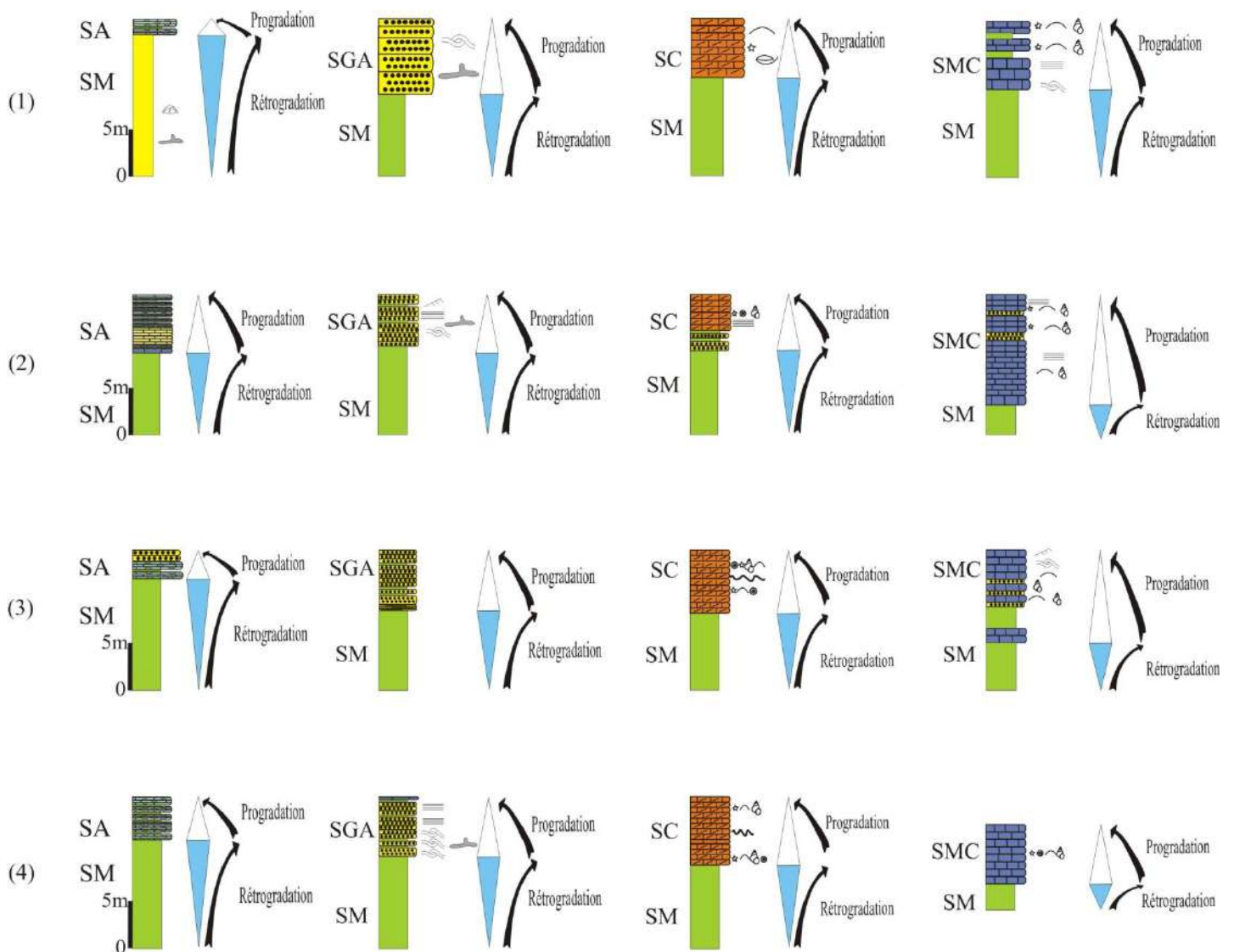
Disc 4 : c'est la limite supérieure de l'unité A de " La Formation des Carbonates de Hammam Serghine".

Disc 5 : elle correspond à la limite supérieure de " La Formation des Carbonates de Hammam Serghine".

VII-2-Séquences élémentaires

Les séquences élémentaires sont celles des séquences génétiques de [Homewood et al. \(1992\)](#), (ordre 6 *sensu* [Vail et al., 1991](#), cycles élémentaires *sensu* [Ferry, 1991](#)). Il s'agit des plus petites unités stratigraphiques identifiables à l'affleurement, leur empilement engendre des séquences d'ordre 3 de cinq types: séquence marneuse 'SM', séquence d'alternance 'SA', Séquence grès-argile 'SGA', séquence calcaire 'SC' séquence marnes-calcaires 'SMC' (Fig. 50).

ANALYSE ET INTERPRÉTATION SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE



SM: Séquence marneuse; SA: Séquence d'alternance; SGA: Séquence grès / argiles;
 SC: Séquence calcaire; SMC: Séquence marnes / calcaires

(1) Djebel Daoura; (2) Djebel Harraza; (3) Djebel Harlouf (4) Kef Tiour

Fig. 50- Principales séquences de la série du Kimméridgien-Tithonien dans les deux secteurs d'étude

VII-2-1-Séquence marneuse 'SM'

La séquence marneuse 'SM', correspond en général aux puissantes séries de marnes vertes de l'ordre métrique caractérisant l'unité basale de "la Formation des Marno-calcaires de Harraza" dans les quatre coupes selon une dynamique rétrogradante et correspondant à milieu de plate-forme relativement profonde (Subtidal) et aux marnes sableuses jaunes (Coupe de Djebel Daoura) qui ont livré un contenu microfossilifère de foraminifères benthiques ainsi que l'apparition des terriers verticaux du type *Ophiomorpha* attestant un milieu marin peu profond de type intertidal.

VII-2-2-Séquence d'alternance 'SA'

La séquence d'alternance 'SA' représente une partie de l'unité A de "la Formation des Marno-calcaires de Harraza" dans les quatre coupes levées. Elle est caractérisée par l'alternance serrée de deux faciès, un faciès marneux déposé par décantation et un faciès qui correspond à des bancs de calcaires micritiques, noduleux déposé dans un milieu calme et profond (subtidal) présentant quelques figures de base de bancs telles que des '*prod cast*' par endroit (Coupe de Djebel Harraza).

VII-2-3-Séquence grès-argile 'SGA'

Cette séquence 'SGA' correspond au passage d'un pôle chimique à un pôle purement détritique et coïncide avec la deuxième unité de la "Formation des Marno-calcaires de Harraza" dans les quatre coupes des deux secteurs d'étude. Il s'agit des séquences de grès/marnes ou argiles qui représente un enchaînement de séquences turbiditiques binaires d'énergie décroissante notées séquences fosses (SF) (Delfaud, 1974) selon une dynamique progradante.

Les grès présentent différentes structures sédimentaires notamment des litages horizontaux, des litages obliques en mamelons (*Hummocky Cross Stratification*) et des rides de courant. Ils sont bioturbés dont l'interface de certains niveaux est marquée par la présence de différentes traces fossiles horizontales, subhorizontales et subverticales ainsi que des *Palaeophycus tubularis* Hall. De telles conditions nous

renseignent sur un milieu marin peu profond relativement agité (intertidal). Alors que les marnes ou les argiles typiques d'un milieu calme (Caractère d'eau calme).

VII-2-4-Séquence calcaire 'SC'

Cette séquence débute par des calcaires bioclastiques partiellement dolomitisé et lenticulaires dont l'épaisseur est très importante et surmontée par des marnes. La séquence calcaire 'SC' correspond à l'unité A de "La Formation des Carbonates de Hammam Serghine" et se caractérise par un faciès de calcaire peu profond, attesté par la présence d'une faune benthique brisées, abondante et variée (polypiers, crinoïdes, gastéropodes, bivalves, oursins...) qui s'est accumulée après sa destruction afin de former un récif, ces faciès caractérisent des milieux énergétiques peu profond, ainsi que la présence de lamines stromatolithiques (Coupe de Djebel Daoura, Harraza et Kef Tiour), des rhodophycées (Coupe de Djebel Harlouf). Cette séquence indique un régime transgressif selon une dynamique progradante.

VII-2-5-Séquence marne-calcaire 'SMC'

Ces séquences correspondent à des alternances de marnes et de calcaires bioclastique par endroit qui témoignent des périodes de décantation dérangées par l'arrivée d'un matériel carbonaté et détritique (Coupe de Djebel Harraza et Harlouf). Cette séquence caractérise l'unité supérieur de "La Formation des Carbonates de Hammam Serghine". La sédimentation des calcaires est peut-être liée aux tempêtes.

Ces structures de tempête sont associées généralement à des litages horizontaux. Cette séquence montre des phases de rétrogradations / progradations dont le contexte général est transgressif. Ces séquences sont typiques des milieux peu profonds de plate-forme interne (Intertidal à supratidal).

VII-3-Cortèges sédimentaires

La tendance évolutive montre clairement une diminution globale de la bathymétrie (*Shallowing-up*). Cette mégaséquence est édifiée principalement par trois cortèges sédimentaires: cortège transgressif (CT), prisme de bas niveau (PBN) et prisme de haut niveau (PHN) (Fig. 51, 52, 53 et 54).

VII-3-1- Cortèges transgressifs (IT)

Les cortèges transgressifs ou “*transgressive system tract*” (TST) correspondent généralement aux marnes jaunes ou vertes de l’unité A et B de “La Formation des Marno-calcaires de Harraza”.

Ces cortèges sédimentaires s’alternent avec des prismes de haut niveau (PHN) (Unité A) et des prismes de bas niveau (PBN) (Unité B). Ils montrent une remontée du niveau marin dans un régime généralement rétrogradant.

VII-3-2- Prismes de haut niveau (PHN)

Ces prismes de haut niveau (“*Highstand System Tract*”) sont représentés par les alternances marno-calcaires de l’unité A de “La Formation des Marno-calcaires de Harraza”. Ils sont généralement formés par un matériel carbonaté (Calcaire micritique noduleux) à intercalations marneuses.

Ces caractéristiques indiquent un régime progradant mené par une légère diminution du niveau marin. Ces cortèges sont toujours surmontés par des cortèges transgressifs matérialisés par des marnes vertes.

VII-3-3- Prismes de bas niveau (PBN)

Ces cortèges de bas niveau (“*Low Stand System Tract*”) caractérisent la majeure partie de “La Formation des Carbonates de Hammam Serghine” et l’unité B de “La Formation des Marno-calcaires de Harraza”. Ils marquent une importante progradation, reflétant une diminution du niveau marin, matérialisé par une masse carbonatée très importante de calcaires bioclastiques riches en matériel faunistique de benthos caractéristiques d’un milieu à construction récifale, ainsi que par l’arrivée épisodique d’un matériel gréseux (unité B de “La Formation des Carbonates de Hammam Serghine”) dans la coupe de Djebel Harraza et celle de Djebel Harlouf (Secteur de Hammam Serghine) montrant une légère aggradation.

Les différentes figures et structures sédimentaires qui résultent des différents courants surtout les courants de tempêtes sont les témoins d’un régime marin.

ANALYSE ET INTERPRÉTATION SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE

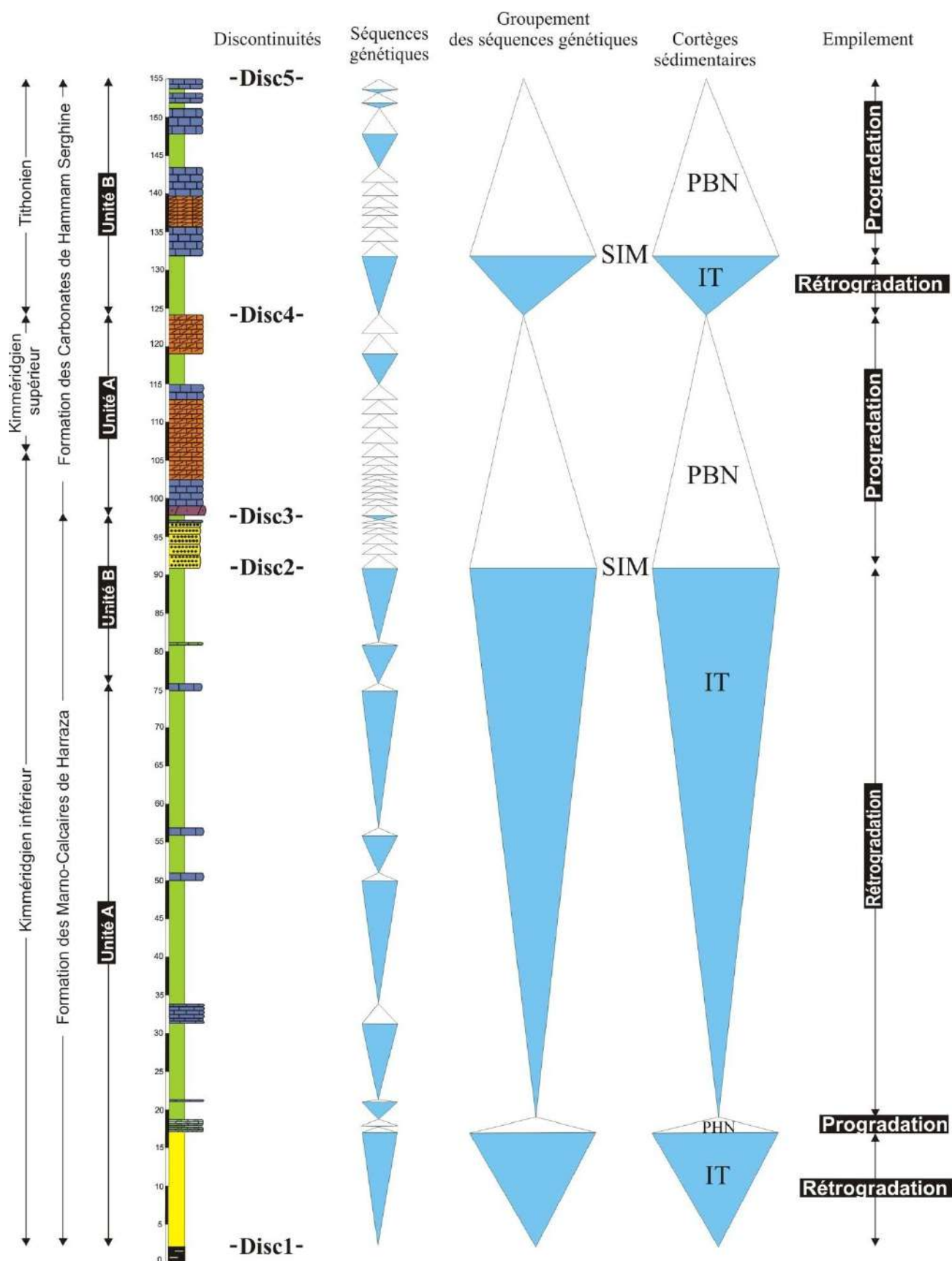


Fig. 51- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de Djebel Daoura.

