

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE HADJ LAKHDAR - BATNA-
FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de

MAGISTER EN GEOLOGIE

Spécialité : Géologie et valorisation des bassins sédimentaires

THEME

**Stratigraphie, sédimentation et paléoenvironnement de
la série jurassique du Dj.Kasserou (Monts de Batna)**

Par

TOUANSA Rachid

Soutenu le : 15 / 01 / 2015, Devant Les Membres de jury

Président	M. MENANI	Professeur	Université de Batna
Rapporteur	A.YAHIAOUI	M.C.A	Université de Batna
Examineur	R. MARMI	Professeur	Université de Constantine
Examineur	M. CHADI	M.C.A	ENS Constantine

Batna, 2015

REMERCIEMENT

Avant de vous présenter ce modeste travail, il m'est très agréable de remercier toutes les personnes qui ont contribué au bon déroulement avec les meilleures conditions possibles pour son élaboration. Mes vifs et sincères remerciements s'adressent d'abord aux membres de jury :

Monsieur **Abd Elouahab YAHIAOUI**, Maître de Conférences classe (A), encadreur de ce mémoire, pour m'avoir proposé d'entreprendre ce sujet. Je ne saurai comment lui exprimer ma profonde gratitude pour les judicieux conseils qui ont souvent suscité ma curiosité, et pour son aide précieuse au cours de ce travail.

Monsieur **Mohamed Redha MENANI**, Professeur à l'Université de Batna, qui a bien voulu accepter de présider ce jury.

Monsieur **Ramdan MARMI**, Professeur à l'Université de Constantine, qui a bien voulu examiner et critiquer ce travail.

Monsieur **Mohamed CHADI**, Maître de Conférences classe (A) à E.N.S Constantine, pour avoir bien voulu examiner et commenter ce travail.

Ma reconnaissance va aussi à Monsieur **El Hadj YUCEF BRAHIM**, Enseignant au Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, pour son aide morale d'un grand intérêt et d'une grande efficacité.

Je remercie monsieur **Rabeh BOUZID**, Enseignant à l'Université d'Oran pour la détermination des ammonites.

Je remercie aussi monsieur **Djafar ALEM**, Ingénieur de laboratoire à l'Université de Annaba pour son aide dans la réalisation des lames minces.

A tous ceux qui m'ont consacré leur temps et leur attention, je dis encore et toujours MERCI.

Je voudrais enfin dédier ce travail à mes frères (Taher et Abd Elhakim), mes sœurs, mes amis (Rami, Saleh, Hamza et Sofian) qui m'ont accordé soutien et confiance durant toute la durée de mes études.

RESUME:

La région de Kasserou est située au Nord Est des monts de Batna-Belezma, elle est constituée essentiellement par des dépôts mésozoïques (Jurassique et Crétacé). Le Jurassique forme une série épaisse à dominance carbonatée affleure en position anormale au sein du Crétacé.

L'étude lithostratigraphique montre la superposition de trois formations ; la première à la base à dominance calcaro-dolomitique d'âge Lias, la deuxième est formée de calcaires à silex d'âge Dogger, la dernière est constituée par une alternance de marne et de calcaire d'âge Malm, elle est caractérisée à la base par la présence du précieux repère de l'Ammonitico rosso.

Du point de vue sédimentologique, l'analyse faciologique permet de déterminer onze microfaciès, répartis dans deux environnements majeurs : environnement de plateforme peu profond à la base et environnement profond de bassin et plateforme externe au sommet. L'analyse diagénétique permet de distinguer deux phases diagénétiques ; diagénèse précoce (micritisation) présente généralement dans les milieux peu profonds, diagénèse d'enfouissement (compaction et stylolithisation) abondante dans les milieux profonds.

Le découpage séquentiel enregistre trois séquences majeures. La première est d'âge Lias inférieur à moyen de tendance régressive, la deuxième est d'âge Dogger-Oxfordien (Malm) à polarité transgressive, la troisième est d'âge Kimméridgien-Tithonique à tendance transgressive.

Mots clés : Dj Kasserou, Ammonitico rosso, calcaire à silex, microfaciès, diagénèse, séquence.

ABSTRACT:

The area of Kasserou is located at the North East of Batna-Belezma mountains, which are formed by mesozoïc (Jurassic and Cretaceous) deposits. The Jurassic form a thick series with is carbonate dominated, its outcrops are in anormal position.

The lithostratigraphic study shows the existence of three formations; the first at the base, with calcaro-dolomitic dominated from the Lias stage, the second one is dominated by calcareous with flint from the Dogger stage and the last one is consisted of a marly/limestone alternation from the Malm stage, it is characterized at its base by the presence of the invaluable Ammonitico rosso mark.

From sedimentological point of view, the faciologic analysis allows the disinguishing of eleven microfaciès, distributed in two major environments: environment of shallow platform at the base and deep environnements of basin environment and external platform at the top. The diagenetic analysis allows the distinguishing two diagenetic phases;early diagenesis (micritisation) present generally in shallow environnements, burial diagenesis (compaction and stylolithisation) abundant in deep environnements.

Sequence analysis records three major sequences: the first is from Lower to middle Lias with regressive tends; the second is frome Dogger-Oxfordian (Malm) with transgressive polarity, the third one is from Kimmerdigien to Thitonic sub-stages with transgressive tend.

Key words: Dj Kasserou, Ammonitico rosso, limestone with flint, microfaciès, diagenesis, sequence.

ملخص:

تقع منطقة كاسرو في الشمال الشرقي لجبال باتنة بلزمة، و التي تتميز
عموما بتوضعات رسوبية من العهد الميزوزوي (الجوراسي والطباشيري).
الجوراسي يتشكل من سلسلة سميقة ذات غالبية كلسية تظهر بوضعية غير
عادية داخل العصر الطباشيري.

الدراسة الليتوستراتيغرافية بينت وجود ثلاثة تشكيلات أساسية، الأولى في
القاعدة ذات غالبية كلسية دولومية تمثل اللياس و الثانية كلسية
صوانية تمثل الدوقر، أما الأخيرة فتتشكل من تتابع للكلس مع الصلصال
وتمثل المالم و تتميز في القاعدة بوجود المعلم الثمين الأمونيتيكو روسو
بالنسبة للناحية الرسوبية : الدراسة المتعلقة بالسحنات تقدم احدى
عشر سحنة دقيقة موزعة في وسطين اساسين: وسط قليل العمق من السطح
القاري في القاعدة ووسط عميق بالخوض في اتجاه القمة .

التقسيم التسلسلي يسجل ثلاث متواليات كبيرة ، الأولى خلال اللياس
السفلي و الأوسط ذات ميول جزري ، الثانية تمثل الدوقر و الأوكسفوردي
ذات ميول مدي، الثالثة ذات ميل مدي تمثل الكيميرجي و التيتونيك.

الكلمات المفتاحية: جبل كاسرو، الأمونيتيكو روسو، الكلص الصواني،
السحنة، النشأة، متواليية .

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	14
-----------------------------	----

PREMIER CHAPITRE

I. GENERALITES

I.1. Cadre géographique de la région	16
I.1.1. Situation	16
I.1.2. Le climat	17
I.1.3. L'orographie	17
I.1.4. Hydrographie	18
I.2. Cadre géologique régionale	19
I.2.1. Les Maghrébides	19
I.2.1.1. Le domaine interne	20
I.2.1.2. Le domaine des flyschs	21
I.2.1.3. Le domaine externe	22
I.2.2. contexte géologique des monts de Batna-Belezma	24
I.2.2.1. Introduction	24
I.2.2.2. Lithostratigraphie	25
I.2.2.2.1. Trias	25
I.2.2.2.2. Jurassique	25
I.2.2.2.3. Crétacé	26
I.2.2.2.4. Le Tertiaire	30
I.2.2.2.5. Quaternaire	30
I.2.2.3. Paléogéographie	31

I.2.2.4. Tectonique.....	33
I.2.2.4.1. Les accidents tectoniques.....	33
I.2.2.4.2 Les phases tectoniques.....	34
I.3. Historique des travaux.....	37
I.4. Méthodes et but du travail.....	39
I.4.1. Objet de travail.....	39
I.4.2. Méthodologie.....	39
I.4.2.1. La recherche bibliographique.....	39
I.4.2.2. Travail pratique.....	39
I.4.2.3. La mise en œuvre informatique.....	42
I.5. Conclusion.....	42

DEUXIEME CHAPITRE

II- LITHOSTRATIGRAPHIE

II.1.Introduction.....	44
II.2. La coupe de Ravin bleu.....	44
II.2.1. Situation de la coupe.....	44
II.2.2. description lithologique.....	45
II.2.2.1. Formation calcaro-dolomitique.....	47
II.2.2.2. Formation calcaire à silex.....	49
II.2.2.3. Formation alternance marne et calcaire.....	51
II.3- coupe de Djebel Kasserou.....	55
II.3.1. Situation de la coupe.....	55
II.3.2. description lithologique.....	56
II.3.2.1. Formation alternance marne et calcaire.....	56
II.4. Conclusion.....	60

TROISIEME CHAPITRE

III. SEDIMENTOLOGIE

III. 1. Introduction.....	62
III. 1.1. Classification des carbonates.....	62
III. 1.1.1. Classification de FOLK.....	62

III. 1.1.2. Classification de Dunham	63
III. 1.2. Les microfaciès standards de Wilson	64
III. 2. Analyse faciologique	66
III. 2.1. Introduction.....	66
III. 2.2. Définitions	66
III. 2.3. Méthode	67
III.2.4- Les principaux faciès sédimentaires	68
III. 2.4. 1. Faciès de plateforme interne	68
III. 2.4.2. Faciès de plateforme moyenne	70
III. 2.4.3. Faciès de bassin.....	71
III.2.4.4. Faciès de plate forme externe	75
III.2.5. Les milieux de dépôts	78
III. 2. 5.1. Les critères d'identification des milieux de dépôt.....	78
III. 2. 5.2. Milieu de plate forme interne.....	79
III. 2.5.3. Milieu de plate forme moyenne.....	80
III. 2. 5.4. Milieu de plate forme externe.....	80
III. 2.5.5. Milieu de bassin.....	80
III. 3. Etude diagénétiques	82
III.3.1. Définition de la diagenèse	82
III.3.2. Les environnements diagénétiques	82
III.3.3. Processus diagénétiques	83
III.3.3.1. La diagenèse précoce	83
III.3.2.2. La diagénèse d'enfouissement	84
III.3.3. Conclusion.....	87
III.4. Grands traits paleogeographiques de la région d'étude au cours du jurassique.....	88
III. 5. Conclusion.....	89

QUATRIEME CHAPITRE

IV- ANALYSE SEQUENTIELLE

IV.1. Introduction	92
IV.2. définitions de base	92
IV.3. Limites et discontinuités.....	93
IV.4. Découpage séquentiel de la série jurassique	94

IV.4. 1. Coupe de Ravin bleu.....	94
IV.4.1.1. Mégaséquence I.....	94
IV.4.1.2. Mégaséquence II.....	95
IV.4.1.3. Mégaséquence III.....	96
IV.4. 2. Coupe de dj Kasserou.....	100
IV.4.2.1. Mégaséquence I.....	100
IV.2.4.3. Mégaséquence II.....	100
IV.5. Conclusion.....	103
CONCLUSION GENERALE	105
BIBLIOGRAPHIE	108
ANNEXE	

LISTE DES FIGURES

Fig. 01 : Situation géographique de la région d'étude	05
Fig. 02 : Carte réseau hydrographique de la région d'étude	07
Fig. 03: Carte structurale de la chaîne Maghrébide. (Durand, D, 1969)	08
Fig.04 : Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de chaîne alpine d'Algérie orientale (Durand. D, 1969)	10
Fig.05 : Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides.....	10
Fig.06 : Carte géologique schématique des monts de Belezma.....	13
Fig.07 : Le Crétacé supérieur du Bellezma, Faune a valeur stratigraphique (Bellion, 1972).....	18
Fig.08 : Schema structural des monts du Belezma, d'Ain Yaghout, d'Oum el Bouaghi et du Nord des Aurès (Vila 1980).....	25
Fig. 09 : Localisation de la coupe de Ravin bleu	33
Fig. 10 : colonne générale de Ravin bleu avec le découpage lithostratigraphiques.....	35
Fig. 11 : la colonne lithologique de la première formation.....	36
Fig. 12 : la colonne lithologique de la deuxième formation.....	39
Fig.13 : la colonne lithologique de la troisième formation.....	41
Fig. 14 : colonne lithologique de Ravin bleu avec la répartition de faune.....	43
Fig.15 : localisation de la coupe de Djebel Kasserou	44
Fig. 16: coupe géologique schématique de Dj Kasserou.....	46
Fig.17 : colonne lithologique de Dj Kasserou avec le découpage lithostratigraphiques.....	47
Fig.18 : colonne lithologique de Dj Kasserou avec la répartition de faune	48
Fig.19 : classification des roches carbonatées selon Folk (1959).....	51
Fig.20 : classification des roches carbonatées selon Dunham (1962)	52

Fig.21 : microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975).....	53
Fig.22 : Répartition des environnements sur une plate forme.....	56
Fig.23 : Dolomicrite à bird's eyes.....	57
Fig.24 : Biomicrite à foraminifères benthiques (Textularidea).....	58
Fig.25 : Biomicrite à foraminifères benthiques (Nodosaria).....	58
Fig.26 : Biomicrite à algues et éponges (Cladocoropsis cf. mirabilis).....	59
Fig.27 : Biomicrite à algues et éponges (permocalculus sp).....	59
Fig.28 : Biosparite à foraminifères benthiques et annélides: (annélides).....	60
Fig.29 : Biosparite à foraminifères benthiques et annélides: (Involutina liasica).....	60
Fig.30 : Biomicrite à filaments et échinides (Filaments).....	61
Fig.31 : Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques (Globigérina oxfordiana).....	62
Fig.32 : Biomicrite à calpionelles (Crassicolaria massutiniana).....	63
Fig.33 : Biomicrite à calpionelles (Calpionella alpina).....	63
Fig.34 : Biomicrite à Saccocoma (Saccocoma).....	64
Fig.35 : Biomicrite à algues et Saccocoma (Saccocoma alpina).....	65
Fig.36 : Biomicrite à algues et Saccocoma (Heteroporella lemmensis).....	65
Fig.37 : les environnements majeurs de diagenèse carbonatée (Adams et Mackenzie;2001).....	71
Fig.38 : profil schématique localisant les types de ciments précoces et leur environnement.....	72
Fig.39 : Figure de micritisation dans biomicrite à foraminifères benthiques.....	73
Fig.40 : Figure de bioturbation dans biomicrite à algues et Saccocoma.....	73
Fig.41 : Figure de fracturation dans biomicrite à Saccocoma.....	74
Fig.42 : Figure de fracturation dans biomicrite à algues et Saccocoma.....	74
Fig.43 : Figure de fracturation dans biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques.....	74
Fig.44 : Figure de stylolithisations dans biomicrite à Saccocoma.....	75
Fig.45 : Figure de stylolithisations dans biomicrite à filaments et échinides.....	75

Fig.46: Figure de Ferruginisation dans biomicrite à filament et foraminifères planctoniques.....	76
Fig.47 : Figure de Ferruginisation dans biomicrite à algues et Saccocoma	76
Fig.48 : La répartition des microfaciès et de faune sur un model de plateforme carbonaté.....	80
Fig.49 : découpage séquentiel de la coupe de Ravin bleu.....	89
Fig.50 : découpage séquentiel de la coupe de dj Kasserou	92

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les formations jurassiques au Nord de l'Algérie n'occupent que des surfaces réduites par rapport aux formations du Crétacé ou du Tertiaire, il s'agit des formations les plus anciennes affleurant normalement et possèdent des grands intérêts soit sur le plan de l'interprétation structurale ou sédimentologique.

Notre région d'étude est située à la partie Nord-Est des monts de Batna-Belezma, le Jurassique est rarement représenté dans ces monts, il affleure en position anormale au sein de la série Crétacé et représenté par une série à dominance carbonatée. Cette série malgré les études précédentes entamées par certains géologues surtout en domaine structurale reste mal connue au plan sédimentologique, pour cela une étude lithostratigraphique et sédimentologique ont été proposées pour mieux déchiffrer cette série.

Ce mémoire est articulé sur quatre chapitres:

- Le premier chapitre précise le cadre géographique de la région étudiée (situation, climat, hydrographie et orographie) ainsi qu'une synthèse bibliographique sur la géologie des monts de Batna-Belezma (lithostratigraphie, paléogéographie et tectonique) et enfin la méthodologie.
- Le deuxième chapitre consiste à une étude lithostratigraphique de la série jurassique par la réalisation de deux coupes géologiques avec une description et un découpage lithostratigraphique.
- Le troisième chapitre consiste à une étude sédimentologique par la caractérisation des différents microfaciès à partir de l'observation des lames minces et le tri des marnes afin de déterminer les milieux de dépôts et de faire une étude diagénétique.
- Le dernière chapitre essaye de proposer un découpage séquentiel pour la série ainsi étudiée.
- Enfin une conclusion générale comprend les résultats obtenus.

Chapitre 1

GENERALITES

I- GENERALITES

I-1- Cadre géographique de la région

I-1-1- Situation :

La région d'étude est située dans la partie nord-est des monts du Batna - Belezma à environ 07 Km au Nord-Est de la ville de Batna ; chef lieu de la wilaya. Elle est comprise entre 35°35' et 35°38' de latitude Nord et entre 6°06' et 6°12' de longitude Est. La zone d'étude couvre la partie nord de la feuille de Batna (carte topographique de Batna N°172 1/50.000^e).

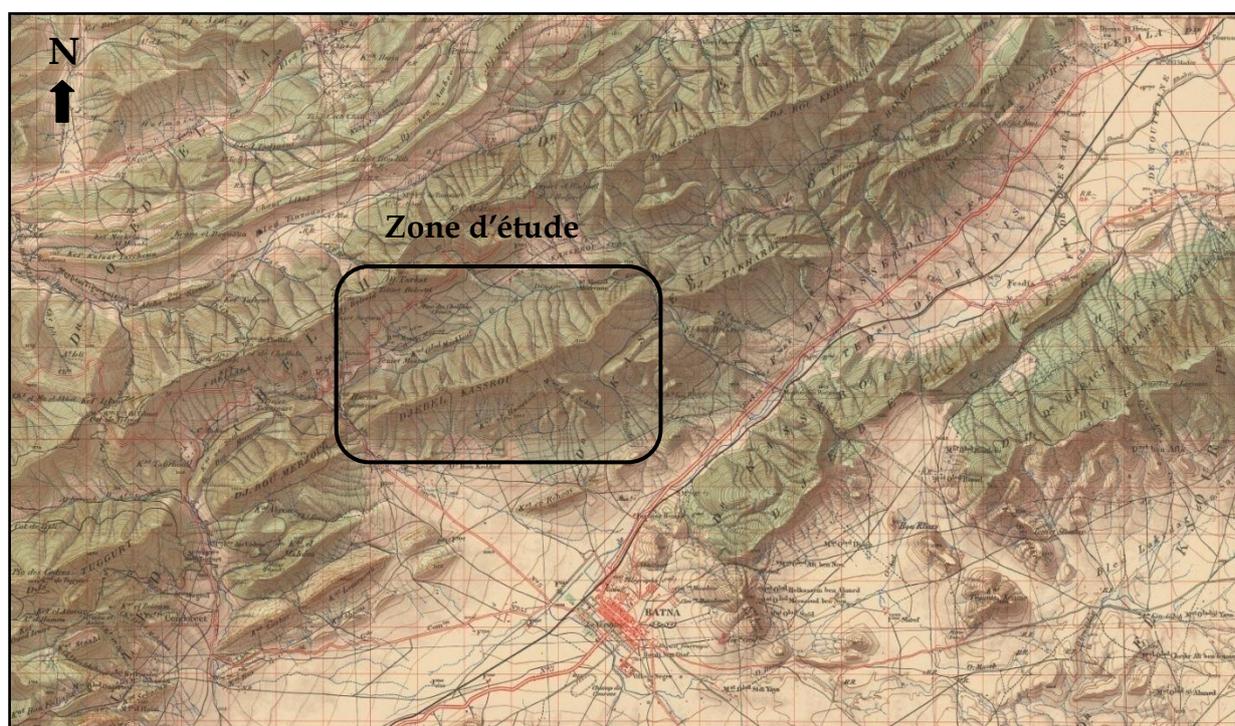


Fig.01 : situation de la région d'étude (extrait de la carte topographique de Batna 1/50.000^e)

I-1-2- Climat:

Le climat qui affecte la région est semi aride, la précipitation moyenne est de 210 mm par an, elles sont abondantes surtout dans la saison de l'hiver, la neige ne fait son apparition que pendant quelques jours et surtout au mois de mars.

La température est le second facteur après la précipitation qui conditionne le climat, on constate que le mois le plus froid est janvier avec une température moyenne de 4° C. Le mois le plus chaud est celui de juillet avec une température moyenne de 35°C. Durant l'hiver la température descend en dessous de zéro dans la nuit avec souvent des gelées, durant l'été la température peut atteindre les 45°C à l'ombre.

I-1-3- Orographie:

La région d'étude fait partie de monts Batna-Belezma. Cette chaîne de montagnes est constituée par des lignes de crêtes sensiblement orientée Est Ouest qui s'élèvent vers l'Est. Le cadre montagneux majestueux de Batna-Belezma comporte deux ensembles bien distincts :

L'ensemble oriental est un chaînon formé d'une série de plis plus ou moins parallèles. A l'est, le premier pli est constitué par trois djebels au relief très escarpé. Le djebel Tuggurt (2091m), le djebel Boumerzoug (1778m) et le djebel Kasserou (1600m). Le second pli est constitué par la chaîne du djebel Chellala, qui se prolonge au nord-est par le djebel Maguel et au sud-ouest par les djebels Tichao (2138m). A l'Ouest de Tichao et au-dessus de Merouana se dresse le pli du djebel Bou Rhioul à Bou Ari. (Ben djamaa, 2000)

L'ensemble occidental formé par la crête principale Kef-Sefiane, la plus méridionale (Nord-Ouest, Sud-Est) puis Ras Moulay Yahia (Sud -Est et Est-Nord-est, Ouest-Sud-ouest).

L'ensemble Kef- Sefiane, Taoucherit, Echa-cheffa a un flanc sud-nord de 800 à 1750 mètre plus vaste et moins incliné que le flanc sud. La crête secondaire Kef-Reched, djebel Refaâ, très aigue, moins longue, est représentée par un relief étroit, symétrique et rectiligne, orienté Ouest-Nord-Ouest, Est-Sud-est et prolongé à l'Est par l'Hadjret-El Beida. Le djebel Refaâ, au Nord-Est du massif (2178 mètres) est un chaînon calcaire massif, formé dans sa partie centrale par une importante combe sénonienne. Son relief est dissymétrique, avec un versant nord en pente faible; plusieurs oueds souvent rectilignes et d'orientation relativement constante nord-ouest, sud-est l'entaillent parfois profondément. (Ben djamaa, 2000)

I-1-4 Hydrographie :

La région de Batna est caractérisée par une irrégularité marquante dans les écoulements superficiels au cours d'une même année et inter-annuellement.

La région d'étude est caractérisée par des nombreuses sources se localisent surtout dans le versant nord de l'anticlinal, le versant sud est marqué par la source hydrothermale de Kasserou (El Gassâa) au pied du Tenietel Hadjoul (Vila, 1977). Des infiltrations des eaux fluviales pour atteindre la nappe par un ensemble de fracturation, des simples diaclases, de joint d'inter-bancs et de conduits de Karstification.

Les oueds suivant la topographie ainsi que les accidents tectonique. Ces oueds prennent deux directions bien distinctes :

- Des oueds directionnels en même alignement des reliefs, tel qu'oued Ketami.
- Des oueds en séquent (perpendiculaire), tel que le l'oued de Fisdis dans la partie est, le oued de Bouilef qui formé par l'oued de Ed Dechra et oued Dif qui prend sa source au niveau des monts Tarkat et Kasserou et l'oued de Skene dans la partie ouest. Ces oueds rejoindre oued El Gorzi. Ce dernier est affluent oued El Madher. (Fig. 02)

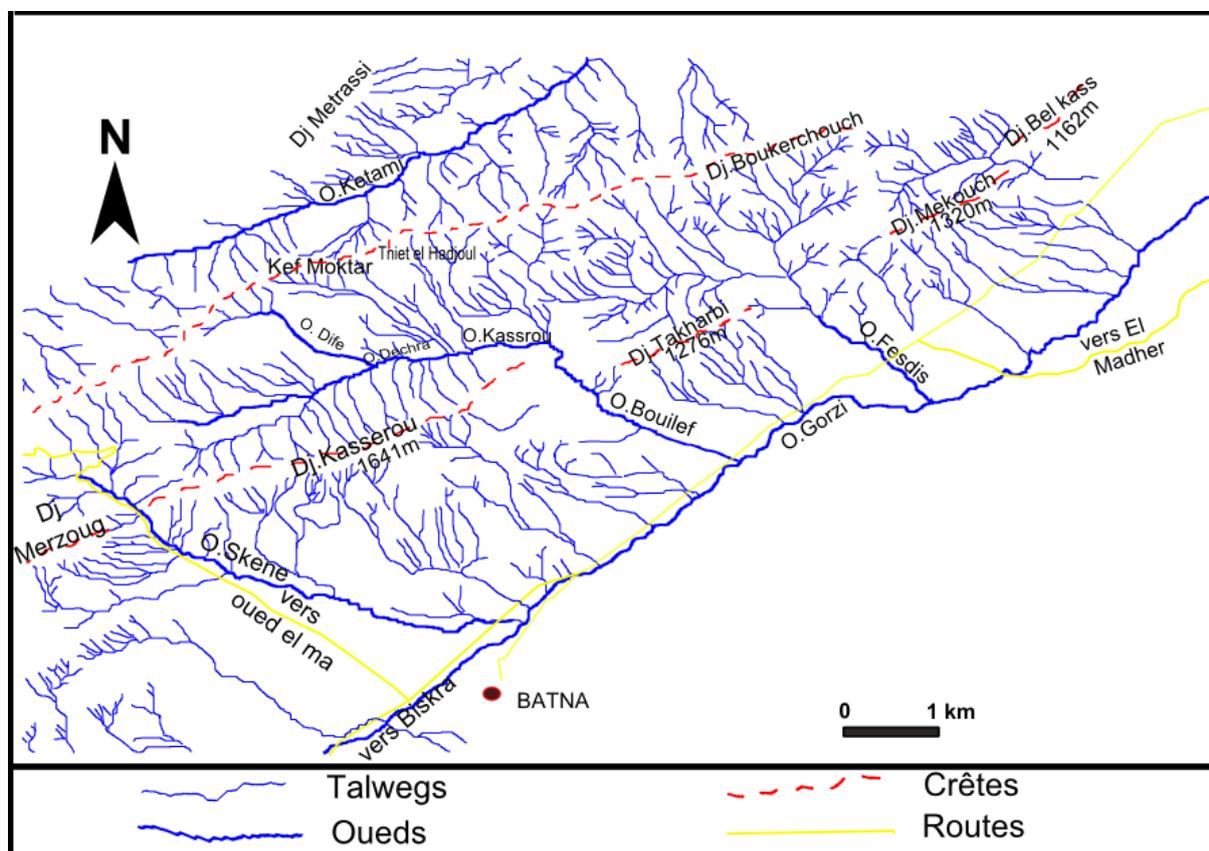


Fig.02: Carte réseau hydrographique de la région d'étude

I-2- Cadre géologique régionale

I-2-1- Les Maghrébides

La chaîne alpine d’Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l’orogène alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969) d’âge Tertiaire qui s’étend de l’Ouest à l’Est sur 2000 km depuis l’Espagne du Sud à l’arc calabro-sicilien (Fig.03).

Dans ce domaine en forme d’anneau très aplati, on distingue classiquement les zones internes, situées à l’intérieur de l’anneau et représentées aujourd’hui par différents massifs, dispersés le long de la côte méditerranéenne et les zones externes situées à sa périphérie.

Le domaine de la chaîne des Maghrébides a connu des phases de déformations méso-cénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriages. C’est le domaine des nappes ou domaine allochtone.

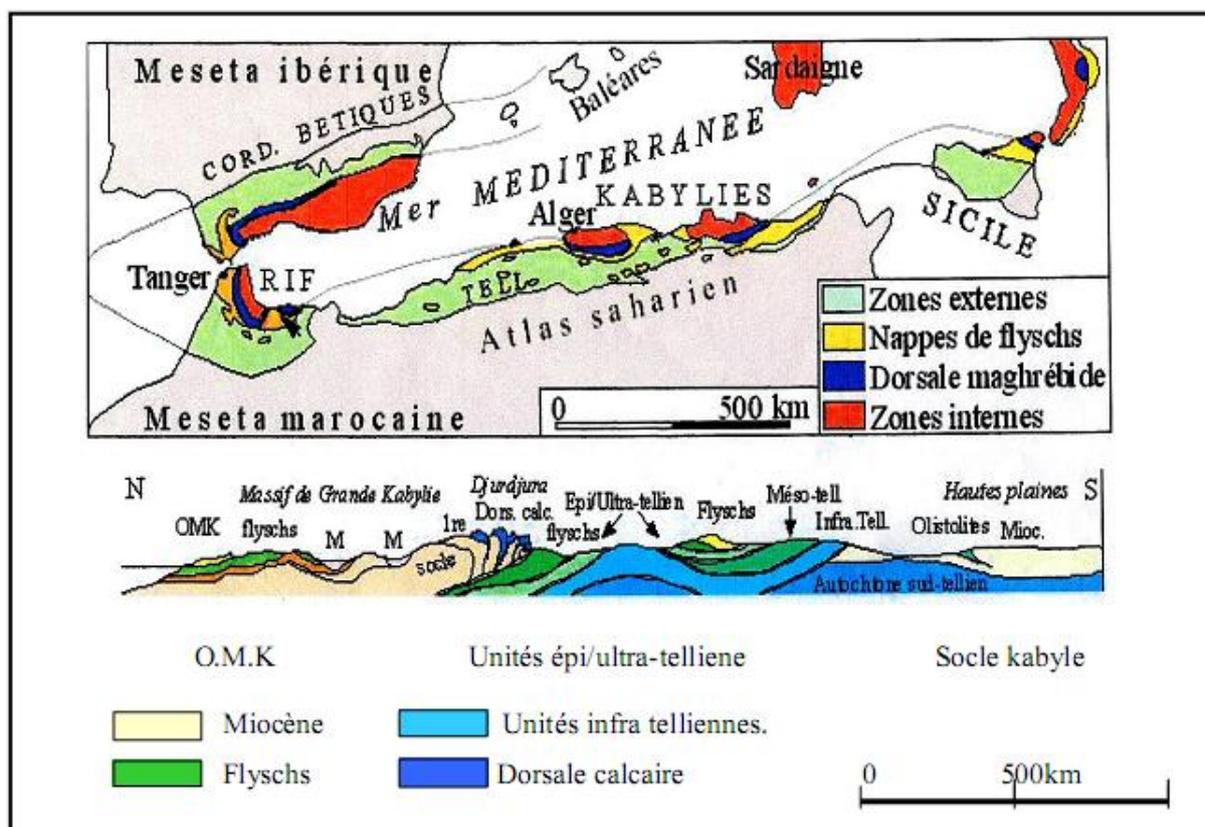


Fig.03 : Carte structurale de la chaîne des Maghrébide. (Durand-Delga, 1969)

En Algérie, la chaîne des Maghrébides montre du Nord vers le Sud les domaines suivants (Fig.04):

I-2-1-1-le domaine interne :

a) **socle kabyle ou Kabylide**, est composé de massifs cristallophylliens métamorphiques (gneiss, marbres, amphibolites, micaschistes et schistes) et d'un ensemble sédimentaire paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) peu métamorphique. Ce socle affleure d'Ouest en Est dans les massifs du Chenoua (à l'Ouest d'Alger), de Grande Kabylie et de Petite Kabylie (entre Jijel et Skikda). Ce dernier, avec 120 km de long et 30 km de large, constitue le plus large affleurement du socle kabyle en Algérie.

