

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ DES FRÈRES MENTOURI CONSTANTINE  
FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GÉOGRAPHIE ET DE  
L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
DÉPARTAMENT DES SCIENCES GÉOLOGIQUES

Mémoire en vue de l'obtention du diplôme de Magistère en géologie  
Option : ressources énergétiques



جامعة الاخوة منتوري قسنطينة

UNIVERSITÉ DES FRÈRES  
MENTOURI CONSTANTINE

Thème :

LES FORMATIONS DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DES  
MASSIFS NÉRITIQUES MÉRIDIIONAUX:  
CARACTÉRISATION DES PALÉO-ENVIRONNEMENTS :  
CAS DES MONTS D'AIN M'LILA.

*Présenté par : Mme. Serrai Nassima*

Setenu le : 28 /12/2015

DEVANT LE JURY COMPOSÉ DE :

Mr Ahsen. BOURFIS	Professeur, Université des frères Mentouri	Président
Mr Mohamed. CHADI	Maître de conférences, Université Constantine 3	Rapporteur
Mr Ramdan. MARMI	Professeur, Université des frères Mentouri	Examineur
Mr A.YAHYAOUI	Maître de conférences Université de Batna	Examineur

Année 2015/ 2016

## *Remerciement*

*Au terme de ce travail, je tiens à remercier en premier, Dieu le tout puissant « Merci mon Dieu » de m'avoir donné l'aide, la volonté et le courage pour terminer ce travail.*

*J'exprime aussi mes remerciements les plus sincères à mon encadreur ;*

*M. CHADI pour son appui moral, ses précieux conseils et sa longue patience tout au long de la préparation de ce mémoire.*

*Un grand merci à Monsieur N. BENCEF pour sa précieuse aide morale. Sans ces encouragements, je n'aurais pu terminer ce travail, je lui suis très reconnaissante.*

*Merci à Monsieur R. MARMI qui m'a enseigné la géologie, je le remercie et je lui suis reconnaissante. Sa présence aujourd'hui dans ce jury en qualité d'examineur m'honore beaucoup.*

*Merci à Monsieur Ahcène BOUREFIS pour l'honneur qu'il me fait en assumant la présidence du jury de soutenance.*

*Je tiens également à remercier Monsieur A. YAHYAOUI qui m'a fait honneur en participant à mon jury de soutenance.*

*Et je ne saurais oublier dans mes remerciements, mon mari MOHAMED SIFI, pour son aide, pour m'avoir accompagné sur le terrain, pour la confection des lames minces, pour sa patience, son soutien moral et ses encouragements.*

*Et enfin, je dédie ce modeste travail à mes très chers parents, aux parents de mon époux et je ne saurai oublier mes deux filles, NADA et HANIN, qu'elles me pardonnent.*

## Table des matières

### CHAPITRE I

<b>I. Generalites</b> .....	1
1) <b>Problématique</b> .....	1
2) <b>Cadre géographique</b> .....	2
3) <b>Historique</b> .....	5
<b>II. Geologie regionale</b> .....	7
1) <b>Domaine interne</b> .....	7
2) <b>Domaine médian (domaine des flysch)</b> .....	8
2.1. <b>Les flyschs Mauritaniens</b> .....	9
2.2. <b>Les flyschs Massyliens</b> .....	9
2.3. <b>Les flyschs Numidiens</b> .....	9
3) <b>Domaine externe :</b> .....	9
3.1. <b>Les séries telliennes</b> .....	9
a) <b>Les Unité ultra-téliennes</b> .....	9
b) <b>Les nappes téliennes sensu-stricto</b> .....	10
c) <b>Les séries péni-téliennes et les unités méridionales à Nummulites</b> .....	10
3.2. <b>Les série de l'avant pays allochtone :</b> .....	10
a) <b>L'organisation sétifienne :</b> .....	11
b) <b>L'organisation constantinoise</b> .....	11
b.1. <i>Les séries néritiques constantinoises</i> .....	11
b.2. <i>Les unités des Sellaoua</i> .....	11
c) <b>L'organisation Algéro-Tunisienne</b> .....	11
3.3. <b>L'avant pays atlasique</b> .....	12
<b>III. Les phases tectoniques</b> .....	12
1) <b>Les phases tectoniques mésozoïques</b> .....	13
1.1. <b>La phase permo-triasique</b> .....	13
1.2. <b>La phase du passage Jurassique-Crétacé (néocimmérienne)</b> .....	13
1.3. <b>La phase distensive Albienne</b> .....	14
1.4. <b>La phase anté-sénonienne (Autrichienne)</b> .....	14
2) <b>Les phases tectoniques Tertiaires</b> .....	15
2.1. <b>La phase fini-lutétienne</b> .....	15
2.2 <b>La phase miocène</b> .....	16
a) <b>Phase compressive du Burdigalien</b> .....	16
b) <b>Phase tangentielle tortonienne</b> .....	17
3) <b>La Tectonique récente</b> .....	18
<b>CHAPITRE II</b>	
<b>I. Stratigraphie du mole neritique constantinois</b> .....	20
1) <b>Les massifs méridionaux</b> .....	22