ANALYSE ET INTERPRÉTATION SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE

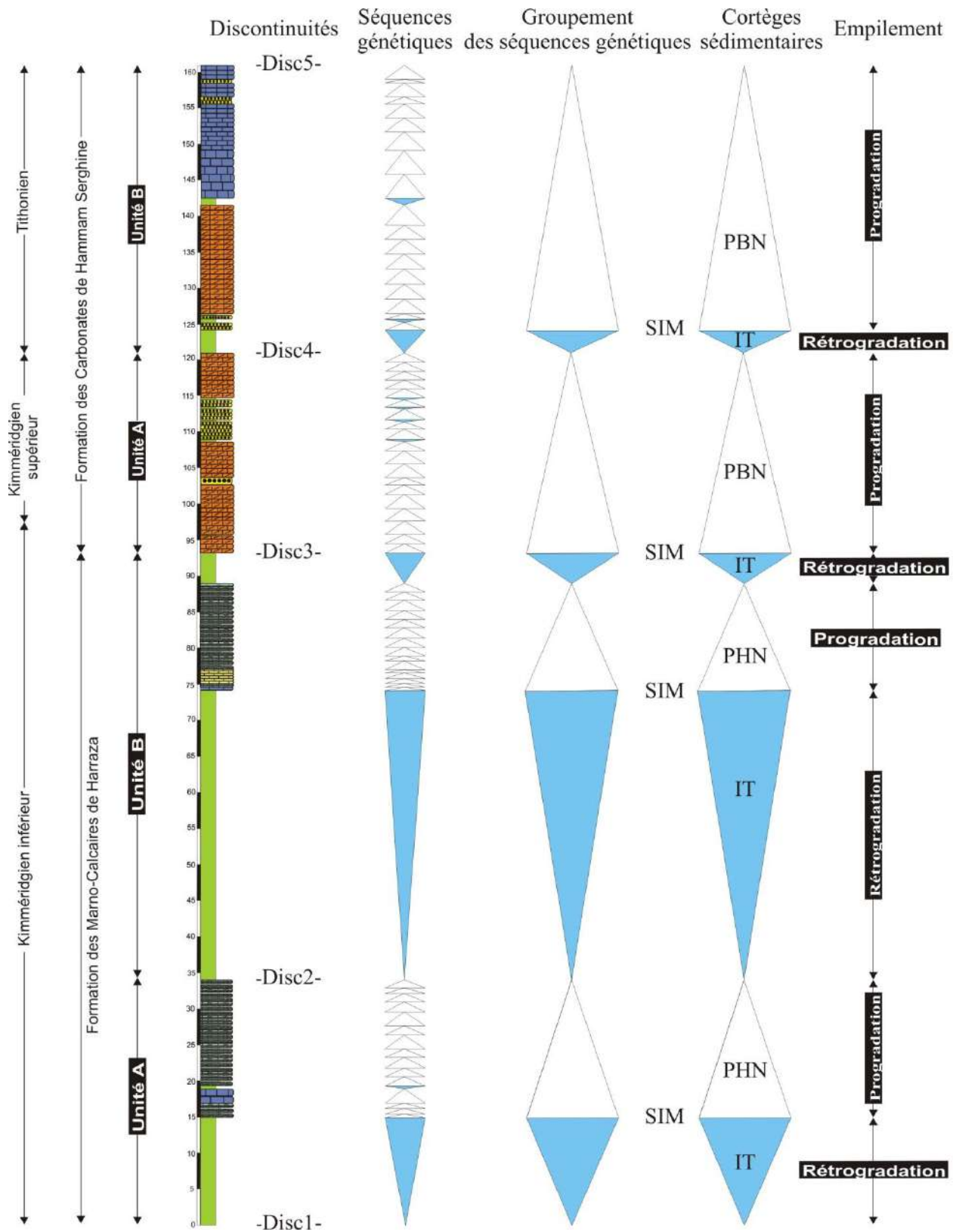


Fig. 52- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de Djebel Harraza.

ANALYSE ET INTERPRÉTATION SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE

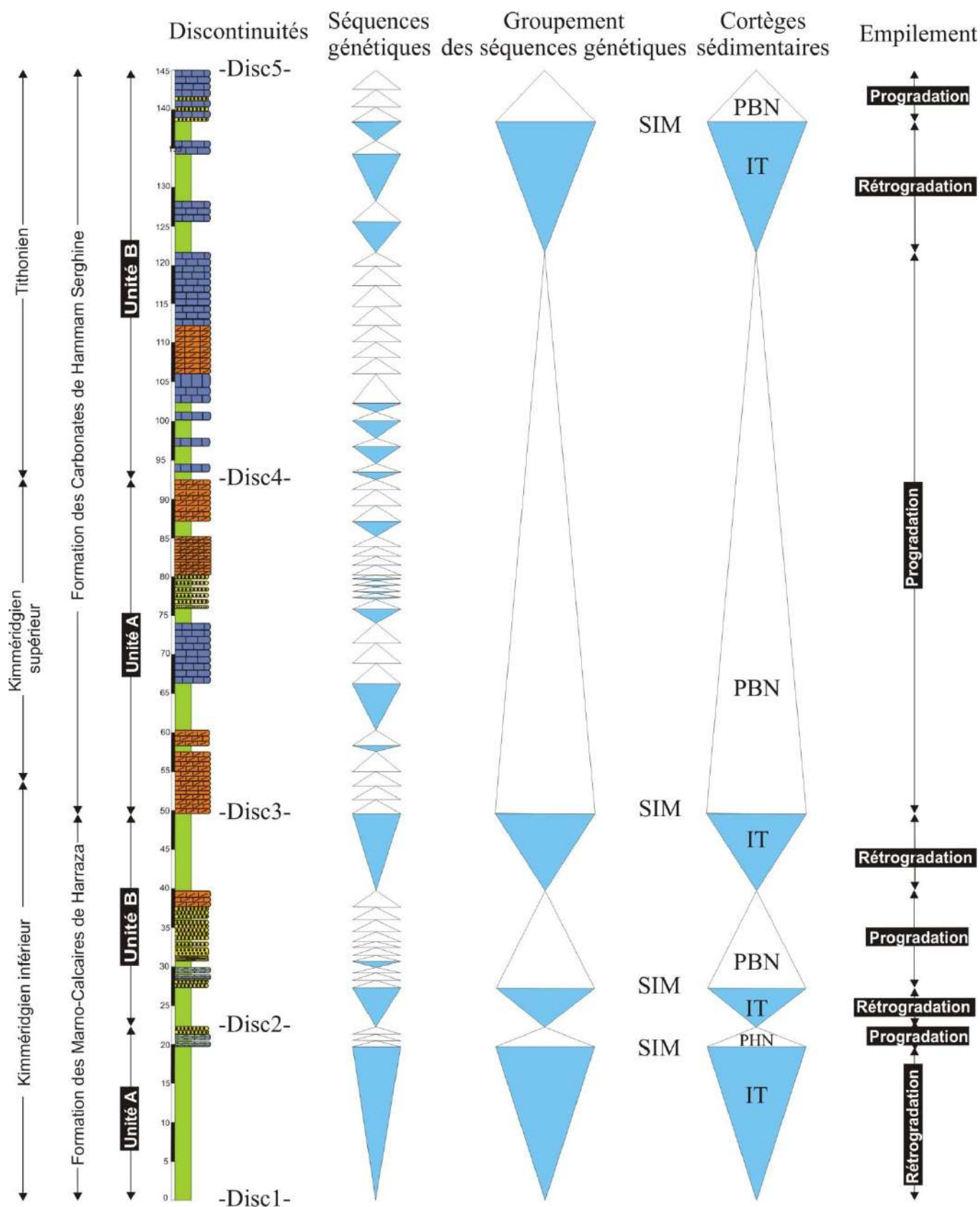


Fig. 53- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de Djebel Harlouf

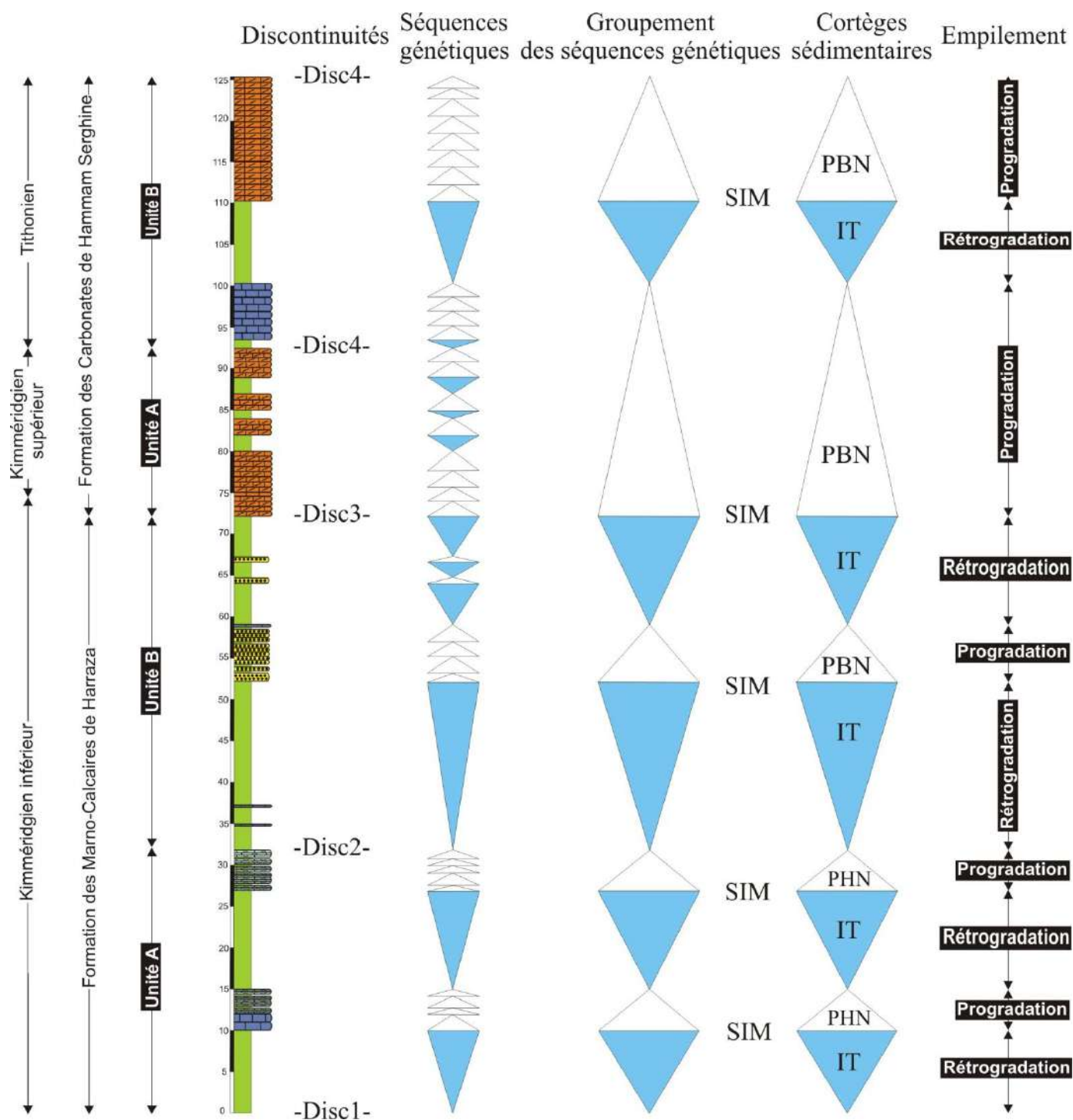


Fig. 54- Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires de la série de Kef Tiour.

VIII- Conclusion

Les trois séquences, séquences marneuses 'SM', séquence des alternances 'SA' et la séquence grès-argiles 'SGA' caractérisent surtout "La Formation des Marno-calcaires de Harraza", alors que les deux autres types 'SC' et 'SMA' se manifeste dans la formation sus-jacente. Ces séquences qualifiées d'ordre 3 (*sensu* Ferry, 1991) ou de moyen terme (*sensu* Colombié, 2002) s'empilent en séquence de long terme ou mégaséquence d'ordre 2 de l'intervalle Kimméridgien inférieur-Tithonien.

Les séquences marneuses 'SM' sont caractéristiques d'une sédimentation accrue des marnes sur la plate-forme, cette dynamique a été déjà attribuée à une période d'inondation qui se manifeste par le cortège transgressif (CT) (e.g. Cochet et al., 1994; Quesne et Ferry., 1994).

Les séquences d'alternances 'SA', des calcaires micritiques noduleux et des marnes de la "Formation des Marno-calcaires de Harraza" traduisent une phase de stabilité du niveau marin qui s'achève par un prisme de haut niveau (PHN). Ce dernier peut être substitué par un prisme de bas niveau marin (PBN), dont la sédimentation devient d'un pôle marneux vers un pôle détritique et correspond à la séquence grès-argiles 'SGA' (Unité B de la "Formation des Marno-calcaires de Harraza").

Les séquences calcaires 'SC' et 'SMC' constituent des dépôts carbonatés de plate-forme, qui consistent en des prismes de bas niveau marin relatif, de type prisme de bordure de plate-forme (*sensu* Ferry, 1991). Selon Nichols (2009), pendant ces phases (séquences calcaires 'SC') se généralisent des récifs et des bancs oolithiques ("shoals") dans des plates-formes carbonatées peu profondes, avec la fréquence des indices d'émersion (e.g. *bird's eyes*).