Le socle est par endroits recouvert en discordance par des dépôts détritiques (principalement des molasses conglomératiques) d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur, appelés Oligo-Miocène Kabyle. Les massifs internes des Maghrébides ont donc constitué une zone haute de la fin du Paléozoïque à l'Oligocène supérieur. Le socle kabyle est bordé au Sud par les unités mésozoïques et cénozoïques de la Dorsale Kabyle.

b) **Dorsale Kabyle**: appelées parfois « chaîne calcaire » à cause de l'importance du Jurassique inférieur calcaire. Ce domaine est exceptionnellement étroit et ne dépasse jamais quelques kilomètres de largeur.

Le premier affleurement de la dorsale kabyle en Algérie est situé au cap Ténès. On la retrouve ensuite dans le massif du Chenoua puis au Sud Est d'Alger où elle constitue d'importants reliefs sur plus de 125 km de long (massifs de Larba, du Bou Zegza et du Djurdjura). Elle apparaît ensuite au Nord de Constantine (Dj. Sidi Dris) et on la suit sur 90 km jusqu'au Sud d'Annaba. Du point de vue lithologique, ces formations comprennent des calcaires du Lias et de l'Eocène, des dolomies du Trias au Lias inférieur et des grès du Permo-Trias (Bouillin, 1986).

La dorsale kabyle a été subdivisée du Nord au Sud en trois unités qui se différencient par le faciès et l'épaisseur des calcaires : dorsale interne, médiane et externe. En général, les faciès traduisent des conditions de sédimentation de plus en plus profondes lorsque l'on passe des formations de la dorsale interne (dépôts littoraux ou épicontinentaux) à celles de la dorsale médiane (dépôts marneux et plus profonds du Crétacé à l'Eocène) puis aux formations de la dorsale externe (qui montrent souvent des radiolarites au Dogger-Malm) (Bouillin, 1986). Du côté sud, un contact anormal sépare la Dorsale kabyle du domaine des flyschs. Les formations du domaine interne chevauchent le domaine des flyschs et le domaine externe tellien.

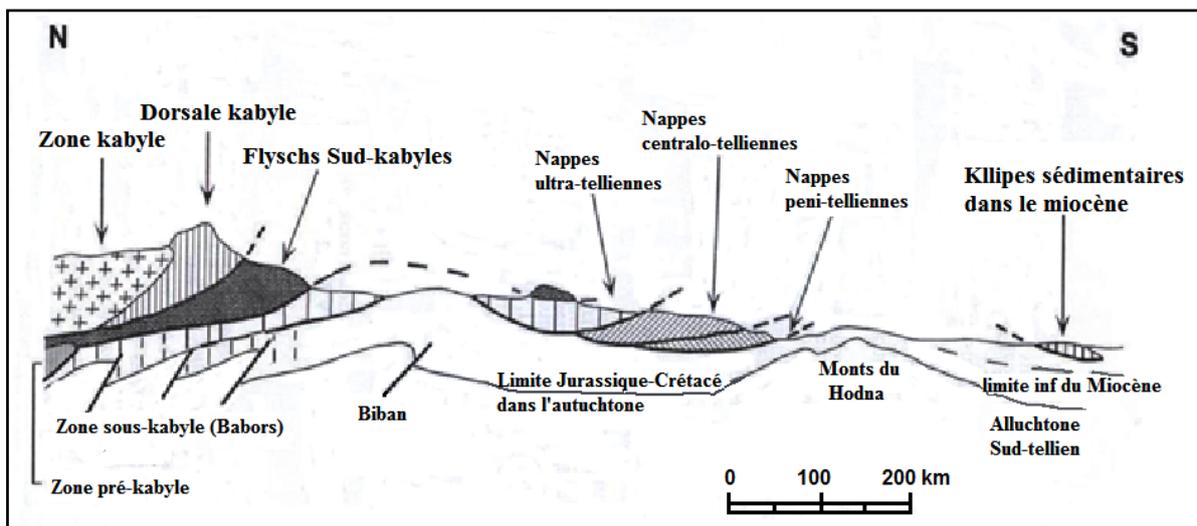


Fig.04 : Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (Durand-Delga, 1969)

I-2-1-2- Le domaine des flyschs :

Constitué par des nappes de flyschs crétacés-paléogènes qui affleurent dans les zones littorales sur 800 km de long, entre Mostaganem et Binzerte (Tunisie). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mis en place par des courants de turbidités. Ces flyschs se présentent de trois manières : en position interne, superposés aux massifs kabyles, c'est-à-dire rétrocharriés sur les zones internes et appelés flyschs nord-kabyles ; en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale kabyle (flyschs sud-kabyle) et enfin en position très externe, sous forme de masse isolées flottant sur le Tell charriés au sud (Fig.05).

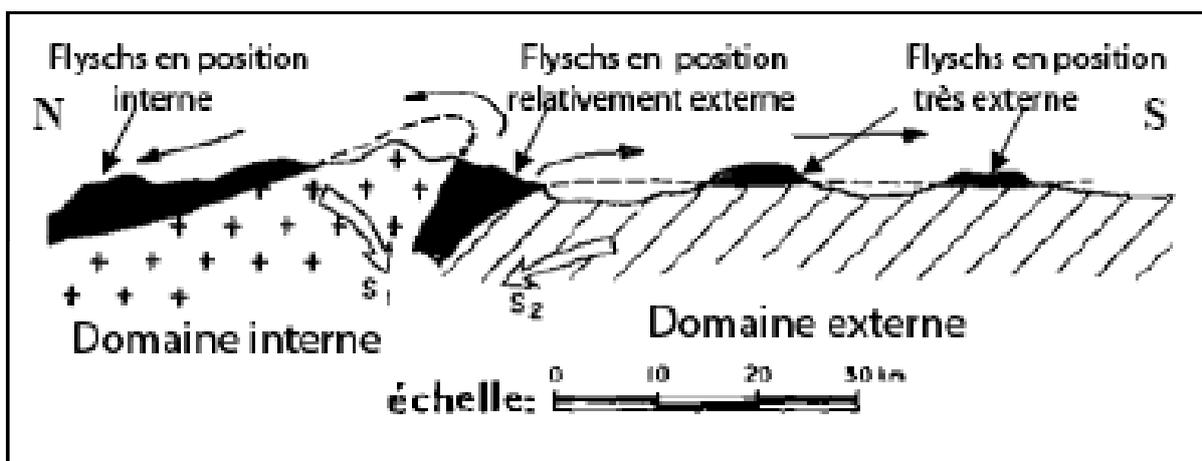


Fig.05: Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides (Durand-Delga, 1969)

On distingue du Nord au Sud deux grands groupes de flyschs, les flyschs maurétaniens et les flyschs massyliens auxquels s'ajoutent un troisième groupe de flyschs plus récent, les flyschs numidiens d'âge Oligocène supérieur – Burdigalien inférieur.

A- les flyschs maurétaniens : sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Ils sont composés d'alternances de bancs argileux, calcaires et gréseux. La série débute par des radiolarites rouges du Dogger-Malm et se termine par des niveaux conglomératiques du Paléocène.

B- les flyschs massyliens : occupent une position externe dans le domaine des flyschs et comportent une série péli-to-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série péli-to-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur.

C- les flyschs numidiens : constitués de niveaux gréseux d'âge Oligocène terminal–Aquitainien épais de plusieurs centaines de mètres qui reposent sur des argilites versicolores oligocènes. Ces flyschs reposent anormalement à la fois sur les zones internes et sur les zones externes. (Durand-Delga, 1969)

I-2-1-3-Le domaine externe :

Il est représenté la marge téthysiens du continent africain on peut distinguer deux grands types de séries (Benabbes, 2006):

- Les séries telliennes.
- Les séries de l'avant pays.

A- Les séries telliennes :

En Algérie orientale et aux confins Algéro-tunisienne les séries tellienne ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivant à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et l'Eocène.

Ce sont du nord vers le sud d'après Wildi 1983, JM villa 1980.

- Les unités Ultra telliennes : sont des formations typiques du Crétacé inférieur sont constitués par des marno-calcaires.

- Les unités telliennes sensu-stricto : avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes.

- Les unités péni telliennes et les unités méridionales à nummulites à faciès néritique prépondérant du Crétacé supérieur à l'Eocène.

B- Les séries de l'avant pays :

La chaîne des magribides est bordée au Sud par des avant pays de nature et de comportement tectonique variables.

On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les domaines suivants (Benabbes, 2006):

- Unités néritique constantinoise : ces séries forment des massifs isolés de taille variable caractérisée par des formations carbonatées Mésozoïque.
- Unités sud-sétifiennes : ce sont considérées par J. Savornin 1920 comme « batipré-saharien » ont été décrites par Villa 1980 sous l'appellation « ensemble allochtone sud sétifien ».
- Unités de Sellaoua : ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-ouest au Nord-est elles affleurent au Sud-est des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires Crétacé avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux par contre l'Yprésien est carbonaté riche en nummulites. L'Oligocène est signalé par JM Villa 1980.
- Le para autochtone Nord-Aurèsien : constitué le bord septentrionale de l'autochtone atlasique, le para autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Ain Yagout et par les djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Ain Kercha et d'Oum El Bouaghi.
Cet ensemble est affecté par la tectonique Alpine, le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le cœur d'un vaste pli couché.
- L'autochtone Nord-Aurèsien : le domaine atlasique caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'éocène selon des directions atlasiques et par un Trias diapirique d'âge aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa. (Farah A.S., 1991 in Benabbes, 2006).

I-2-2- Contexte géologique des monts de Batna-Belezma

I-2-2-1- Introduction

La région d'étude fait partie intégrante des monts de Batna-Belezma qui forment le prolongement oriental des monts du Hodna limitant le bassin de Barika à l'Est (Guiraud, 1973).

Cette chaîne de montagnes correspond à un alignement NE-SW de reliefs s'étendant de Batna à l'Est jusqu'au village de Sefiane à l'Ouest.

Ce massif se présente sous forme d'un anticlinal asymétrique dont le flanc Sud est redressé sub-verticalement à dj Tuggurt, tandis que les pentages du flanc Nord sont moins forts Ils sont structurés en plis anticlinaux à grands rayons de courbure, avec une orientation générale des axes NE-SW, les terrains formant ces massifs sont essentiellement jurassico-crétacés. Géographiquement les monts de Batna-Belezma sont situés au Nord des Aurès, limité au Nord Ouest par les monts de Hodna et au Sud Est par la dépression de Batna- Ain Touta

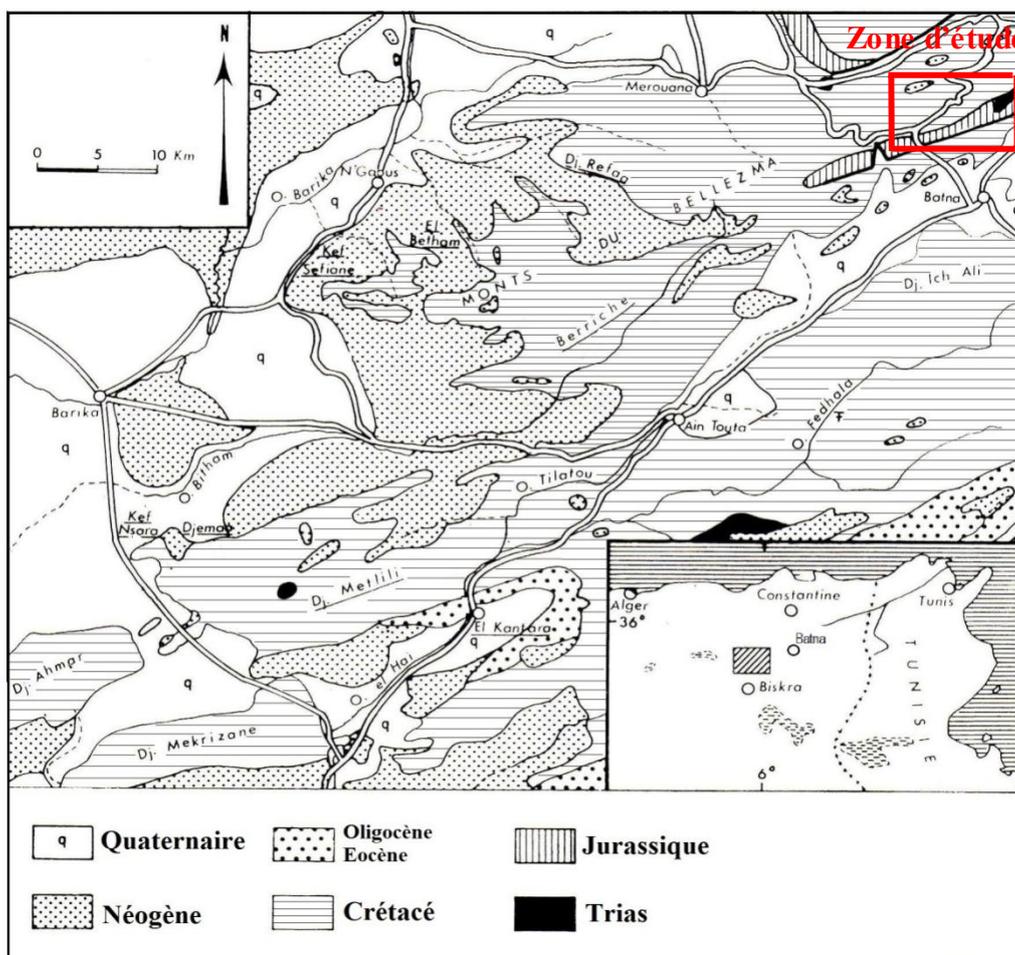


Fig.06: Carte géologique schématique des monts de Belezma (Bellion et al 1973)

I-2-2-2- Lithostratigraphie

I-2-2-2-1- Trias :

Localisé au voisinage de Djebel Sarif, qui constitue le jalon le plus septentrional des monts de Belezma.

Il s'agit de formations principalement constituées par des argilites lie-de-vin et par des lentilles gypseuses avec des masses confuses de marnes bariolées et des argiles gypseuses englobent des amas plus ou moins volumineux et chaotique de dolomies broyées et cargneulisées (Menani, 1991).

Les terrains triasiques peuvent occuper une position structurale anormale (et ils sont alors injectés au sein des séries encaissantes à la faveur de cassures) ou bien ils soulignent des contacts anormaux entre des unités chevauchantes. Mais le plus souvent c'est en position de cœur d'anticlinal qu'ils affleurent (Menani, 1991).

I-2-2-2-2- Jurassique :

Le Jurassique constitue l'ossature essentiellement calcaro-dolomitique, de plusieurs chaînes des Monts du Hodna et de Batna. La série épaisse de près de 1000 m (Guiraud 1973).

❖ Jurassique inférieur et moyen

Le Lias au Ravin bleu de Batna débute par de formation de dolomie massives noire et grise avec des calcaires dolomitiques comportant quelques niveaux à algues encroûtantes (*Thaumatoporella*) d'âge Lias inférieur (Hettangien-Sinémurien) (Guiraud, 1973)

La partie médian est constitué par des calcaires cristallins graveleux à gastéropodes, Rhynchonelles, Algues et Foraminifères (*Involutina liasica*) qui attribués au Lias moyen (Domérien et Carixien).

Le Lias se termine par des calcaires marno-gréseux, lités, glauconieux, à microfilaments se terminant par un horizon rougeâtre (2 m) contient des ammonites caractéristiques (*Lilia bayani*, *Lilia comensis*, *Phylloceras heterophyllum*) c'est le précieux repaire de l'**Ammonitico rosso inférieur**, d'âge Toarcien (Savornin 1920 in Guiraud 1973).

Au dessus du Toarcien, des calcaires argileux à chailles, filaments et radiolaires et des calcaires à silex ont été attribués au Dogger par J. Savornin (1920), sans datation précise. Au Sud de Batna (Ficheur, 1896) distingue des calcaires compacts réglés à *Coeloceras humphries* qu'il attribue au Bajocien et des calcaires lités verdâtres à nodules siliceux au Bathonien et à Callovien. (Guiraud 1973).

❖ Jurassique supérieur

Les formations du Jurassique supérieur sont beaucoup mieux représentées que celles du Lias- Dogger et la variabilité des faciès permettent de mieux reconstitution de paléoenvironnement. Les limites lithostratigraphiques sont généralement assez nettes, sauf à la base de la série, leur position stratigraphique précise est souvent difficile à établir. La limite inférieure des ces formations se place au toit des carbonates francs du Dogger, leur limite supérieure correspondra à la disparition brutale ou à la forte diminution des carbonates ou profit des éléments détritiques, argiles et grès. (Guiraud 1973) distingué deux groupes: un groupe marno-calcaire (Oxfordien terminal ou Kimméridgien basal à Kimméridgien supérieur) et un groupe carbonaté supérieur (Kimméridgien supérieur ou plus généralement Tithonique ou Portlandien à Berriasien)

Le Malm dans la région de Ravin bleu débute par quelques mètres de calcaire noduleux argileux lie-de-vin à verdâtres, à nombreuses Ammonites parmi lesquelles J.Savornin (1920) cité : *Peltoceras bimammatum*, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Perisphinctes martelli*.....etc, (Ammonitico rosso supérieur) (Guiraud, 1973).

Au-dessus viennent des alternances de calcaires argileux grisés à *Saccocoma*, radiolaires et ostracodes, et de marnes grisées, à une trentaine mètres de la base de cette série un horizon fourni à SNPA : *Ataxioceras guentheri* et *Ataxioceras striolare*, dont l'association donne un âge Kimméridgien inférieur à moyen

Les passées calcaires deviennent plus importantes dans la formation suivante qui referme *Calpionnella alpina*, *Calpionnella elliptica* et *Crassicolria paravula* qu'ils attribuent au Tithonien et au Berriasien inférieur (Guiraud 1973).

I-2-2-2-3- Crétacé

Le Crétacé est bien développé dans les Batna- Belezma et représenté par une épaisse série constituée essentiellement par des faciès gréseux et marno-calcaires.

❖ Crétacé inférieure :

Le Crétacé inférieur occupe de vastes superficies dans les Monts de Batna – Belezma surtout dans la partie orientale de cette série, où les faciès sont à dominante gréseuse. Ils comportent aussi des faciès carbonatés.

Au sein de ces séries relativement monotones en apparence on peut distinguer assez souvent plusieurs formations. Ce sont, de la base de la série vers le sommet (Guiraud 1973):

- **la formation marno-silto-gréseuse:** qui correspond pour l'essentiel au Valanginien, mais également souvent à sa base au Berriasien supérieur; cette formation peu résistante à l'érosion constitue toujours une dépression plus ou moins recouverte par des dépôts quaternaires. Elle surmonte normalement en concordance les horizons carbonatés du Berriasien (Guiraud, 1973).

Dans les Monts de Batna la base de cette formation, essentiellement argilo-silteuse et à passées gréseuses fines (5 à 40 cm) assez régulières, appartient encore au Berriasien.

- **la formation dolomitico-gréseuse:** principalement hauterivienne ; des dolomies ou calcaires dolomitiques apparaissent ensuite très brutalement et probablement de façon à peu près synchrone. Formant des bancs souvent très massifs, ces roches alternent avec des grés plus ou moins quartzitiques et quelques argiles marneuses.

- **la formation argilo-calcaro-gréseuse:** qui recouvre le Barrémien et l'Aptien inférieur ; dans cette formation les niveaux gréseux semblent avoir tout d'abord une importance prédominante, tout au moins dans les chaînons situés à l'Est d'Ain Azel (ex Ampère) et dans les monts de Batna. Avant que ne se développent de nombreuses passées franchement calcaireuses.

- **la formation calcaro-marneuse à Orbitolines :** en couverture et en concordance de la formation gréseuse du Barrémien fait suite un ensemble constitué d'un niveau marneux à la base (70 m d'épaisseur) surmonté par une formation à dominante calcaire. A Tizourette (terminaison périclinale sud de l'anticlinal des Monts de Batna-Belezma), le niveau marneux de base a livré à R. Laffite (1939) : *Ostrea latissima*, *Alectryonica rectangularis*, *Rynchonella parvirotris* et *spondylus sp* qu'il attribue à l'Aptien inférieur (Guiraud, 1973).

❖ Crétacé supérieur

La série du Cénomaniens est caractérisée par deux éléments lithologiques, la première est une série à dominante marneuse à la base, et l'autre à dominante calcaire au sommet :

-**la formation à dominante marneuse :** c'est une formation épaisse de près de 650 m intercalée par deux barres de marno-calcaire où J.M. Vila (1977) a pu reconnaître : *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalipora appenninica*, *Hedbergella planispira* etc... qu'il attribue à la limite du Vraconien-Cénomaniens ainsi qu'une macrofaune abondante:

Mantelliceras martinprevi, *Acanthoceras cf rothomagenese* *Hemiaster batnensis* etc... attribuée au Cénomaniens inférieur.

-la formation calcaro-dolomitique, périrécifale ou par fois même récifale, qui englobe peut être la partie inférieure du Turonien, seule la partie supérieure de cet étage ayant pu être caractérisée sous des facies marno-calcaires rarement conservés (Guiraud 1973).

Le Sénonien caractérisé généralement par une formation marneuse affleure entre le piémont sud des monts de Belezma et le djebel Metlili. Elle est composée par une succession très épaisse d'alternances marno-calcaire. Cette formation est surmontée par une assise de calcaires compacts.

Début par une série marneuse qui contient de nombreux oursins et lamellibranches, des ammonites de genre *Tissotia* (fossile de zone de la base du Coniacien), suivi par des alternances de calcaires à silex et Inocérâmes, de marne à oursins et lamellibranches, de bancs gypseux et de rare niveau glauconieux. (Bellion, 1972).

Le Campanien montre une formation marneuse, dans laquelle les passées calcareuses sont rares et qui renferme également des lumachelles à huitres et des oursins.

Le Maastrichtien, calcaire très néritique, très riche en bryozoaires à sa base et en Laffittéines à son sommet, avec des algues, des polypiers, des Inocérâmes.

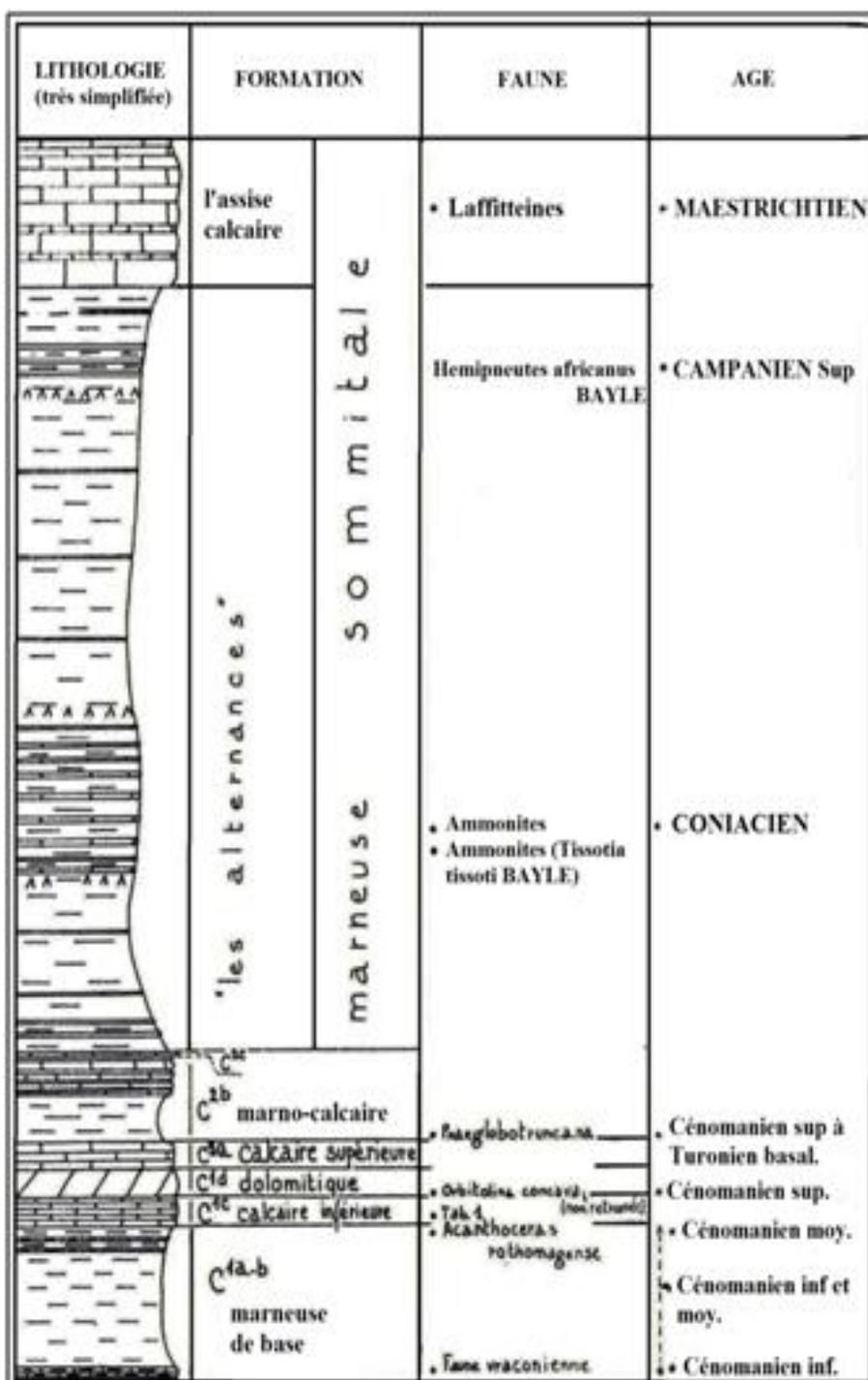


Fig.07: Le Crétacé supérieur du Belezma, Faune à valeur stratigraphique (Bellion, 1972) figure schématique

I-2-2-2-4- Le Tertiaire:

Le Danien caractérisé par une sédimentation hétérogène très différente des séries précédentes, bien que concordante, elles présentent un caractère détritique ou continental plus ou moins marqué (grès, concentration ferrugineuses et couches rouges, débris d'os et bois flottés) (Bellion. et al 1973).

Les formations de Miocène le plus souvent continentales, parfois lagunaires, de couleur généralement rouge, qui reposent en discordance plus ou moins accentuée sur l'Éocène ou le Secondaire. (Guiraud, 1973).

La formation la plus ancienne est constituée par des conglomérats, des grès, des marnes et argiles rouges. Ces formations sont bien représentées à l'Ouest du Ras Moulay Yahia et au Kef Sefiane. Au Miocène moyen présente par des formations marneuses ; avec deux assises, d'inégale épaisseur: (l'assise I) la plus complète observée entre les monts Belezma et le djebel Metlili dans la vallée de l'Oued Berriche, (l'assise II) affleure plus à l'Ouest elle est constituée de marnes à gypse diffus, sans macrofaune et plus souvent recouverte d'épandages quaternaires. (Bellion. 1972).

Le pliocène développé à la partie occidentale de monts de Batna-Belezma caractérisé par une formation détritique avec trois sous ensembles, concordants entre eux et avec la formation marneuse, cette formation en majorité gréseuse, les derniers dépôts qui la constituent sont conglomératiques, probablement deltaïques. (Bellion, 1972)

I-2-2-2-5- Quaternaire:

Le quaternaire est bien représenté autour de l'extrémité occidentale des monts du Batna-Belezma par deux types de dépôts:

Les glacis, qui correspondent à des recouvrements détritiques en général peu épais et plus au moins riches en galets.

Les travertins, qui résultent de la superposition d'horizons carbonatés et relativement pauvres en galets, sont au nombre de quatre. Leur élaboration est étroitement liée aux écoulements de sources anciennes. (Bellion, 1972)

I-2-2-3-Paléogéographie

Après un épisode lagunaire généralisé au cours de quel se déposent des évaporites du Keuper, le domaine correspond actuellement au Hodna et les monts de Batna-Belezma a probablement été envahi timidement par la mer au Rhétien. Les caractères marins de la sédimentation s'accroissent durant le Lias inférieur et moyen. La présence des oolithes, de crinoïdes et d'Algues calcaires traduit un milieu épicontinental, zoogène et agité, également favorable à concentration du magnésium.

Des changements importants interviennent au Lias supérieur (Toarcien) marqué par l'apparition de marnes et par la prolifération des ammonites ce implique que le milieu un peu plus profond que le précédemment. La fréquence des faciès Ammonitico rosso et des hard grounds implique la présence de courants.

Dans le Jurassique supérieur la région de Hodna- Batna correspond à une zone profonde et ouverte aux influences pélagiques, les perturbations fréquentes que présente la sédimentation, en dehors de la période kimméridgienne, sont liées probablement à l'existence de courants sous-marins. (Guiraud 1973).

Les terrains de Crétacé inférieure des monts de Batna-Belezma caractérisent le plus souvent par l'abondance des grés. Les conditions de dépôt en milieu marin sous une faible tranche d'eau avec des apports terrigènes détritiques quasiment constants se maintiendront jusqu'à la fin du Crétacé inférieur soumise à ce niveau à des influences marines et deltaïques devenant tour à tour prédominantes.

Après les dépôts calcaro-gréseux du Crétacé inférieur et à la suite de la transgression albienne, maximale au Cénomano-Turonien, apparaissent des formations sans éléments quartzeux.

Les faciès de Cénomano-Turonien liées à un milieu peu profond, subrécifal, et qui s'enrichissent brutalement en marnes vers le Sud (Bellion,1972).

Le Sénonien est complet, sur le flanc Sud de monts de Belezma, cet étage essentiellement marneux et néritique atteint une puissance considérable, maximale par rapport aux Aurès; la subsidence démontrée par Laffite. R (1939) dans cette région et donc maximal à Berriche.