2) Les massifs néritiques centraux .....	24
3) Les massifs nord-orientaux.....	26
4) Le bassin SE (sillion des Sellaoua) .....	27
5) Le bassin au NW (péni-tellien) .....	30
<b>II. Paleogeographie des monts de constantine .....</b>	<b>32</b>
<b>CHAPITRE III</b>	
<b>I. Lithostratigraphie des massifs neritiques meridionaux .....</b>	<b>34</b>
1) Méthodes de terrain .....	34
2) Méthodes de laboratoire .....	35
2.1. Méthodes descriptives .....	35
3) La série du Djebel Anouda (ou Hamouda) .....	36
4) La coupe du Djebel Guelaat Ouled Sellem .....	43
5) La coupe de Djebel Tolba .....	45
6) La coupe de Djebel Guérioun .....	48
7) La coupe du Djebel Fortass .....	52
7.1. Localisation de la coupe .....	52
7.2 Description du 1 <sup>er</sup> tronçon de la coupe .....	53
a) La formation I (Barrémien) : .....	53
b) La formation II (Aptien) .....	56
<b>II. Correlation lithostratigraphique .....</b>	<b>60</b>
<b>III. Conclusion .....</b>	<b>62</b>
<b>CHAPITRE IV</b>	
<b>I. Les methodes d'etude .....</b>	<b>63</b>
1) Analyse des photographies aériennes .....	63
2) Analyses sur le terrain .....	64
2.1. Les marqueurs tectoniques .....	64
a) Les indicateurs de déplacement .....	64
b) Les tectoglyphes .....	64
c) Les crochons de rebroussement .....	65
d) Les fentes de tensions en échelon .....	66
e) Les microlithons .....	66
f) Les plis d'entraînement .....	67
g) Les stylolithes .....	67
2.2. Interprétation des marqueurs tectoniques .....	67
a) Définition d'un système de déformation .....	67
b) Interprétation cinématique des marqueurs tectoniques .....	67
c) Modèle de Riedel et perturbations des contraintes en direction .....	68
d) Les mesures d'orientation .....	69
e) Les critères de polarité stratigraphique .....	69
<b>II. Tectonique des massifs neritiques meridionaux .....</b>	<b>70</b>



<b>1) Etude des déformations des massifs néritiques méridionaux</b>	71
1.1. L'aire occidentale	72
a) Le massif des Ouled Sellem	73
a.1 La structure Nord	73
a.2 La structure médiane	74
a.3 La structure sud	76
b) Le massif du Nif Enncer	78
1.2. L'aire orientale	81
a) Le massif du Guérioun	82
b) Le massif du Fortass	84
c) La dépression de Taxas	84
1.3. L'aire médiane	86
a) Le Djebel Bouzabine	86
b) Le Djebel Hallilif	86
<b>III. Conclusion</b>	86
<b>CHAPITRE V</b>	
<b>I. Descriptions des techniques utilisées</b>	88
1) L'étude de terrain	88
2) L'étude du laboratoire	89
2.1. Coloration	89
2.2. Minéralogie	89
3) Classification et nomenclature utilisés	90
3.1. Nomenclature de terrain	90
3.2. Nomenclature de laboratoire	91
a) La classification de Folk	91
b) La classification de Dunham	96
4) Caractérisation des environnements de dépôts	97
4.1. Les critères d'identification des milieux de dépôt	97
a) Les critères biologiques	97
b) Les critères lithologiques et stratonomiques	98
c) Les critères pétrographiques	98
5) Les grands environnements de milieu de dépôts	99
5.1. Le domaine continental	99
5.2. Le domaine marin	99
a) Les milieux de plate forme interne	100
b) Les milieux de plate forme externes	101
6) Analyse faciologiques	102
6.1. Description des microfaciès et leur milieu de dépôt	102
a) Les indices de faciès et microfaciès	102
b) Plate forme interne	103