Le développement de ses dépôts est gouverné par les facteurs contrôlant la production biogénique, en particulier la température des eaux, la salinité, l'apport nutritif, et le contenu des sédiments en suspension, la bathymétrie et la disponibilité du milieu lui-même pour la production (Tucker & Wright, 1990).

CHAPITRE QUATRIÈME
CORRÉLATION
LITHOSTRATIGRAPHIQUE
ET PALÉOGÉOGRAPHIE

I- Corrélation lithostratigraphique et paléogéographie

Les Marno-Calcaires de Harraza sont l'homologue de la partie sommitale de la Formation des Argiles de Faïdja du Djebel Nador. Cependant, la première formation ne dépasse pas le Kimméridgien inférieur, tandis que la deuxième atteint la limite Kimméridgien-Tithonien (Benest, 1985) (Fig. 55).

Elles sont représentées par trois passées de marno-calcaires serrées, intercalées dans une série marneuse pour les Marno-Calcaires de Harraza et argileuse pour les Argiles de Faïdja. Cette dernière comporte souvent des bancs gréseux absents dans la deuxième.

Les deux formations sont caractérisées dans leur partie supérieure par l'installation d'un régime silicoclastique connu dans le jargon géologique oranais sous l'appellation du *faciès Argiles de Saïda* (Elmi & Benest, 1978).

Ces dépôts détritiques témoignent du comblement du bassin préatlasique et indiquent que sa cicatrisation s'est effectuée tout d'abord au niveau de sa partie orientale (Chellala), puis dans la partie occidentale (Djebel Nador), suite à la migration des corps détritiques suivant une direction E-W.

Dans le bassin tlemcénien (formations des Grès de Bou Médine de Tlemcen et des Grès de Sidi Amar de Saïda), situé en bordure des hauts plateaux oranais alors émergés, ces dépôts sont plus précoces par rapport au Nador où ils datent de la base du Kimméridgien inférieur (Ghali, 1984).

Au niveau du Djebel Amour (Atlas saharien central) situé plus au sud des Chellala, une importante décharge gréseuse deltaïque contenant des ichnites de dinosauriens caractérise la Formation de Boualem qui serait, avec les formations de Laguermi et de Sfissifa, l'équivalent latéral de la Formation de Tiloula des monts des Ksour (Mahboubi *et al.*, 2021b).

La Formation de Tiloula surmonte celle d'Aïssa qui se caractérise par une très épaisse succession détritique d'origine saharienne dominée par des chenaux de grès grossiers à dragées de quartz et à bois silicifié, intercalés par des vires argileuses versicolores et des passées gypseuses (Naimi *et al.*, 2021b).

La Formation d'Aïssa est considérée ici comme la première source d'alimentation en apports détritiques des bassins avoisinants (Djebel Amour, domaine tlemcénien, domaine préatlasique) lors du Kimméridgien voire du Tithonien.

CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIE

Ce phénomène de ‘détritisme’ est lié peut-être au forçage climatique. Ceci indique que les dépôts détritiques caractérisant le Kimméridgien des bassins préatlasique et tlemcénien sont d’origine ksourienne et doivent avoir au minimum deux voies d’alimentation. La première qui alimentait le domaine préatlasique consiste au couloir situé à l’est du bloc mésétéen oranais et qui le reliait avec l’Atlas saharien central.

Cette interprétation semble logique puisque le matériel détritique est plus précoce à Djebel Amour qu’au niveau des Chellala, et plus tardive encore à Djebel Nador. En contrepartie, les hauts plateaux oranais (ou bloc mésétéen) devaient être drainés par de grands fleuves qui transportaient les éléments depuis le sud (Atlas saharien occidental = monts des Ksour) jusqu’au bassin tlemcénien situé sur leur frange septentrionale.

À cette époque, seuls les bassins les plus externes ouverts sur la Téthys restaient sous l’influence marine à l’image du bassin des Ouled Naïl (Atlas saharien oriental) ou se développaient des récifs coralliens (Beauvais & Nouiouat, 1993) ou encore le bassin tellien (*e.g.*, Ouarsenis) caractérisé par des calcaires noduleux profonds de type Ammonitico-Rosso (Atrops & Benest, 1994), déposés sur des platiers de pente.

De leur tour, les dépôts carbonatés supérieurs des Chellala (Carbonates de Hammam Serghine), font suite immédiatement à l’événement détritique et se déposent à partir de la partie supérieure du Kimméridgien inférieur jusqu’au Tithonien.

Durant cet intervalle, une vaste plateforme carbonatée s’est installée en Oranie, témoignant la transgression du Jurassique supérieur. Les indices les plus méridionaux de cette dernière seraient les dolomies jaunâtres à lamines stromatolithiques de la partie supérieure de la Formation de Tiloula des monts des Ksour (Bassoullet, 1973) et celles de la Formation de Sfisifa du Djebel Amour, d’âge Kimméridgien supérieur (Mahboubi *et al.*, 2021b).

Il semble qu’un certain synchronisme existe entre le dépôt des dolomies (ou calcaires dolomitiques) à stromatolithes dans les différents domaines paléogéographiques oranais (Atlas saharien, domaine préatlasique, domaine tlemcénien).

Ces dépôts indiquent que toute cette partie de la marge nord-gondwanienne, à marée basse, consistait à un immense estran plat et peu profond (*tidal-flat*) (Benest, 1985). Le dépôt des dolomies est interrompu par des vires marneuses enregistrées dans tous les bassins à l’exception de celui des Ksour. Ces marnes, liées à des pulsations transgressives rapides d’origine téthysienne, sont plus développées dans le domaine tlemcénien et le bassin du

CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIE

Djebel Amour (Formation de Sfissifa) qui étaient en communication directe avec le bassin de l'Ouarsenis et celui des Ouled Naïl, respectivement. Aussi, des corps gréseux s'intercalent.

Leurs caractéristiques sédimentologiques (*e.g.*, monts des Chellala) indiquent un environnement de plateforme marine peu profonde soumise à l'action des vagues de tempêtes. Ces grès doivent avoir comme source d'alimentation la Formation de Boualem des monts du Djebel Amour.

CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE

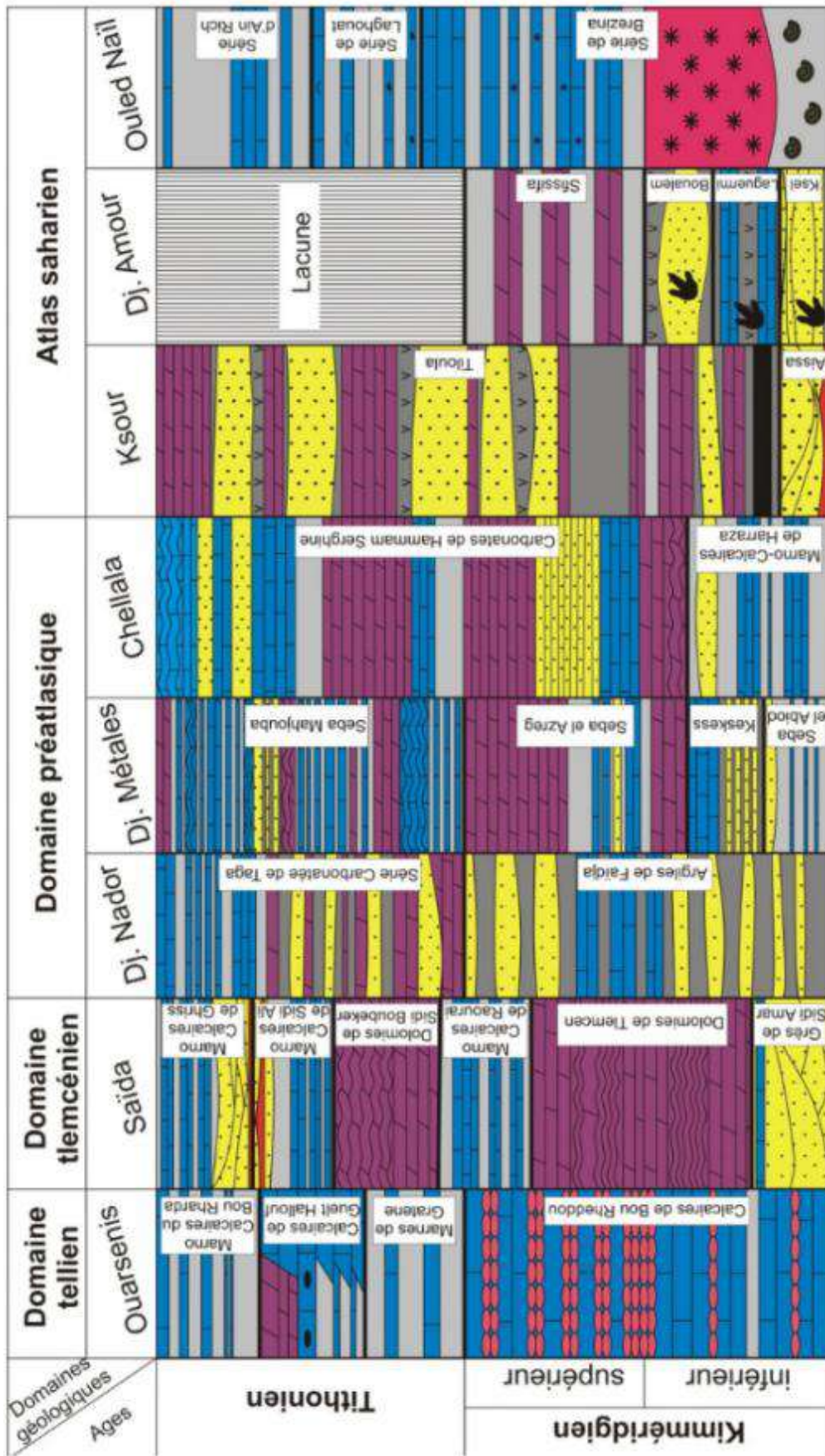


Fig. 55 - Les différentes unités lithostratigraphiques et leurs principaux lithofaciés dans les domaines paléogéographiques de la partie nord-ouest de l'Algérie lors de l'intervalle Kimmeridgien-Tithonien.

Données compilées d'après les travaux de: Atrops & Benest (1994) (massif de l'Ouarsenis); Benest (1972); Ouardas (1983) et Ghali (1984) (monts de Saïda); Benest (1985) (Djebel Nador et Métales); Le présent travail (monts de Chellala); Naimi et al., (2021b) (monts des Ksour); Mahboubi et al., (2021) (Djebel Amour); Herkat (1982) (monts des Oules Naïl).

II- Formation des Argiles de Saïda vs Faciès Argiles de Saïda

Des alternances argilo ou marno-gréseuses avec des passées calcaires caractérisent le domaine tlemcénien lors du Callovo-Oxfordien, depuis les monts de Béni Snassen-Oujda (NE marocain) à l'ouest jusqu'aux monts de Tiaret-Frenda (NW algérien) à l'est (Fig. 56). Elles sont définies sous l'appellation de la *Formation des Argiles de Saïda* (Auclair & Biehler, 1967). Cette importante unité lithostratigraphique du Jurassique oranais surmonte des dépôts phosphatés du Callovien inférieur et est surmontée par la Formation des Grès de Sidi Amar (Auclair & Biehler, 1967 ; Ouardas, 1983).

De point de vue stratigraphique, sa partie inférieure affleurant dans la partie occidentale du domaine paléogéographique tlemcénien débute au Callovien basal (Zone à *Macrocephalus* ; sous-zone à *Kamptus* ?) dans les monts de Rhar Roubane et seulement dans le Callovien moyen (Zone à *Gracilis*) dans les monts de Saïda autour du môle de Tiffrit (Elmi, 1971 ; Elmi & Benest, 1978 ; Touahria, 1978 ; Touahria *et al.*, 2019).

En contrepartie, les termes supérieurs de la Formation des Argiles de Saïda sont attribués à l'Oxfordien moyen (zones à *Plicatilis-Transversarium*) à supérieur (Zone à *Bifurcatus*) et n'affleurent que dans la partie orientale du domaine tlemcénien (Sapunov, 1973 ; Cherif *et al.*, 2015, 2022a) (Fig. 57).

Des études réalisées sur des assemblages des brachiopodes (Halamski & Cherif, 2017) et des foraminifères (Ziouit *et al.*, 2021) corroborent le schéma biostratigraphique établi sur la base des ammonites par Cherif *et al.* (2015, 2022a).

Sur le plan sédimentologique, cette formation a été considérée tout d'abord comme un faciès de 'flyschs' qui s'est sédimenté dans un milieu peu profonde (Lucas, 1952), puis comme des dépôts deltaïques (Augier, 1967), des 'pseudo-flyschs' appartenant aux faciès pro-deltaïques de plate-forme (Delfaud, 1973), ou encore un faciès flyschoïde de plate-forme présentant des caractéristiques turbiditiques (Elmi & Benest, 1978).

Récemment, la combinaison des données sédimentologiques et ichnologiques suggèrent un environnement de plate-forme mixte siliciclastique-carbonatée, allant du *Shoreface* supérieur jusqu'à l'*Offshore* (Cherif *et al.*, 2015, 2018, 2022b ; Cherif, 2017 ; Naimi & Cherif, 2021b ; Cherif & Naimi, 2022).

CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEO GEOGRAPHIE

En dehors du bassin tlemcénien, certaines successions sédimentaires du Jurassique supérieur présentent pratiquement les mêmes caractéristiques sédimentologiques que celles de la Formation des Argiles de Saïda. Ces dernières sont nommées le plus souvent *Faciès Argiles de Saïda*.

Le domaine tellien consistait à cette époque à un bassin subsident profond ouvert sur la Téthys. Cependant, sa partie oranaise est caractérisée par la présence de hauts-fonds très étendus sur lesquels se déposaient des dépôts mixtes siliciclastiques-carbonatés semblables à ceux du domaine tlemcénien.