Le Maastrichtien localement transgressif se caractérise par des dépôts très uniformes, littoraux (carbonatés) à lagunaire qui rendent compte d'un arrêt de la subsidence et d'un début de régression. Guiraud (1971) et Bureau(1972) mettent en évidence, un soulèvement et ablation des monts de Bellezma dès la fin du Crétacé (Ben djamaa, 2000).

A l'aube du tertiaire les monts de Batna-Belezma émergent (Danien lagune continentale à El Kantra) comme l'atlas saharien et les Hautes plaines.

Pendant l'Éocène le massif de Belezma se rattache à l'ensemble Atlas Saharien-Hautes Plaine, caractérisé par l'absence de dépôts marins, et qui devait être émergé; de plus l'absence au Nord du Batna-Belezma de niveaux détritiques d'importance comparables à ceux qui jalonnent la bordure sud du promontoire, pourrait témoigner d'un drainage prépondérant des matériaux érodés vers le sud.

A l'Oligocène une période de distension provoque l'effondrement de couloir de faille et l'apparition du fossé tectonique étroit de Téfrane ; l'accident majeur Metlili Est rejoue et entraîne la création de la dépression fermée de Dechra Tilatou qui va être comblée au Miocène.

La mer miocène recouvre ensuite toute la région ; les dépôts consécutifs à cette transgression, discordants sur le Crétacé où se dépose une épaisse formation marine à dominante marneuse.

Le Pliocène caractérisé par des dépôts gréseux et conglomératiques probablement deltaïques sont déposés en concordance avec le Miocène supérieur ; témoigne du retrait de la mer et de la surrection des reliefs.

Au cours du Quaternaire, les variations cycliques du climat entraînent le démentiellement des reliefs et l'élaboration de glacis étagés (Bellion, 1972).

I-2-2-4-Tectonique

I-2-2-4-1- Les accidents tectoniques

Plusieurs accidents tectoniques affectent les monts de Batna-Belezma parmi les quelle les accidents anciens qui on rejoué plusieurs fois, s'orientent selon trois directions principales pratiquement constantes (NW-SE et NE-SW) ou plus variable (proche de E-W) (Bellion, 1972)

A- Les accidents obliques sur l'Ouest : sont de accident parallèles entre eux ont une orientation NW-SE, on cite ici l'accident de Metlili Ouest qui barre la terminaison du Metlili et réapparaît au NW de Fontaine de Gazelles, on a aussi l'accident de Metlili Est responsable de la virgation dextre du périantoclinal ouest du Belezma. Ces deux accidents (Mettlili Ouest, Metlili Est) ont joué en décrochement dextres.

B- Les accidents obliques sur l'Est:

Les vallées synclinales et subparallèles au Nord Ouest et au Sud Est les monts du Bellezma se superposent à de grands accidents dont l'orientation, compris entre les directions N45° E et N80°, on cité le transversale Constantine-Barika, le transversale Souk Ahras- Batna. (Bellion, 1972).

C- Accident de direction variable, ENE-WSW à E-W

❖ Accident axiale du Belezma

La zone tectonique Ech Cheffa-Séfiane du périantoclinal ouest se prolonge vers le Nord Est par la faille inverse du Djebel Tuggurt, jusqu'à l'extrémité orientale de la structure ; son orientation varie de N 65° - 70° E dans les Monts de Batna, à N 80° - 90° E à extrémité ouest de Kef Séfiane (virgation dextre).

❖ Accident du flanc nord du Belezma

L'accident qui long le flanc nord du Belezma pou rejoindre à l'Ouest la zone de passage de la « le transversale de Constantine-Barika », et interrompu et décalé de façon dextre à du deux reprises, une première fois à proximité de Oued el Ma par le prolongement supposé du « décrochement Batna-Djebel Chélia », une deuxième fois par les failles du Koudiat Tagrout. (Bellion,1972).

On conclue qu'il est difficile de rattacher les Monts de Batna-Belezma à l'Atlas Tellien ou à l'Atlas Saharien entre lesquels ils sont écrasés. Cependant ils sont comparables à la fois à l'un et l'autre par certains de leurs caractères.

Par leur développement longitudinal et leur direction générale, ils peuvent être rapprochés de l'ensemble Aurès-Atlas saharien caractérisé par des plis généralement réguliers, isopaques, souvent coffrés et de direction ENE-WSW.

Par contre, ils s'apparentent plutôt à l'Atlas tellien méridional et plus particulièrement aux « massifs septentrionaux », ensemble Mestaoua- Messaouda par leurs complications structurales aux niveaux des périantoclinaux, avec chevauchement important à l'Est (Djebel Sarif) (Bellion, 1972).

On peut considérer que les monts de Batna-Belezma apparaissent comme un massif de transition des deux domaines.

I-2-2-4-2- Les phases tectoniques:

Les monts de Batna -Belezma sont plissés a la suite de deux phases majeures de compression ; la première se déroule à la fin de l'Éocène moyen au début de l'Éocène supérieur (phase atlasique) de direction NW-SE , la seconde phase survient à la fin de Pliocène (phase Alpine récente) de direction N-S .

Avant la phase pyrénéenne des manifestations tectoniques locale et d'intensité variable ont pu se produire pendant le Crétacé supérieur et le Danien, elles se traduisent au début du Sénonien par des mouvements de blocs de part et d'autre de grandes accidents; ces mouvement accompagnés de plissement locaux important (Monts de Hodna). (Bellion, 1972)

A- Phase atlasique:

Débuté par la surrection rapide et l'émersion du relief qui entraîne le comblement du bassin d'El Kantara par des conglomérats, comblement aussi suivi d'une tectogénèse intense. La compression subméridienne et la contrainte maximale dirige de nord vers le sud, dues peut-être à un premier rapprochement du môle Constantinois et des Aurès, ont donné naissance de bombement anticlinal d'orientation axiale pratiquement identique a l'actuel (Bellion, 1972).

Après cette phase majeure et pendant une période générale de distension se produisent des réajustements structuraux tardi-tectoniques responsable des faites suivants :

- ❖ Création des pioges à sédiment où va se déposer le Miocène inférieure continental détritique.

- ❖ Accumulation des marnes gréseuse de la première assise marine miocène dans de petits bassins
- ❖ Apparition d'une discordance angulaire faible séparant l'assise 1 de l'assise 2 (Langhien type)
- ❖ Subsidence des synclinaux de Seggana et de chair-Barika

B- Phase alpine:

Survient à la fin du Pliocène annoncée par le changement de sédimentation du Pliocène inférieur traduisant le début de la surrection, s'est manifestée à la suite du serrage des monts du Belezma entre le front du « mole Constantinois et les Aurès », et par un rajeunissement important des structures.

Les reliefs actuels sont en effet la résultante de force de compression et de soulèvement post-miocène importantes, mais appliquées sur un matériel déjà plissé alors que la phase atlasique déformé des assises très épaisses et plus homogènes ne présentant que peu de zones de moindre résistance. Les efforts tectonogénique mis en jeu ont donc pu être au moins aussi importante à l'Éocène moyen-supérieur qu'à la fin du Pliocène (Bellion, 1972)

I-3- Historique des travaux

Plusieurs travaux entamés par différents auteurs sur la région, citons :

En 1849 Fournel a donné les premières données stratigraphiques concernant le Jurassique-Crétacé inférieur des massifs orientaux avec quelques descriptions assez précises.

En 1881, Tissot publie une carte au 400.000^e d'une certaine valeur : y figure, en particulier, des affleurements jurassiques.

En 1892 - 1898 Ficheur décrit le Bou Taleb et une partie du Hadjar el Abiod, et amorce une véritable stratigraphie régionale du Secondaire et du Tertiaire applicable aux monts du Belezma.

En 1896 les membres de la société géologique de la France visitent les affleurements Crétacé entre Batna et El-Kantara.

En 1920 J.Savornin consacre sa thèse à l'étude géologique de la région du Hodna et des plateaux sétifiens. Ce dernier a réduit abusivement la surface occupée par le Jurassique : tous les affleurements figurés par Tissot sont effectivement jurassique.

En (1939) : R.Laffitte consacre sa thèse (étude géologique de l'Aurès) et l'esquisse géologique de l'Aurès avec la carte géologique à 1/200 000^e qui l'accompagne constituent la première synthèse moderne sur la série sédimentaire de ce massif, considéré comme une référence fondamentale pour toutes les études stratigraphiques, paléogéographiques et structurales de l'Aurès.

D'autres travaux, plus synthétiques ou plus thématiques contribuent à une meilleure connaissance régionale: G. Dubourdiou (1956), C.Voûte (1967) et J.Glaçon (1967).

En (1972) Bellion a souligné la stratigraphie du Crétacé des monts de Belezma dans sa thèse en géologie dynamique (étude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des monts du Belezma, Algérie)

En (1973) R. Guiraud: dans sa thèse d'état poursuit un but structural et paléogéographique dans la région du Hodna et ses régions limitrophes (Aurès, Belezma, Batna).

En (1974) P. Donze : fait l'introduction de la micropaléontologie avec les ostracodes comme outil biostratigraphique dans le SW constantinois. Ainsi dans la même année P. Donze, R. Guiraud et G. Le Higara fait la coupe du Ravin bleu et daté avec précision du Berriasien moyen le changement majeur apportant l'important détritisme silto-gréseux du Crétacé inférieur.

En (1980) J.M.Vila fait des travaux particulièrement structuraux dans sa thèse (la chaîne Alpine d'Algérie orientale et les confins Algéro-Tunisiens) décrit brièvement les monts de Belezma-Batna.

Une synthèse structurale, paléogéographique et géodynamique de la chaîne alpine du Maghreb a été établie par W. Wildi (1983). Les travaux de N. Kazitani (1986) traitent la géologie structurale, l'analyse séquentielle et la paléogéographie de l'Algérie du Nord.

En (1986) D. Bureau : propose un nouveau modèle tectonosédimentaire dans sa thèse consacrée (Approche sédimentaire de la dynamique structurale: évolution Mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès, Algérie).

En (1990) A. Yahiaoui: Grâce à une étude stratigraphique et sédimentologique dans sa thèse de doctorat « la partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanién supérieur à Coniacien inférieur), entre Batna et El-Kantara (Algérie orientale) », il a donné une idée sur la sédimentologie, de la partie méridionale des monts de Bellezma et septentrionale des Aurès.

En (1991) M. Menani réalise des études structurales touchant la partie Nord Ouest des monts de Batna-Bellezma dans sa thèse de doctorat « Etude hydrogéologique de la plaine d'El Madher (Algérie orientale) géologie, climatologie, hydrogéologie et modélisation des écoulements souterrains de l'Aquifère mio-plio-quaternaire».

I-4- Méthodes et but du travail:**I-4-1- Objet de travail (la problématique):**

Malgré tant de travaux réalisés sur la région de Kasserou, elle reste un domaine à découverte qui pose encore des ambiguïtés, l'objet de ce travail est l'identification des unités lithostratigraphiques. Pour la sédimentologie le but est de réaliser une étude faciologique détaillée par la caractérisation des différents microfaciès et de réaliser une étude diagénétique pour mieux comprendre les conditions de dépôt. Et enfin un essai de reconstitution des paléoenvironnements au cours de Jurassique.

I-4-2- Méthodologie :**I-4-2-1- La recherche bibliographique:**

La première étape est une analyse bibliographique de tout ce qui concerne le thème (livre, mémoire, revue, article, cartes,...etc.), concernant la zone d'étude.

I-4-2-2-Travail pratique :**a) Levés de coupes et description des faciès**

Le travail du terrain était basé sur l'établissement des coupes géologiques avec une description détaillée. Les observations d'ordre lithologique, sédimentologique, paléontologique et tectonique ont été notées. L'échantillonnage systématique (banc par banc et dans chaque variation lithologiques), est effectué d'une manière à pouvoir réaliser différentes analyses (confection des lames minces, lavages et tris des marnes),

L'échantillonnage est fondé sur des unités délimitées par des surfaces remarquables: la présence d'un joint stylolithique, d'un inter banc argileux, présence d'une bioturbations ou d'un changement de faciès, les échantillons ont été étiquetés et orientés de bas en haut avec un repérage dans la colonne lithostratigraphiques. (Symbole **R** pour la coupe de Ravin bleu, et **K** pour la coupe de Dj Kasserou).

Les macrofossiles sont prélevés -dégagés si nécessaire- (les ammonites, les huîtres,...), ont été cotés comme les échantillons (initiales de la coupe et numéros du banc) dans le but de les identifier au laboratoire.

Les structures et les figures sédimentaires de chaque coupe ont été repérées et photographiées pour des informations d'ordre textural et séquentiel (si possible).

b) Étude au laboratoire

Étude macroscopique :

Les macrofossiles ainsi collectés parviennent essentiellement des ammonites. Ces dernières ont une importance stratigraphique pour la datation relative des différents niveaux stratigraphiques.

Étude microscopique:

L'étude microscopique est obligatoire pour comprendre et déterminer les différents éléments non visibles à l'œil nu.

❖ Les lames minces (40 Lames) :

Dans le but de réaliser une étude micropaléontologique et pétrographique, les échantillons consolidés ont été servis pour la confection des lames minces. La confection des lames passe par cinq étapes (Jean-François Beaux, et al 2004)

1. Confection d'un talon de roche par sciage

Il est obtenu par sciage de l'échantillon au moyen d'une scie à lame diamantée, selon deux plans parallèles équidistants de 1 à 2 cm en fonction de la rigidité de la roche. La plaque de roche obtenue est alors redécoupée en un parallélépipède rectangle de 3,5 x 2,5 cm environ car elle sera à terme collée sur une lame de verre de 4,5 x 3 cm ; elle constitue le talon ou sucre en raison de son gabarit. Certains échantillons sont parfois peu cohérents, du fait d'éléments mal cimentés, ou ont une texture vacuolaire : ils sont alors l'objet d'un traitement préalable d'imprégnation à la résine pour garantir leur maintien lors des étapes ultérieures.

2. Surfaçage et rectification d'une des faces du talon

Une des deux faces majeures du talon est tout d'abord poncée sur une meule ou lapidaire puis usée sur une rodeuse à l'aide d'une poudre abrasive très fine, à base de carbure de silicium (grains de 250 μm) en suspension dans de l'eau, de manière à gommer toute irrégularité de la surface destinée à être collée sur la lame porte-objet. Le talon est maintenu sur le portoir par aspiration, ce dernier pouvant contenir 6 talons en général.

3. Collage du talon sur la lame porte-objet

Le talon est alors nettoyé, séché, puis collé à chaud par ajout d'une résine mélangée à son durcisseur (type araldite) sur une lame de verre porte-objet. Cette dernière a elle-même été rodée (dépolie) au préalable pour être parfaitement plane et d'épaisseur constante. Le chauffage se déroule sous presse et permet à la résine de polymériser ce qui assurera une parfaite adhérence du talon sur le verre. La lame est gravée sur un des bords à ce stade pour pouvoir être identifiée.

4. Arasage et façonnage final par rodage

L'ébauche de lame est fixée par aspiration sur un portoir puis le talon est scié ou arasé, toujours à l'aide d'une scie à lame diamantée, de manière à ne lui conserver qu'un ou deux dixièmes de mm d'épaisseur (100 à 200 μm). La nouvelle face obtenue est alors usée sur la rodeuse à l'aide d'une succession de poudres abrasives de plus en plus fines (de 250 à 5-6 μm) à mesure que décroît l'épaisseur. L'épaisseur finale requise est de 30 μm .

5. Les dernières étapes

En règle générale, après nettoyage et séchage de la lame mince, une lamelle de verre est collée au-dessus au moyen d'une résine ou de baume de Canada ce qui protège la fine section de l'échantillon.

❖ Le lavage des marnes (15 Échantillons sont lavée):

Les échantillons sont pesés (prise de 100g pour chacun) puis trempés pendant 24 heures dans l'eau. Ils sont ensuite lavés à travers une colonne de trois tamis emboîtés de mailles 500 μm , 200 μm et 71 μm . Après chaque lavage, les tamis sont rincés à l'eau puis trempés dans le bleu de méthylène. Les résidus obtenus sont séchés à l'étuve puis triés à la loupe binoculaire. Les microfossiles triés sont repartis dans des cellules.

❖ Méthode de découpage séquentielle

L'analyse séquentielle devient une méthode objective, indépendante des présupposés génétique (Delfaud 1974). Elle consiste à rechercher les groupements ou les suites cohérentes et répétitives de faciès que sont les séquences, séparées par des discontinuités (AIT Ouali 1991). Cette méthode permis de reconnaître les évolutions verticales des séquences dans le temps.

I-4-2-3-La mise en œuvre informatique

Dans ce travail nous utilisons de nombreux logiciels dans le but de donner une meilleure représentation :

Inkscape-0.48.2 r9819: C'est ce logiciel qui a été utilisé pour le dessin de la colonne lithologique, la réalisation des cartes et des figures et le traitement des photos. Le logiciel **Paint-V6.1 est utilisé** pour le dessin des figures.

I-5- CONCLUSION:

La région d'étude est située dans la partie nord est des monts du Batna-Belezma. Ces derniers se caractérisent par des reliefs escarpés soumis à une érosion intensive

Les monts de Batna-Belezma sont situés dans une zone de convergence entre le domaine de l'Atlas Saharien au Sud représenté par les monts des Aurès et le domaine pré atlasique au Nord représenté par les monts du Hodna, (Par leur développement longitudinal et leur direction générale, ils peuvent être rapproché de l'ensemble Aurès-Atlas saharien, et par leurs complications structurales à les monts du Hodna).

La série sédimentaire de monts du Batna-Belezma va du 'Trias jusqu' au Quaternaire, constitué essentiellement par des roches sédimentaires diversifiées. Cette diversité est liée à la variation du niveau marin et l'effet de la tectonique. Plusieurs accidents tectoniques affectent les monts de Batna-Belezma. Ces accidents ont joué plusieurs fois et s'orientent selon trois direction principales: Nord Oust-Sud Est, Nord Est-Sud Ouest et Est-Ouest.

Chapitre 2

LITHOSTRATIGRAPHIE

II- LITHOSTRATIGRAPHIE

II-1 Introduction

Le Jurassique des monts de Batna-Belezma constitue une série complète qui s'étend du Lias jusqu'au Tithonique. Il affleure habituellement en position anormale au cœur du Crétacé inférieur, limité au Nord par le Berriasien (formation argilo-silto-gréseuse) et au Sud par le Valanginien. Cette série est représentée par des formations essentiellement carbonatées, calcaro-dolomitique dans la partie sud et marno-calcaire dans la partie nord. Pour caractériser cette série, deux coupes ont été levées, la première est au niveau du Ravin bleu et la deuxième est au niveau du Dj Kasserou.

II-2- La coupe de Ravin bleu

II-2-1- Situation de la coupe :

La première coupe levée dans le Ravin bleu (Ouest de la route de Batna vers Oued El Ma (W5)), près de la ville de Batna à peu près à 3 km au Nord de cette dernière. Cette coupe est sensiblement orientée SE-NW.



Fig. 09: localisation de la coupe du Ravin bleu (image Google Earth)

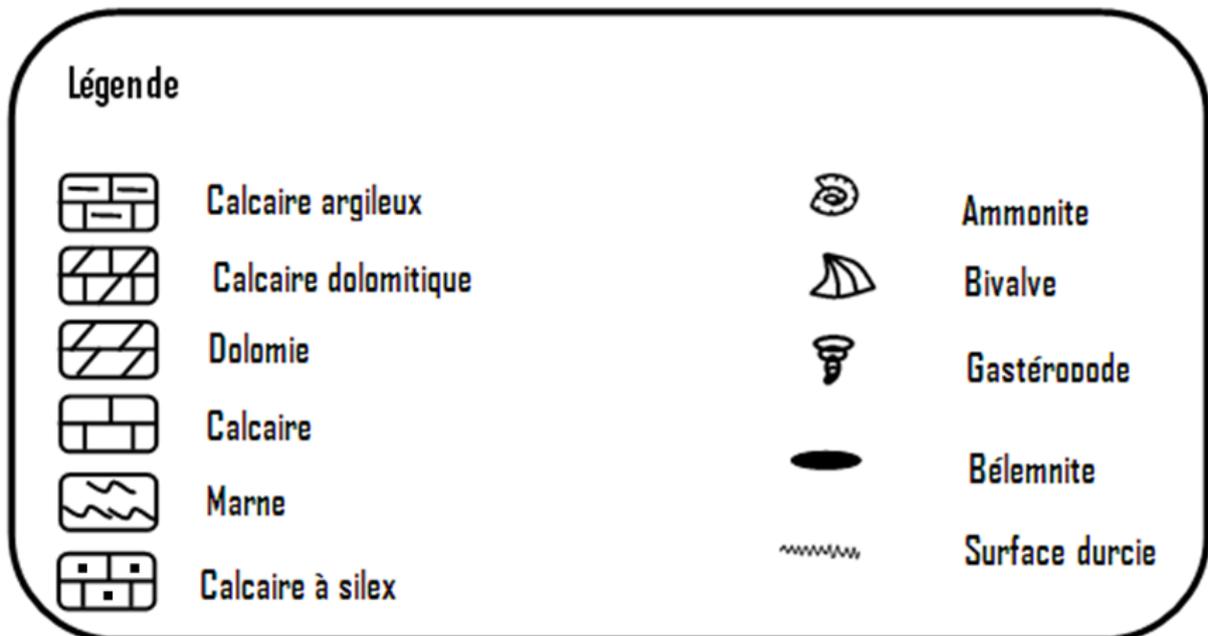
A :longitude = 6°06'59 E / latitude = 35°35'28 N / altitude = 1230m

B :longitude = 6°06'33 E / latitude = 35°35'49 N / altitude = 1290m

II-2-2- description lithologique de la coupe:

La coupe est décrite dans l'ordre ascendant du plus ancien vers le plus récent.

La série jurassique a été subdivisée en trois formations lithologiques; formation calcaro-dolomitique, formation calcaire à silex et formation alternance marne et calcaire (*Fig.07*). La première formation basale (environ 200 m), elle est représentée par des calcaires et des calcaires dolomitiques, la deuxième formation est représentée par des calcaires à silex (60 m), la troisième formation sommitale (320 m) débute par le niveau repère Ammonitico rosso supérieur suivi par des alternances centimétriques à décimétriques des niveaux marneux et calcaireux, vers son sommet elle se termine par des bancs décimétrique à métriques de calcaires sublithographiques.



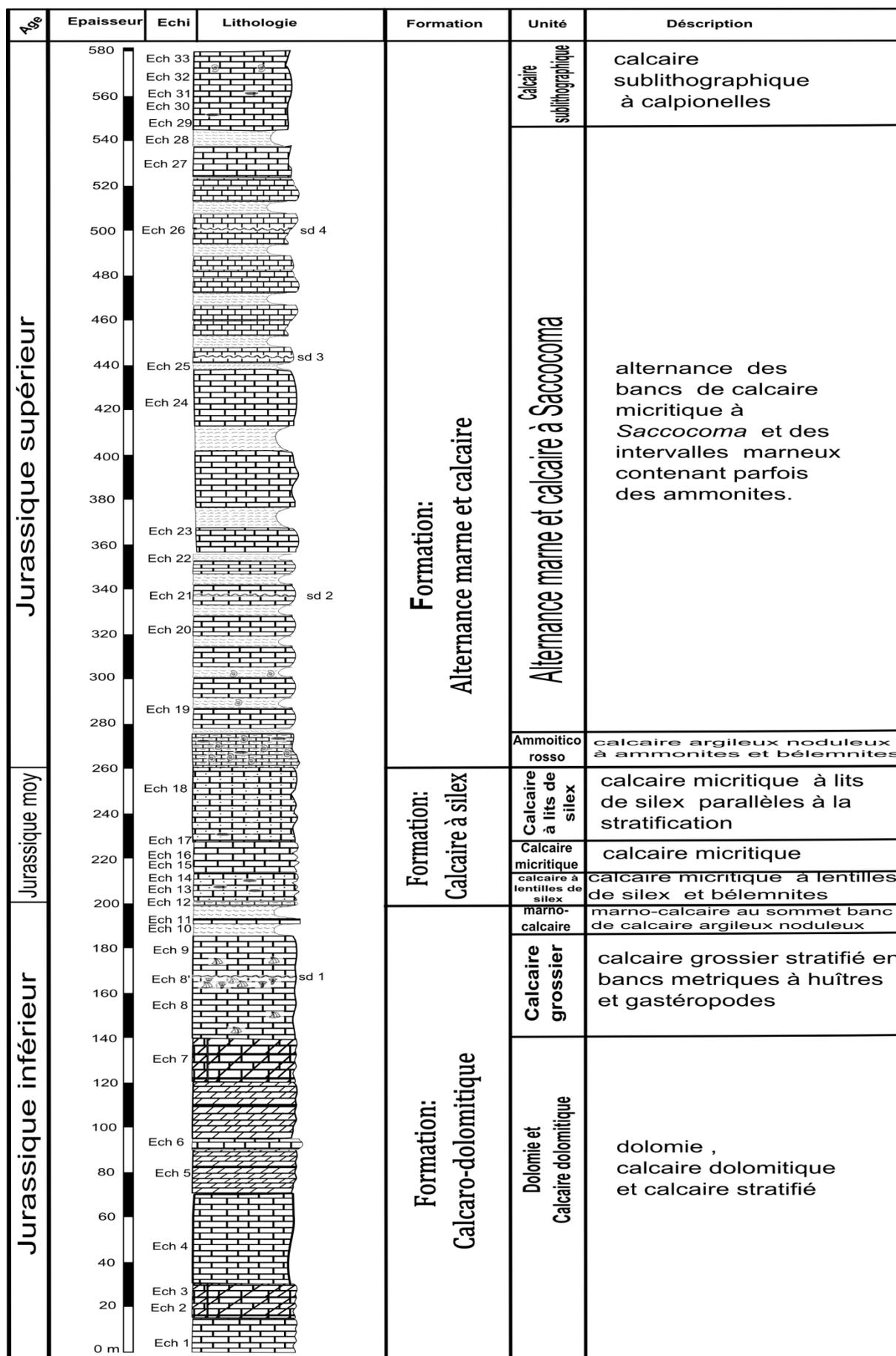


Fig. 10 : colonne générale de Ravin bleu avec le découpage lithostratigraphique

II-2-2-1 Formation 1: calcaro-dolomitique (200 m)

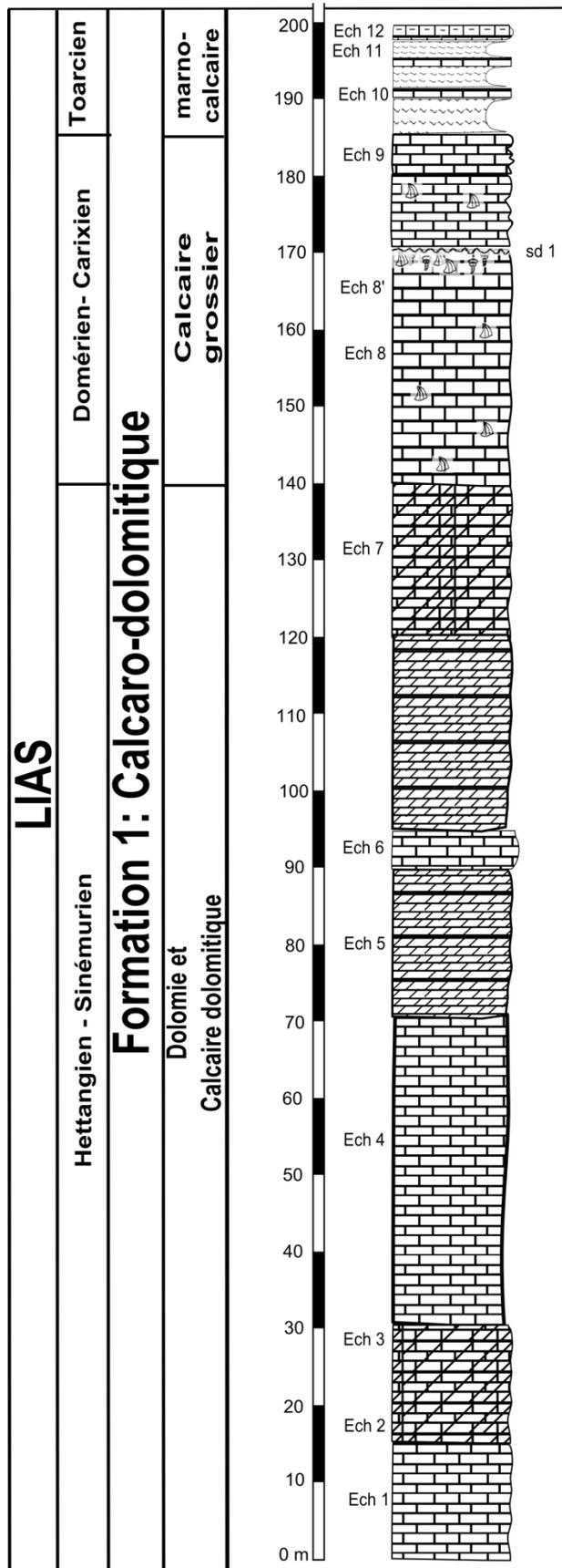


Fig. 11: la colonne lithologique de la première formation

La formation débute par des calcaires dolomitiques et des dolomies, suivis par des calcaires bioclastiques grossiers à huîtres et gastéropodes, puis viennent des marno-calcaires surmontés par un banc de calcaire argileux noduleux (facies Ammonitico rosso inférieur). Cette formation renferme trois unités lithostratigraphiques.

A- Unité 1: dolomie et calcaire dolomitique (140m)

Correspond à des calcaires stratifiés avec des calcaires dolomitiques à la base, suivis par des dolomies, l'unité se termine par des calcaires dolomitiques, la succession de la base vers le sommet est la suite:

- ❖ 15m de calcaire stratifié en bancs décimétriques à métriques à grains fins de couleur gris sombre à débris d'ostracodes et échinodermes, le calcaire présente des joints stylolithiques et diagénétiques (ech R 01).
- ❖ 05m de Calcaire dolomitique stratifié en bancs décimétriques à métriques à grains moyens. La couleur est blanche à bleutée (ech R02)
- ❖ 10 m de calcaire dolomitique à grains fins de couleur grise claire à blanche contient des gastéropode et des échinodermes (ech R03)

- ❖ 40 m de calcaire stratifié en bancs métriques, à grains moyens de couleur grise, il contient des foraminifères benthiques (bisériés (*Textularidae* sp) (Pl 1, Fig. C), unisérié (*Nodosaria* sp) (Pl 1, Fig. F), *Miliolidae*, et *Everticyclamina virgalian* ?) (Pl 1, Fig. E), des échinodermes, des dasycladacées (*Heteroporella* sp), des gastéropodes et des lamellibranches. (ech R04)
- ❖ 20m de dolomie altérée à grains fins de couleur grise claire à blanche. (ech R05)
- ❖ 05m barre de calcaire phosphaté à grain moyens de couleur beige contient des Algues (*Permocalculus* sp) (Pl 2, Fig. B), des éponges (*Cladocoropsis cf. mirabilis*), débris d'ostracodes, échinodermes et Lamellibranches (ech R06)
- ❖ 25m masse dolomitique de couleur grisâtre d'aspect saccharoïde.
- ❖ 20m de calcaires dolomitique de couleur beige à jaunâtre à grains petits à moyens . (ech R07)

En l'absence de faune caractéristique, l'âge de cette unité est difficile à préciser elle est attribuée par Guiraud (1973) au Lias inférieur (Sinémurien, Hettangien).