6.2. Conclusion et modele sedimentologique .....	131
<b>7) Diagenèse et porosité .....</b>	<b>133</b>
7.1. Définition .....	133
7.2. Environnements Diagénétiques .....	133
a) Evolution diagénétiques des carbonates .....	133
a.1 La digenèse précoce .....	134
a.2 Mésogenese .....	140
a.3 L'altération subaérien tardive : « Télogenese » .....	141
7.3. Porosité .....	145
a) Définition de la porosité .....	146
b) Les différents types de porosité .....	147
c) Classification de la porosité en fonction de la nature sédimentologique .....	147
d) Descriptions des principaux types basiques de porosite .....	147
c) Classification de la porosité en fonction de la nature sédimentologique .....	147
e) Facteurs contrôlant et modifiants la porosité .....	154
f) Diagenèse et porosité .....	154
7.4. Conclusion .....	163
<b>Conclusion générale .....</b>	<b>165</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>168</b>

## Liste des figures

fig. 1 : situation géographique de la zone d'étude a partir de la photo satellite	2
fig. 2 : situation géographique et toponymie des monts du néritique constantinois	3
fig. 3 : principaux oueds de la region d'ain m' lila (photo-satellite)	4
fig. 4 : reseau routier de la region d'etude	5
fig. 5 : origine alpin perimediterraneen (d'apres m. durand-delga, 1969)	7
fig. 6 : position des nappes de flyschs par rapport aux unites de la chaine des maghrebides	8
fig. 7 : localisation de «l'avants pays allochtone» dans le cadre maghrebin	10
fig. 8 : coupe geologique schematique illustrant les relations structurales entre les differentes unites de la chaine alpine d'algerie nord-orientale	12
fig. 9 : hypothese d'une deformation compressive dextre responsable des chevauchements vers l'est du socle kabyle et de la serie des flyschs a l'eocene superieur	16
fig.10: les principales deformation rattachees a la compression miocene ns	17
fig. 11 : chronologie des phases tectoniques definies dans le onstantinois central (y.aris, 1994)	19
fig. 12 : carte geologique simplifiee montrant la plate-forme neritique dans son cadreregional afin de donner une image d'ensemble de la plate-forme	21
fig. 13 : log stratigraphique du djebel gueriouun (d'apres j.m. vila, 1980)	23
fig. 14 : representation schematique de la serie du massif de l'oum settas (d'apres j.m. vila, 1980)	25
fig. 15 : log stratigraphique du djebel debar	27
fig. 16 : log stratigraphique des sellaoua	29
fig. 17 : representation schematique de la serie du djebel akhral (d'apres j.m. vila, 1980)	31
fig. 18 : toponymie des massifs neritiques meridionaux et position des coupes	36
fig. 19 : coupe stratigraphique du djebel anouda	37
fig. 20 : log stratigraphique du djebel guelaat ouled sellem	44
fig. 21 : log stratigraphique du djebel tolba (massif du nif enncer)	46
fig. 22 : coupe geologique entre les djebel tolba et guelaat ouled hadj montrant du cenomanien inferieur	47
fig. 23 : log stratigraphique du djebel gueriouun et du synclinal de taxas	49
fig. 24 a : coupes seriees ab et cd sur le flanc sud du djebel gueriouun (d'apres y.aris, 1994)	51
fig. 25: situation des tronçons de la coupe sur la photo satellite	52
fig. 26. : log stratigraphique du flanc est du djebel fortass	59
fig. 27 : correlation stratigraphiques entre la zone occidentale et la zone orientale des monts d'ain m' lila	61
fig. 28 : les tectoglyphes (d'apres p. vialon et al. 1976)	64
fig. 29 : glissements couche sur couche dans un pli a deformation de flanc	65
fig. 30 : rebroussements de couches le long d'un plan de faille	65
fig. 31: failles de tension en echelon (d'apres p. vialon et al., 1976)	66
fig. 32 : developpement des microlithons sur le flanc normal d'un pli anticlinal deverse	66
fig. 33 : orientation des directions principales de la deformation dans	68
fig. 34 : modele de riedel	69