Au Murdjadjo, un ensemble de schistes à ammonites, appelé également ‘Complexe schisto-gréseux’ ou ‘Grès chocolat’, affleure à Djebel Santa Cruz (Benest, 1985). Il est représenté par des schistes rouge-orangé intercalés par de petits bancs de grès roux fins montrant des micro-litages obliques ou entrecroisés, ainsi que de passées argileuses (Fenet, 1975 ; Benest, 1985). D’autres bancs plus épais présentent des *sole-casts* (Benest, 1985) et des *SSDS* de type *ball-and-pillow structures* (Elmi & Benest, 1978). Cet ensemble a fourni des ammonites conservées surtout sous forme d’empreintes ainsi que des rostrés tronqués de bélemnites.

Dans la route qui mène de Santa Cruz à Mers el Kebir, d’abondantes ammonites qui peuvent être aisément dégagées des plaques de schistes, sont conservées dans des schistes bruns et verts intercalés par de rares petits bancs gréseux (Fenet, 1975).

Les ammonites oxfordiennes d’Oran sont représentées par les deux espèces *Gregoryceras* cf. *transversarium* et *Taramelliceras* (*Proscaphites*) cf. *areas*, ainsi que de nombreux Perisphinctidés. Sur la base de ce matériel, Atrops et Enay assignèrent ces schistes à la partie basale de l’Oxfordien supérieur (In Fenet, 1975).

Cependant, la présence de *G.* cf. *transversarium* indique l’Oxfordien moyen. Aussi, il est fort possible que la partie inférieure ou basale de cet ensemble est callovienne comme son homologue dans le domaine tlemcénien, la Formation des Argiles de Saïda.

Dans le copeau jurassique de Tafraoui (monts des Tessala) situé au sud d’Oran, des alternances marno-calcaires attribuées au Callovien (Fenet, 1975) sont surmontées par un ensemble détritique caractérisé par des argiles, pélites, grès et calcaires argileux. Cet ensemble correspond selon Fenet (1968) à l’épisode ‘deltaïque’ décrit par Lucas (1952) dans

CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE

le domaine tlemcénien, et donc il s'agit tout simplement du *faciès Argiles de Saïda* comme dans le cas du Murdjadjo.

Dans le domaine préatlasique, la Formation des Argiles de Faïdja du Djebel Nador est considérée comme l'homologue dans sa plus grande part de la Formation des Argiles de Saïda (Elmi & Benest, 1978).

Le dépôt du *faciès Argiles de Saïda* à Djebel Nador est lié à une phase d'homogénéisation qui a suivi une période d'instabilité tectonique. Au niveau des monts de Chellala, la mise en place du *faciès Argiles de Saïda* qui occupe l'unité 2 de la Formation des Marno-Calcaires de Harraza doit avoir la même interprétation que celle du Djebel Nador.

Les caractéristiques sédimentologiques indiquent un milieu de plate-forme siliciclastique-carbonatée peu profonde allant d'un environnement d'avant plage supérieure (*Shoreface*) à un environnement d'estran (*Foreshore*), soumise à l'action des vagues de tempêtes.

Ces conditions paléoenvironnementales sont très semblables à celles de la Formation des Argiles de Saïda des monts de Frenda (Cherif *et al.*, 2018).

On en déduit que ce faciès marin peu profond à cachet 'turbiditique' est hétérochrone à travers l'Algérie nord-occidentale, ne dépassant pas l'Oxfordien moyen dans le domaine tlemcénien, d'âge Oxfordien moyen à supérieur sur les hauts-fonds telliens et atteignant le Kimméridgien inférieur dans le domaine préatlasique (Fig. 54).

CONCLUSION

GÉNÉRALE

Conclusion générale

L'étude du Jurassique supérieur dans la région de Serghine à l'Est des monts de Chellala a montré de nouvelles données significatives tant lithostratigraphiques que sédimentologiques.

Lithostratigraphiquement, l'exploration des terrains des Chellala orientaux pour la première fois, à partir des quatre coupes levées à Djebel Daoura, Harraza, Harlouf dans le secteur de Hammam Serghine et Kef Tiour à Djefala, a permis de caractériser deux formations lithostratigraphiques formelles: (1) La Formation des Marno-calcaires de Harraza et (2) La Formation des Carbonates de Hammam Serghine. Ces deux formations ont été subdivisées chacune en deux unités lithostratigraphiques informelles A et B.

La première formation par ces deux unités est datée du Kimméridgien inférieur et correspondrait aux deux formations connues dans les Chellala occidentaux, celle des Marno-calcaires de Seba El Abiod et celle des Grès et argilites de Keskes (Benest, 1985). Elle a été datée grâce à l'espèce d'ammonite *Ataxioceras* cf. *hypselocyclus* récoltée dans la coupe de Daoura par Caratini (1970) ainsi que par une étude micropaléontologique préliminaire effectuée sur des marnes jaunes et verts de l'unité A de La Formation des Marno-calcaires de Harraza qui ont livré un assemblage de foraminifères dominé par des *Nodosariidés* appartenant à *Lenticulina quendesti* et *Dentalina* sp., *Spirulina infima*, *Paramigros sbinnawi* et *Verneuilinoides minutus*. Ces espèces correspondent à l'intervalle Callovien-Kimméridgien, tandis que l'espèce *V. minutus* indique un Kimméridgien inférieur (Said & Barakat, 1958) et par analogie suite aux attributions données pour les deux formations de la partie occidentale par Atrops & Benest (1982) et Benest (1985), sur la base de l'espèce d'ammonite indice *Sutneria platynota* datant la Zone à *Platynota* et sur l'espèce *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) *lotharihuguenini* de la Zone à *Hypselocyclum*.

La formation sommitale est l'équivalent latéral des formations des Dolomies de Seba El Azreg et de la Formation des Calcaires de Seba Mahdjouba datée respectivement du Kimméridgien inférieur à supérieur sur la base de la faune d'ammonites appartenant à la Zone à *Acanthicum* (Benest, 1985) et sur l'espèce de foraminifère *Alveosepta jaccardi* qui indique le sommet du Kimméridgien inférieur (Sarfi & Yazdi Moghadam, 2016; Adefris *et al.*, 2021; Mahboubi *et al.*, 2023) et du Tithonien grâce aux calpionelles (*Crassicollaria intermedia*) de la Zone à *Intermedia* A2+ A3.

Sédimentologiquement, l'analyse effectuée basée sur un bilan détaillé de la lithologie, des structures hydrodynamiques, le contenu fossilifère et les caractères ichnologiques dans les quatre coupes nous a permis de tirer trois principaux faciès diversifiés : Un faciès marneux (F1), un faciès calcaire (F2) et un faciès gréseux (F3). Ces derniers ont été subdivisés en plusieurs sous-faciès et regroupés en quatre associations de faciès. L'interprétation de ces faciès montre l'intervention des conditions hydrodynamiques élevées notamment sous l'action des tempêtes dans le dépôt des niveaux gréseux de 'unité B de La Formation des Marno-calcaires de Harraza et des dépôts carbonatés. La décantation dans un milieu calme a permis la chute libre des particules en suspension des dépôts marneux occupant les combes et les délimitant les niveaux carbonatés ou gréseux.

Les faciès sédimentaires du Kimméridgien inférieur caractérisant les deux unités de La Formation des Marno-calcaires de Harraza correspondent principalement aux dépôts de plate-forme. Il s'agit respectivement d'un milieu peu profond de type intertidal attesté par la présence des marnes sableuses jaunes exclusivement dans la coupe de Djebel Daoura (unité A) et marqué par la présence de terriers dont les principaux sont des *Ophiomorpha*, un environnement subtidal, de faible énergie (eau calme) caractérisé par le dépôt des marnes et d'une boue micritique (calcaires micritiques noduleux) dans un milieu calme et enfin un milieu intertidal attesté par la présence des grès à litages horizontaux et à litages obliques en mamelons pouvant-être liés aux tempêtes dans les milieux marins peu profonds (Brenchley, 1985; Allen, 1984; Payros *et al.*, 2000) ainsi que des traces fossiles du type *Palaeophycus*.

Quant aux associations de faciès du Kimméridgien supérieur à Tithonien qui caractérisent des milieux de construction récifale de haute énergie, marquées par l'installation de puissantes falaises de calcaires riches en organismes constructeurs et un environnement intertidal à supratidal, caractérisé surtout par la présence des algues.

L'évolution au cours du temps des faciès sédimentaires montre la présence de plusieurs séquences de dépôt qui peuvent-être comparable aux séquences élémentaires de moyen terme.

Les différents types de séquences définis dans les dépôts profonds et peu profonds de la plate-forme du Kimméridgien-Tithonien dans la région d'étude sont empilés de manière

CONCLUSION GENERALE

hiérarchique et correspondrait à des séquences de dépôt de 3^o ordre regroupée dans un cycle de 2^{ème} ordre.

RÉFÉRENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

-A-

ADEFRIS D., NTON M. E., BOBOYE O. A. & ATNAFU B. (2021)- Benthic foraminiferal assemblages and biostratigraphy of the Antalo Limestone, Mekelle Basin, Northern Ethiopia. *Revue de micropaléontologie*, 70 : 100479.

AIT OUALI R. (1991)- Le rifting des Mont des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées. Place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. *Thèse d'Etat*, Univ. Alger (USTHB). 298 p., 147 fig.

AKKOUCHE M. (2007)- Application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord (plate-forme saharienne occidentale, Algérie). *Th. Doct. Etat, Univ. Bordeaux I*. 281 p, 78 fig, 15 Tab, 10 pl, 14 Annexe.

ALLEN J. R. L. (1968)- Current ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion. *North Holland Publishing Company, Amsterdam*, 433 pp.

ALLEN J.R.L. (1982)- Sedimentary structures ; their character and physical basis. *Development in sedimentology*, 30, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, vol. I 593 p., vol II : 663 pp.

AMEUR M. (1988)- histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne : l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du trias supérieur jusqu'au bathonien moyen. *Th. Doct. Etat, Univ. CL. Bernard Lyon1*. 2 vol., 548 p, 188 fig, 24 pl.

ALIEV M., AÏT LAOUSSINE N., AVROV V., ALEKSINE G., BAROULINE G., IAKOVLEV B., KORJ M., KOUVIKINE J., MAKAROV V., MAZANOV V., MEDVEDEV E., MKRTCHIANE O., MOUSTAFINOV R., ORIEV L., OROUDJEVA D., OULMI M. & SAÏD A. (1971)- Structures géologiques et perspectives en pétrole et en

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

gaz du Sahara algérien. *Tome 1. Sonatrach. Altamira- Rotopress, S. A. Espagne. Dépôt légal : M. 1497/1972.*

ALLEN, J. R. L., (1985 a)- Principe of physical sedimentology. *Allen et Unwin Ltd, London, 272 p.*

ANTUNES G. C., WARREN L. V., OKUBO J., FAIRCHILD T. R., VAREJÃO F. G., UHLEIN G. J., INGLEZ L., POIRE D. G., BAHNIUK A. M. & SIMÕES M. G. (2022)- The rise and fall of the giant stromatolites of the Lower Permian Irati Formation (Paraná Basin, Brazil): A multi-proxy based paleoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 606 : 111246.

ARKELL W. J. (1956)- Jurassic geology of the world, *Ed. Oliver & Boyd, Edinburgh and London, 800 p.*

ATROPS F. (1979)- La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France, *Thèse Sc, Lyon, Docum, Lab, Géol, Lyon, n° 83, 463 p., 64 fig., 54 tab, 45 pl.*

ATROPS F. & BENEST M. (1982)- Découverte de faunes d'ammonites de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (avant-pays tellien, Algérie); conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Geobios*, 15(6) : 951-957.

ATROPS F., BENEST M. & LE HEGARAT G. (1983) - Caractérisation du Tithonique supérieur au Djebel Recheiga (avant-pays tellien de la région de Tiaret, Algérie) ; milieu de dépôt. *Geobios*. Lyon, n° 16, fasc. 3, p. 387-390, 2 fig.

ATROPS F. & BENEST M. (1993)- Mise en évidence d'une série réduite du haut-fond pélagique de l'Oxfordien au Berriasien, dans les "blocs" calcaires sud-telliens de l'Ouest

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

algérien (L'Ouarsenis occidental): implications paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sci, Paris*, 2. 316: 107-114.

ATROPS F. & BENEST M. (1994)- Les formations à ammonites du Malm dans le bassin Tellien, au nord de Tiaret ; leur importance pour les corrélations avec les séries de l'avant-pays de l'ouest algérien. *Geobios*, 17 : 79-91.

AUBOUIN J. (1981)- Les grands traits de l'évolution des chaînes de montagnes; Téthys et pacifique, collision et subduction. *Univ. Nat. Auton. México, Ins. Géologie, Revisita*, vol. 5 n°. 2. p.239-253.

AUCLAIR R. & BIEHLER J. (1967) - Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, n. sér., n° 34, p. 3-45, 4 fig., 1 pl., 6 pl. h.t.

AUGIER C. (1967) - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, n. sér., n° 34, p. 47-80, 8 fig., 2 tabl., 6 pl. h.t

AUGUSTIN B. (1923)- La structure de l'Algérie. In: *Annales de Géographie*, t. 32, n°177. pp. 271-275.

-B-

BADJI R. (2014)- Structure Profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie. *Thèse. Doct. Univ. Nice-Sophia Antipolis*. France. 155 p. 75 fig. 7 tab.

BARTOLINI A., PITTET B., MATTIOLI E. ET HUNZIKER J. C. (2003)- *Shallow-platform palaeoenvironmental conditions recorded in deep-shelf sediments: C and O stable*

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

isotopes in upper Jurassic sections of southern Germany (Oxfordian-Kimmeridgian). Sedimentary Geology, 160, pp. 107-130.

BASSOULLET J. P. (1973)- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien Occidental (Algérie). *Thèse de Doctorat Ès-Sciences*, Université de Paris VI, France, 497 pp.

BEAUVAIS L. & NOUIOUAT S. (1993)- Une nouvelle faune de coralliaires jurassiques dans l'Atlas saharien d'Algérie. *Geobios*, 26(3): 291-318.