B- Unité 2: calcaire grossier à huitres (45m)

Cette unité se caractérise par des calcaires à grains grossiers (visible à l'œil nu) renferme une surface durcie avec accumulation des gastéropodes et des huitres de petits tailles (pl 09. Fig B), vers le sommet la taille des grains diminue. Cette unité débute par:

Des calcaires grossiers de couleur grise (30 m), stratifiés en bancs métriques à huitres et gastéropodes de petite taille, des foraminifères benthiques (*Involutina liasica*, *Lenticulina* sp), annélides, algues, débris de lamellibranches et grains de quartz (ech R08, R08'). La sommet de ces calcaires correspond à une surface durcie formée par l'accumulation des huitres et des gastéropode à petits tailles (sd1) (pl 09. fig A). Viennent ensuite (10 m) de calcaire gris stratifié à huitres et à grains grossiers (plus fin que le calcaire précédent).

L'unité se termine par (05 m) de calcaire sableux de couleur grise à grains moyens (ech R09)

La présence de l'espèce *Involutina liasica* permet d'attribuer cette unité au Domérien.

C- Unité 3: Marno-calcaire (15m)

Correspond à des intervalles marneux (13 m) de couleur beige à verdâtre intercalés par des bancs centimétriques du calcaire marneux de couleur verte sombre à filaments, échinodermes, par lavage les marnes ont livré les terriers (pl 8. Fig A). (ech R10, ech

R11), L'unité et la formation se terminent par un banc du calcaire argileux noduleux rouge à ammonites (pla 9, fig E), le plus souvent en mauvais état, ce faciès correspond à l'Ammonitico rosso inférieur. Microscopiquement ce niveau se révèle riche en filaments, débris échinides et rare d'algues (ech R12). (Guiraud, 1973) signale la présence des ammonites: *Lillia bayani* (DUM), *Lillia Comensis* (de B), *phylloceras heterophyllum* (d'ORB). Ces ammonites permettent d'attribuer ce niveau au Toarcien (Lias supérieur)

II-2-2-2 Formation 2: calcaire à silex (60m)

Correspond à une succession des bancs du calcaires micritique à lits et lentilles du silex de couleur grise et noire, d'épaisseur variée, ces bancs sont parfois intercalés par des joints centimétriques des marnes, la formation se termine par de calcaire stratifié en bancs centimétrique contenant des lits du silex parallèle a la stratification. On peut subdiviser cette formation en trois unités (Fig. 12):

A- Unité 1: calcaire à silex à bélemnites (12m)

C'est un calcaire micritique stratifié en bancs décimétriques, la couleur est grise foncée, ce calcaire contient des lentilles de silex noirs avec les bélemnites. Cette unité se termine par un banc (2 m) de calcaire micritique à surface ondulée riche en bélemnite. (ech R13, R14)

B- Unité 2: calcaire micritique (13 m)

Correspond à une succession du calcaire micritique de couleur verdâtre stratifié en bancs décimétrique à métrique intercalé par des joins marneux centimétriques plus ou moins compactes de couleur verte, contient des filaments associé avec des échinides, des ostracodes, la succession se termine par deux joints marneux (20 cm) de couleur noire sombre (pl 10. fig B). (ech R15, R16, R17)

C- Unité 3: calcaire à lits de silex (35m)

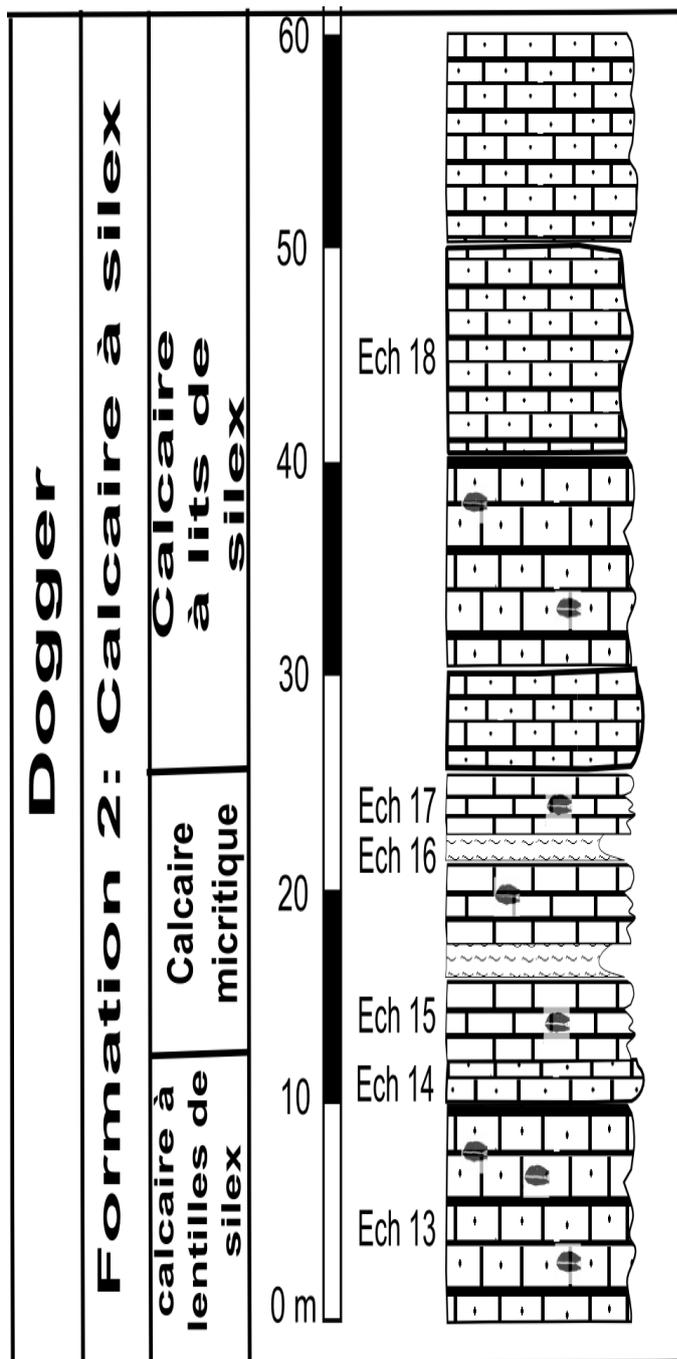


Fig. 12: la colonne lithologique de la deuxième formation

Débuté par une barre de calcaire argileux (05 m) cryptocristallin stratifié, de couleur grise contient des nodules du silex de couleur grisâtre parallèle à la stratification, suivi par (10 m) de calcaire micritique stratifié en bancs centimétrique à décimétrique de couleur grise. Surmonté par (10 m) de calcaire stratifié à grains grossiers de couleur grise sombre à lits de silex de couleur noire contient des filaments et des échinodermes (ech R18) et se termine par une barre (10 m) de calcaire micritique stratifié en bancs centimétrique (10 à 20 cm) de couleur brunâtre contient des lits de silex parallèle a la stratification.

Dans l'absence de la faune caractéristique, l'âge de ce calcaire à silex est difficile à préciser. Nous l'avons attribué au Dogger sans arguments de datation.

II-2-2-3- Formation 3: alternance marne et calcaire (prés de 320 m)

La formation sommitale débute par des calcaires argileux noduleux à filaments et foraminifères planctoniques de couleur rouge constituant le faciès de l'Ammonitico rosso supérieur suivi par une alternance de marne et calcaire à *Saccocoma*, vers le sommet on remarque la diminution des marne et la dominance des calcaire où se termine par des bancs de calcaire sublithographique à calpionelles, on peut subdiviser cette formation en trois unités:

A- Unité 1: calcaire argileux noduleux (Ammonitico rosso supérieur) (15 m)

Barre de calcaire argileux d'aspect noduleux avec une couleur lie-de-vin, elle contient des bélemnites et des ammonites mal conservées. En association d'ammonites on note la présence quasi constante de filaments, de foraminifères planctoniques (*Globigérina oxfordiana*) et des *Saccocoma*. Cette barre est intercalée par un intervalle argileux (02 m) de couleur rouge assez riche en ammonites (*Perisphinctes Choffatia* SIEMIRADZKI et *phylloceras sp*) (Commu, R.Bouزيد) (Pl 11, Fig. 1 et 2).

Savornin (1920) a récolté des ammonites: *Peltoceras bimammatum* (QSST), *Sowerbyceras tortisulacatum* (D'ORB), *Sowerbyceras loryi* (MUN-CH), *Harpoceras semiflacatum* (D'ORB), *Perisphinctes orbigny* DE LOR , *Simoceras doublieri* (D'ORB), ainsi que la SPNA (dans la coupe BP 14) récolte *Otosphinctes birmensdorfense* MOESCH.

L'association des ammonites récoltée (*Perisphinctes Choffatia* SIEMIRADZKI et *Phylloceras sp*) et la présence de *Globigérina oxfordiana* avec les autres ammonites récoltées par J. Savornin (1920) et par la SPNA (coupe BP 14), permettent de donner un âge Oxfordien à cette unité.

B- Unité 2: alternance marne et calcaire (270m)

C'est une épaisse succession représenté par une alternance des intervalles marneux et des bancs du calcaire à *Saccocoma* avec une variation soit dans l'épaisseur des intervalles et des bancs soit dans la couleur, la succession est la suivante:

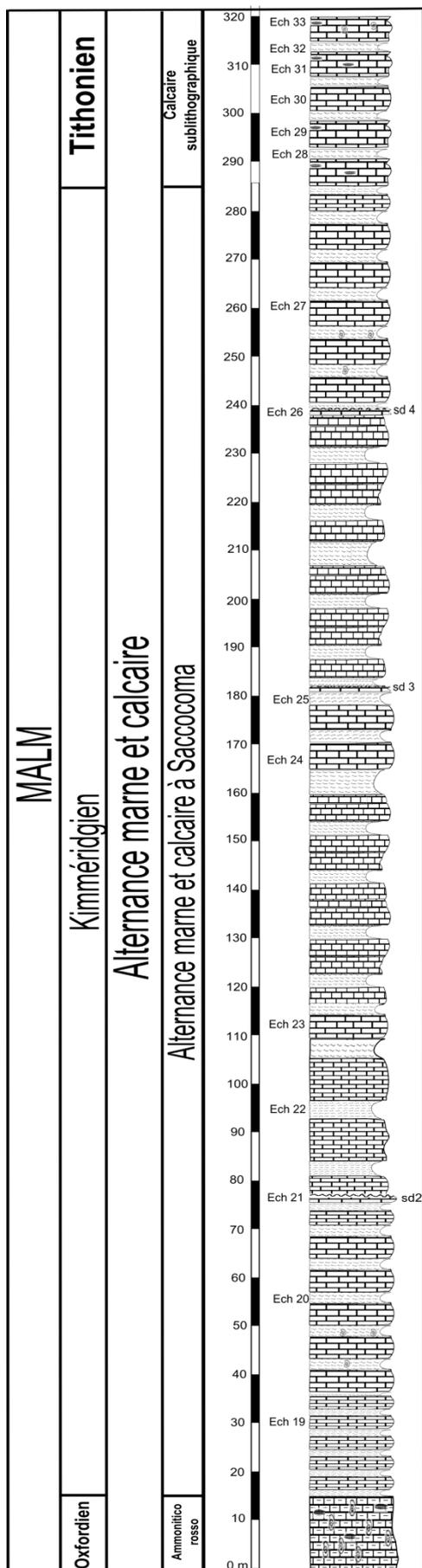


Fig. 13: la colonne lithologique de la troisième formation

❖ 60m alternance des intervalles marneux de couleur verdâtre et des bancs centimétriques à décimétriques de calcaire argileux micritique de couleur verte sombre a grise contient des ammonites indéterminables, à 30m mètres au dessus de l'Ammonitico rosso la SPNA a récolté des *Ataxioceras guentheri* OPP et *Ataxioceras striolare* QST. (ech R19, R20)

❖ 1,5 m trois bancs centimétriques de calcaire à grains fins de couleur verdâtre d'aspect noduleux aux sommets, riche en *Saccocoma* et algues de type dasycladacées qui sont largement dominantes (*Actinoporella podolica* (ALTH) (Pl 5, Fig. G), *Heteroporella lemmensis* (BERNIER)) (Pl 6, Fig. B, D), ces bancs sont intercalés par des joints marneux de couleur verte, le sommet correspond à une surface durcie. (ech R21)

❖ 30 m Alternance des bancs de calcaires de couleur gris d'une épaisseur décimétrique à métrique et des intervalles marneux de couleur verdâtre. (ech R22)

❖ 04 m intervalle de marne carbonatée azoïque de couleur verdâtre.

❖ 02 m banc de calcaire argileux à grains fins de couleur verte sombre (ech R23)

❖ 50 m d'alternance des intervalles marneux verdâtres et de calcaires argileux d'aspect noduleux de couleur grise sombre à traces des ammonites.

❖ 05 m intervalle de marnes plus au moins compacte de couleur verdâtre.

❖ 05 m barre de calcaire micritique de

couleur noire foncée intercalé par des joints centimétriques de marne feuilleté.
(ech R24)

- ❖ 10 m d'alternance des bancs de calcaire micritique de couleur grise avec des marnes verdâtres. (ech R25)
- ❖ 0,5m banc de calcaire à grains moyens de couleur grise, sa surface supérieure est bioturbée (sd3).
- ❖ 25 m Alternance de calcaire micritique à grains fins de couleur grise stratifié en bancs centimétriques à décimétriques et des intervalles marneux de couleur verdâtre. L'épaisseur des marnes augmente vers le sommet.
- ❖ 30 m d'alternance de calcaire micritique à grains fins de couleur noire stratifié en bancs décimétriques à métriques et des intervalles de marne carbonatée d'épaisseur centimétrique et de couleur noire.
- ❖ 02 m banc de calcaire de couleur grise contient des bélemnites, à surface durcie (sd4). (ech R26)
- ❖ 45m alternance de calcaire micritique de couleur gris stratifié en bancs décimétriques à métriques avec des intervalles marneux verts sombres à grisâtres. (ech R27)

Les ammonites récoltées par la SPNA à trente mètres au dessus de l'Ammonitico rosso (*Ataxioceras guentheri* OPP et *Ataxioceras striolare* QST) impliquent un âge Kimméridgien (Guiraud 1973)

C- Unité 3: calcaire sublithographique à calpionelles (35m)

Constitué essentiellement par des bancs du calcaire sublithographique de couleur verte à jaunâtre intercalé par des intervalles marneux.

Cette unité débute par: 15 m de calcaire sublithographique stratifié en bancs décimétriques à métriques de couleur verte à jaunâtre contient des calpionelles, intercalé par des joints marneux de couleur verdâtre (ech R28, R29), surmonté par une barre de calcaire sublithographique (05 m) de couleur verte à jaunâtre avec quelques passées de marnes verdâtres (ech R30). Enfin, l'unité se termine par (15 m) de calcaire sublithographique à bancs décimétrique à métrique de couleur verte à jaunâtre très riche en calpionelles (*Calpionella alpina*, *Crassicolaria parvula* et *Crassicolaria massutiniana*) avec des bélemnites et traces d'ammonites intercalé par des joints marneux centimétriques azoïques de couleur beige (ech R31, R32, R33).

L'association des calpionelles (*Calpionella alpina*, *Crassicolaria parvula* et *Crassicolaria massutiniana*) indique un âge de Tithonique.

II-3- coupe de Dj Kasserou: Coupe B**II-3-1- Situation de la coupe :**

La deuxième coupe a été levée dans la région de Kasserou (près de la source El Gassâa) au Nord de Bouilef et à 9 km au Nord – Est de la ville de Batna.



Fig. 15: localisation de la coupe de Dj Kasserou (image Google Earth)

A : longitude= 6°11'11E / latitude= 35°37'07 N / altitude=111

B: longitude= 6°11'08 E / latitude= 35°37'15 N / altitude= 1131m

II-3-2- description lithologique de la coupe:

Vu la tectonique intense, la coupe complète est inexistante. Au niveau de la coupe de Djebel Kasserou le Jurassique est représenté seulement par sa partie supérieure, où on rencontre le précieux repère de l'Ammonitico rosso supérieur. La coupe a une direction SSE-NNW, le pendage des couches est sub-verticale (70°) et prolonge vers le Nord

Pour le découpage lithostratigraphique la coupe de Djebel Kasserou débute par (9 m) mètres de calcaire brunâtre, stratifié en petits bancs (10 à 20 cm) comprenant des lits de silex parallèles à la stratification. Correspondant au Dogger.

Cette unité considérée comme le sommet de formation de calcaire à silex à filament d'âge jurassique moyen.

II-1-3-2-1 Formation: Alternance marne et calcaire:

Subdivisée en deux unités, débutant par quelque mètres de calcaire argileux d'aspect noduleux (facies Ammonitico rosso) surmonté par une alternance de calcaire micritique avec des intervalles marneux d'épaisseur centimétrique, cette formation se termine par une succession des bancs de calcaire micritique à Saccocoma d'épaisseur décimétrique à métrique.

A- La première unité: calcaire argileux noduleux (Ammonitico rosso supérieur) (16m)

Intervalle de calcaire argileux d'aspect noduleux de couleur lie-de-vin à verdâtre contient des ammonites et bélemnites. Ce niveau est bien développé dans cette coupe dont la succession est la suivante:

- 02 m de calcaires noduleux rosés à ammonites roulées, le plus souvent fragmentées, contient de *Globigérina*, débris d'ostracodes et de bivalves (ech k 02).
- 02 m de calcaires argileux de couleur verdâtre à jaunâtre riche en ammonites indéterminables, Filaments, *Saccocoma* et des foraminifères planctoniques (*Globigérina oxfordiana*) (ech k 03).
- 02 m Intervalle argileux de couleur rouge contient des ammonites parmi lesquelles on cite : (*Perisphinctes Choffatia* SIEMIRADZKI et *Phylloceras sp*),
- 10 m de calcaire argileux noduleux de couleur rouge contient des ammonites et des bélemnites (ech k 04)

Les ammonites sont représentée par *Perisphinctes Choffatia* SIEMIRADZKI et *phylloceras sp*, on note aussi la présence de *Globigérina oxfordiana*. Ce niveau est attribué à l'Oxfordien

B- La deuxième unité: alternance marne et calcaire à *Saccocoma* (120m)

Cette unité est représentée dans Djebel Kasserou par une entité lithologique essentiellement formée d'alternances marno-calcaires. Les calcaires sont d'épaisseur centimétriques à décimétriques, compactes, micritique, noirâtres ou grisâtres. Les marnes sont indurées ; elles sont aussi feuilletées et grisâtres et contiennent parfois des fragments d'huîtres et des pics des échinodermes. L'épaisseur des marnes diminue vers le sommet à la faveur des calcaires. Cette unité se termine par des calcaires gris à noirs, micritiques d'épaisseur décimétrique à *Saccocoma*, algues (*Actinoporella podolica*, *Heteroporella lemmensis*) et bélemnites qui sont parfois associés à des ammonites, microscopiquement il est riche en *Saccocoma*, échinides et débris de lamellibranches. Ces bancs de calcaire sont intercalés par des intervalles centimétriques de marne indurée et de marno-calcaire. Cette unité est attribuée au Kimméridgien.

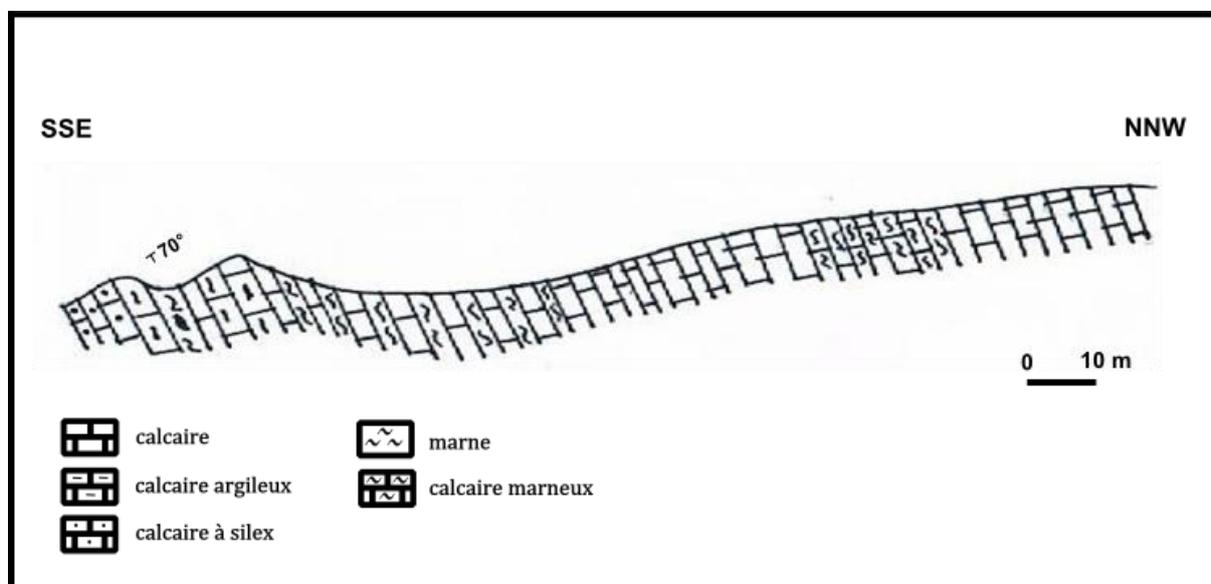


Fig. 16: coupe géologique schématique de Dj Kasserou

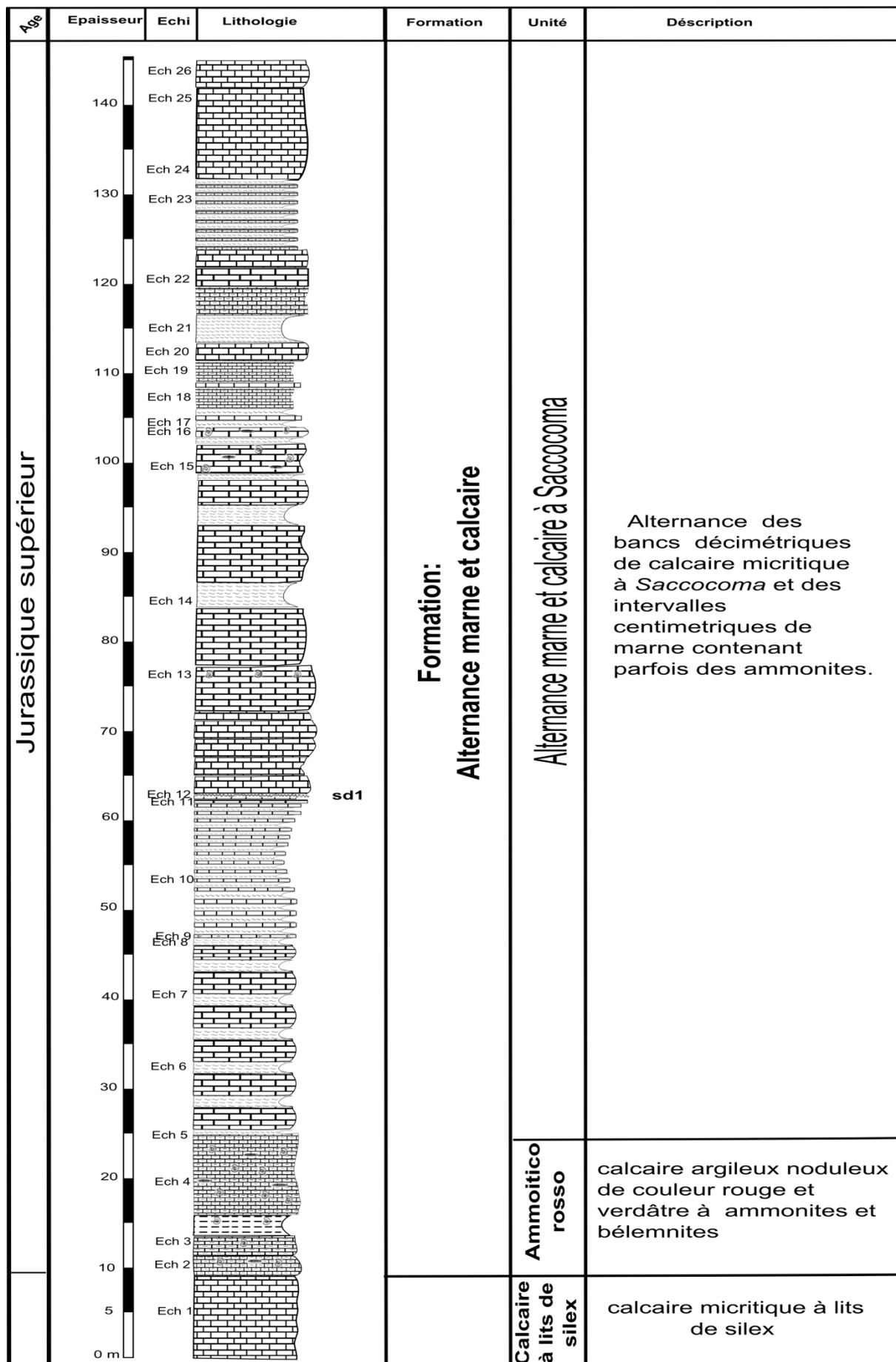


Fig. 17: colonne lithologique de Dj Kasserou avec le découpage lithostratigraphique

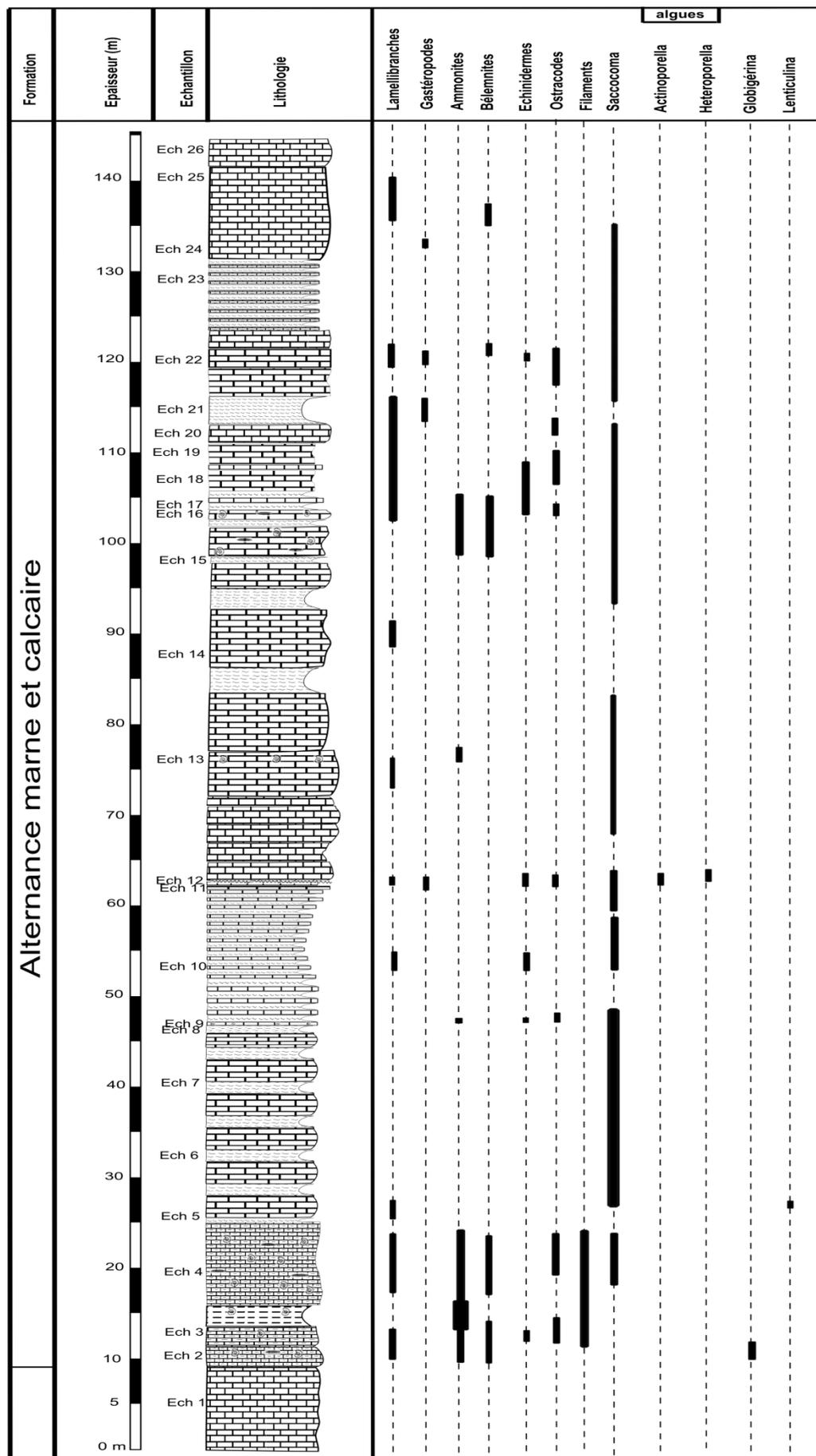


Fig. 18 : colonne lithologique de Dj Kasserou avec la répartition des faunes

II-4- Conclusion

Les résultats de l'analyse de la succession lithostratigraphique en tenant compte des caractères lithologiques nous a permis de définir trois formations lithologiques:

La première couvre la période du Jurassique inférieur (Lias) constituée par des dolomies, des calcaires et des calcaires dolomitiques à la base d'âge Lias inférieur suivi par des calcaires grossiers à huîtres d'âge Domérien et se termine par un intervalle de marno-calcaire surmonté par un banc de calcaire argileux noduleux (Ammonitico rosso inférieur) d'âge Toarcien, la deuxième formation couvre la période Jurassique moyen (Dogger) constituée par une succession des bancs de calcaire à silex et filaments, dans l'absence des fossiles caractéristiques, cette formation est attribuée au Dogger.

Une troisième formation annonce l'arrivée du Jurassique supérieur (Malm), débutant par une barre de calcaire argileux noduleux à ammonites (faciès Ammonitico rosso supérieur) d'âge Oxfordien suivi par une alternance de marne grise et verdâtre avec de calcaire micritique à *Saccocoma* d'âge Kimméridgien et se termine par des calcaires sublithographiques à bélemnites et calpionelles datés du Tithonique.