fig. 35 : les differentes unites structurales qui constituent « l'avant-pays allochtone » au niveau des massifs neritiques meridionaux (d'apres j.m. vila, 1980)	72
fig. 36 : carte geologique du massif des ouled sellem	73
fig. 37 : coupes geologiques seriees montrant le deversement vers le sud du flanc meridional de l'anticlinal des ouled sellem dans sa partie orientale	76
fig. 38 : coupes geologiques montrant les relations structurales entre le neritique constantinois (dj.guelaat ouled sellem, dj. nif enncer) et l'ensemble sud-setifien (dj. anouda)	77
fig. 39 : carte geologique du massif du nif enncer	78
fig. 40 : coupe geologiques seriees montrant le changement de direction de l'axe anticlinal	79
fig. 41 : schema structural de l'aire occidentale	81
fig. 42 : carte geologique du massif du guerioun et de la depression du taxis	82
fig. 43 : coupe geologique du massif du guerioun	83
fig.44 : coupe geologique montrant l'interpretation en faille inverse de la limite occidentale	84
fig. 45 : coupe geologique du synclinal du taxis	84
fig. 46 : schema structural de l'aire orientale	85
fig. 47 : schema structural des massifs neritiques meridionaux	87
fig. 48 : les differents types des ooides	92
fig. 49 : les grains non squelettique (les lumps, oncoides et mud coated grains)	93
fig. 50 : classification de folk (1959)	95
fig. 51 : les grains non squellitiques	95
fig. 52: classification de dunham (1963)	96
fig. 53 : classification derivee, plus detaillee, proposee par embery et kolvan (1971)	97
fig. 54 : different domaine d'une plate forme barree par un recif et les sous environnements	100
fig. 55 : repartition des environnements sur une plate-forme avec barriere	101
fig. 56 : profil schematique localisant les types de ciments precoces et leur environnement de formation	134
fig. 57 : succession des phases diagenetiques affectant la serie cretace inferieure des monts d'ain m'lila	145
fig. 58 : representation schematique de la porosite dans une roche	146
fig. 59 : classification de porosite selon (choquette et pray, 1970)	148
fig. 60 : diagram de la relation entre cao, mgo, al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + sio <sub>2</sub>	
fig. 61 a : diffractogramme de l'echantillon 4	157
fig. 61 b : diffractogramme de l'echantillon 57	161

## **Résumé**

Les massifs néritiques méridionaux des monts d'Ain M'Lila, constituent les principaux affleurements de la plate-forme néritique constantinoise.

Localisé dans une zone charnière à la convergence des zones externes de la chaîne alpine d'Algérie orientale et du domaine atlasique.

L'étude lithostratigraphique de la série du Crétacé inférieur a permis de mettre en évidence une série carbonatée qui va du Néocomien à l'Aptien terminal qui se limite par une surface durcie d'ampleur régional. Cette dernière, traduit l'émergence de la plate-forme constantinoise à cette époque. Souvent absent l'Albien n'a été reconnu qu'au massif du Nif Ennser, représenté par une centaine de mètres d'alternance de calcaire microconglomératiques et marnes claires.

Sur le plan tectonique, les massifs méridionaux se caractérisent par des structures plicatives plus ou moins de grande ampleur. Ces structures plicatives affectées par de nombreuses failles dont les plus importantes sont les décrochements dextres, de direction NW-SE.

L'analyse sédimentologique a permis de proposer un modèle de dépôt pour la zone d'étude à partir d'une analyse microfaciologique et paléoenvironnementale.

Cette analyse a permis de reconstituer un environnement de plate-forme interne, au sein de laquelle, plusieurs microfaciés, classés par ordre de bathymétrie croissante ont été individualisés.

- Les faciés de plate-forme interne calme parfois agitée.
  - Les faciés supratidaux-intertidaux, caractérisés essentiellement par des mudstone à wackstone à calcisphères.
  - Les faciés du lagon partiellement protégé (subtidaux) à foraminifères benthiques, orbitoline et des miliolites et algues.
- Les faciés subrécifaux : ce sont des dépôts d'intraclastes, pellets, oncolithes et de nombreux foraminifères benthiques).
- Les faciés de haut-fond : regroupent les packstone- grainstone à Bryozoaires et rudistes, échinodermes, oolithes et des coraux.

L'évolution diagenétique des sédiments carbonatés de notre région d'étude subit trois stades de transformation diagenétiques :

- diagenèse précoce : marquée par une micritisation des éléments figurés, des perforations, des encrustements biologiques, et des bioturbations.
- Mésogenèse : marquée aussi par des compactations chimiques (stylolithes), et mécaniques (fracturations) et par la cimentation et la dolomitisation.
- Téligenèse : marquée par la dolomitisation, la dédolomitisation et la fracturation intense (diaclasses).