BELAID M., CHERIF A., VINN O. & NAIMI M. N. (2020)- First record of trace fossils from the Oxfordian Argiles rouges de Kheneg Formation (Tiaret, northwestern Algeria). *Geologia Croatica*, 73 : 85-94.

BENEST M. (1972)- Les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 275 : 1469-1471.

BENEST M. (1981a)- La marge gondwaniennne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé : les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, 23, pp.663-672.

BENEST M. (1981b) - Intercalations de faciès à Calpionelles dans des dépôts rythmiques de plate-forme à indices de dessalure : exemple du Tithonique supérieur carbonaté des Monts de Chellala (avant-pays tellien de l'Ouest algérien). *C. R. Acad. Se.* , Paris, sér. II, t. 292, p. 1287-1290, 2 fig.

BENEST M. (1985)- Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

dépôt et dynamique sédimentaire. *Documents des Laboratoires de Géologie la Faculté des Sciences de Lyon*, 95 : 1-581.

BENEST M., GHALI M., OUARDAS T. & PERRIAUX J. (1993)- Découverte de repères biochronologiques d'âge Kimméridgien, Tithonien et Berriasien dans l'Atlas saharien central: corrélations avec l'avant-pays et le domaine tellien (Algérie), *C. R. Acad. Sc. Paris*, 317, série II, pp.1089-1096.

BENEST M., ATROPS F., & CLAVEL B. (1994)- Les échinides du Kimméridgien inférieur des Monts de Chellala (Ouest Algérien); révision, paléoenvironnement et eustatisme. *Géobios*, 27, 1: 61-71. Villeurbanne.

BENEST M., ELMI S., OUARDAS T., PERRIAUX J., GHALI M., & BENHAMOU M. (1995)- Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge Callovo-Oxfordien intracratonique du Nador de Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 321, série II a, p.103-110.

BERNARD A. (1898) - Hautes-Plaines et steppes. *Extr. Bull. Soc. Géogr. Algérie*, Oran. 16 p.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O. & BENNACEF A. (1971) – Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Publ. IFP, Collectio Sc Tech, France*. 18 fig., 30 pl., 3 tabl., 446 p.

BIJU-DUVAL B. (1999) – Géologie sédimentaire. Editions Technip, Paris et Instituts Français du pétrole, *Rueil- Malmaison*, 735 p., 528 fig.

BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A., BAYER R., BERTRAND J.M.L., BOUILLER A.M., FABRE J., & LESQUER A. (1979)- Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature.*, 278, 223-227.

BLACK R. & LIEGEOIS J.P. (1993)- Craton, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle : the Pan African testimony. *Geol. Soc. London J.*, 150, 89-98.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BLATT H., MIDDELTON G. & MURRAY R. (1980) – Origin of sedimentary rocks. Prentice- Hall, Englewood Cliffs, 782 p.

BONTE A. (1953)- Sur la genèse des quartzs bipyramidés. *C.R. som. S.G.F.*, p.253-254.

BORDY E. M., LINKERMANN S. & PREVEC R. (2011)- Palaeoecological aspects of some invertebrate trace fossils from the Mid- to Upper Permian Middleton Formation (Adelaide Subgroup, Beaufort Group, Karoo Supergroup), Eastern Cape, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 61 : 238-244.

BOUALEM N. (2018)- Géométrie de la sédimentation crétacée (Albien-Turonien) des monts de Tiaret (Frenda, Chellala, Nador...), Corrélations et implications paléogéographiques. Thèse. Doct. Univ Oran 2. 253 p. 86 Fig. 5 Tab.

BOUILLIN J.-P. (1986) - Le “bassin maghrébin”, une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique à l’ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, série 8, 2(4) : 547-558.

BOUGHDIRI M., SALLOUHI H., MAËLAOUI K., SOUSSI M. & 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. *Comptes Rendus Geoscience*, 338 : 1250-1259.

BRACENE R., FRIZON DE LAMOTTE D. (2002)- The origin of intraplate deformation in the Atlas system of Western and Central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357, 207–226.

BROMLEY R. G., EKDALE A. A. & RICHTER B. (1999)- New Taenidium (trace fossil) in the Upper Cretaceous chalk of northwestern Europe. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 46: 47-51.

BRONGNIART A. (1829)- Tableau des terrains qui composent l'écorce du globe ou essai sur la structure de la partie connue de la Terre, Paris.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BROOKE C. & RIDING R. (1998)- Ordovician and Silurian coralline red algae. *Lethaia*, Vol. , 31, pp. 185-195. Oslo. ISSN 0024-1164.

BROWN, L.F. & FISCHER , W.L. (1977)- Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. AAPG Mem. 26, 213-248.

BURNE R. V. & MOORE L. S. (1987)- Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, 2: 241.

-C-

CABY R., BERTRAND J.M.L & BLACK R. (1981). Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. *In Kröner, A. (éds). Precambrian Plate Tectonics. Elsevie. Amsterdam, 407-434.2*

CAIRE A. (1967)- Etude géologique de la région des Bibans. *Thèse Sci., Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Sér., Bull. 16, 818 p.*

CARATINI C. (1965a)- Un accident tectonique de type inhabituel dans les hautes plaines algéroises. *Publications du Service géologique de l'Algérie, 33 : 13-24.*

CARATINI C. (1965b)- Age de l'orogénèse du Djebel Nador (Dpt Tiaret) et des Monts du Chellala-Reibell (Dpt Médéa), Algérie. *Comptes Rendus sommaires de la Société géologique de France : 324-325.*

CARATINI C. (1967a) - Evolution paléogéographique et structurale de la région de Chellala Reibell (départements de Médéa et de Tiaret, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, sér. 7, IX, p. 850-858, 2 fig.*

CARATINI C. (1967b) - Histoire géologique de la région de Chellala Reibell (départements de Médéa et de Tiaret, Algérie). *Actes Soc. linn. Bordeaux, t. 104, sér. B, n° 2, p. 1-9, 6 fig.*

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CARATINI C. (1967c)** – Etude des minéraux lourds des formations gréseuses de la région de Chellala Reibell (Départements de Médéa et de Tiaret, Algérie). *Publ. Serv. Géol. Algérie*, n.s., n° 35, pp. 21-25, 2 fig., 1 tabl.
- CARATINI C. (1967d)** – La transgression « cénomanienne » dans la région de Chellala Reibell (Hautes plaines algéroises, Algérie): influence de la flexure limitant au Nord de l'Atlas . *A.F.A.S.*, Bordeaux.
- CARATINI C., & DEVRIES A., (1967)** – Reconnaissance de l'âge Tithonique supérieur ou Berriasien du gisement d'échinodermes de Recheiga (Départements de Médéa, Algérie). *Actes Soc. linn.* Bordeaux, t. 104, sér. B, n° 2, p. 1-9, 6 fig.
- CARATINI C. & BEAUVAIS L. (1969)**- Les Polypiers du Kimméridgien inférieur de Chellala-Reibell (Département de Médéa - Algérie). *Publications du Service géologique de l'Algérie*, 39 : 19-39.
- CARATINI C., (1970)**- Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, N. S. 40, (1) : 238 p.
- CHAMLEY H. (1987)** – Sédimentologie. Coll. Géosciences, *Dunod (éd.)*, Paris (France), 175 p., 87 fig.
- CHAMLEY H. (2000)** – Base de sédimentologie. Coll. Géosciences, *Dunod (2^{ème} éd.)*, Paris (France), 178 p., 98 fig., 17 tabl.
- CHERIF A. (2017)**- Sédimentologie et dynamique sédimentaire de la Formation des Argiles de Saïda (Oxfordien moy-sup) de la partie orientale du domaine tlemcénien (Algérie ouest). *Thèse de Doctorat Ès-Sciences, Université d'Oran 2, Algérie*, 241 pp.
- CHERIF A., BERT D., BENHAMOU M. & BENYOUCEF M. (2015)**- La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcénien oriental (Takhemaret, Algérie) : données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. *Revue de Paléobiologie*, 34(2) : 363-384.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CHERIF A., BENYOUCEF M., FERRE B. & BENHAMOU M. (2018)-** Etude sédimentologique et ichnologique de la Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans les monts de Frenda (Algérie nord-occidentale). *Revue de Paléobiologie*, 37(1) : 121-135.
- CHERIF A. & NAIMI M.N. (2022)-** A diverse ichnofauna and its paleoenvironmental significance from the Upper Jurassic Argiles de Saïda Formation (North western Algeria). *Historical Biology*, 34(4) : 624-647.
- CHERIF A., BERT D., BELAID M. & NAIMI M. N. (2022a)-** Ammonite biostratigraphy for the middle–upper Oxfordian of northwestern Algeria. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 305(3) : 297-322.
- CHERIF A., NAIMI M. N. & BELAID M. (2022b)-** Oxfordian plug-shaped trace fossils from northwestern Algeria. *Proceedings of the Geologists' Association*, 133(6), 518-525.
- CHEYLAN G., MAGNE J., SIGAL J. & GREKOFF N. (1954)-** Résultats géologiques et micropaléontologiques du sondage d'El Krachem (Hauts plateaux algérois). Description de quelques espèces nouvelles. *B.S.G.F.*, 2^o série, t. 3, pp. 471-492, 1 pl., 1 fig., 2 tabl.
- CHOFFART P. (1885-1888)-** Description de la faune jurassique du Portugal. Mémoires de la Direction des Travaux géologiques du Portugal.
- CLIFTON H. E. (1976)-** Wave-formed sedimentary structures- a conceptual model. In: DAVIS R. A. J. & ETHINGTON R.L. (eds.): Beach and nearshore sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 24, 126-146.
- COCHET F., FERRY S., ENAY R. & CONTINI D. (1994)-** Passage Oxfordien-Kimméridgien dans les carbonates du Jura français au bassin vocontien. Régression forcée et cortège transgressif. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 319(2): 1041-1047.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

COLOMBIE C. (2002)- Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vacontien (France) : relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants. *Thèse, Université de Fribourg, Suisse*, 198 pp.

COQUAND. H. (1862). Géologie et Paléontologie de la région Sud de la province de Constantine, *Arnaud et Cie impr.*, Marseille, texte, 341 p., 59 fig., atlas : 35 pl.

CORNET G. & GUYOT J. (1956)- Forage de Taguine (dit « Taguine sud »), rapport de fin de travaux.

COTTEAU G., PERRON A., & GAUTHIER V. (1873)- Echinides fossiles d'Algérie. Terrains jurassiques. *Annales des sciences de géologie*. Masson éd., Paris, 4 : 29 p.

COTTEAU G., PERRON A., & GAUTHIER V. (1883)- Echinides fossiles d'Algérie. Masson éd., Paris, 1 : Terrains jurassiques. 29 p.

CRIMES T.P (1975)- The stratigraphical significance of trace fossils. In: Frey, R.W. (ED.), *The Study of trace fossils*. Springer-Verlag, New York, pp. 109-130.

CROSS T. A. (1988)- Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. In: WILGUS C.K. , ROSS C.A. & VAN WAGONER J.R. (eds.): *Sea-level change, an integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42, 3716380.

-D-

DE LAPPARENT A.-A. (1897)- Notions générales sur l'écorce terrestre, Masson, Paris, 156 p.

DEFERNE J. (2016)- La grande aventure de la terre. 41 p.

DELEAU P. (1935). Présence du Lias au Djebel Nador (Département d'Oran), *C.R. Acad. Sci.,t. CC.*, p. 2101.

DELFAUD J. (1973)- Sur l'appartenance de certains « *pseudo-flyschs* » aux faciès pro-deltaïques de plate-forme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 277 : 1125-1128.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

DELFAUD J. (1974) – Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc.Géol. France*, (7), XVI, n°6, p. 643-650.

DEVRIES A. & CARATINI C. (1971)- Etude sur les échinodermes provenant du Djebel Recheiga et de Chellala – Considérations stratigraphiques sur les régions de Chellala et du Djebel Recheiga. *Publications du Service géologique de l'Algérie*, 41 : 19-44.

DIETZ R.S & HOLDEN J.C (1970)- *Reconstitution of Pangea; break up und dispersion of continents, Permian to Present: Jour. Geophys. Research.* V. 75, p. 4939-4956.

D'ORBIGNY A. (1850)- *Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés*, Ed. Masson, Paris, France.

DOMMERGUEZ J L., & MEISTER C., (2017)- Ammonites du Jurassique inférieur (Hettangien, Sinémurien, Pliesbanchien) d'Afrique du Nord (Algérie, Maroc et Tunisie). Atlas d'identification des espèces. *Revue de Paléobiologie, Genève.* 36 (2) : 189-367.

DOMZIG A., YELLES K., LE ROY C., DEVERCHERE J., BOUILLIN J. P., BRACENE R., & PAUC H. (2006)- Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise). *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 80-91.

DROMART G., GARCIA J. P., PICARD S., ATROPS F., LECUYER C. ET SHEPPARD S. M. F. (2003a)- Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*, 213, pp. 205-220.

DROMART G., GARCIA J.-P., GAUMET F., PICARD S., ROUSSEAU M., ATROPS F., LECUYER C. ET SHEPPARD S. M. F. (2003b)- Perturbation of the carbon cycle at the middle/late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 303, pp. 667-707.

DUPRAZ C. (1999)- Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). *Thèse, Université de Fribourg, Suisse* 200 pp.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

DUPRAZ C., REID R. P., BRAISSANT O., DECHO A. W., NORMAN R. S. & VISSCHER P. T. (2009)- Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96 : 141-162.

DURAND-DELGA M. & FONTBOTE J. M. (1980)- Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Mem. BRGM*, 15, 677-685.

DURAND-DELGA M., ROSSI P., OLIVIER P. & PUGLISI D (2000)- Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie) Structural setting and ophiolitic nature of Jurassic basic rocks associated with the Maghrebian flyschs in the Rif (Morocco) and Sicily (Italy), *C. R. Acad. Sci.*, 331, 29-38.

-E-

EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (1991)- Cycles and events in stratigraphy Basic concepts and terms. In: Einsele, G. Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds) Cycles and Events in Stratigraphy, Springer-Verlag, 1-19.

ELMI S. (1971)- Les zones d'Ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien). *Bulletin de la Société géologique de France*, 13(1-2) : 28-37.