La coupe de dj.Kasserou couvre la période du Jurassique supérieur constituée par la formation d'alternance marnes et calcaire, débute par le calcaire argileux noduleux à ammonites (Ammonitico rosso supérieur) d'âge Oxfordien suivi par une alternance de marne grise avec de calcaire micritique à *Saccocoma* d'âge Kimméridgien.

Chapitre 3

SEDIMENTOLOGIE

III- SEDIMENTOLOGIE

III-1- Introduction

Ce chapitre a pour but deux objectifs principaux: le premier est de réaliser une étude faciologique détaillée par la caractérisation des différents microfaciès, ceci se fait à l'aide des observations des lames minces et les tris de marnes afin de déterminer les milieux où la sédimentation s'est effectuée, le deuxième objectif est une étude diagénétique pour mieux comprendre les conditions de dépôt qui règnent durant ou après la sédimentation.

III-1-1- Classification des carbonates:

Deux classifications sont les plus utilisées pour la description des roches carbonatées. Folk 1959 et Dunham 1962, ces deux classifications prennent en considération plusieurs critères (texture, éléments figurés, ciment...).

III-1-1- 1- Classification de FOLK (1959):

Elle tient compte des éléments de caractérisation tels que les principaux constituants des roches sédimentaires qui sont les Allochèmes ou les éléments figurés (bioclastes, intraclastes, oolites, pelles, minéraux non carbonatés) et la phase de liaison entre eux ou Orthochèmes (ciment, matrice). Le nom de la roche est alors composé d'un préfixe en rapport avec le type d'allochèmes dominant (bio, pel, oo, intra) et d'un suffixe relatif à la phase de liaison (sparite, micrite).

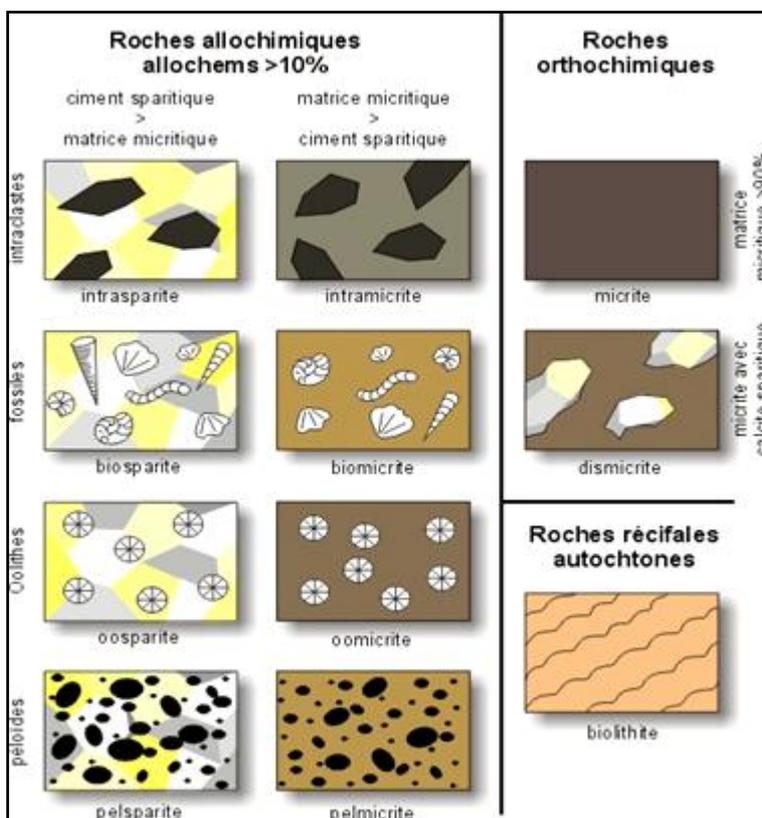


Fig.19: classification des roches carbonatées selon Folk (1959)

III-1-1- 2- Classification de Dunham (1962):

Elle prend en considération l'agencement des composants de la roche qui reflète généralement la texture originelle. Elle permet d'apprécier de façon relative l'hydrodynamisme du milieu de dépôt.

La classification proposée par Dunham (1962) tient compte de la présence ou de l'absence de boue carbonatée et de la disposition jointive ou non jointive des grains. Cette classification est basée sur trois critères essentiels qui sont :

- La présence ou l'absence de la boue carbonatée (boue = particules inférieures à 20µm).
- La proportion de grains présents dans la roche, les grains étant les éléments de taille supérieure à 20µm.
- La disposition (jointifs = grain supported) ou (non jointifs = mud supported) de ces grains.

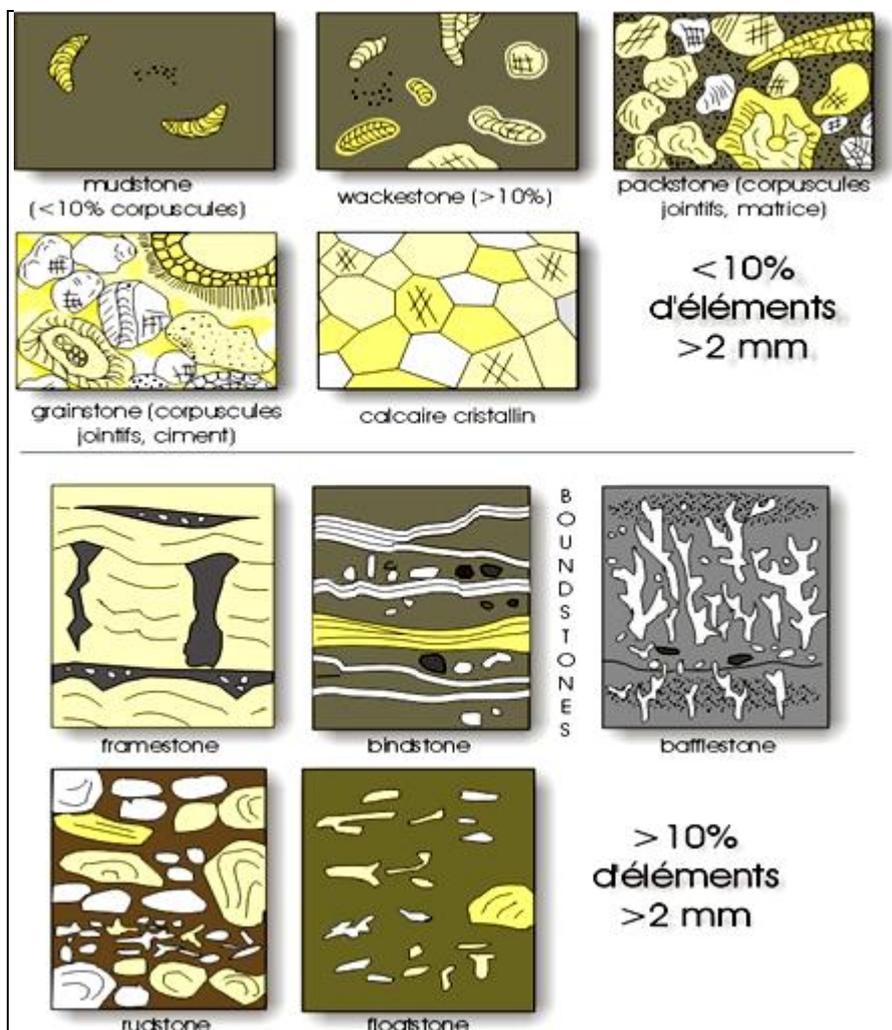


Fig.20:classification des roches carbonates selon Dunham(1962)

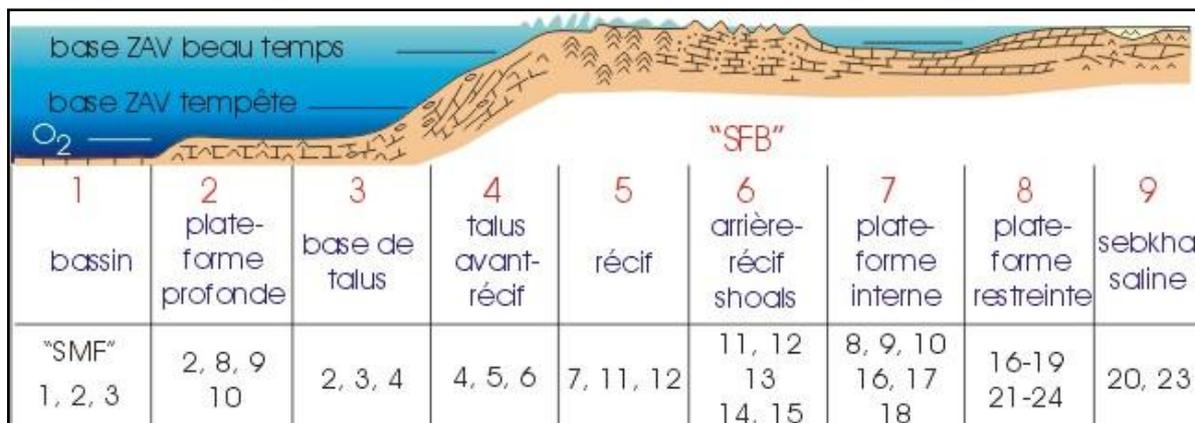
III-1-2- Les microfaciès standards de Wilson

Fig.21: microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975)

- SMF1: spiculite: mudstones ou wackestones argileux sombres, riches en matière organique et/ou spicules d'éponges. SFB1, bassin.
- SMF2: packstones microbioclastiques: grainstones et packstones à très petits bioclastes et péloïdes. SFB1, SFB2, SFB3.
- SMF3: mudstones et wackestones à organismes pélagiques (exemple: globigérines, certains lamellibranches, etc.). SFB1, SFB3.
- SMF4: microbrèche ou packstones à lithoclastes et bioclastes: mono- ou polymictique; peut inclure également du quartz ou chert. SFB3, SFB4, avant-talus.
- SMF5: grainstones/packstones ou floatstones à éléments récifaux; géopètes et structures d'ombrelle dûs à l'infiltration de sédiments fins. SFB4, flanc récifal.
- SMF6: rudstones à éléments récifaux; gros fragments de constructeurs, peu de matrice. SFB4, talus d'avant-récif.
- SMF7: boundstone: organismes constructeurs en position de vie. SFB5, environnement de haute énergie, récif.
- SMF8: wackestones et floatstones avec fossiles bien conservés, quelques bioclastes. SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.

- SMF9: wackestones bioclastiques bioturbés; les bioclastes peuvent être micritisés. SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.
- SMF10: packstones/wackestones avec bioclastes dégradés et encroûtés. SFB2, SFB7, grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme.
- SMF11: grainstones à bioclastes encroûtés. SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, éventuellement en bordure de plate-forme.
- SMF12: grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, lamelibranches, dasycladales,...). SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.
- SMF13: grainstones à oncoïdes et bioclastes. SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.
- SMF14: "lags": grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes; phosphates, oxydes de fer. SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.
- SMF15: grainstones à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.
- SMF16: grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.
- SMF17: "grapestone": grainstones à grains agrégés (lumps, bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés. SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, "tidal flats".
- SMF18: grainstones à foraminifères ou dasycladales. SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux lagunaires.
- SMF19: lofélite: mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères, gastéropodes et algues. SFB8, mares et lagons à circulation restreinte.
- SMF20 & 21: mudstones à stromatolithes. SFB8, SFB9, mares intertidales.
- SMF22: wackestones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière-récif.
- SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, mares hypersalines.
- SMF24: packstones/wackestones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux.

III-2- Analyse faciologique

III-2-1- Introduction

Les carbonates marins sont principalement biogéniques. La production carbonatée dépend par conséquent au moins en partie du cadre de vie des organismes producteurs, essentiellement contrôlé par les conditions physico-chimiques de l'océan comme la température, la salinité, la profondeur, le substrat, la turbidité, l'agitation de l'eau et l'apport de nutriments. Les faciès sédimentaires résultent des variations indépendantes ou interdépendantes de l'ensemble de ces facteurs. Leur étude détaillée permet par conséquent d'interpréter les sédiments en environnements de dépôt.

III-2-2- Définitions

❖ Faciès sédimentaire

Le faciès est défini par l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, la texture et les éléments figurés.

❖ Microfaciès

Le microfaciès englobe l'ensemble des caractères sédimentologique et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide du microscope optique ou de la loupe binoculaire (Flügel, 1982). L'analyse des sédiments au microscope permet une meilleure définition du contenu fossilifère, des structures sédimentaires et notamment des caractères diagénétiques.

❖ Zone de faciès

C'est une aire géographique et/ou géométrique qui se distingue par des critères lithologiques, sédimentaires et biologiques qui traduisent un environnement de dépôt. L'interprétation des faciès et microfaciès en terme d'environnement de dépôt suit les interprétations de nombreux auteurs dont une grande partie des données est synthétisée par Tucker et Wright (1990).

❖ Groupe de faciès

Il représente une association de faciès génétiquement liés les uns aux autres et ayant une signification environnementale (Collinson, 1969 in Walker & James, 1992). Ils peuvent être liés à une zone de faciès et/ou à un mécanisme de dépôt.

III-2-3- Méthode

L'analyse faciologique est pour but la reconstitution des paléoenvironnements pour en déduire les principaux facteurs écologiques existaient au par avant.

L'étude faciologique d'environ 40 lames minces observées au microscope polarisant est basée sur l'analyse pétrographique, sédimentologique et micropaléontologique en prenant en considération plusieurs critères comme: la nature des éléments figurés, leur distribution et leur classement, le ciment et la matrice, les structures sédimentaires, la texture, l'état de conservation, l'orientation, les phénomènes diagénétiques.....etc.

Les microfaciès ainsi décrits seront ensuite classés et nommés en utilisant les deux classifications connues celle de Folk (1959) (Fig.19) et de Dunham (1962) (Fig. 20) complétée par Embry et Klovan (1971). Le positionnement des microfaciès s'effectue dans un modèle de plateforme (Fig.22) en se référant aux microfaciès standards de Wilson (1975) (Fig.21).

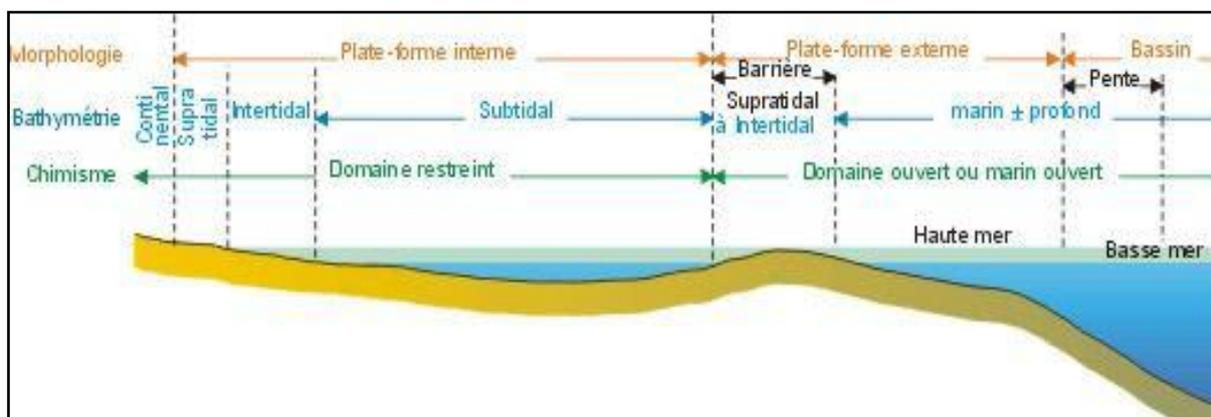


Fig. 22 : Répartition des environnements sur une plate-forme. (Modèle générale de la plate-forme)

III-2-4- Les principaux faciès sédimentaires

III-2-4-1- Faciès de plateforme interne

A- Dolomie et calcaire dolomitique

Description: Il s'agit d'un sédiment de dolomies et calcaires dolomitiques stratifiés en bancs décimétriques à métriques de couleur grisâtre à grains brillantes.

Répartition: Ce faciès se trouve dans la partie inférieure de formation calcaro-dolomitique de la coupe du Ravin bleu.

On peut distinguer dans ce faciès:

MFPN 1: dolomicrite:

Un microfaciès à caractère azoïque. Il est constitué par des rhomboèdres de dolomie qui brillent en cassure, ces derniers apparaissent en lame dispersés dans une matrice micritique claire. Ces dolomies marquées par une lamination de bird's eyes (Fig.23) et des structures géotropes, ces formes sont tapissées par des microsparites. Le microfaciès affecté par une compaction représentée par des joints stylolithiques fins.

Interprétation:

Ce microfaciès est attribué à un milieu proche de l'émersion voire émerse (zone intertidale haute à supratidale), appui par les bird's eyes.

L'origine des bird's eyes peut être multiple : piégeage de gouttes d'eau dans un gel de boue carbonatée, présence d'algues, piégeage de bulles de gaz liées à l'activité organique, rétraction des boues carbonatées pendant la lithification (Hamon. Y, 2004)



Fig.23 : Dolomicrite à bird's eyes

B- Calcaire stratifié

Description: Des calcaires à grains moyennes stratifiés en bancs décimétriques à métriques de couleur grise claire.

Répartition: Ce faciès se trouve dans la partie inférieure de formation calcaro-dolomitique de coupe du Ravin bleu.

On peut distinguer dans ce faciès les microfaciès suivants:

MFPN2: Biomicrite à foraminifères benthiques:

La texture est wackstone, les éléments figurés représentent environ 30 % du volume total du microfaciès, généralement en petites taille avec des formes variées. La matrice est micritique.

Les éléments figurés sont représentés par une dominance des foraminifères benthiques (bisériés (*Textularidae* sp) (Fig.24), unisérié (*Nodosaria* sp) (Fig.25), *Miliolidae* (*Triloculina* sp), trocholines (Pl 1, Fig. B), et *Everticyclamina virgulian* ?) (Pl 1, Fig. E), des algues (Pl 1, Fig. C) le plus souvent entourées par des enveloppes micritiques épaisses, des dasycladacées (*Heteroporella* sp), des gastéropodes et des lamellibranches. Ce microfaciès a subi une micritisation intense.

Interprétation:

La dominance des foraminifères benthiques à tests porcelanés (miliolidae) avec les formes unisériés et bisériés, ainsi que la diversité des bioclastes et la nature micritique de la matrice, indiquent un milieu peu profond à faible énergie. Ce faciès correspond probablement à la zone subtidale.



Fig.24 : Biomicrite à foraminifères benthiques (1: *Textularidea*, 2: algue)

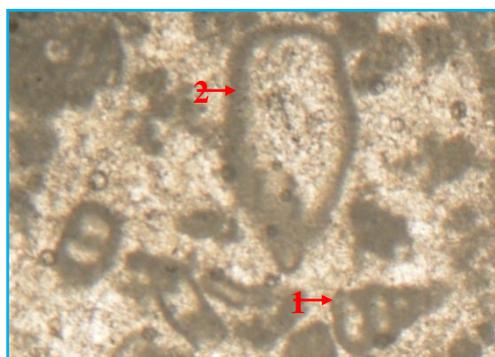


Fig.25 : Biomicrite à foraminifères benthiques (1: *Nodosaria*, 2: algue)

MFPN 3: Biomicrite à algues et éponges:

La texture est wackstone, les éléments figurés représentent 25 à 30 % du volume total du microfaciès, généralement de petites taille et formes variées. La matrice est micritique.

Les corpuscules de ce microfaciès sont les algues (*Gymnocodiacea (permocalculus sp)* (origine verte ou rouge en discussion)) (Fig. 27), les sponges (*Cladocoropsis cf. mirabilis*) (Fig. 26), les lamellibranches (Pl 1, Fig. F), des débris d'échinodermes (Pl 1, Fig. D, G, H), des ostracodes, on note aussi la présence de certains calcisphères. Une micritisation intense affecte sélectivement les algues et les débris de lamellibranches.

Interprétation:

La présence des algues (*Gymnocodiacea*) et des éponges (*Cladocoropsis cf. mirabilis*) indique un milieu peu profond.



Fig.26: Biomicrite à algues et éponges (*Cladocoropsis cf. mirabilis*)



Fig.27: Biomicrite à algues et éponges (*permocalculus sp*)

III-2-4-2- Faciès de plateforme moyenne**A- Calcaire grossier à huîtres**

Description: Il s'agit des calcaires grossiers à huîtres de couleur grise claire, stratifiés en bancs décimétriques, certains bancs présentent des surfaces durcies renfermant des gastéropodes et des huîtres de petites taille.

Répartition: Ce faciès se trouve seulement dans la partie moyenne de la formation calcaro-dolomitique de la coupe du Ravin bleu.

On peut distinguer dans ce faciès:

MFPM 1: Biosparite à foraminifères benthiques et annélides:

La texture est packstone, La proportion des bioclastes varie entre 35 et 40% du volume total de la roche, leur taille est varié, la forme est arrondie avec un mal classement. Le ciment est sparitique.

Les éléments figurés sont représentés par des foraminifères benthiques (*Lenticulina*) (Pl 2, Fig. C), (*Involutina liasica*) (Fig.29), des annélides coloniaux (Fig. 28), des fragments de lamellibranches (Pl 2, Fig. D), des algues, des gastéropodes, des bryozoaires, on note aussi la présence des grains de quartz (Pl 3, Fig. D).

Des phénomènes comme la micritisation et l'encroûtement ont été notés.

Interprétation:

La diversité et le pourcentage considérable des bioclastes (foraminifères benthiques, annélides, algues, gastéropodes, bryozoaires et lamellibranches), ainsi que la texture packstone, témoignent d'une diminution de la profondeur et d'une augmentation de l'agitation du milieu. Tous les indices à indiquer un milieu de plateforme moyenne.



Fig.28 : Biosparite à foraminifères benthiques et annélides: (annélides)

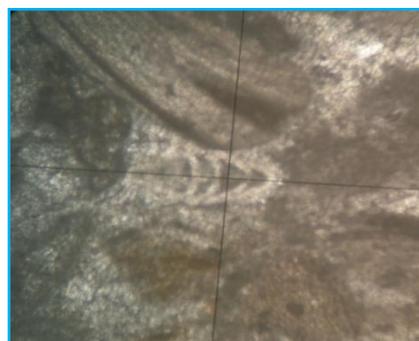


Fig.29 : Biosparite à foraminifères benthiques et annélides: (Involutina liasica)

III-2-4-3-Faciès de bassin**A- Calcaire argileux noduleux (faciès Ammonitico rosso)**

Description: Il s'agit des calcaires argileux noduleux, de couleur rougeâtre parfois verdâtre, riche en ammonites généralement mal conservée et des bélemnites. Ces calcaires sont séparés au milieu par un intervalle argileux rouge aussi riche en ammonites.

Répartition: Ce faciès se trouve dans la partie supérieure de formation calcaro-dolomitique (Ammonitico rosso inférieur) et la partie inférieure de la formation alternance marne et calcaire (Ammonitico rosso supérieur) de coupe du Ravin bleu. Au niveau de la coupe de Dj Kasserou on le trouve seulement dans la partie inférieure de la formation alternance marne et calcaire (Ammonitico rosso supérieur).

On peut distinguer dans ce faciès deux microfaciès:

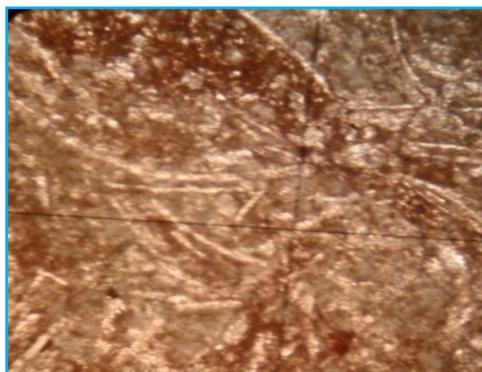
MFB 1: Biomicrite à filaments et échinides:

La texture est wackstone, les éléments représentent de 25 à 30 % du volume et leur taille varie, la forme allongée avec un classement modéré. Par ordre décroissant, les éléments figurés sont représentés par des filaments qui peuvent être disposés régulièrement dans la lame ou qui sont concentrés en niveaux (Fig.30), des Échinides (Pl 2, Fig. F) et rare d'Algues, la matrice micritique.

Interprétation:

Ce microfaciès à microfaune pélagique représenté par des filaments fines qui sont considérées comme des larves planctoniques de lamellibranches pélagiques, est reporté par Flügel (2004) à la zone SBF 3 de Wilson (1975) qui appartient au domaine infratidale profond à la base de talus.

Fig.30: Biomicrite à filaments et échinides (Filaments)



MFB 2: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques

La texture est wackstone, Les éléments figurés représentent environ 35% du volume, leurs tailles et forme sont variées. La matrice est micritique.

Le microfaciès est très riche en éléments figurés: des filaments (Pl 3, Fig. G, H), *Saccocoma* et des foraminifères planctoniques globuleuses (*Globigérina oxfordiana*) (Fig.31) de formes très réduites avec des forâmes planctonique carénées (Pl 3, Fig. G),

ostracodes (Pla 3, Fig. G), rares gastéropodes, échinodermes (Pl 3, Fig. C, D) et Lamellibranches (Pla 4, Fig. A) et des foraminifères benthiques (bisérie).

Ce microfaciès a subi une microfracturation et stylolithisations dans certains endroits manifestés par des joints stylolithiques.

On observe que les filaments se déposent une direction préférentielle

Interprétation:

La présence de macrofaune de bélemnites et d'ammonites, la microfaune de *Sacoccoma*, de filaments et les foraminifères planctoniques indiquent un dépôt de milieu profond, le faciès Ammonitico rosso est connu par une sédimentation dans un milieu pélagique il s'agit donc un dépôt dans un bassin.

Ammonitico rosso: Le faciès Ammonitico rosso est un *faciès condensé* c'est-à-dire que sur une faible épaisseur, il correspond à une longue durée de sédimentation. Il s'explique par une dissolution partielle des carbonates d'un dépôt en cours de sédimentation sur une ride ou une pente sous-marine à une profondeur suffisante.

Fig.31 : Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques (*Globigérina oxfordiana*)



B- Calcaire à silex

Description: Il s'agit d'un sédiment fin généralement sombre et déposé en bancs de calcaire d'épaisseur décimétriques de calcaire à lentilles et lits de silex, renferme par fois des bélemnites.

Répartition: Ce faciès se développé dans la formation calcaire à silex de la coupe du Ravin bleu.

On peut distinguer dans ce faciès:

MFB 3: Biomicrite à filaments

La texture est wackestone, le classement est modéré. Les éléments occupent environ 25 à 30 % du volume de la roche, leur taille est variée, de forme allongée, la matrice est micritique sombre.

La majorité des éléments figurés sont des bioclastes constitués par des filaments (Pl 3, Fig. A), débris d'échinodermes, rares d'ostracodes (Pl 2, Fig. H), des petits forâmes indéterminables, des algues (Pla 2, Fig. G) et Calcisphères (?). Les filaments sont des larves planctoniques de lamellibranches qui auraient atteint une taille adulte dans un environnement normal, n'ont pas pu le faire dans des conditions d'anoxie ; ils sont donc morts en grand nombre avant d'atteindre leur maturité, leurs valves se déposent sur le fond en position ouverte.

Interprétation:

La matrice micritique et la présence des microfaunes pélagiques comme les filaments qui sont interprétés comme des larves planctoniques de lamellibranches (Flügel, 1982), et débris d'ostracodes très fins sont des indices d'un milieu infratidal, assez calme, réducteur, relativement profond dans le bassin.

C- Calcaire sublithographique

Description: Il s'agit d'un calcaire très fins de teinte claire jaune à verdâtre, d'épaisseur décimétrique à métrique, contenant des bélemnites et parfois des ammonites.

Répartition: Ce faciès s'observe seulement dans la partie supérieure du Ravin bleu.

Dans ce faciès on distingue:

MFB 4: Biomicrite à calpionelles:

La texture est mudstone, les éléments occupent environ 10% du volume du microfaciès, et présentent de très petites tailles avec une forme subarrondie. Les bioclastes sont essentiellement des calpionelles de type: *Crassicolaria massutiniana* (COLOM) (Fig. 32), *Calpionella alpina* LERENZ (Fig. 33), , *Crassicolaria parvula* REMANE (Pl 5, Fig. G), et des foraminifères planctoniques (Pl 5, Fig. H) et rare d'ostracodes très fines. La matrice est micritique. On peut noter une micritisation intense des éléments.

Interprétation:

La texture mudstone, la matrice micritique et la présence des calpionelles qui considéré comme des formes marin pélagique, indiquent un milieu profond et calme.



**Fig.32 : Biomicrite à calpionelles
(*Crassicolaria massutiniana*)**



**Fig.33 : Biomicrite à calpionelles
(*Calpionella alpina*)**

III-2-4-4-Faciès de plate forme externe

A- Calcaires micritiques

Description: Ce sont des calcaires très fins, de couleur gris, renferme par fois des bélemnites. ils forment généralement des banes d'épaisseur décimétrique à métrique souvent sépare par des joins marneux centimétriques.

Répartition: Ce faciès se trouve dans la formation alternance marne et calcaire de coupe du Ravin bleu et dj Kasserou.

On peut distingue dans ce faciès deux microfaciès:

MFPX 1: Biomicrite à Saccocoma:

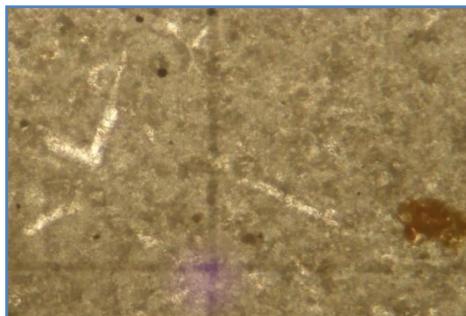
La texture est wackstone, les éléments figurés représentent un pourcentage inférieur à 20 % du volume du microfaciès. Les éléments sont généralement de petite taille et présentent une forme généralement allongée.

Les bioclastes sont essentiellement des *Saccocoma* (Fig. 34), avec rare échinides (Pl 4, Fig. E), débris de lamellibranches (Pla 4, Fig. F) et quelques forâmes indéterminables (Pla 4, Fig. D).

Les phénomènes diagénétiques affectant ce microfaciès sont la compaction qui est représentée par la stylolithisations.

Interprétation:

La texture wackstone, la matrice micritique et la présence des *Saccocoma* qui considéré comme des crinoïdes pélagique indiquent un milieu plus au moins profond et calme (plate forme externe).



***Fig.34 : Biomicrite à Saccocoma
(Saccocoma)***

MFPX2: Biomicrite à algues et *Saccocoma*:

La texture est wackstone, le pourcentage est à peu près 25% et dont les éléments ont une taille variés et une forme généralement arrondie rarement allongée.

Les bioclastes constituant le microfaciès sont: les algues vertes de type dasycladacées qui sont largement dominantes (*Actinoporella podolica* (ALTH) (Pl 4, Fig. G), *Heteroporella lemmensis* (BERNIER)) (Fig. 36). Les corpuscules secondaires sont principalement des *Saccocoma* (*Saccocoma alpina* AGASSIZ) (Fig. 35), des ostracodes et des lamélibranthes (Pl 5, Fig. A, E) .