**Mots clés :** néritiques, crétacé inférieure, Monts d'Ain M'Lila, microfaciologie, paléoenvironnement.

# *Abstract*

The southern Neritic massive of Ain M'Lila constitute one of the main outcrops of Lower Cretaceous neritic platform Constantinoise.

They are part of a region located charnière convergences to the external areas of the Alpine chain Algeria and eastern Atlas area is the flat shape and Constantine notably its southern border.

The lithostratigraphic study of Lower Cretaceous series of Monts the Ain M'Lila enabled to highlight a carbonate series of Jurassic going to Aptian terminal. The series ends with a hardened surface regional scale, reflecting the emergence of the flat shape to this époque with deficiency in the Albian in most of the southern mountains. Often missing the Albian was reconu massif at Nif Ennser, represented by one hundred meter microconglomerates of alternating limestone and marl clear.

On the tectonic map, southern massive plicatives are characterized by more or less large-scale structures. These plicatives structures affected by numerous faults which the most important are the dextral offsets, direction NW- SE.

The sedimentological analysis permits proposed deposition model for the study area from a microfaciologique and paleoenvironmental analysis.

This analysis allowed reconstituting an internal platform environment shape crossed by a reef, in which several microfacies, sorted by increasing order bathymetry were individualised.

The internal facies of flat calm as sometimes agitated.

- The supratidal - intertidal facies characterized by mudstone essentially to wackstone to calcisphères.
- The facies of the partially protected lagoon (subtidal) benthic foraminifera in, and miliolites orbitoline and algae.

The reef facies subrécifaux to include:

- The reef facies of reef flat: these are deposits of intraclasts, pellets, oncolites and many benthic foraminifera).
- Haut-fond facies: include the packstone- grainstone Bryozoaires and rudist, echinidites, oolites and corals.

-

The evolution of diagenetic of carbonate sediments of our study area undergoes transformation diagenetic three stages:

- Early diagenesis: marked by micritisation formed elements, perforations, biological crusts, and bioturbations.
- Mésogénèse: marked also by chemical compaction (stylolites) and mechanical (fracturing) and cementation and dolomitization.
- Télégénèse: marked by dolomitization, the dedolomitisation and intense fracturation (diaclasses

Keywords: Neritic, lower Cretaceous, Monts d' Ain M'Lila, faciology and microfaciology, paleoenvironment.

## المخلص

الكتلة النيريتية الجنوبية لجبال عين مليلة, تكون اهم البروزات النيريتيكية القسنطينية. الواقعة في منطقة المفصلات الحدودية لسلسلة الجبلية الالبية للشرق الجزائري و منطقة الاطلس الشرقية. و قد ساعدت الدراسة للتوسرترغرافية لسلسلة الطباشيري السفلى في تسليط الضوء على سلسلة كلسية تبدأ من النيوكمين الى الأبسرين. هذه الأخيرة تنتهي بمستويات مسطحة صلبة تعكس انبثاق البلتفورم الكلسية.

غالبا ما يفقد الالين الذي لم يعرف الا في جبل نيف النسرمتكون من مئة متر من الكلس المكروكونغلو ميراتي متناوب مع المارل.

من الناحية التكتونية, مرتفعات عين مليلة تمتاز بتشوهات التوائية من جهة و انكسارات انزياحية يمينية المضرب دات اتجاه شمال غرب – جنوب شرق .

الدراسة السديمونتولوجيا للتشكيلة الكلسية للمنطقة تتضمن :

دراسة ميكروسحنات للتشكيلة الصخرية و التي سمحت لنا بإعادة تركيب مصطبة مقفلة هذه المصطبة تنتظم من الداخل الى الخارج على ثلاث بيئات:

بيئات ليتورالية, بيئات لاغونائية, بيئات ما قبل الرصيفي.