ELMI S. (1978)- Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 97, n° 1-4, p. 315-323, 3 texte-fig.

ELMI S. & BENEST M. (1978)- Les "Argiles de Saïda" faciès flychoïde du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (ouest algérien) ; stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. *Documents des Laboratoires de Géologie la Faculté des Sciences de Lyon*, 4 : 203-261.

ELMI S. & AMEUR M. (1984)- Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. *Geologica Romana*, 23 : 13-22.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ENAY R. (1980)- Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur- Kimméridgien inférieur en France. Interprétations paléogéographiques et conséquences paléobiogéographiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 22, pp. 581-590.

-F-

FABRE J. (1976)- Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. *Soc. nat. Ed. Diff. Alger*. 422 p.

FABRE J. (1988)- Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *J. Afric. Earth Sci.*, 7, 1, 1-40.

FENET B. (1975)- Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'Orogène nord-maghrébin : Les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. *Thèse de Doctorat*, Université de Nice, France, 301 p.

FERRY S. (1991)- Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulisation tectono-eustatique des cycles orbitaux. *Géologie alpine*, 18: 47-99.

FLAMAND G.B.M. (1911) - Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). Thèse Doct. d'Etat, Univ. Lyon, n°47 et A. Rey éd., p. 1-1001, 157 fig., 16 pl., 22 cartes.

FLANDRIN, J., 1952. Les chaînes atlasiques et la bordure Nord du Sahara. *XIX^o Congr. Géol. Int.* Alger, Monogr. Rég. Algérie, n°19, 52 p., 1 carte, 3 pl. h. t.

FLÜGEL, E. (1982)- Microfacies Analysis of Limestones, *SpringerVerlag*, 633 pp.

FLÜGEL E. (2010)- Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. *Springer*, Heidelberg, 924 p

FRAKES L. A., FRANCIS J. E. & SYKTUS J. I. (1992)- Climate Modes of the Phanerozoic, *Cambridge Univ. Press, New York*, 274.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

FREY R. W., CURRAN H. A & PEMBERTON S. G. (1984)- *Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus Ppsilonichnus*. Journal of Paleontology, 58: 333-350.

FÜRSICH F.T. (1973)- Ichnogenus *Rhizocoralium*. *Paläontologisches Zeitschrift*, 48: 16-28.

Gonzalez R. 1996. Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. *Sedimentary Geology*, 102 : 111-130.

-G-

GALLOWAY W. (1989)- Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : architecture and genesis of flooding-surface bonded depositional units. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 73, 125-142.

GAUTHIER E. F. (1910)- Les Hauts plateaux algériens. *La Géographie*, t. 21, pp. 89-93, 3 cartes.

GHALI M. (1984)- Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal des Monts de Saïda et de Tiaret-Frenda (Ouest-algérien) : Stratigraphie et milieux de dépôt. *Thèse de Doctorat 3^e cycle, Université de Lyon 1, France*, 131 pp.

GINSBURG, R.N. (1971)- Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (Abstr.). AAPG Bull. 55, 340.

GONZALEZ R. (1996)- Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. *Sedimentary Geology*, 102 : 111-130.

GOUGH A. (2021)- in Encyclopedia of Geology (*Second edition*).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

GOURAMIS C., WEBB J. A. & WARREN A. A. (2003)- Fluvio-deltaic sedimentology and ichnology of part of the Silurian Grampians Group, Western Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50: 811-825.

GRADSTEIN F. M., OGG J. G. et SMITH A. G. (2004)- A geologic time scale, Cambridge University Press, 610 p.

GUARDIA P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avantpays atlasique. Thèse Doct. Etat, Nice, n° AO 1 1417, p. 1-289, 141 fig., V pl., 1 carte h. L.

GREPPIN J. B. (1870) -Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents compris dans la feuille Vn de l'atlas fédéral. In Matériaux pour la carte géologique de Suisse, 8.

GUEMACHE M. A., DJELLIT H., DERDER M. E. M., GHARBI S. & YMMEL H. (2010)- Nouvelles données structurales sur la bordure nord orientale du bassin de l'Ahnet (Nord-Ouest Hoggar, Algérie). Implications dans la structuration des séries paléozoïques. *Bulletin du Service Géologique National* Vol. 21, n° 1, pp. 25 - 37, 5 fig.

GUIRAUD R. (1973) - Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse Sciences*, Nice, ronéo L, 270 p., 14 fig., XII pl. h. t.

GUILLOCHEAU F. (1988) – Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme, le modèle des plates-formes nord gondwanienne et Armorica à l'Ordovicien et au Dévonien. *CR. Acad. Sci. Paris*. t. 307, série II, pp. 1909-1916, 2 fig.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

GUILLOCHEAU F. (1991) – Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 2, 383-410, 21 fig.

GUILLOCHEAU F., LEJAY A., HOMWOOD P. & HOFFERT M. (1989)- Effet de variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto et allo-cycliques. *C. R. Acad. Sci (Paris)*, 309, 2, 1047-1053.

GUY H. P., SIMONS D. B. & RICHARDSON E.V. (1966)- Summary of alluvial channel data from flume experiments from 1956 to 1961. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 462-I, 96 pp.

-H-

HIGH L. R. & PICARD M. D. (1974)- Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 44 : 158-168.

HALAMSKI A. T. & CHERIF A. (2017)- Oxfordian brachiopods from the Saïda and Frenda Mountains (Tlemcenian domain, north-western Algeria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87 : 141-15.

HALLAM A. (1984)- Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 47, 195-223.

HALLAM A. (1985)- A review of Mesozoic climates. *J. geol. Soc. London* 142, 433-445.

HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986)- Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios* 1, 389-398.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

HÄNTZSCHEL W. (1975)- Trace fossils and problematica. In : *Teichert C. (Ed.)*, Treatise on Invertebrate Paleontology, *Part W, Miscellanea, Supplement I. Geological Society of America and University of Kansas, Boulder, Colorado, Lawrence, Kansas*, 1-269.

HAQ B. U., HARDENBOL J. ET VAIL P. R. (1987)- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1167.

HAUG E. (1907)- *Traité de Géologie, I Les phénomènes géologiques*, Paris.

HARMS J. C. (1975)- Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. In : Harms J. C., Southard J. B., Spearing D. R. & Walker R. G. (Eds). *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Society of Economic Palaeontologists Mineralogists, short course notes, 2*: 81-102.

HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B. & WALKER, R. G., (1982)- Structures and sequences in clastic rocks. *Calgary Society of Economy, Palaeontology and Mineralogy. Short Course, 9*: 249.

HERKAT M. (1982)- Lithostratigraphie et sédimentologie des formations carbonatées du Jurassique supérieur des Monts des Ouled Naïl et de la terminaison orientale du Djebel Amour (Atlas saharien). *Thèse de Doctorat 3^e cycle*, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France, 287 pp.

HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R., CROSS, T.A. (1992)- Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 16, 357-381.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

-I-

ITO M., ISHIGAKI A., NISHIKAWA T. & SAITO T. (2001)- Temporal variation in the wavelength of hummocky-cross stratification: implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. *Geology*, 29 : 87-89.

-J-

JAMES, N.P. (1997)- The cool-water carbonate depositional realm. In: James, N.P. & Clarke, J.A.D. (Eds) *Cool-water Carbonates*, SEPM Spec. Publ. 56, 1-20.

JOLY, 1911. Les tranchées de chemin fer Laghouat – Alger entre Aïn Ouassera et Guelt es-Stel (*A. F. S. A. S. Dijon, II, 35g*).

-K-

KARPOFF R. (1950)- Le Jurassique supérieur au SW du Djebel Nador de Trézel (Dpt d'Oran). C.R. som. *Soc. géol. France*. Paris, fasc. 13, p. 235-237.

KAZI-TANI N. (1986)- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doct. Etat, Pau*, 1. 1-2, 784 p. 361 fig.

KERN, J. P. & WARME, J. E., (1974)- Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous Point Loma formation, San Diego, California. *Geological Society of America Bulletin*, 55: 893-900.

KNAUST D. (2017)- Atlas of Trace Fossils in Well Core – Appearance, Taxonomy and Interpretation. *Springer, Dordrecht*, 209 pp.

KEIGHLEY, D. G. & PICKERILL, R. K., (1997)- Systematic ichnology of the Mabou and Cumberland Groups (Carboniferous) of Western Cape Breton Island, Eastern Canada, 1: burrows, pits, trails and coprolites. *Atlantic Geology*, 33: 181-215.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

KREISA R. D. & BAMBACH R. K. (1982)- The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. In : Einsele G. & Seilacher A. (Eds). Cyclic and Event Stratification. *Springer Verlag* : 200-207.

-L-

LAFONT. F. (1994)- Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles. *Thèse*, Rennes 1.

LAPORTE, L.F. (1967)- Carbonate deposition near mean sealevel and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *AAPG Bull.* 51, 73-101.

LEGRAND PH. (1985)- Lower Paleozoïque rocks of Algeria – in Lower Paleozoïque and north – western and West Central Africa. *Edited by C.H. Holland, John and sons Ltd.*

LEFORT A. (2011)- La limite Oxfordien-Kimméridgien (Jurassique supérieur): stratigraphie et paléoenvironnement dans les domaines téthysiens (Est et Sud du bassin de Paris, France) et boréal (Ile de Skye, Ecosse). *Minéralogie. Université Henri Poincaré-Nancy I. France.* 250 p. 90 Fig., 12 Tab., 20 Planches., 2 Annexes.

LUCAS G., (1952)- Bordure Nord des Hautes plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire, Jurassique, analyse structurale. *XIXème congr. Géol. Intern. Alger, Mongor. Région., sér. 1* : Algérie, 21 : 139 p., 59 fig.

-M-

MAHBOUBI C. Y., RADULOVIĆ B. V., OUALI MEHADJI A., AYOUB-HANNA W. & MUNNECKE A. (2021b)- Late Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian) brachiopods of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): biostratigraphy, stratigraphic revision, Paleobiogeography and paleoecology. *Historical Biology*, 33(12) : 3260-3280.

MAHBOUBI C. Y., NAIMI M. .N. OUALI MEHADJI., GARAH A., LANGER M.R. &

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- LIMAM H. (2023)**- First evidence of the benthic foraminifera *Alveosepta jaccardi* from Oxfordian Saharan Atlas (Atlas): paleoenvironmental et paleoecological implications. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 307(2): 91-100.
- MALPAS J.A., GAWTHORPE R.L., POLLARD J.E. & SHARP I.R. (2005)**- Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215: 239-264.
- MARCOU J. (1848)**- Recherches géologiques sur le Jura salinois. *Mémoire de la Société géologique de France*, 3 tomes.
- MARES P. (1865)**- Sur la constitution géologique du Sud d'Alger. *C. R. Acad.Sc*, Paris, t. LX, pp. 1039.
- MARES P. (1866)**- Constitution géologique du Sud de la province d'Alger. *Bull. Soc. Des Sc. Nat. Et de Climatologie. Alger*, n° 1-2-3, pp. 42-47.
- MATTI, J.C. & MCKEE, E.H. (1976)**- Stable eustacy, regional subsidence, and a carbonate factory: a self-generating model for onlapp-offlap cycles in shallow-water carbonate sequences. *Geol. Soc. Am. Abstr.* 8, 1000-1001.
- MAYORAL E., LEDESMA-VAZQUEZ J., BAARLI B.G., SANTOS A., RAMALHO R., CACHÃO M., DA SILVA C. M. & JOHNSON M. E. (2013)**- Ichnology in oceanic islands; case studies from the Cape Verde Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 381-382 : 47-66.
- MAZOUZI A., (2008)**- Les dépôts Arénig supérieur-Llanvirnien de « La Formation de Foum Ez- Zeidiya » dans la région de Kerzaz et Zerhamra (Monts d'Ougarta, Nord occidental du Sahara algérien). *Mém. Magister. Univ. Oran.* 118 p. 47 Fig. 5 Tab.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

MAZOUZI A., CHERIF A., NAIMI M.N., MAHBOUBI C.Y., & ZIOUIT K. (2023)- Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Jurassique supérieur des monts de Chellala (Domaine pré-Atlasique, NW Algérie). *Revue de Paléobiologie, Genève*. 42 (2) : 219-235.

MITCHUM JR., R.M., 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. *AAPG Mem.* 26, 53-62.

MITCHUM JR., R.M. & VAN WAGONER, J.C. (1991)- High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sed. Geology* 70, 131-160.

MONACO P. (1994)- Hummocky cross-stratifications and trace fossils in the Middle Toarcian of some sequences of UmbriaMarche Apennines. 3e Symposium International de Stratigraphie du Jurassique, Poitiers, 20-29 Sept, 1991. *Geobios*, 17: 679-688.

MOUCHET P. (1995)- Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle, *Thèse, Université de Neuchâtel*, 350 p.

-N-

NAIMI M. N., (2022) - Dynamique sédimentaire et reconstitution paléoenvironnementale de la série mésocrétacée (Albien-Turonien) des monts des Ouled Naïl (Atlas saharien oriental, Algérie). Thèse Doct 3e cycle; Univ Ouargla, Algérie, 176 p.

NAIMI M. .N. & CHERIF A. (2021a)- Ichnological analysis of the late Miocene shallow marine diatomaceous deposits of the lower Chelif basin (northwestern Algeria): Paleoenvironmental insights and comparison with deep diatomites. *Journal of Africa Earth Sciences*, 180 : 104239.

NAIMI M. N., CHERIF A., VINN O. & BENDAHO D. E. (2021a)- Polychaete macrobioerosion in the Messinian (Late Miocene) Rhodolith beds of the western Mediterranean. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 301(3) : 307-315.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

NAIMI M. N. & CHERIF A. (2021b)- Oravaichnium oualimehadjensis, a new possible bivalve repichnion from the upper Jurassic Argiles de Saïda Formation (middle Oxfordian, Saïda Mounts, NW Algeria). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 302(2) : 209-220

NAIMI M. N., MAHBOUBI C. Y. & CHERIF A. (2021b)- Lithostratigraphy and evolution of the Lower Cretaceous Basins, in Western Saharan Atlas, Algeria: A comment. *Journal of African Earth Sciences*, 183 : 104304.