Il peut également y avoir des foraminifères benthiques (Pl 5, Fig. C), des gastéropodes (Pl 5, Fig. D) et débris des échinides.

L'état de conservation des corpuscules est variable, les bioclastes subissent à une micritisation intense et de ferruginisation.

Interprétation:

La prépondérance des algues, la présence des *Saccocoma*, la micritisation intense et la nature micritique de la matrice témoignent d'un milieu peu profond en permanence immergé et situé probablement au niveau de la zone photique (plate forme externe).

La zone infratidale peu profonde montre généralement un large développement des organismes benthiques. Les algues vertes y prolifèrent, notamment dans la tranche supérieure. Elles sont représentées par les dasycladacées qui sont très abondantes (Benest, 1985).



Fig.35 : Biomicrite à algues et *Saccocoma* (*Saccocoma alpina*)



Fig.36 : Biomicrite à algues et *Saccocoma* (*Heteroporella lemmensis*)

III-2-4-5- Faciès marneux

Marne à terriers (Pla 06, ph ;a, b):**Description:**

Ce faciès comprend des marnes plus ou moins tendres, beige à verdâtres souvent entrecoupées par de minces bancs de calcaire marneux glauconieux, pauvre en macrofaunes, très riche en microfaunes (terriers).

Répartition:

Ces marnes sont bien développées dans le marno-calcaire au sommet de la formation calcaro-dolomitique dans la coupe de ravin bleu.

Interprétation:

La présence de la glauconie dans le calcaire marneux indiquent un milieu plus au moins profond. La glauconie est un témoin d'un milieu de transition.

Marne à rares débris d'huitres et des échinodermes (Pla 06,ph; c, d, e, f, g, h):**Description:**

Ce sont des marnes schisteuses plus ou moins indurées (carbonatées), de couleur gris et verdâtre, écaillées ou feuilletées, l'examen microscopique se révèle presque azoïque avec rares des débris d'huitres, des radioles d'échinodermes, des gastéropodes et des foraminifères benthiques (Lenticulina).

Répartition:

Elles sont très répandues dans la formation alternance marne et calcaire de coupe du Ravin bleu et du Dj Kasserou, où sont intercalées dans les calcaire micritique de la formation supérieur.

Interprétation:

La nature carbonate, l'absence des macrofaunes et la dépourvu de microfaunes témoigné un milieu profond et calmes.

III-2-5- Les milieux de dépôts

III-2-5-1- Les critères d'identification des milieux de dépôt

a) Les critères biologiques

* *La présence d'organismes* : Les constituants de la faune et de la microfaune sont caractéristiques individuellement ou par leurs associations d'environnements déterminés. Toutefois leur état de préservation est fondamental pour affirmer leur appartenance à une biocénose et mettre en évidence un éventuel transport hors du milieu de vie.

* *Les rapports de fréquence de groupes d'organismes* :

De nombreux auteurs ont utilisé le rapport de pourcentages des foraminifères benthiques aux foraminifères pélagiques comme indice d'océanité.

Les pourcentages de foraminifères planctoniques supérieurs à 70 % caractérisent le bas du talus continental et les plaines abyssales. Ce pourcentage tombe à moins de 50 % au niveau de la plate-forme externe. Cependant le rapport des pourcentages peut varier localement sous l'effet de multiples facteurs : remontées d'eaux profondes, influence des courants, variations de température, etc... De même le rapport foraminifères benthiques/ostracodes croît avec la profondeur. La distribution en fréquence des foraminifères porcelanés par rapport aux foraminifères hyalins et aux foraminifères agglutinés est également fonction des milieux de dépôt. (Herkat, 1999)

b) Les critères lithologiques et stratonomiques

* *La nature du sédiment*

Fonds indurés, sableux ou vaseux, calcaires, marnes, silts, évaporites, phosphates, glauconie, etc... Elle permet de situer le type d'environnement sédimentaire et les facteurs généraux, essentiellement physico-chimiques qui le contrôlent et qui sont propres à chaque type de sédiment.

* *La disposition des couches et leur géométrie*

- La stratonomie varie en fonction des environnements : bancs massifs dans la zone infralittorale ; alternances de bancs minces dans la zone circalittorale ; absence de stratifications dans les zones de récifs vrais, etc...
- La géométrie continue, lenticulaire ou chenalisée des bancs est également significative des types d'environnements

* *La présence de structures sédimentaires*

Les rides de courant, les figures de dessiccation, les laminites, les niveaux slumpés sont autant d'indicateurs de milieux.

* *La nature des constituants*

La présence d'oolites, de phosphates, de quartz détritique, de bioclastes, renseigne sur la bathymétrie, la proximité du littoral et l'énergie de dépôt.

* *La nature et la proportion de la phase de liaison*

L'existence d'un ciment carbonaté ou d'une matrice boueuse permettent d'apprécier le taux d'envasement du milieu de dépôt (classification de Dunham) et d'en déduire le niveau d'énergie hydrodynamique.

* *Les textures diagénétiques*

La cristallinité et la disposition des ciments, ainsi que leur chronologie amènent d'utiles renseignements sur les environnements de dépôt par l'interprétation de la diagenèse précoce. (Herkat, 1999)

III-2-5-2- Milieu de plate forme interne:

❖ Zone inter-supratidale

Ce milieu couvre la zone située au-dessus du niveau des basses eaux et il est caractérisé par des microfaciès dolomicrite (*MFPN 1*) dominé par les cristaux de dolomie à organisme très rares (des gastéropodes, des échinodermes) et des microfaciès à algues et éponges (*MFPN 3*) dominé par les Gymnocodiacea (*permocalculus sp*), les sponges (*Cladocoropsis cf. mirabilis*)

❖ Zone subtidale

C'est un milieu peu profond en permanente immergé situé au dessous du niveau des basses marées, correspond la plus souvent la zone photique.

Ce milieu caractérise par le développement des organismes benthiques comme les foraminifères benthiques (trocholines , *Everticyclamina virguliana*, *Textularia* , *Nodosaria*) , les ostracodes qui sont représentés par des coquilles fines, de petite taille. Ils apparaissent néanmoins en grand nombre associés à une faune comme les gastéropodes et les lamellibranches, les échinodermes sont présents en quantité considérable. La prolifération des algues, notamment dans la tranche supérieure présenté essentiellement par les dasycladacées dans des faciès de basse énergie. (*MFPN 2*)

III-2-5-3- Milieu de plate forme moyenne:

C'est un milieu peu profond caractérisé par une grande activité organique manifestée par une surface durcie et la diversité des organismes comme les foraminifères benthiques (*Lenticulina*, *Involutina liasica*), les algues et les lamellibranches qui sont très abondants représentés par les huîtres qui sont localement nombreuses surtout dans les calcaires grossiers associées à des gastéropodes et des annélides. Ces organismes développent dans des faciès de moyenne énergie, la concentration des huîtres et des gastéropodes ainsi que la présence des annélides indiquent un ralentissement ou un arrêt de la sédimentation. (MFPM 1).

III-2-5-4- Milieu de plate forme externe:

Dans ce milieu développent des organismes comme les *Saccocoma* seul ou associé avec des faunes benthiques (foraminifères benthiques, des échinides à l'état de débris ...etc.) (MFPX1)

La présence des algues vertes (*Actinoporella podolica* (ALTH), *Heteroporella lemmensis* (BERNIER)) et des foraminifères benthiques avec des *Saccocoma*, dans le microfaciès (MFPX2) de calcaire micritique prouve que la sédimentation pouvait s'effectuer temporairement dans la zone photique

III-2-5-5- Milieu de bassin:

Ce milieu situé au dessous de la zone photique et de la zone d'action de vagues. Les dépôts qui le permettent de le caractériser correspondent à des calcaires et marnes à organismes planctoniques.

Parmi les organismes abondants dans ce milieu on cite:

Les *Saccocoma*: sont des crinoïdes pélagiques. Ils apparaissent dans les deux coupes au Jurassique supérieur. Ils sont très abondants, associés à des filaments (microfaciès MFB 2).

Les *Filaments* : sont interprétés comme des larves planctoniques de lamellibranches (FLÜGEL, 1982). Ils apparaissent dans des calcaires à silex et de l'Ammonitico rosso de deux coupes, généralement en grand nombre seul (microfaciès MFB 1) ou associés à *Saccocoma* (MFB 2).

Les Céphalopodes: (ammonites et bélemnites)

Les ammonites apparaissent essentiellement dans la partie supérieure des coupes étudiées. Elles sont localement très nombreuses dans le faciès de l'Ammonitico rosso généralement roulées et mal conservées, situées à la surface des bancs calcaires ou dans les niveaux marneux, indiquent des périodes de condensation.

Les bélemnites sont très abondant dans les deux coupe, généralement associés avec les ammonites.

Les foraminifères planctoniques:

Représenté par les formes globuleuses (*Globigérina Oxfordiana*) et carénés fréquentes surtout dans les parties supérieur des coupes dans le faciès de l'Ammonitico rosso supérieur associées avec les filaments.

Les Calpionelles:

C'est sont éteints, ils ont de belles formes avec une très petite taille 50- 200 μm , chaque individu fossile est représenté par une très petite loge en forme de bouteille à fine paroi calcaire. Ils sont abondants dans les calcaires fins pélagiques du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'océan téthysien. Ce sont d'excellents fossiles stratigraphiques, on ne les connaît que du Portlandien au Valanginien.

Les formes qui apparaisse sont *Calpionella alpina*, *Crassicolaria massutiniana* et *Crassicolaria parvula* dans le mudstone de calcaire sublithographique.

III-3- Etude diagénétiques

III-3-1- Définition de la diagenèse

La diagenèse est correspond à l'ensemble des processus physico-chimique et biochimique qui affectent le sédiment après son dépôt jusqu'à sa transformation en roche cohérente. Sous l'influence de la pression et la température (Cojan, 1999). En d'autre terme, la diagenèse est l'ensemble des phénomènes affectant un sédiment pendant et après son dépôt. Elle se traduit par des transformations d'ordre textural et des modifications d'ordre minéralogique.

III-3-2- Les environnements diagénétiques:

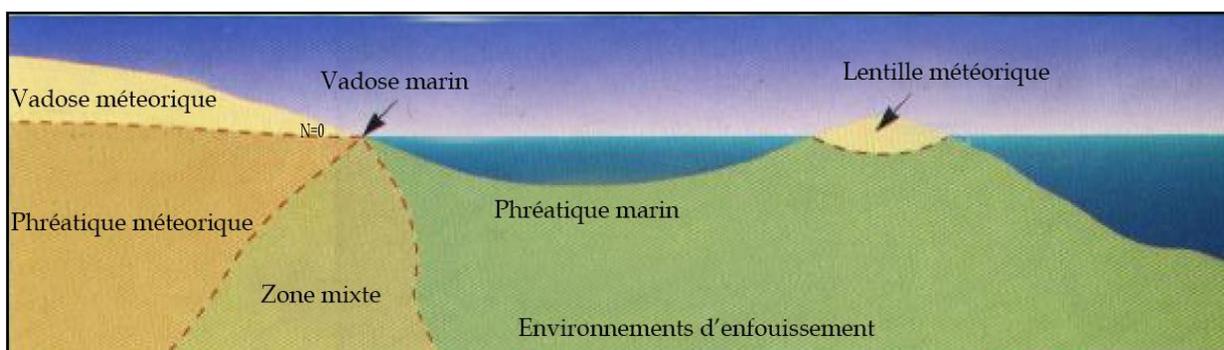


Fig. 37 : les environnements majeurs de diagenèse carbonatée (Adams et al, 2001)

quatre environnements diagénétiques majeurs, suivant la composition chimique et la distribution des fluides dans les pores (Longman 1980).

- ❖ La zone vadose caractérisée par la circulation temporaire d'eau douce.
- ❖ La zone phréatique d'eau douce caractérisée par la circulation permanente d'eau douce.
- ❖ La zone mixte ou de mélange caractérisée par la présence d'eau douce et d'eau marine.
- ❖ La zone phréatique marine caractérisée par la circulation permanente d'eau marine.

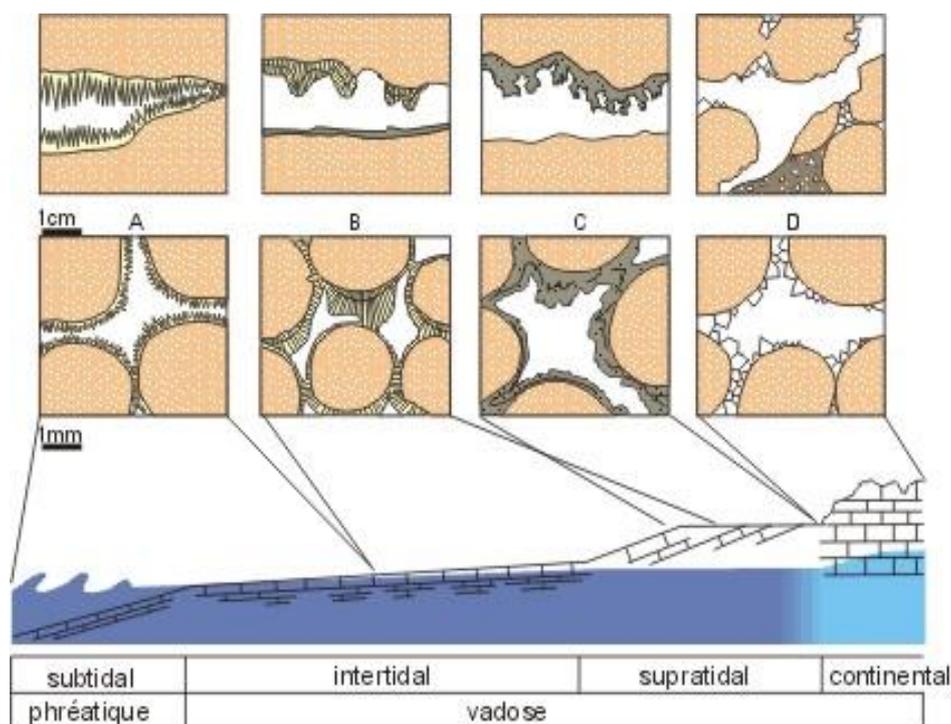


Fig.38: profil schématique localisant les types de ciments précoces et leur environnement de formation. A: subtidal (zone phréatique marine): ciment aragonitique fibreux à disposition régulière; B: intertidal (zone vadose marine): ciment aragonitique fibreux à tendance microstalactitique; C: supratidal (zone vadose marine): aragonite micritique à disposition microstalactitique, associée à des particules à la partie supérieure des cavités; D: continental (zone vadose météorique): calcite sparitique non magnésienne et silt vadosé.

III-3-3- Processus diagénétiques:

III-3-3-1- La diagenèse précoce (stade Eogénèse)

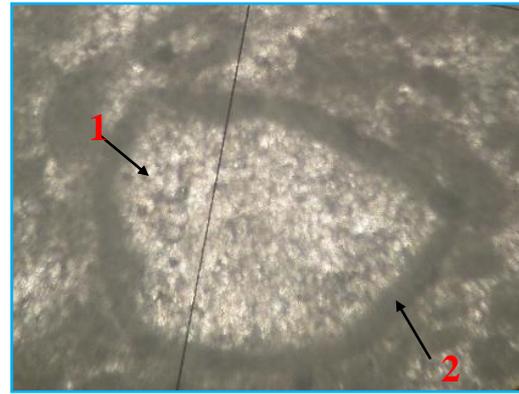
Est essentiellement contrôlée par des processus biologiques (bioturbations et décomposition de matière organique par l'activité bactérienne et la micritisation) (Cojan et Renard, 2006).

A- La micritisation

Intervient juste au moment du dépôt des sédiments et affecte souvent la périphérie des particules formant alors une couche micritique, nommée enveloppe micritique (Bathurst 1975 in Yahiaoui. 1990)

L'enveloppe micritique permettra, au cours de la diagenèse (dissolution de bioclastes), la conservation de la forme initiale de l'élément. (Yahiaoui 1990)

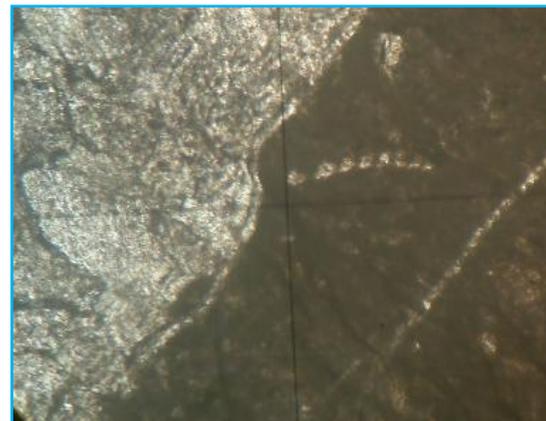
Fig.39 : Biomicrite à foraminifères benthiques (1: algue, 2: enveloppe micritique)



B-La bioturbation :

Le sédiment est également sujet à l'action des organismes benthiques (Cojan et Renard, 2006). La bioturbation est la déformation d'un sédiment en cours de dépôts, ou non encore lithifié, par l'action d'organismes fousseurs ou non (Lucas et al 1976).

Fig.40: Biomicrite à algues et Saccocoma (bioturbation)



III-3-2-2- La diagénèse d'enfouissement (stade mésogénèse)

La phase d'enfouissement débute au moment où le sédiment est loin de l'action des eaux superficielles et s'achève quand il est ramené en surface. Au cours de cette phase, les sédiments vont subir des modifications diagénétiques qui dépendent d'une part des facteurs du milieu : profondeur, température, circulation des eaux et temps d'enfouissement, et d'autre part des facteurs tectoniques : nature (compression / distension), (Yahiaoui 1990).

A- La compaction: est le tassement d'une couche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents ; Ce mécanisme conduit à réduction de volume des sédiments par diminution des espaces vides (la porosité) et l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle dans les premiers décimètres d'enfouissement, et ensuite la déformation ou fragmentation des particules (réarrangement des particules). (Cojan et Renard, 2006) Parmi les figures de compaction en cité:

❖ *Fracturation*

Les microfaciès de la série jurassique ont subi à une fracturation synsédimentaire intense, ceci peut être observé dans les tests de lamellibranches des microfaciès de Dj.Kasserou (Fig.41,42,43). La fracturation pourrait être le résultat d'une compaction affectant le sédiment. Les microfractures sont colmatées soit par le sédiment interne soit par la recristallisation de la calcite.

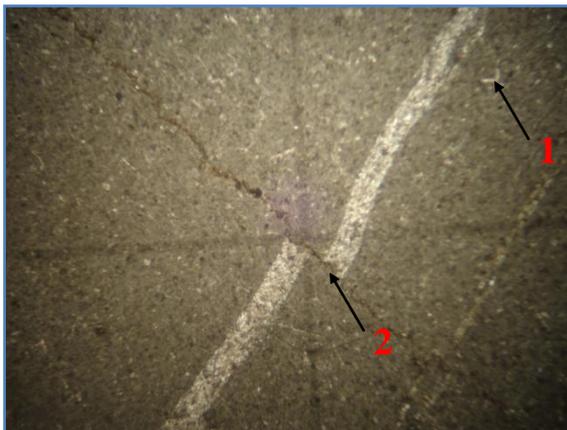


Fig.41 : Biomicrite à Saccocoma (1: Saccocoma, 2: microfracturation)

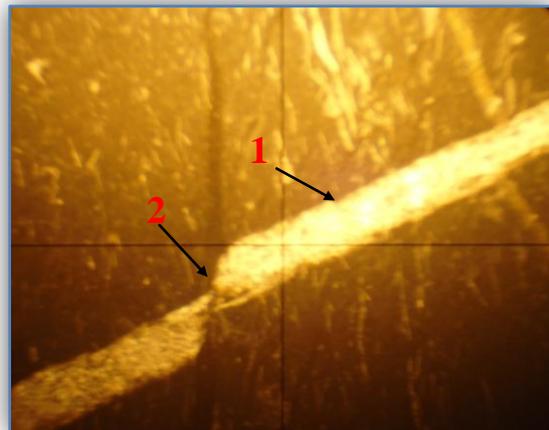


Fig.42 : Biomicrite à algues et Saccocoma (1:débris de Lamellibranche, 2: microfracture)

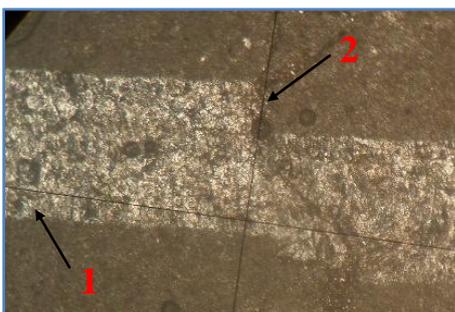


Fig.43: Biomicrite à filaments et Foraminifères planctoniques (1: Lamellibranche, 2: microfracturation)

❖ Stylolithisations

Les stylolithes diagénétiques (parallèlement à la stratification) est formé au cours de l'enfouissement. La présence des stylolithisations confirme incontestablement la compaction. Sont presque fréquent dans tous les microfaciès, elle est représentée par la présence d'un enduit colmaté par des argiles ferrugineuses (fig.44, 45).

Fig. 44: joints stylolithiques au sein d'un Biomicrite à Saccocoma (1: Saccocoma, 2: joints stylolithes)

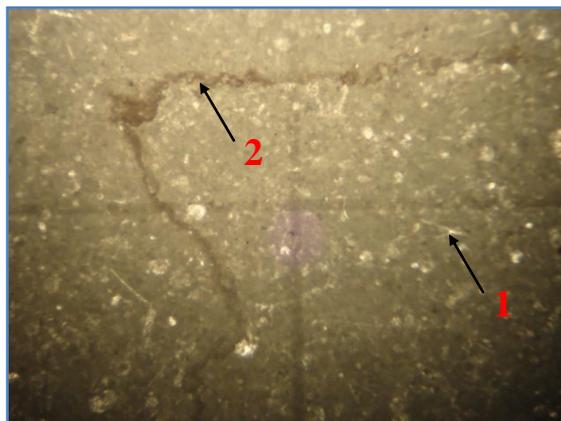
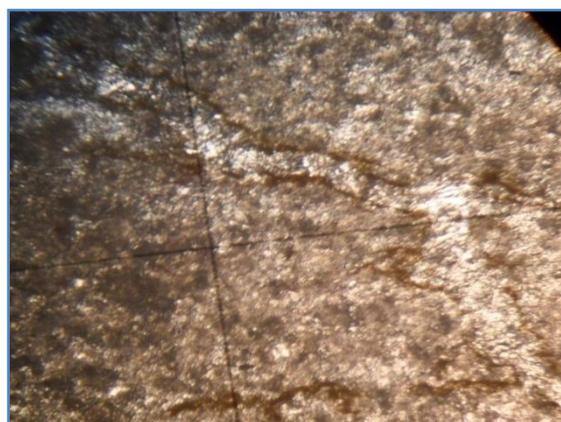


Fig.45 : Biomicrite à filaments et échinides; deux joints stylolithiques entourés d'un fissure remplis par la calcite



B- Ferruginisation:

Ce phénomène est abondant dans la série étudié et se rencontre au niveau des deux coupes.

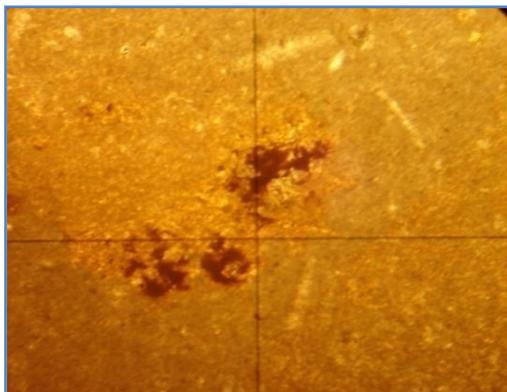


Fig.46 : Biomicrite à filament et foraminifères planctonique (ferruginisation)



Fig.47 : Biomicrite à algues et Saccocoma (ferruginisation sélective affecte les foraminifères)

III-3-4- Conclusion:

L'étude diagénétique de la série jurassique permet de distinguer deux types de processus diagénétiques. La première, précoce, manifestée par une bioturbation et micritisation intense affectant essentiellement les sédiments qui sont déposés dans un milieu peu profond (plateforme interne) correspond à la partie inférieure de la série d'âge jurassique inférieur. La deuxième, au cœur de l'enfouissement, représentée par une compaction manifestée par une fracturation et stylolithisations affectant les sédiments profonds, correspond à la partie supérieure de la série d'âge Jurassique moyen et supérieur.

III.4. Grands traits paléogéographiques de la région d'étude au cours du Jurassique :

Il est difficile d'établir la paléogéographie de la région avec deux coupes seulement.

En basant sur les travaux antérieurs et les données sédimentologiques obtenus, on peut déduire :

Au lias inférieur s'installe une vaste plate-forme carbonatée peu profonde de type épicontinental (Guiraud, 1973). Au niveau de la région d'étude et à cette époque la sédimentation s'est caractérisée par des faciès dolomitiques et calcaro-dolomitiques. Ceci atteste que le milieu était favorable à la concentration de magnésium. La présence de faunes benthiques (foraminifères benthiques, algues vertes, gastéropodes...) témoigne de la faible tranche d'eau.

Vers le Lias moyen, la sédimentation est représentée par des calcaires grossiers à gastéropodes et huîtres avec des annélides coloniaux, bryozoaires avec des grains de quartz témoignant d'une sédimentation de plateforme moyenne et un approfondissement relatif au Lias inférieur.

Vers le Lias supérieur (Toarcien), des changements importants et brutaux prennent place, ceci se manifeste par l'apparition des marnes et des calcaires glauconieux suivis par la sédimentation des calcaires argileux noduleux de couleur rouge à ammonites fragmentés (Ammonitico rosso inférieur), indiquant l'installation d'une pente sédimentaire avec un passage au bassin, alors la sédimentation se fait dans un milieu plus profond et entraîne vers le bassin.

Au cours du Jurassique moyen (Dogger), la sédimentation reste dans un milieu profond et représentée par des calcaires micritiques à bélemnites intercalés parfois par des intervalles marneux ou argileux. Ce milieu favorable à la formation de nodules et lentilles de silex ce qui suggère un milieu profond.

Au cours de l'Oxfordien, le retour d'un faciès de type Ammonitico-rosso (calcaire argileux noduleux) à microfaciès à filaments et foraminifères planctoniques avec une prolifération des ammonites telles que (*Perisphinctes Choffatia*, *Phylloceras sp*, *Peltoceras bimammatum*, *Sowerbyceras tortisulacatum*, *Harpoceras semiflacatum*,) et les bélemnites indique une pente distale vers un dépôt marneux à ammonites.

Au cours du Kimméridgien s'installe une sédimentation carbonatée de plateforme marine ouverte marquée par une alternance de marnes et de calcaire avec la

présence parfois des ammonites. Cette sédimentation peut arriver parfois à la zone photique (infratidal supérieur) manifesté par l'association des *Saccocoma* et les algues vertes (*Actinoporella podolica*, *Heteroporella lemmensis*).

Vers le Tithonien, la sédimentation devient représenté par des calcaires très fins (sublithographique) à calpionelles (*Calpionella alpina*, *Crassicolaria massutiniana* et *Crassicolaria parvula*) attestant un milieu profond.

III-5- Conclusion

Les études sédimentologiques et paléontologiques des faciès et des microfaciès de la série jurassique du Ravin bleu et du Dj Kasserou et leurs interprétations en termes de processus et de paléoenvironnement de dépôts nous a permis de distinguer onze microfaciès répartis selon deux environnements de dépôt principales (plateforme et bassin)

Dépôts de plateforme:

La plateforme interne: Correspond à un milieu peu profond caractérisé par le développement et la diversité des organismes comme les foraminifères benthiques, les lamellibranches, les algues, les échinodermes, les gastéropodes...etc. La plateforme interne présente trois zones:

Zone supratidale: Très peu profonde représenté par les dolomies à bird's eyes, les organismes y sont généralement très rares.

Zone intertidale: Une zone peu profonde caractérisée par des faciès à dominance d'algues (généralement les algues vertes) associées à des autres organismes comme les spongiaires, les échinodermes et les lamellibranches

Zone subtidale: Peu profonde en immerge permanente généralement calme, caractérise par la prolifération des foraminifères benthiques; *Textularidae*, *Nodosardae*, trocholines, miliolidés....etc, associés à des ostracodes, des échinodermes ou même des algues.

La plateforme moyenne: milieu peu profond soumise à une agitation caractérisé par des microfaciès à ciment sparitique et à dominance des annélides et des foraminifères benthiques (*Lenticulina*, *Involutina liasica*) associées à des lamellibranches.

La plateforme externe: Milieu profond calme caractérisé par des faciès à dominance des *Saccocoma* et algues correspond la zone infratidale supérieure où se trouve des *Saccocoma*, algues vertes (*Actinoporella podolica*, *Heteroporella lemmensis*) et des foraminifères benthiques, prouve que la sédimentation pouvait s'effectuée temporairement dans la zone photique.

Dépôts de bassin:

C'est un milieu très profond et calme correspond la zone infratidale inférieure: dominé par des sédiments micritiques et des microfaciès à organismes pélagiques représentés par les foraminifères planctoniques (*Globigérina*), les filaments et les *Saccocoma* associé à des ostracodes fins et des échinides.