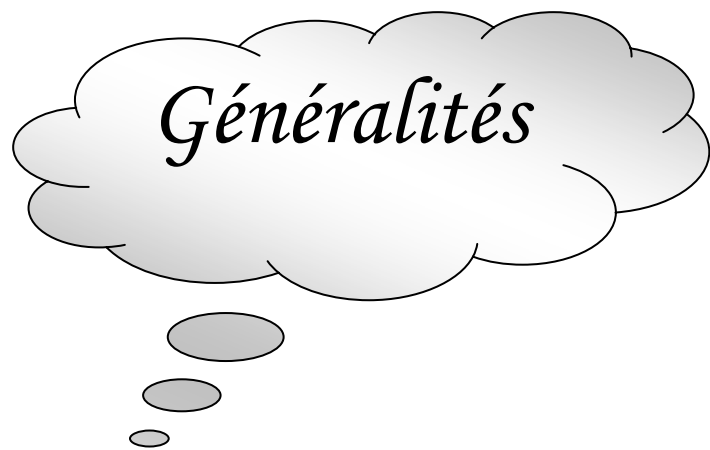
التحليل الجيني مكننا من إعادة تركيب ثلاث اطوار جينية للمنطقة:

الطور الجيني الابتدائي: يتضمن التحولات الميكريتية, البرفورسين الانثكاب, التعكير.

الطور الجيني الثاني : انكسارات, تحولات دولوميتية, تحولات سيلسية, و ستيلوليتية.

الطور الجيني النهائي: تحولات دولوميتية ثانوية, و ديدولوميتية و انكسارات.

الكلمات المفتاحية: النيريتي, الطباشيري السفلي, مرتفعات عين مليلة, السحنة و الميكروسحنة, البيئة القديمة.



## Chapitre I :



## I. Generalites

### 1) Problématique :

La région d'étude appartient à une zone charnière, se trouvant à la convergence des zones externes de la chaîne alpine d'Algérie orientale et du domaine atlasique. Elle concerne plus particulièrement la plate-forme constantinoise et notamment ses confins méridionaux.

L'aspect paléogéographique des séries carbonatées jurassiques et crétacés de cette région a conduit au concept de «Môle d'Ain M'lila» (M. Keiken 1962), puis de «Môle néritique Constantinois» (M. Durand-Delgua, 1969).

Ce concept fut par la suite abandonné après les travaux de R. Guiraud (1973), qui fut le premier à envisager l'allochtonie du môle néritique et principalement J.M. Vila (1980), qui après avoir relevé de nombreuses anomalies, tant sédimentaires que structurales, envisage plusieurs unités sédimentaires et structurales charriées les unes sur les autres.

La grande extension du domaine néritique et sa complexité structurale, ont obligé ce dernier auteur à subdiviser les massifs néritiques de la plate-forme constantinoise en trois groupes, avec du Nord vers le Sud :

- Le groupe des massifs septentrionaux autour de la région de Guelma.
- Le groupe des massifs centraux caractérisant la région de Constantine.
- Le groupe des massifs méridionaux autour de la ville d'Aïn M'lila

C'est ce dernier groupe, représenté notamment par les massifs du Guérioun et du Nif Enncer, qui va faire l'objet de notre étude.

Outre l'étude Lithostratigraphique et tectonique des massifs néritiques méridionaux, les objectifs principaux de ce mémoire s'articulent autour de :

- L'analyse des faciès de dépôt et les reconstitutions des paléoenvironnements des dépôts des formations néritiques du Crétacé inférieur des massifs méridionaux.
- Appréhender les principaux facteurs ayant influencé sur la nature et la géométrie des corps carbonatés par l'étude des variations de faciès et du contenu bioclastique des sédiments.
- Positionner les microfaciès dans un modèle de plate-forme typiques aux environnements crétacés.
- Mettre en évidence les caractéristiques pétrophysiques des faciès rencontrés afin de se faire une idée sur la perméabilité et la porosité de cette portion de la plate-forme constantinoise quant à sa notion de réservoir.

La méthodologie de travail à suivre consiste en :

- La réalisation des coupes géologiques,
- Un échantillonnage assez dense avec analyse macroscopique,
- Analyse microscopique qui nous permettant d'apprécier les paléoenvironnements des dépôts et les caractéristiques pétrophysiques.

## 2) Cadre géographique :

Les massifs du Nif Enncer, du Guelaat Ouled Sellem, du Guérioun et du Fortass font partie des Monts d'Ain M'lila qui se situent dans l'Est Algérien, dans l'aire septentrionale des Hautes plaines constantinoises, entre les villes de : Constantine au Nord, Batna au Sud, Sétif à l'Ouest et Oum el Bouaghi à l'Est.