NICHOLS G. (2009)- Sedimentology and Stratigraphy. *Blackwell, Second Edition*, 419 pp.

NICKELL L. A. & ATKINSON R. J. A. (1995)- Functional morphology of burrows and trophic modes of three thalassinidean shrimp species, and a new approach to the classification of thalassinidean burrow morphology. *Marine Ecology Progress Series*, 128 : 181-197.

NOTTVEDT A. & KREISA R.D. (1987) – Model for the combined flow original of HCS. *Geology.*, 15, pp. 375-361., 3 fig.

-O-

OSLEGER, D. (1991)- Subtidal carbonate cycles: implications for allocyclic vs. Autocyclic controls. *Geology* 19, 917-920.

OUARDAS T. (1983)- Sédimentologie des grès de Sidi Amar ou grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). *Thèse de Doctorat 3^e cycle*, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 196 pp.

-P-

PASQUIER, J.-B. & STRASSER, A. (1997)- Platform-to-basin correlation by high resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). *Sedimentology* 44, 1071-1092.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- PAYROS A., ASTIBIA H., CEARRETA A., PEREDA-SUBERBIOLA X., MURELAGA X. & BADIOLA A. (2000)**- The Upper Eocene South Pyrenean Coastal Deposits (Liedena Sandstone, Navarre): Sedimentary Facies, Benthic Foraminifera and Avian Ichnology. *Facies*, 42 : 107-132.
- PEMBERTON S. G. & FREY R. W. (1984)**- Quantitative methods in ichnology: spatial distribution among populations. *Lethaia*, 17: 33-49.
- PITMAN, W.C. (1978)**- Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1389-1403.
- POIGNANT A.F. (1976)**- Les Algues rouges calcaires, répartition dans le temps et dans l'espace. *Géologie Méditerranéenne* 3(1) : 7-10.
- POMAR L. (2020)**- *In Regional Geology and Tectonics (Second Edition)*, <https://doi.org/10.1016/C2017-0-00442-1>
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988)** – Eustatic controls on clastic sedimentation II- Sequence and system tracts models, in: Wilgus C.K., Hasting B.S., Ross C.A., Posamentier H.W., Van Wagoner J. & Kendall C.G.St., eds., Sea level changes: an integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists. Sp. Publ., 42, p. 125-154.
- PERON A. (1869)**- Sur les terrains jurassiques supérieurs en Algérie. *B. S. G. F.* XXVI, pp. 517-529.
- PERON A. (1883)** - Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique. *Ann. Sci. Géol., Masson éd., Paris*, t. XIV, pp.1-199
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. (1986)**- The Saint George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology* 33, 313-343.
- PRICE G. D. (1999)**- The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48, pp. 183-210.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

-Q-

QUESNE D. & FERRY S. (1994)- Corrélations de détail entre prismes bioclastiques de plate-forme et cycles marne-calcaire pélagiques (Barrémien du Sud-Est de la France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 165(3): 261-272.

-R-

READING J. (1996) - Sedimentary environments : Process, Faciès and Stratigraphy. *Blackwell Sciences ed.*, p. 1-655.

READING H. G. & COLLINSON J. D. (1996)- Clastic coasts- In: READING H.G. (ed.): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. *Third edition, Oxford (Blackwell)*, pp. 154-231.

REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980) – Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin, 549 p.

RENOU. E. (1848). Description géologique de l'Algérie. *Bull. Exp. Sc. De l'Algérie*, pp 56-134.

RIDING R., BRAGA J.C., MARTIN J.M., SANCHEZ-ALMAZO I.M., (1998)- Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology* 146. 1–20

ROGER R.W., WILLIAMS L.D. & DALE A.L. (1983)- Hummocky Cross Stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply discussion. *Geol. Soc. American. Bull.* v. 94, pp. 1245-1251., 7 fig.

ROLLIER L. (1888)- Etude stratigraphique sur le Jura Bernois. Les faciès du Malm jurassien. Archives des Sciences physiques et naturelles (Genève), Troisième période.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RONA, A. (1973)- Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustasy inferred from the central North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 2851-2872.

-S-

SARFI M. & YAZDI-MOGHADAM M. (2016)- Stratigraphy of the Upper Jurassic shallow marine carbonates of the Moghan area (NW Iran), with paleobiogeography implication on *Alveosepta jaccardi* (Schrodt, 1894). *Geopersia*, 6(2) : 187-196.

SAID R. & BARAKAT M. G. (1958)- Jurassic Microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. *Micropaleontology*, 4(3) : 231-271.

SAPUNOV I. G. (1973)- Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des hauts plateaux (Algérie). *Publications du Service géologique de l'Algérie*, 44 : 101-137.

SAVORNIN J., & DELEAU P. (1936)- L'étage Valanginien de faciès jurassien sur les Hauts plateaux d'Alger. *C.R. som. Soc, géol. France*. pp. 266-267.

SCHANDELMEIER H., & REYNOLDS P.O. (1997)- Palaeogeographic-Palaeotectonic Atlas of North- Eastern Africa, Arabia, and Adjacent Areas: Late Neoproterozoic to Holocene: A.A. Balkema. Rotterdam. Brookfield.

SCOTESE C.R. (2014)- Atlas of Jurassic Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, Volume 3, The Jurassic and Triassic, Maps 32-42, Mollweide Projection, *PALEOMAP Project, Evaston, IL*.

SCOTESE C.R. & MCKERROW W.S. (1990)- Revised world map and introduction, in McKerrow, W.S. et Scotese, C.R. (Eds.), Palaeogeography and biogeography. *Geol. Soc. London Mem.*, 12, 1-21.

SHARAFI, M., ASHURI, M., MAHBOUBI, A. & MOUSSAVI-HARAMI, R., (2012)- Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, Northeastern Iran. *Palaeoworld*, 21: 202-216.

SHINN E. A. (1983)- Birds eyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2) : 619-628.

SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. & NORDIN C.F. (1965)- Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: MIDDELTON G.V. (ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 12, 34-52.

SOUTHARD J. B. & BOGUCHWAL L. A. (1990)- Bed configurations in steady unidirectional water flows, 2: synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 : 658-679.

STRASSER, A. (1991)- Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, 709-721.

STRASSER, A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H. & PASQUIER, J.-B. (1999)- Depositional sequences in shallow carbonatedominated sedimentary systems: concepts for a highresolution analysis. *Sed. Geol.* 128, 201-221.

SWIFT J.W. & NUMMEDAL D. (1983) - Hummocky Cross Stratification and migaripples: a geological double standard. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 53, p. 1295-1317.

-T-

THIBAUT J. (1955)- Etude micropaléontologique comparative des forages de Taguine sud, F 27 et de la coupe de l'Oued Berraous.

THURMANN J. ET ETALLON A. (1864)- *Lethea Bruntrutana* ou études paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois et en particulier les environs de Porrentruy, *Nouveaux Mémoires de la Société helvétique des Sciences Naturelles* (1859-1862), vol.18, 500 p.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

TOUAHRIA A. (1978)- Biostratigraphie du Callovien des environs de Saïda (Algérie occidentale). Les Reineckeidae (Ammonitina, Perisphinctaceae). *Thèse de Doctorat 3^e cycle*, Université de Lyon 1, France, 152 pp.

TOUAHRIA A., DOUAS BENGOUDIRA F., FAGEL N., FONTAINE F. & SEBANE A. (2019)- La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique moyen d'Algérie occidentale) : biostratigraphie (ammonites) et minéralogie. *Revue de Paléobiologie*, 38(1) : 1-17.

TROMPETTE R. (1995)- Geology of western Gondwana (2000-500 Ma). Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema, Rotterdam, 350 p.

THURMANN J. ET ETALLON A. (1864)- *Lethea Bruntrutana* ou études paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois et en particulier les environs de Porrentruy, Nouveaux Mémoires de la Société helvétique des Sciences Naturelles (1859-1862), vol.18, 500 p.

TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. (1990)- Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.

-U-

UCHMAN A. (1995)- Tiering patterns of trace fossils in the Palaeogene flysch deposits of the Carpatians, *Poland. Geobios*, 18: 389-394.

UCHMAN A. (1998)- Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the marian ksiazkiewicz collection and studies of complementary material. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 68, 105-218.

UROZA C.A. & STEEL R.J. (2008)- A highstand shelfmargin delta system from the Eocene of West Spitsbergen, Norway. *Sedimentary Geology*, 203: 229-245.

-V-

VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., THOMSON III.S., SANGREE J.B., BUBB

J.N. & HATLELID W.G. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes in sea level, parts 1-11. in: Payton C.E. ed., Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration: *Amer. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 26, p. 49-212.

VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZCRUZ, C. (1991)- The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, 617-659.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990)- Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *AAPG Methods Explor.* 7, 55 pp.

VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARGJ.F., LOUITIT T.S. & HARBENDOL J. (1988) – An overview of the fundamental sequence stratigraphy and key definitions. in: Wilgus C.K., Hasting B.S., Ross C.A., Posamentier H.W., Van Wagoner J. & Kendall C.G.St., eds., Sea level changes: an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists. Sp. Publ.*, 42, p. 39-45.

VALDES P.J., SELLWOOD, B.W. & PRICE G.D. (1995)- Modelling Late Jurassic Milankovitch climate variations. In: House, M.R. & Gale, A.S. (Eds) *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 85, 115-132.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

VILLE L. (1846) – Etude sur la recherche des eaux souterraines entre Médéa et Laghouat et dans le Sahara algérien. Imprimerie du gouvernement, Alger.

VILLE L. (1852). Notice géologique et minéralogique sur la partie occidentale de la province d'Oran. *Bull. Soc. Géol. France.*, Paris, sér. 2, t.9, p.363-380.

VILLE L. (1872). Exploration géologique du Beni Mezab, du Sahara et de la région des steppes de la province d'Alger. 540 p., 163 fig., 8 pl. Imprimerie nationale, Paris.

-W-

WALKER R.G., DUKE W.L. & LECKIE D.A. (1983) - Hummocky Cross Stratification significance of its variable bedding sequences: Discussion. . *Bull. Geol. Soc. Amer.* 94, 1245-1249.

WALKER R.G. & PLINT G.A. (1992)- Wave- and storm-dominated shallow marine systems. *In: Walker R.G., James N.P. (Eds), Facies Models. Geological Association of Canada*, 219-238.

WENDY J. MATTHEWS G. H., BRUCE D. T., JOHN R. & UNDERHILL L. (2007)- Controls on fluviolacustrine reservoir distribution and architecture in passive salt-diapir provinces: Insights from outcrop analogs. *AAPG Bulletin*, 91: 1367-1403.

WELSCH J. (1890) - Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda (département d'Oran, Algérie). *Thèse Doct. Etat, Univ. Lille, Bigot éd.*, p. 1-204, 25 fig., 1 carte.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

WILDI W.,(1983)- La chaîne tellorifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique* 24 (3), 201–297.

-Y-

YANG B., DALRYMPLE R. W. & CHUN S. (2006)- The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths; evidence from an open-coast tidal flat, South Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 2-8.

-Z-

ZIEGLER P.A. (1988)- Laurussia-The old red continent, in McMillan, N.J., Embry, A.F., Glass, D.J., Devonian in the world, Vol. 1, Regional Syntheses, Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, Canada, 15-48.

ZIOUIT K., SEBANE A., TOUAHRIA SEBANE A. & MAHROUK L. (2021)- Benthic Foraminifera from the Saïda clay formation (Djebel Brame, northwestern Algeria) biostratigraphy and paleoecology. *Arabian Journal of Geosciences*, 14 : 5.