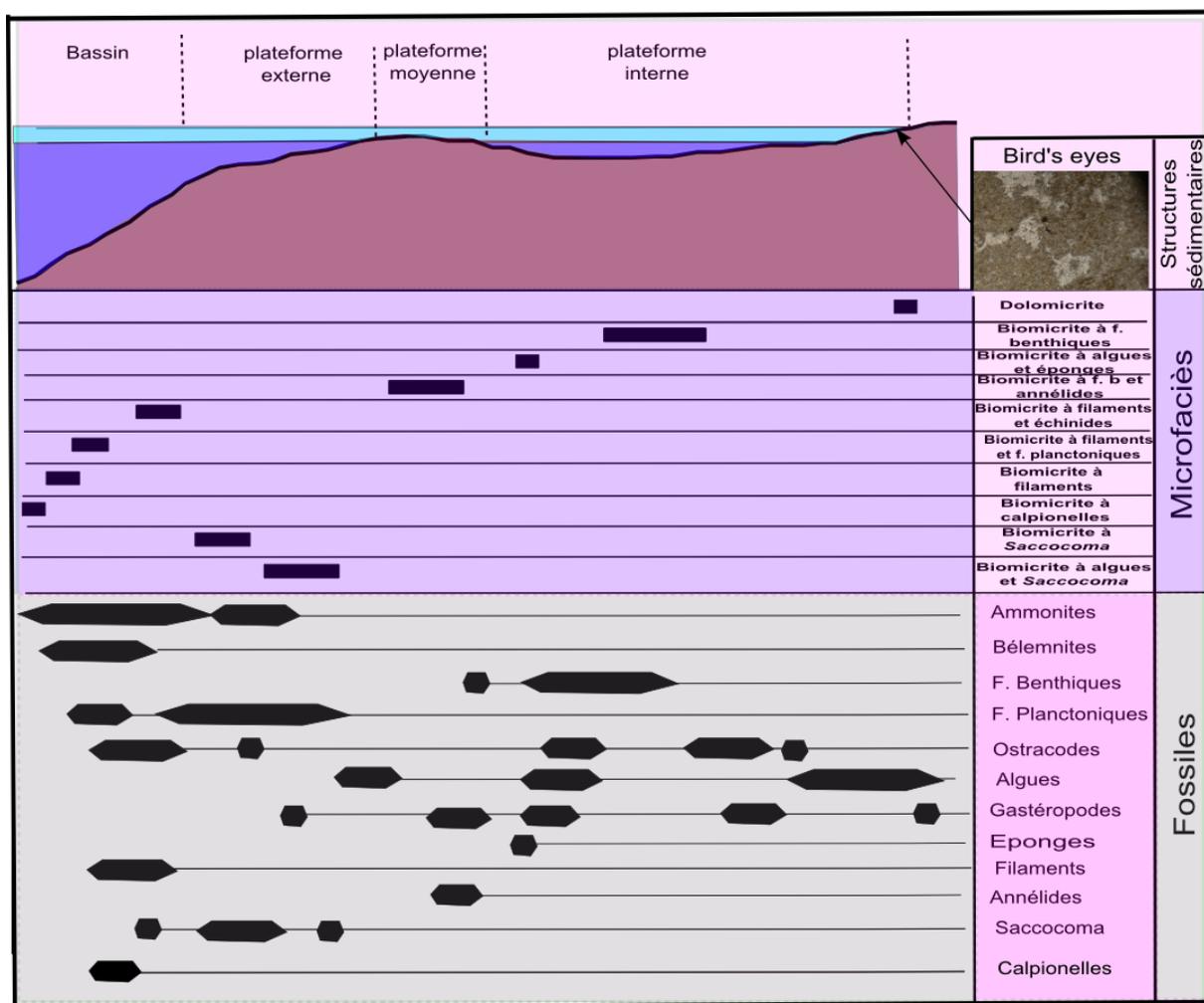


Fig. 48 : La répartition des microfaciès sur un model de plateforme carbonatée

Chapitre 4

ANALYSE SEQUENTIELLE

IV- ANALYSE SEQUENTIELLE

IV-1- Introduction :

L'analyse séquentielle est l'étude des séquences, donnant l'ordre de succession des dépôts dans une coupe lithologique. La succession des séquences, positives et / ou négatives permet de suivre et de reconstituer partiellement l'histoire des conditions de la sédimentation locale dans un bassin de dépôt (Lombard ,1956).

IV-2- définitions de base:

❖ **Série virtuelles :**

Succession la plus complète possible théoriquement de niveaux qui s'arrangent habituellement en séquence.

❖ **La séquence:**

Succession de dépôts constituant une fraction de la série virtuelle. C'est une succession évolutive de termes lithologiques liés, verticale ou horizontale sans interruption majeure, montrant des limites naturelles (Lombard, 1972).

❖ **Séquence élémentaire :** l'unité de base d'analyse séquentielle. L'évolution de ses séquences est surtout en relation avec : l'hydrodynamisme du dépôt ; le milieu dépôt (Boussens et Pau, 1977).

❖ **Mesoséquence :** c'est l'empilement et l'agencement de plusieurs séquences élémentaires dans un ordre défini.

❖ **Megaséquence :**

Correspond à une séquence d'ordre supérieur qui peut comporter la répétition d'un certain nombre de séquences, cycles, rythmes élémentaires marquant de bas en haut une tendance générale se traduisant à l'échelle élémentaire, soit par l'épaississement de certains termes, soit par l'apparition ou la disparition progressive de termes lithologiques qui s'inscrivent alors dans une séquence virtuelle locale. Une mégaséquence peut être positive ou négative et traduire une tendance transgressive ou régressive. (Boussens et Pau, 1977).

❖ **Séquence transgressive** : Une transgression est l'envahissement du milieu continental par le milieu marin; au cours du temps il y a progression de la mer au-delà de la ligne de rivage préalable. Une couche transgressive est une couche qui s'étend sur un substratum dont elle est séparée par une discordance (angulaire ou non) ou sur une couche sédimentaire plus ancienne par une surface de discontinuité ; l'étape transgressive sera manifestée par une croissance paléobathymétrique ou si on veut une diminution de l'énergie de dépôts c'est une séquence positive (Biju-Duval. B, 1999).

❖ **Séquence régressive** : une régression est le phénomène opposé : la mer se retire du domaine préalablement envahi et on note l'avancée des terres émergées et du littoral vers le large. Les couches régressives sont manifestées dans une séquence négative de facies de moins en moins marins ou de plus en plus proximaux ou de plus en plus énergiques sous une tranche d'eau de plus en plus faible où l'action des vagues et de la marée sera bien marquée (Biju-Duval. B, 1999).

IV-3- Limites et discontinuités:

La série sédimentaire du Jurassique de Kasserou est jalonnée par des coupures importantes qui le permettent de le subdiviser en séquences, ces discontinuités se regroupent sous trois types:

- A- Surface d'émersion s'observe au niveau du microfaciès (MFPN 1) à lamination de bird's eyes marqué par un épisode proche de l'émersion voir émergésif (zone intertidale haute à supratidale).
- B- Surfaces durcies généralement bioturbées parfois oxydées, parfois se caractérisent par la concentration des organismes (**Sd1**) où on remarque une concentration des huîtres et des gastéropodes de petites tailles, cette surface clôture la formation calcaro-dolomitique.
- C- Surface de condensation, elle est la plus importante et liée généralement au faciès de l'Ammonitico rosso soit inférieur (Toarcien) ou supérieur (Oxfordien), un faciès condensé c'est-à-dire que sur une faible épaisseur, il correspond à une longue durée de sédimentation.

IV-4- Découpage séquentiel de la série jurassique (fig. 49)

L'analyse sédimentologique dans notre travail et l'application des concepts de l'analyse séquentielle conduisent à définir trois séquences sédimentaires majeures.

Ces séquences sont limitées par de simples discontinuités qui sont documentées par des surfaces de condensation, des arrêts de sédimentation ou de ralentissement.

IV-4-1- Coupe de Ravin bleu

Le découpage séquentiel de la série jurassique du Ravin bleu met en évidence trois mégaséquences subdivisées en plusieurs mésoséquences.

IV-4-1-1- Mégaséquence I (170 m) (fig. 49)

Il s'agit d'une mégaséquence de 170 m d'épaisseur avec une tendance régressive, à faune benthique développé dans un milieu peu profond de plateforme interne, délimitée au sommet par une surface durcie (sd1).

Cette mégaséquence est composée par deux mésoséquences à tendance régressive:

❖ Mésoséquence (IA) régressive (30 m)

La première mésoséquence correspond la partie inférieure de la formation calcaro-dolomitique.

Cette séquence débute par (15m) de calcaire stratifié en bancs métriques à décimétriques à grains fins de couleur grise sombre à ostracodes et échinodermes suivi par 15m de calcaire dolomitique à grains fins de couleur grise claire à blanche, c'est un faciès azoïque constitué par des rhomboèdres de dolomie marquées par une lamination de bird's eyes, attestant un milieu proche à l'émersion voire émerisif (supratidal).

❖ Mésoséquence (IB) régressive (140 m)

Cette mésoséquence débute par une succession de calcaire stratifié (40m) en bancs métriques à couleur grise claire, riche en foraminifères benthiques; bisériés (*Textularidae*), unisérié (*Nodosaridae*), *Miliolidés* (*Triloculina* sp), trocholines et d'autres bioclastes comme les échinodermes, les dasycladacées (*Heteroporella* sp), des gastéropodes et des lamellibranches ce microfaciès s'est déposé dans un milieu peu profond (subtidal) favorable à la prolifération des foraminifères benthiques. Suivi par des dolomies cristallins (20m) grise claire à blanc préservant de rares échinodermes,

puis vient une barre de calcaire phosphaté (5m) à grains moyens de couleur beige renfermant des algues (*Gymnodiaceae (permocalculussp)*), des éponges (*Cladocoropsis cf. mirabilis*), avec la présence d'échinodermes, des ostracodes et des lamellibranches, le plus souvent micritisé, cette association à dominance d'algues et d'éponges indiquant un milieu peu profond correspond la zone intertidale, au dessus viennent des dolomies (25m) grisâtre surmontées par de calcaires dolomitiques (20m) d'aspect gréseux de couleur beige à jaunâtre.

La partie supérieure de cette mésoséquence (les derniers 30 mètres) est représentée par des calcaires grossiers stratifiés en bancs métriques à huîtres, foraminifères benthiques (*Lenticulina, Involutina liasica*), annélides coloniaux, associés à des lamellibranches, des algues, des gastéropodes et des bryozoaires, on note aussi la présence des grains de quartz, de texture packstone à ciment sparitique, ce calcaire se développe dans un milieu de plateforme moyenne à énergie modérée.

Cette mesoséquence est délimitée au sommet par une surface durcie importante (**sd1**) c'est une surface constituée par l'accumulation des huîtres et des gastéropodes de petits taille (pl 9. fig. A).

IV-4-1-2- Mégaséquence II (105 m) (fig. 49)

De tendance transgressive comporte deux mésoséquences à contenu faunistique exclusivement pélagique limité au sommet par des surfaces de condensation de l'Ammonitico rosso inférieur et supérieur.

❖ Mésoséquence (II A) transgressive (30m)

La base de cette mésoséquence correspond à un calcaire stratifié à huîtres (10 m), grisâtre à grains grossiers surmonté par une barre de calcaire sableux (05 m) de couleur grise.

La partie supérieure présente des changements importants de la nature lithologique, ceci se manifeste par un intervalle de marno-calcaire glauconieux (13 m) de couleur beige à verdâtre, ce dernier s'achève par un banc de calcaire argileux noduleux (2 m) de couleur rouge à ammonites parfois corrodées, entourées par une matrice argileuse rouge, (Guiraud, 1973) a récolté : *Lillia bayani* (DUM), *Lillia. Comensis* (de B), *phylloceras heterophyllum* (d'ORB), il correspond à l'Ammonitico rosso inférieur d'âge Toarcien, c'est un faciès condensé très riche en filaments et échinides indiquant un milieu profond et calme reporté probablement à la base de talus du bassin.

❖ Mésoséquence (IIB) transgressive (75m)

La deuxième mésoséquence (75m d'épaisseur) d'une tendance transgressive. Elle correspond au calcaire à silex et à l'Ammonitico rosso supérieur.

Au-dessus de l'Ammonitico rosso inférieur, vient une succession des bancs de calcaire micritique à lentilles de silex avec une couleur grise et noire, ces bancs sont parfois intercalés par des intervalles centimétriques des marnes noires. Vient ensuite, une succession de calcaire micritique stratifié en bancs centimétriques avec des lits de silex parallèle à la stratification, du point de vue faunistique, ces calcaires à silex sont très riche en filaments déposés dans un milieu marin profond et calme.

Cette mésoséquence se termine par une barre de calcaire argileux noduleux (15 m) de couleur rouge et verdâtre (faciès Ammonitico rosso supérieur) à bélemnites et ammonites le plus souvent en mauvais état (*Perisphinctes Choffatia* SIEMIRADZKI et *phylloceras sp*) d'âge Oxfordien. Savornin en 1920 a déterminé: *Peltoceras bimammatum* (QSST), *Sowerbyceras tortisulacatum* (D'ORB), *Sowerbyceras loryi* (MUN-CH), *Harpoceras semiflacatum* (D'ORB), *Perisphinctes martelli* (OPP), *Perisphinctes orbigny* DE LOR, *Simoceras doublieri* (D'ORB), et la SNPA a récolté: *Otosphinctes birmensdorfense* MOESCH).

A l'échelle microscopique, ce calcaire argileux contient des filaments associés à foraminifères planctoniques globuleuses (*Globigérina oxfordiana*) et des *Saccocoma*, ce faciès s'est dans un milieu infratidal profond.

IV-4-1-3- Megaséquence III (305m) (Fig.48)

Elle est transgressive et notablement épaisse (environ 305m) caractérisée par des alternances de marnes et de calcaires et occupe le Jurassique supérieur.

Quatre (4) mésoséquences peuvent être reconnues où le milieu de sédimentation évolue depuis des faciès de plate-forme externe vers des faciès à caractère pélagique, la base de cette mégaséquence se caractérise par une association des algues (*Actinoporella*, *Heteroporella*) et des *Saccocoma*, le sommet se caractérise par une faune pélagique à ammonites, bélemnites et calpionelles.

❖ Mésoséquence (III A) régressive (60 m)

Se rencontre au-dessus de calcaires argileux de l'Ammonitico rosso supérieur, elle est constituée par une alternance (60m) des intervalles marneux de couleur verdâtre et des bancs centimétriques à décimétriques de calcaire argileux micritique de couleur verte sombre à gris, ce niveau renferme les ammonites (la SNPA cite: *Ataxioceras guentheri* OPP et *Ataxioceras striolare* QST), pour la microfaune on note une dominance de *Saccocoma* avec rare échinides, débris de lamellibranches et quelques forâmes indéterminables. Cette alternance se termine par un banc de calcaire (1,5 m) à grains fins de couleur verdâtre, d'aspect noduleux, intercalé par des joints marneux centimétriques de couleur verte, riche en algues vertes de type dasycladacées qui sont largement dominantes (*Actinoporella podolica* (ALTH), *Heteroporella lemmensis* (BERNIER)), et des *Saccocoma* (*Saccocoma alpina* AGASSIZ), avec la présence des foraminifères benthiques (*Textularidea*), des gastéropodes et débris des échinides. Le sommet est une surface durcie (sd 2).

La prépondérance des algues et la présence des *Saccocoma* témoignent un milieu en permanente immersion et situé probablement au niveau de la zone photique.

❖ Mésoséquence (III B) transgressive (108 m)

Cette mésoséquence débute par 30 m d'alternance des bancs de calcaires de couleur grise d'épaisseur décimétrique à métrique et des intervalles marneux de couleur verdâtre, suivi par un intervalle de marnes carbonatées (04m) de couleur verdâtre, vient ensuite un banc (02 m) de calcaire argileux à grains fins de couleur verte sombre, suivi par 50 m d'alternance des intervalles marneux verdâtres et des bancs décimétriques de calcaires micritique de couleur gris sombre contient dans certains bancs des traces d'ammonites. La succession continue par un intervalle de marne (05 m) plus au moins compact de couleur verdâtre. Au sommet vient une barre de calcaire argileux (05 m) de couleur noire foncé intercalé par des joints centimétriques de marne feuilletée, surmonté par (10 m) alternance des bancs de calcaire argileux de couleur gris avec des marnes verdâtres.

Cette mésoséquence se termine par un banc de calcaire (02m) à grains moyens de couleur grise, le sommet correspond à une surface durcie (sd3).

❖ Mésoséquence(III C) transgressive (57 m)

Début par (25 m) d'alternance de calcaire argileux à grains fins de couleur grise, stratifié en bancs centimétriques à décimétriques et des intervalles marneux de couleur verdâtre, l'épaisseur des marnes augmente progressivement vers le sommet. Vient ensuite, 30m d'alternance de calcaire argileux à grains fins de couleur noire, stratifié en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique et des intervalles de marne carbonatée d'épaisseur centimétrique de couleur noire.

La séquence se termine par un banc de calcaire (02 m) de couleur grise à bélemnites, le sommet est une surface durcie (sd4).

❖ Mésoséquence (III D) transgressive (80 m)

les premiers 45 m à la base de cette mésoséquence, sont constitués par une alternance de calcaire argileux de couleur grise, stratifié en bancs décimétrique à métrique avec des intervalles marneux de couleur vertes sombre à grisâtres, les derniers 35m sont représentés essentiellement par des calcaires sublithographiques à calpionelles débutant par (15 m) d'alternance des bancs décimétriques à métriques de calcaire sublithographique de couleur verte à jaunâtre à calpionelles, avec des intervalles marneux de couleur verdâtres, surmonté par une barre de calcaires (05 m) à grains très fins de couleur verte à jaunâtre avec quelques passées de marnes verdâtres. La mésoséquence se termine par (15 m) de calcaire sublithographique à bancs d'épaisseur décimétrique à métrique de couleur verte à jaunâtre très riche en calpionelles (*Calpionella alpina*, *Crassicolaria parvula* et *Crassicolaria massutiniana*) avec des bélemnites et des traces d'ammonites dont l'association indique un âge tithonique.

La présence des faunes de céphalopodes (ammonites, bélemnites) et les calpionelles indiquent un milieu profond et calme dans le bassin.

IV-4-2- Coupe de dj Kasserou

L'analyse séquentielle de la coupe de dj Kasserou permet de définir deux séquences majeures à tendance transgressive.

IV-4-2-1- Mégaséquence I:(25 m) (fig. 50)

C'est une mésoséquence à tendance transgressive, d'épaisseur de 25m et correspond à sa base, à une stratification de calcaire brunâtre en petits bancs (10 à 20 cm) avec des lits de silex parallèles à la stratification riche en filaments, surmontée par une barre de calcaire argileux noduleux rouge à verdâtre à bélemnites et ammonites roulées, le plus souvent fragmentées, filaments, *Saccocoma* et des foraminifères planctoniques (*Globigérina*), c'est le faciès de l'Ammonitico rosso supérieur d'âge Oxfordien, à ammonites; (*Perisphinctes Choffatia* SIEMIRADZKI et *phylloceras sp*), Savornin (1920) a récolté : *Peltoceras bimammatum* (QSST), *Sowerbyceras tortisulacatum* (D'ORB), *Sowerbycera sloryi* (MUN-CH), *Harpoceras semiflacatum* (D'ORB), *Perisphinctes martelli* (OPP), *Perisphincte sorbignyi* DE LOR, *Simoceras doublieri* (D'ORB) et la SPNA récolte aussi *Otosphinctes birmensdorfense* MOESCH.

Cette association des bélemnites, des ammonites et de microfaune pélagique (filaments, *Saccocoma* et foraminifères planctoniques) témoigne un milieu de bassin profond.

IV-4-2-2- Mégaséquence II:(120 m) (fig. 50)

Comporte deux mésoséquences, la première régressive (35m), la deuxième plus épaisse (85m) avec une tendance transgressive.

❖ Mésoséquence (II B) (35 m):

Est régressive et moins épaisse (35m), elle est délimitée à sa base par la surface condensée de l'Ammonitico rosso supérieur; et au sommet par la discontinuité sd1 qui correspond à une surface durcie bioturbée et oxydé.

Cette mésoséquence débute par une alternance des bancs de calcaire à grains fins de couleur grise sombre stratifié en bancs centimétriques à décimétriques riche en *Saccocoma* associé avec des autres bioclastes comme les ostracodes, et des marnes carbonatées feuilletées azoïques de couleur grise. Cette mésoséquence se termine par un banc (40 cm) de calcaire phosphaté de couleur grisâtre riche en algues (*Actinoporella*

podolica, *Heteroporella lemmensis*) et *Saccocoma* avec la présence des lamellibranches témoignant un milieu peu profond par rapport au précédent. Le sommet de bancs est une surface durcie bioturbée.

❖ Mésoséquence (II B) (85 m):

A tendance transgressive avec une épaisseur de 80m, elle est constituée par des alternances de calcaire micritique stratifiés en bancs décimétriques de couleur grise et des intervalles centimétriques de marnes grise plus ou moins compacte par lavage ces marnes montrent rares débris d'huîtres et radioles d'échinodermes, vers le sommet de cette mésoséquence l'épaisseur des bancs de calcaire devient métriques avec une couleur noire renfermant parfois des bélemnites et des traces d'ammonites intercalés par des intervalles de marno-calcaire indurées de couleur grise dépourvus de fossiles.

IV-5- Conclusion:

L'analyse séquentielle de la région d'étude permet de définir trois séquences majeures de 2^{ème} ordre, la première couvre la période entre le Lias inférieur et moyen de tendance régressive caractérisée par des microfaciès de plateforme peu profonde, la deuxième mégaséquence est à tendance transgressive d'âge Dogger-Oxfordien (Malm) où les microfaciès vont de plateforme peu profond jusqu' à des microfaciès profonds de bassin. La troisième mégaséquence d'âge Kimméridgien-Tithonique à tendance transgressive, débute par une mésoséquence régressive où elle commence par des microfaciès du bassin profond et se termine par des microfaciès de plateforme externe (zone infratidale supérieure), puis vient une mésoséquence à tendance transgressive où les microfaciès devient de plus en plus profond.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude lithostratigraphique et sédimentologique de la série jurassique de la région de Kasserou qui est située à la partie Nord-Est des monts de Batna-Belezma, (considéré comme le prolongement oriental des monts de Hodna et bordé les Aurès au Nord) permet d'obtenir les résultats suivants:

❖ De point de vue lithostratigraphique: l'analyse et le découpage lithostratigraphique de la série jurassique à partir des deux coupes (Ravin bleu et dj. Kasserou) permet de distinguer trois formations subdivisées en neuf unités.

La première formation essentiellement calcaro-dolomitique d'âge jurassique inférieur (Lias), débute par des calcaires et des calcaires dolomitique occupe le Lias inférieur, au milieu des calcaires grossiers d'âge Domérien confirmé par la présence de *Involutina liasica* et se termine par des marno calcaires surmontés par un banc de calcaire argileux noduleux à ammonite (Ammonitico rosso inférieur) d'âge Toarcien.

La deuxième formation occupe le jurassique moyen (Dogger) dominée par les calcaires à silex et filaments.

La troisième formation la plus épaisse est à dominance carbonatée occupe le Jurassique supérieur (Malm) débute par le précieux repère de l'Ammonitico rosso supérieur d'ammonites daté Oxfordien suivi par une succession d'alternance de calcaire micritique et de marne d'âge Kimméridgien daté par les ammonites (*Ataxioceras* cf. *guentheri* OPP et *Ataxioceras. Stiolare* QST) récolté par la SNPA, cette formation se termine par des calcaires sublithographiques à calpionelles d'âge Tithonique dont la limite avec le Kimméridgien est floue.

❖ Du point de vue sédimentologique: les résultats obtenus par l'étude faciologique montre une diversité dans les microfaciès qui correspondent principalement à deux milieux de dépôt;

Le premier est de plateforme peu profonde à dominance de microfaunes benthiques (foraminifères benthiques, gastéropodes, lamellibranches....etc).

Le deuxième environnement est du bassin profond à dominance de faunes pélagiques (ammonites, bélemnites, filaments, calpionelles, foraminifères planctoniques et *Saccocoma sp*)

L'étude diagénétique montre deux phases diagénétiques principales; diagenèse précoce affectant les sédiments de milieu peu profond de plateforme représentée par la micritisation intense et une diagenèse d'enfouissement affectant les sédiments profonds de bassin représenté par des compactions et stylolithisations

- ❖ Le découpage séquentiel enregistre trois séquences majeures. La première est d'âge Lias inférieur à moyen de tendance régressive, la deuxième est d'âge Dogger-Oxfordien (Malm) à polarité transgressive, la troisième est d'âge Kimméridgien-Tithonique à tendance transgressive.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS. A. E, MACKENZIE.W .S, GUILFORD. C (2001) – Atlas of the Sedimentary Rocks under the Microscope. ELBS/Longman. Harlow. 104p

AÏT OUALI R. (1991)- Le rifting des monts des Ksour au Lias: Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. Thèse de doctorat, Université des sciences et de la technologie Haouari Boumadienne, Alger. 302 p

BATHURST R.G.C. (1975)- Carbonate sediments and their diagenesis (2nd enlarged edition). Elsevier Publ., CO. Amsterdam 620 p.

BEAUX J-F, PLATEVOET, B, FOGELGESANG J-F (2012)- Atlas de pétrologie, édition Dunod, Paris. 143p.08 - 09.

BELLION Y. (1972)- Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts du Belezma. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle, Paris 6, 186p.

BELLION. Y, DONZE. P, GUIRAUD. R (1973)- Bulletin N°44. Note des Collaborateurs - Paléontologie- Alger.

BEN DJAMAA F. (2000)- Etude géomorphologique de la terminaison occidentale des monts de Belezma (Algérie oriental).

BENABBES C. (2006)- Evolution Mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale: Apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de doctorat, Université Mentouri, constantine. 256p.

BENEST M. (1985)- Evolution de la plate-forme de l'Ouest Algérien et du Nord-est Marocain du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, Milieux de dépôt et Dynamique sédimentaire. Docum. Lab. Géol, Lyon 1, n° 95, 2 fasc. 582p.

BIJU-DUVAL B. (1999)- Géologie Sédimentaire. Bassin, Environnements de Dépôts, Formation du Pétrole.

BOUILLIN J.P. (1986)- Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. C. R.Acad. Sc. Paris, t. 296, Série II.

BOUSSENS ET DE PAU (1977)- Essai de Caractérisation Sédimentologique des Dépôts Carbonatés. Centres de Recherches.

BUREAU D. (1972)- Esquisse géologique des Monts du Belezma (Aures, Algérie). Publ Serv. géol Algérie, Nouv. Série, n°45 : 73-92.

- BUREAU D. (1986)** - Approche sédimentaire de la dynamique structurale: évolution Mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès, Algérie. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6.
- COJAN. I. ET RENARD. M (2006)**- Sédimentologie, livre. Édition Dunod, Paris. 444 p.
- COLLINSON, J.D. (1969)** -The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 194-221.
- DELFAUD J. (1974)** - Typologie scalcaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (7), p.643-652
- DONZE, P., GUIRAUD. R. ET LEHEGARAT. G. (1974)**- A propos du passage Jurassique-Crétacé en domaine mésogéen, révision des principales coupes du sud-ouest constantinois (Algérie). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 278
- DUBOURDIEU G. (1956)**- Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n° 10*, 659 p., 27 tabl., 89 fig., 27 pl., 8 pl. photo., 1 carte au 1/ 200 000e , Alger.
- DUNHAM. R. J. (1962)**- Classification of carbonate rocks according to despositional textures. In: *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, American association of petroleum geologists.
- DURAND-DELGA M. (1969)**- Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Géol. Algérie, n°39*, 89-131.
- EMBRY, A.F., KLOVAN, J.E. (1971)**- A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. - *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 19, 730-781, Calgary
- FARAH A S.(1991)** : Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques:
l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.
- FISCHEUR, E. (1896)**- Réunion extraordinaire de la Société géologique en Algérie.-*Bull. Soc.géol, France, (3), 24.* p. 944-1181.
- FLÜGEL E. (1982)**- *Microfacies Analysis of Limestones*, Springer-Verlag, 633 pp.
- FLÜGEL E. (2004)**- *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer, 976 pp.

FOLK (1959)- Practical petrographic classification of limestone. Bull. American association of petroleum geologists. Bull., 43/1, 1-38, 41 Figs.

FOURNEL. H. (1849)- Richesse minérale de l'Algérie, t. I, Paris, Imp. Nationale.

GLAÇON J. (1967)- Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien. Thèse Sciences Montpellier. Publ. Serv. Carte géol. Algérie. Bull. n° 32. 2 tomes, 751p, 372 fig., 12tab., Alger.

GUIRAUD. R. (1971)- Aperçus sur les principaux traits structuraux du Hodna et des régions voisines. Serv. geol Algérie.

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 Doctorat es Sciences, Nice, 270 p.

HAMON. Y (2004)- Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires Exemple du Lias de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France). Thèse Doctorat. Université Montpellier II. pp 67.

HERKAT. M (1999): La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès: stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des Biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse ès Sciences. USTHB, Alger, 802 p. 356-361.

KAZI-TANI N. (1986)- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: Le domaine inter-plaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Pau et des Pays de l'Adoure, 2 tomes.

LAFFITTE R. (1939)- Etude géologique de l'Aurès. Thèse Science. Bull. Serv. Carte géol. Algérie (2); 484. Carte géol. Algérie, (2), Stratigraphie, Bull. n°15, 484p., 26fig, 1 carte 1/200.000^e

LOMBARD A. (1956)- Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson edit, Paris, 722 p.

LOMBARD A. (1972)- Séries sédimentaires, genèse et évolution. Masson édit, Paris, 425p., 89fig.

LONGMAN M.W. (1980)- Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. A.A.P.G. Bull, 64, 4 : 461-487

LUCAS. G, CROS. P, LANG. J (1976)- Etude microscopique des roches meubles et consolidées. édition Dunod, Paris.

MASSE P. ET THIEULOY J. P. (1979)- Précision sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien Sud-Constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 7, N° 1.

MENANI M. (1991)- Etude hydrogéologique de la plaine d'El Madher (Algérie orientale) géologie, climatologie, hydrogéologie et modélisation des écoulements souterrains de l'Aquifère mio-plio-quadernaire. Thèse de Doctorat, Univ. Nancy I. 404 p.

SAVORNIN J. (1920)- Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Doctorat ès Sciences. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2^e série, n° 7, 502 p., 94 fig., 1 carte 1/800 000.

TISSOT (1881)- Carte régionale aux 1/400000 de l'Algérie avec notice explicative.

TUCKER, M.E. ET WRIGHT, V.P (1990)-Carbonate Sedimentology: Blackwell Scientific Publications, London, 482p.

VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille de Merouana n°172 avec notice explicative détaillée. Publ. comm. Serv. Carte géol. Algérie/SONATRACH, (Div. Hydrocarbures,Dir. Explor.).

VILA J.-M. (1980) – La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doctorat ès Sciences Nat., Université Pièrre et Marie Curie, Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.

VOUTE C. (1967) - Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Aïn Fakroun, Aïn Babouch et des régions limitrophes. Publ. Serv. géol. De l'Algérie. Bull. n° 33.

WALKER, R.G. ET JAMES, N.P. (1992)- Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada.

WILDI W. (1983)- La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 24, 3, pp. 201-297.

WILSON, J.L. (1975)- Carbonate facies in geologic history. Springer, New York. 471 p.

YAHIAOUI A. (1990)- La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur entre Batna et El Kantara) Algérie Orientale. Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie. Thèse de doctorat, Université de Nancy I VI, 207p.

ANNEXES

PLANCHE 01

MICROFACIES: DOLOMICRITE

BIOMICRITE A FORAMINIFÈRES BENTHIQUES

BIOMICRITE À ALGUE ET ÉPONGES

A: Dolomicrite; 1: gastéropode, 2: débris d'échinoderme (x 30).

B: Biomicrite à foraminifères benthiques de texture wackstone; 1: foraminifère benthique (trocholine) (x 30).

C: Biomicrite à foraminifères benthiques de texture wackstone; 1: Foraminifère benthique (unisérié) 2: algue (x 30).

D: Biomicrite à algue et éponges de texture wackstone; 1: débris d'échinoderme (x80).

E: Biomicrite à foraminifères benthiques; foraminifère benthique (*Everticyclamina virguliana*) (x 80).