**Fig. 1 : situation géographique de la zone d'étude à partir de la photo satellite.**

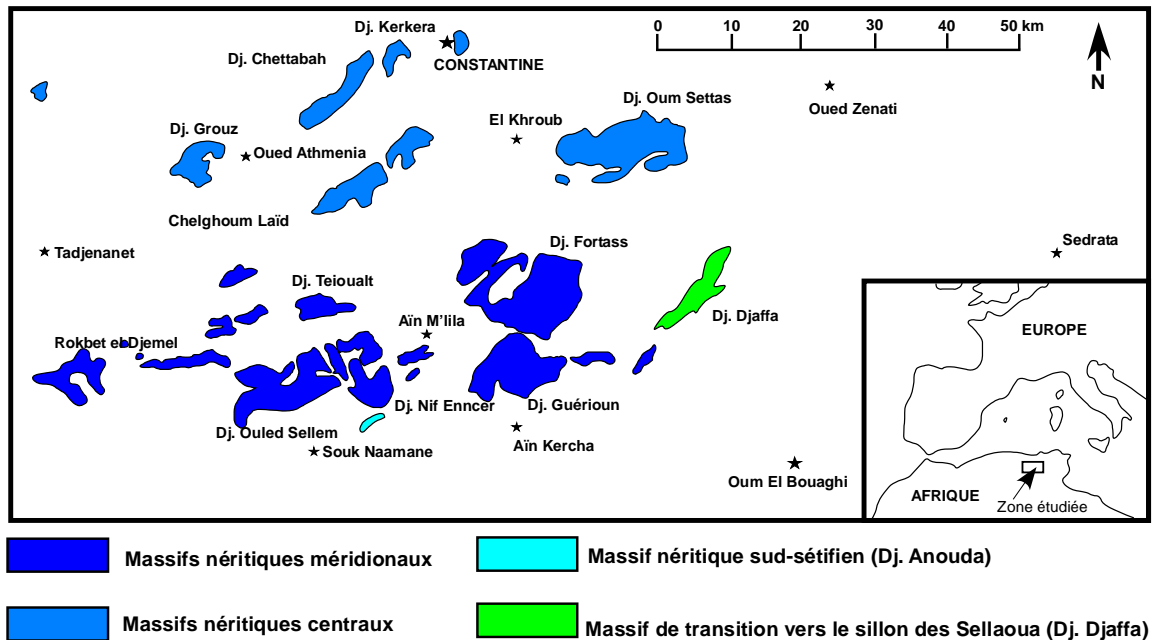
Il s'agit d'un ensemble montagneux bien individualisé, dont la géomorphologie est liée aux différentes phases tectoniques, principalement tertiaires qui l'ont affecté. On distingue des zones effondrées correspondant à des vastes plaines recouvertes par des dépôts quaternaires (plaine d'Ain M'lila) et des zones surélevées correspondant aux massifs (Djebel Guerioun, Djebel Fortass, Djebel Nif Enncer etc ...) Fig. 1 et Fig. 2.

L'ensemble des massifs d'Ain M'lila matérialise la frange méridionale des Monts de Constantine au-delà de laquelle, ils sont relayés par la Chebka des Sellaoua à l'Est et par les Monts du Hodna à l'Ouest.

Le Djebel Guérioun, qui constitue le point culminant des Monts de Constantine (1729m), se situe à une quarantaine de kilomètre au sud de Constantine. Ce massif carbonaté domine la plaine d'Ain M'lila à l'Ouest, la plaine d'Ain Kercha au Sud et s'enneie sous la

plaine d'Ain Fakroun à l'Est. Au Nord il se prolonge au-delà de l'étroite vallée de l'oued El Hassi par l'intermédiaire du Djebel Fortass.

Le Djebel Nif Enncer (1540m) se situe à la bordure orientale des massifs des Ouled Sellem qui occupent la partie méridionale de la carte d'Ain M'Lila. Sa falaise impressionnante domine la route nationale N°3 Constantine –Batna.



**Fig. 2 : situation géographique et toponymie des monts du nérétique constantinois**

➤ **Climat :**

La région d'étude est caractérisée par un climat semi-aride avec des hivers froids et des étés très chauds. D'une faible pluviométrie, elle reçoit environ 350 à 400 mm de précipitation par an.