PLANCHES

PHOTOS

Planche 1

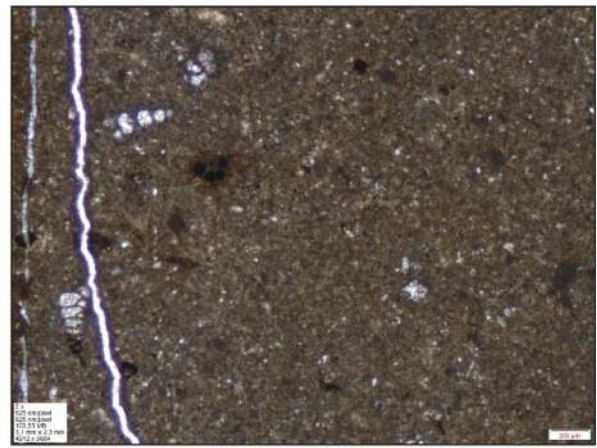
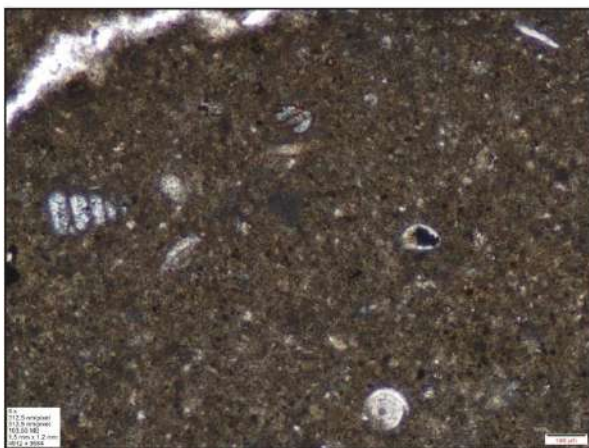
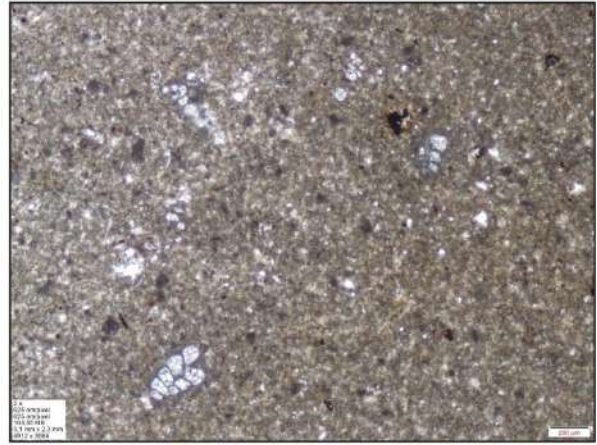
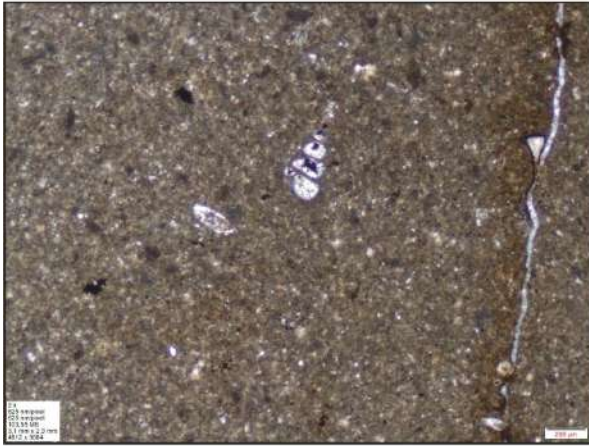
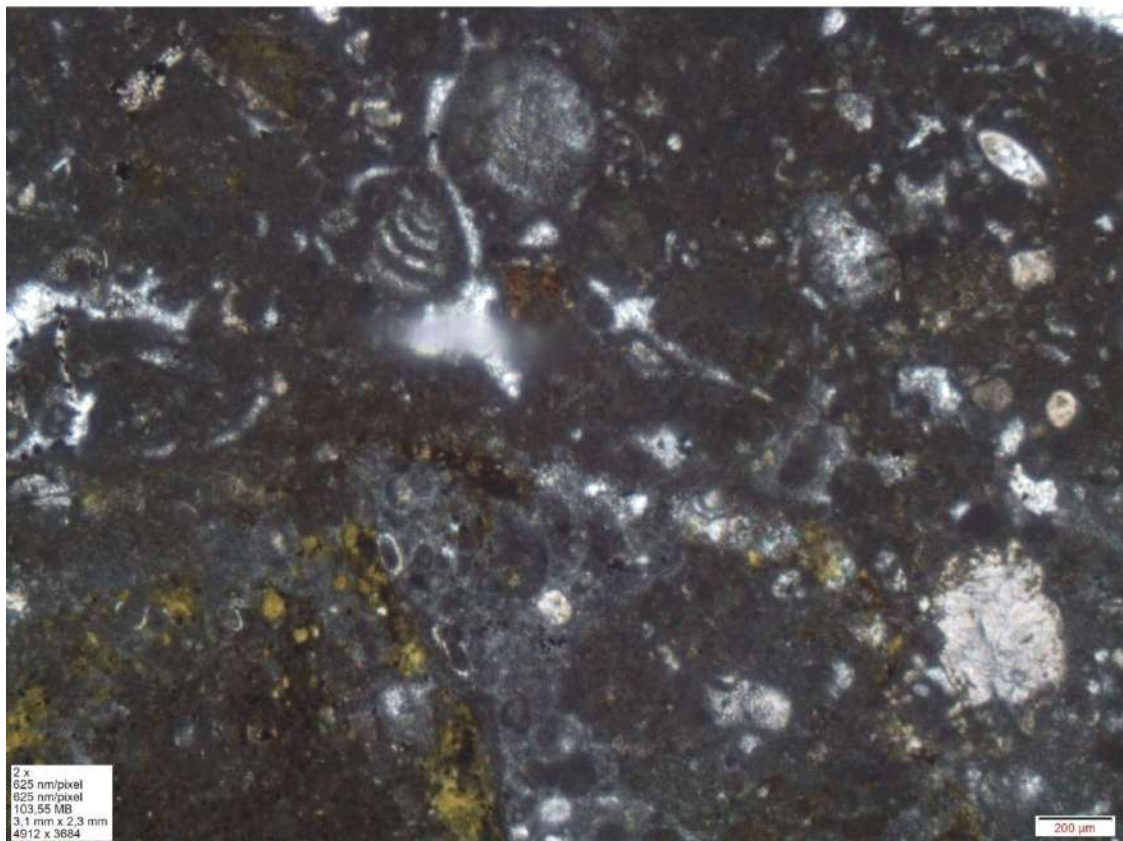


Planche 2



Tables des matières

AVANT PROPOS

Sommaire

Liste des figures

Listes des tableaux

ملخص

RESUME

ABSTRACT

Introduction générale.....1

CHAPITRE PREMIER : GÉNÉRALITÉS

PREMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITES SUR LE MÉSOZOÏQUE.....3

I- Présentation générale du Mésozoïque.....3

II- Paléogéographie du Mésozoïque.....6

III- Le Jurassique.....8

III-1- Le Jurassique supérieur.....11

DEUXIÈME PARTIE : DOMAINES STRUCTURAUX DE L'ALGÉRIE.....14

I-Principaux domaines structuraux de l'Algérie.....14

I-1- Le domaine alpin.....16

I-1-1- Domaine Tello-rifain16

I-1-2- Domaine atlasique.....18

I-2- Le domaine situé entre le domaine tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud.....18

I-3- Domaine de plate forme saharienne.....21

TROISIÈME PARTIE : PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA RÉGION D'ÉTUDE.....	22
I- Présentation générale de la région de Chellala.....	22
II- Présentation générale du cadre lithostratigraphique.....	26
II-1- Le Paléozoïque.....	26
II-2- Le Mésozoïque.....	26
A- Le Trias.....	26
A-1- Lithofaciès du Trias.....	27
A-1-1- Les gypses.....	27
A-1-2- Les argilites.....	27
A-1-3- Les dolomies.....	28
A-1-4- Les cargneules.....	28
A-1-5- Les grès.....	28
A-1-6- Les quartzites.....	28
A-1-6- Les sels.....	28
B- Le Jurassique.....	29
(1) Jurassique inférieur et moyen.....	29
(2) Jurassique supérieur.....	29
B-1- Jurassique inférieur et moyen.....	31
B-1-1- Groupe carbonaté inférieur: Lias-Dogger.....	31
B-1-2- Groupe grés-argileux: Callovien supérieur-Oxfordien.....	31
B-2- Jurassique supérieur.....	32
B-2-1- Jurassique supérieur (Selon Caratini, 1970).....	32
B-2-1-1- Groupe marno-calcaire: Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur.....	32
B-2-1-2- Groupe carbonaté supérieur: Tithonique-Berriasien-base Valanginien.....	33
B-2-3- Jurassique supérieur (Selon Benest, 1985).....	36
C- Le Crétacé.....	37
C-1- Le Crétacé inférieur.....	37
C-1-1- Groupe gréseux inférieur: Valanginien p.p.- Barremien.....	37
C-1-2- Groupe grés-carbonaté moyen: Aptien.....	37

C-1-3- Groupe gréseux supérieur: Albien.....	38
C-2- Le Crétacé supérieur: Cénomano-Turonien.....	38
D- Le Cénozoïque.....	40
D-1-Le Nummulitique.....	40
D-2- Le Miocène inférieur.....	40
III- Présentation générale du cadre structural.....	41
III-1- Aperçu structural des Chellala orientaux.....	42
IV- Principaux travaux réalisés dans la région de Chellala.....	44
IV -1- Avant 1962	44
IV-2- Après 1962	45
IV-2-1- Travaux de Caratini.....	45
IV-2-2- Travaux de Benest et Atrops.....	46
IV-2-2- Travaux de Guiraud.....	48
IV-2-4- Synthèse de Kazi-Tani.....	48
IV-2-5- Autres travaux.....	49

CHAPITRE DEUXIÈME : LITHOSTRATIGRAPHIE

I-Introduction.....	51
II-Le Kimméridgien- Tithonien de la partie orientale des monts de Chellala.....	51
III- Lithostratigraphie.....	55
III-1- Secteur de Hammam Serghine.....	55
III-1-1- Coupe de Djebel Daoura.....	56
A- La Formation Marno-Calcaires de Harraza.....	56
A-1-Unité A.....	56
A-2-Unité B.....	58
B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine.....	58

B-1-Unité A.....	58
B-2-Unité B.....	59
III-1-2-Coupe de Djebel Harraza.....	59
A- La Formation des Marno-Calcaires de Harraza.....	59
A-1-Unité A.....	59
A-2-Unité B.....	60
B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine.....	60
B-1-Unité A.....	62
B-2-Unité B.....	62
III-1-3-Coupe de Djebel Harlouf.....	63
A- La Formation des Marno-Calcaires de Harraza.....	63
A -1-Unité A.....	63
A-2-Unité B.....	63
B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine	65
B-1-Unité A.....	65
B-2-Unité B.....	65
III-2- Secteur de Djefala.....	66
III-2-1- Coupe de Kef Tiour	66
A- La Formation des Marno-Calcaires de Harraza.....	66
A-1-Unité A.....	66
A-2-Unité B.....	66
B- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine.....	67
B-1-Unité A.....	67

B-2-Unité B.....	67
IV- Attribution et corrélation stratigraphiques de la série d'étude.....	69
IV-1- Attribution stratigraphique.....	69
IV-1-1- La Formation des Marno-calcaires de Harraza (Kimméridgien inférieur).....	69
IV-1-2-La Formation des Carbonates de Hammam Serghine (Kimméridgien inférieur à Tithonien).....	69
IV- 2- Corrélation locale.....	70
IV- 2- 1- Introduction.....	70
IV- 2-2- Corrélation.....	70
A- La stratométrie.....	71
A-1- La Formation des Marno-calcaires de Harraza.....	71
A-2- La Formation des Carbonates de Hammam Serghine.....	71
B- Faciès Argiles de Saïda.....	72
C- les horizons stromatolitiques.....	74
IV-3- Corrélation régionale.....	74
V- Conclusion.....	76

**CHAPITRE TROISIÈME : ANALYSE ET INTERPRÉTATION
SEDIMENTOLOGIQUE ET SÉQUENTIELLE**

PREMIERE PARTIE: ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE ET INTERPRÉTATION PALÉOENVIRONNEMENTALE.....	78
I- Introduction.....	78

I-1- Rappels	78
I-1-1- Faciès	78
I-1-1 Microfaciès.....	78
II- Analyse sédimentologique et interprétation paléoenvironnementale.....	79
II-1- Inventaire des faciès.....	80
II-1-1-Faciès des marnes (FI).....	80
A- Sous-faciès des marnes jaunes (SF1).....	80
1- Description.....	80
2-Interprétation.....	81
3-Répartition.....	81
B- Sous-faciès des marnes vertes (SF2).....	81
1- Description.....	81
2- Interprétation.....	82
3-Répartition.....	82
II-1-2-Faciès des calcaires (FII).....	84
A- Sous-faciès des calcaires noduleux micritiques (SF3).....	84
1- Description.....	84
2- Interprétation.....	84
3- Répartition.....	84
B- Sous-faciès des calcaires bioclastiques (SF4).....	86
1- Description.....	86

2- Interprétation.....	86
3-Répartition.....	86
C- Sous-faciès des calcaires stromatolitiques (SF5).....	88
1- Description.....	88
2- Interprétation.....	88
3-Répartition.....	88
D- Sous-faciès des calcaires algues rouges (SF6).....	90
1-Description.....	90
2- Interprétation.....	92
3-Répartition.....	92
II-1-3-Faciès des grès (FIII).....	92
A- Sous-faciès des grès à litages horizontaux (SF7).....	93
1- Description.....	93
2- Interprétation	93
3- Répartition.....	94
B- Sous-faciès des grès à litages obliques en mamelons (HCS, Hummocky Cross Stratification) (SF8).....	95
1- Description.....	95
2- Interprétation.....	95
3-Répartition.....	96
C- Sous-faciès des grès à rides de courant (SF9)	96

1- Description.....	96
2- Interprétation.....	96
3- Répartition.....	97
D- Sous-faciès des grès bioturbés (SF10)	97
1- Description.....	97
2- Interprétation.....	97
3-Répartition	97
III- Les caractères ichnofaciologiques	99
A- Traces de type <i>Ophiomorpha</i>	100
1- Description	100
2- Interprétation.....	100
3- Répartition.....	100
B- Traces de type <i>Palaeophycus</i>	100
1- Description	100
2- Interprétation.....	100
3- Répartition.....	101
C- Traces de type <i>Thalassinoides</i>	101
1- Description	101
2- Interprétation.....	101
3- Répartition.....	101

IV- Associations des faciès.....	104
IV-1- Association de faciès 1 (AF1) : intertidal.....	104
IV-2- Association de faciès 2 (AF2) : Subtidal.....	104
IV-3-Association de faciès 3 (AF3): Intertidal.....	104
IV-4- Association de faciès 4 (AF4): Construction récifale.....	105
IV-5- Association de faciès 5 (AF5): Intertidal à supratidal.....	106
V- Conclusion.....	112

DEUXIEME PARTIE : INTERPRÉTATION EN TERMES DE STRATIGRPHIE

SÉQUENTIELLE.....	113
I- Introduction.....	113
II- Stratigraphie séquentielle.....	113
III- Transgression, régression et niveau marin.....	113
IV- Autocyclicité et allocyclicité.....	114
V- Stratigraphie génétique.....	115
VI- Cortèges sédimentaires.....	116
VII- Application.....	119
VII-1- Définition des discontinuités.....	119
VII-2-Séquences élémentaires.....	119
VII-2-1-Séquence marneuse 'SM'	121
VII-2-2-Séquence d'alternance 'SA'	121

VII-2-3-Séquence grès-argile 'SGA'	121
VII-2-4-Séquence calcaire 'SC'	122
VII-2-5-Séquence marne-calcaire 'SMC'	122
VII-3-Cortèges sédimentaires.....	122
VII-3-1- Cortèges transgressifs (IT).....	123
VII-3-2- Prismes de haut niveau (PHN).....	123
VII-3-3- Prismes de bas niveau (PBN).....	123
VIII- Conclusion.....	128

CHAPITRE QUATRIÈME : CORRÉLATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

I- Corrélation lithostratigraphique et paléogéographie.....	129
II- Formation des Argiles de Saïda vs Faciès Argiles de Saïda.....	133
Conclusion générale.....	137
Références bibliographiques.....	140

Planches photos

Table des matières.