F: Biomicrite à algue et éponges de texture wackstone; 1: débris de Lamellibranches (x 80).

G: Biomicrite à algue et éponges de texture wackstone; 1: éponges (*Cladocoropsis cf. mirabilis*), 2: débris d'Échinodermes: (x 80).

H: Biomicrite à algue et éponges de texture wackstone; 1: débris d'Échinides (x 80)

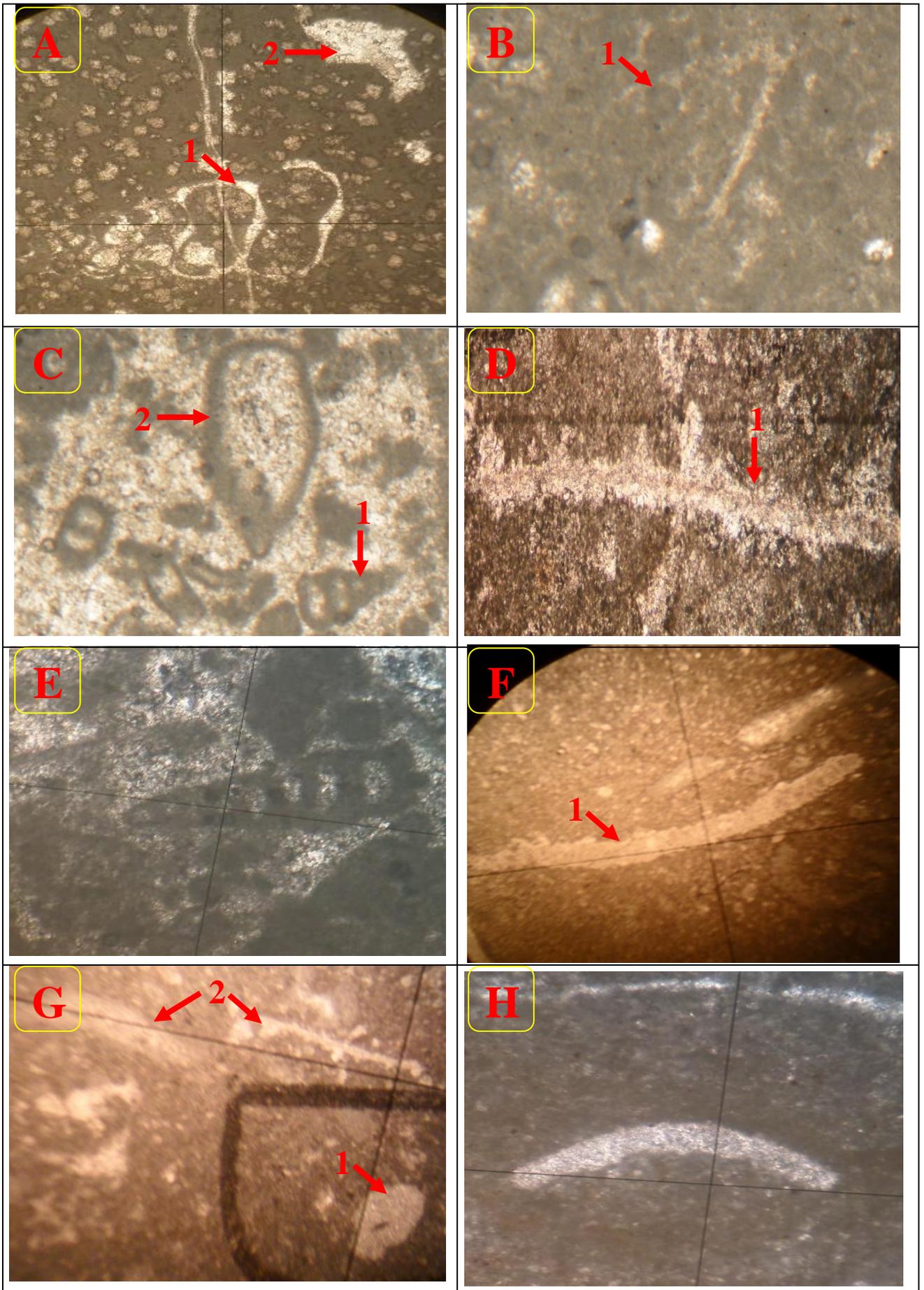


PLANCHE 02

**MICROFACIES: BIOSPARITE A FORAMINIFERES BENTHIQUES ET ANNELIDES
 BIOMICRITE A FILAMENTS ET ECHINIDE
 BIOMICRITE A FILAMENTS**

A: Biosparite à foraminifères benthiques et annélides de texture packstone; 1: annélides (x 30)

B: Biosparite à foraminifères benthiques et annélides des de texture packstone; 1: Foraminifère benthique (x 30).

C: Biosparite à foraminifères benthiques et annélides de texture packstone; 1: Foraminifère benthique (*Lenticulina* sp) (x 30).

D: Biosparite à foraminifères benthiques et annélides de texture packstone;1 : débris de lamelibranche, 2: annélides, 3: gastéropode, 4: algue, 5: quartz (x 20).

E: Biosparite à foraminifères benthiques et annélides de texture packstone;1: algue (R x 80).

F : Biomicrite à filaments et échinides de texture wackstone;1: Échinodermes: (x 80).

G: Biomicrite à filaments de texture wackstone ; 1: algue (x 80).

H: Biomicrite à filaments de texture wackstone ; 1: débris d'ostracode (x 80).

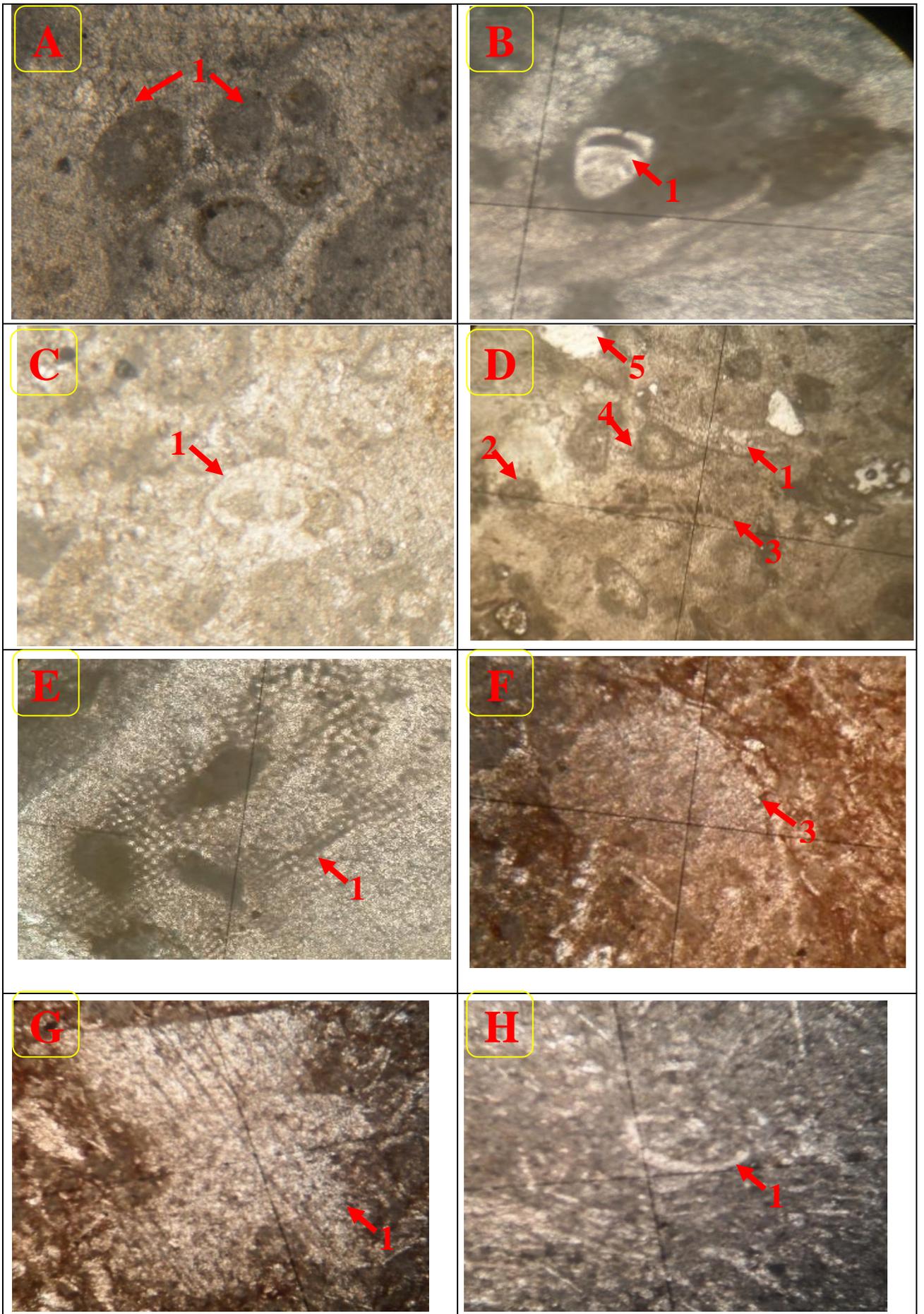


PLANCHE 03

MICROFACIES: BIOMICRITE A FILAMENTS

BIOMICRITE A FILAMENTS ET FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

A: Biomicrite à filaments de texture wackstone ;1: filaments (x 80).

B: Biomicrite à filaments de texture wackstone;1: algue (x 80).

C: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1 : foraminifère planctonique , 2: débris d'Échinoderme (x 20).

D: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1:Foraminifères planctoniques (*globigérines*), 2: débris d'Échinoderme (x 80).

E: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1: foraminifère planctonique (x 80)

F: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1: débris d'Échinoderme (x 80).

G: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1:filaments, 2: Foraminifères planctonique caréné(x 80)

H: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1:filaments, 2: débris d'ostracode (x 80).

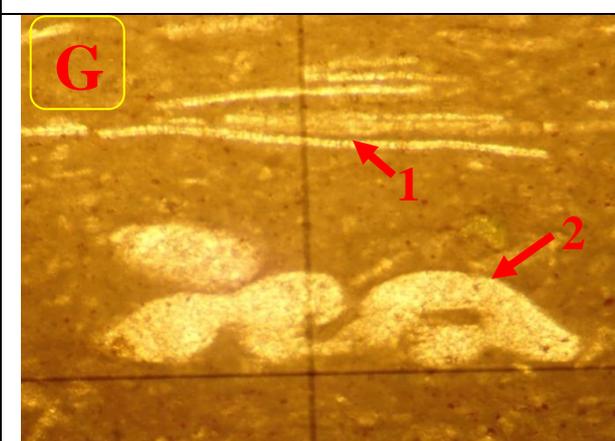
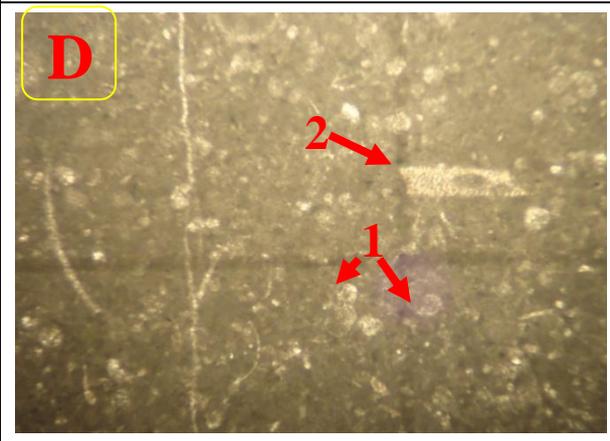
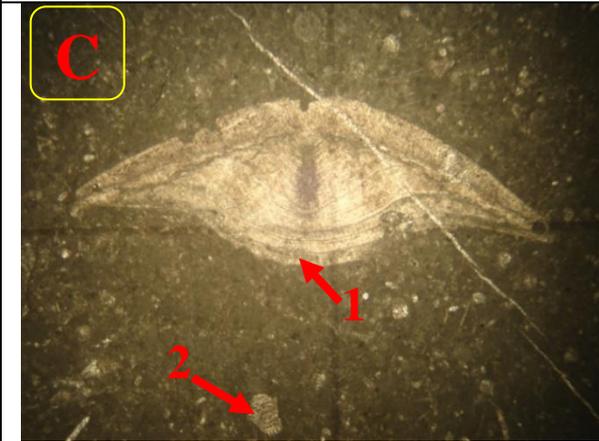
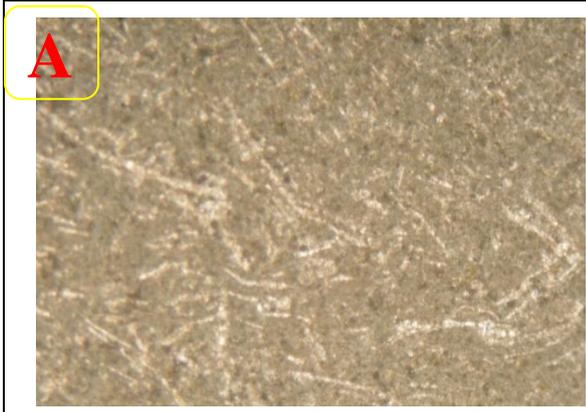


PLANCHE 04

MICROFACIES: BIOMICRIT A FILAMENTS ET FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

BIOMICRITE A *SACCOCOMA*

BIOMICRITE A ALGUES ET *SACCOCOMA*

A: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone;
1:bivalve (x 30).

B: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1:
micro fracturation (x 80).

C: Biomicrite à filaments et foraminifères planctoniques de texture wackstone; 1:
foraminifère planctoniques (x 80).

D: Biomicrite à *Saccocoma* de texture wackstone ; 1:Foraminifère (x 80).

E: Biomicrite à *Saccocoma* de texture wackstone ; 1:débris d'échinoderme (x 80).

F: Biomicrite à *Saccocoma* de texture wackstone ; 1:débris de bivalve (x 80)

G: Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone; 1: *Actinoporella*
podolica (ALTH), 2: *Saccocoma* (x 80)

H: Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone; 1:gastéropode (x 80)

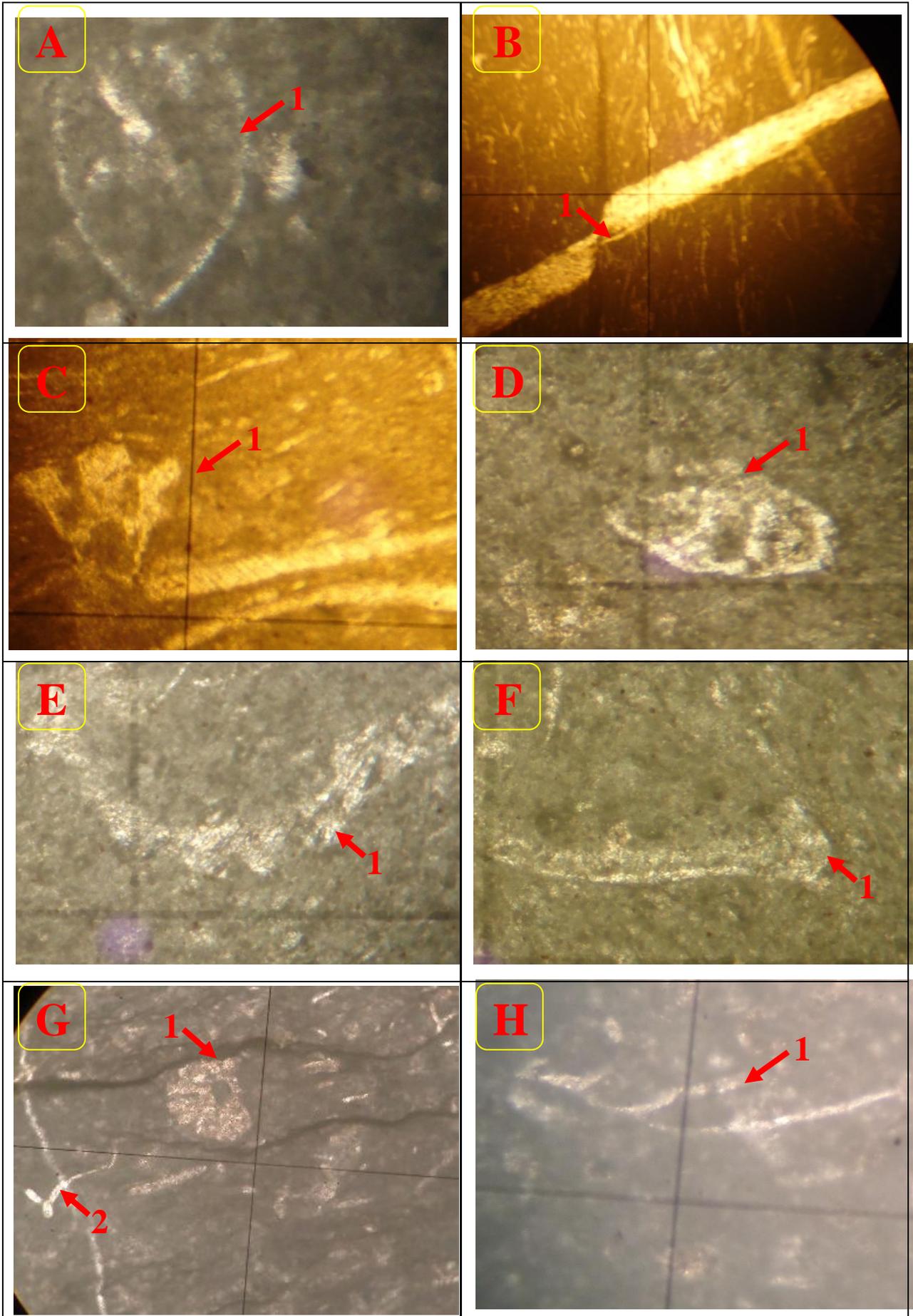


PLANCHE 05

MICROFACIES: BIOMICRITE A ALGUES ET *SACCOCOMA*

BIOMICRITE A CALPIONELLES

A: Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone; huîtres avec deux croutes 1: croute prismatique, 2: croute laminaire (x 80).

B: : Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone; 1:algue *Heteroporella lemmensis* (BERNIER), 2: *Saccocoma* (x 80).

C: Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone ; 1:foraminifère benthique (x 80).

D : Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone; 1:gastéropode (x 30)

E: Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone ; 1:débris de lamellibranche (x 80)

F: Biomicrite à algues et *Saccocoma* de texture wackstone; 1:Calcisphères (x 80)

G: Biomicrite à Calpionelles de texture mudstone; *Crassicolaria parvula* REMANE (x 320).

H: Biomicrite à Calpionelles de texture mudstone; 1: *Crassicolaria massutiniana* (COLOM), 2: foraminifère planctonique (?), 3: joins stylolithique (x 80).

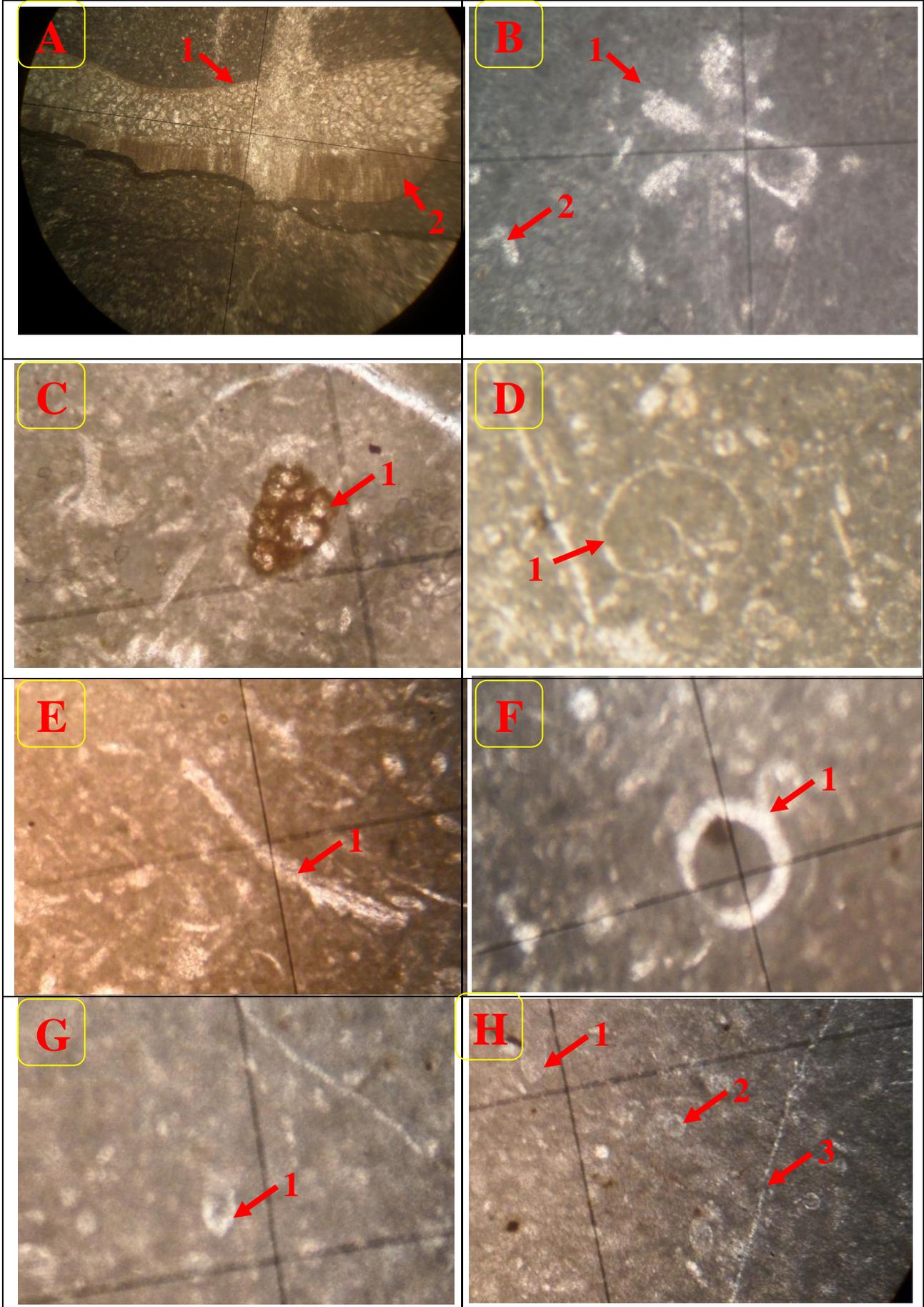


PLANCHE 06

FACIES: MARNE A TERRIERS

MARNE A RARES DEBRIS D'HUITRES ET ECHINODERMES

A: Marne à terries; terriers (R 11).

B: Marne à terries; détail de la photo A; terrier (R 11).

C: Marne à rares débris d'huîtres et échinodermes; huître (K 19).

D: Marne à débris d'huîtres et échinodermes; Gastéropode (K 21).

E: Marne à débris d'huîtres et échinodermes; Foraminifère benthique (*Lenticulina*) (K 17).

F: Marne à débris d'huîtres et échinodermes; radiole d'échinoderme (K 17).

G: Marne à débris d'huîtres et échinodermes; fragment de bivalve (K 17).

H: Marne à débris d'huîtres et échinodermes; trace d'huître (R 28).

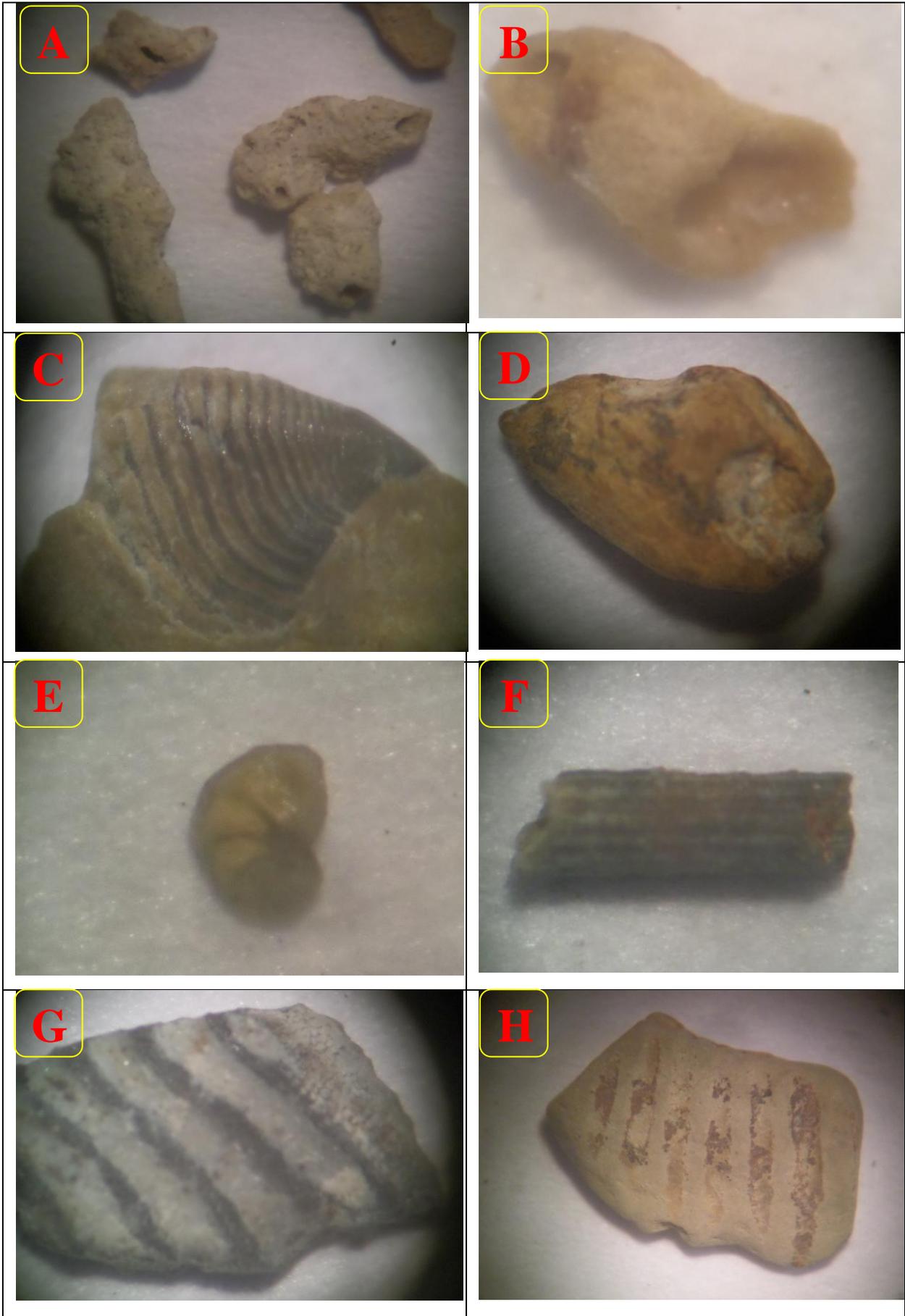


PLANCHE 07

A: Surface durcie sd1 (coupe de Ravin bleu) (R 08).

B: Calcaire grossier à huitres et gastéropode (R 08).

C: Surface durcie sd2 (coupe Ravin bleu) (R 21)

D: La limite entre la première formation d'âge Lias et la deuxième formation d'âge Dogger; 1: Ammonitico rosso inférieur d'âge Toarcien, 2: calcaire à silex d'âge Dogger (coupe Ravin bleu).

E: 1: Banc de calcaire argileux noduleux à ammonites (Ammonitico rosso inférieur), 2: Ammonite (R 12).

F: Stratification de calcaire micritique à silex en bancs décimétriques

G: Calcaire micritique à chailles (coupe de Ravin bleu).

H: Calcaire micritique à lentilles de silex (coupe de Ravin bleu).

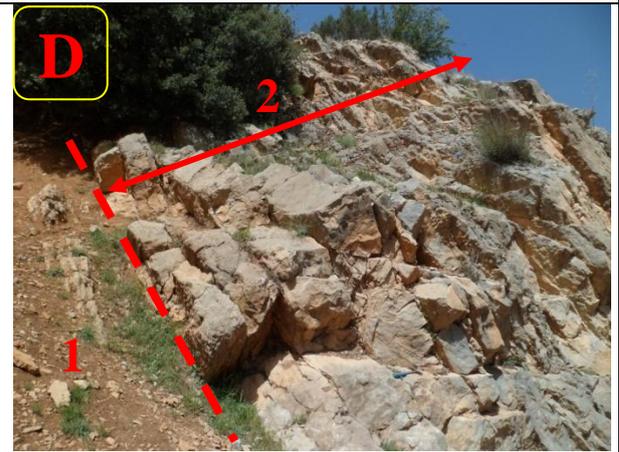


PLANCHE 08

A: bélemnite dans le calcaire à silex (coupe de Ravin bleu).

B: calcaire à silex intercalé par deux intervalles centimétriques de marnes argileux de couleur noire (R 17) (coupe de Ravin bleu).

C: lit de silex parallèle à la stratification (coupe Ravin bleu).

D: La limite supérieur de la deuxième formation, stratification des bancs centimétriques du calcaire à lits de silex (coupe Ravin bleu).

E: L'Ammonitico rosso supérieur.

F: ammonite dans l'Ammonitico rosso supérieur (coupe Ravin bleu).

G: bélemnite dans l'Ammonitico rosso supérieur (coupe de Dj Kasserou).

H: Faille normal dans l'Ammonitico rosso supérieur (coupe de Dj Kasserou).

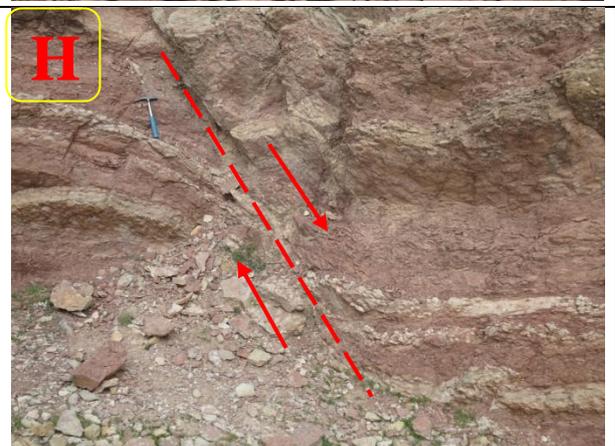


PLANCHE 09

1 : Perisphinctes Choffatia

Famille Perisphinctidae STEINMANN, 1890

Sous-famille : Grossouvriinae SPATH, 1931

Genre : Choffatia SIEMIRADZKI, 1898

Sous genre : Choffatia (Choffatia) SIEMIRADZKI, 1898

2 : Phylloceras

Famille des Phylloceratidae ZITTEL, 1884

Sous-famille : Phylloceratinae, ZITTEL, 1884

Genre : Phylloceras ?



1a



1c



1d



1b

2b



2a



2c