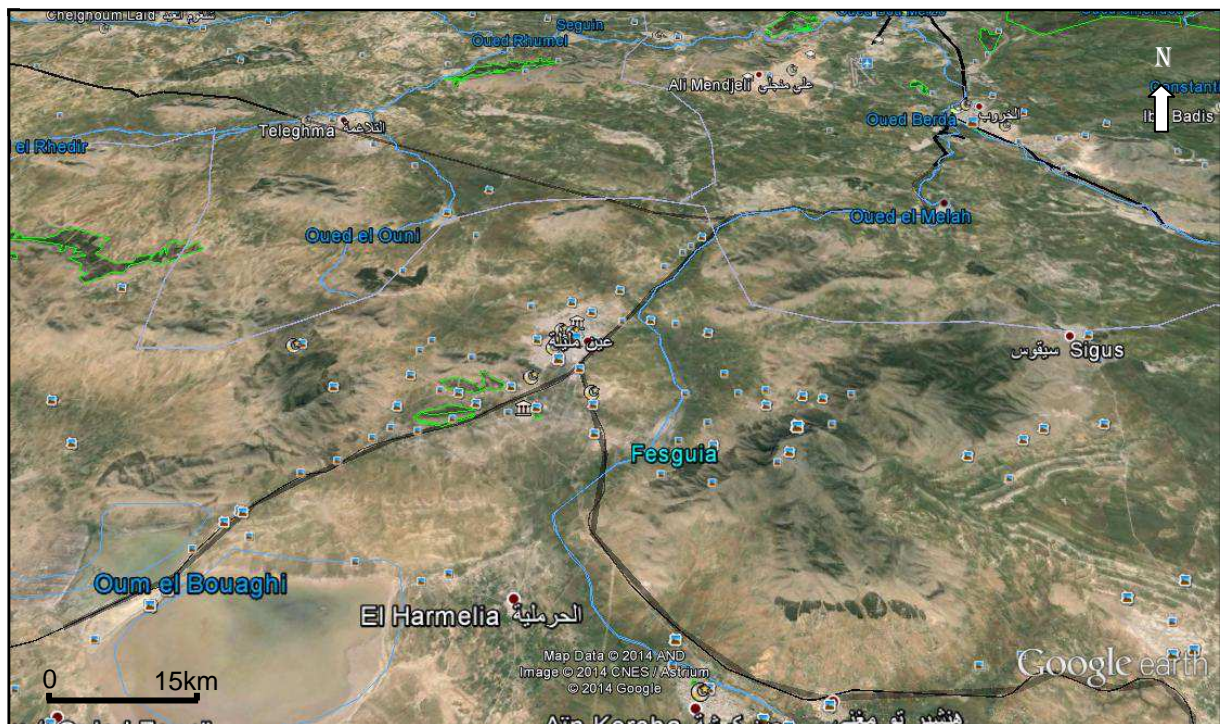
➤ **Réseaux hydrographique :**

Les précipitations n'interviennent pas régulièrement au cours de l'année dans l'alimentation du réseau hydrographique, ce qui provoque l'irrégularité des débits des Oueds dont la majorité s'assèche en été.

L'Oued principal qui draine la région est l'Oued Fesgia, qui prend sa naissance de la source qui porte son nom. Le long de son parcours, il reçoit plusieurs ruisseaux des Chaabat qui descendent des massifs.

Quant aux eaux souterraines, elles représentent un stock important dans les massifs calcaires, cela est dû essentiellement à la nature géologique des roches des massifs qui favorise la formation de réservoirs avec essentiellement le Djebel Guérioun qui alimente la source de Fesgia (Fig. 3).





**Fig. 3 : Principaux Oueds de la région d'Ain M' lila (Photo-satellite).**

➤ **Sol et végétation :**

Une maigre couverture forestière très dégradée (genévriers et rares pins d'Alep) est conservée seulement sur le Djebel Fortass. Les arbres à feuilles caduques (**qui perdent leur feuillage à l'automne sont caractéristiques des forêts tempérées**) et les quelques rares arbres fruitiers (abricotiers, amandiers) sont localisée dans la vallée du Boumerzoug, au voisinage de quelque sources.

Au niveau des plaines, la région dans son ensemble est vouée à la céréaculture, orge et blé notamment. Il existe une culture irriguée, essentiellement celle de la pomme de terre et du tabac, pratiquée par quelques paysans.

➤ **Réseaux routier :**

Le réseau routier comprend de très grands axes reliant Constantine aux autres grandes villes de l'Est Algérien. La RN°5 vers Sétif et Alger, la RN°3 vers Batna et le grand Sud, la RN°10 vers Oum Bouaghi et Tébessa.

En plus de pistes carrossables, un réseau secondaire de moindre importance relie ces routes nationales aux villages et gros bourg (Fig. 4).

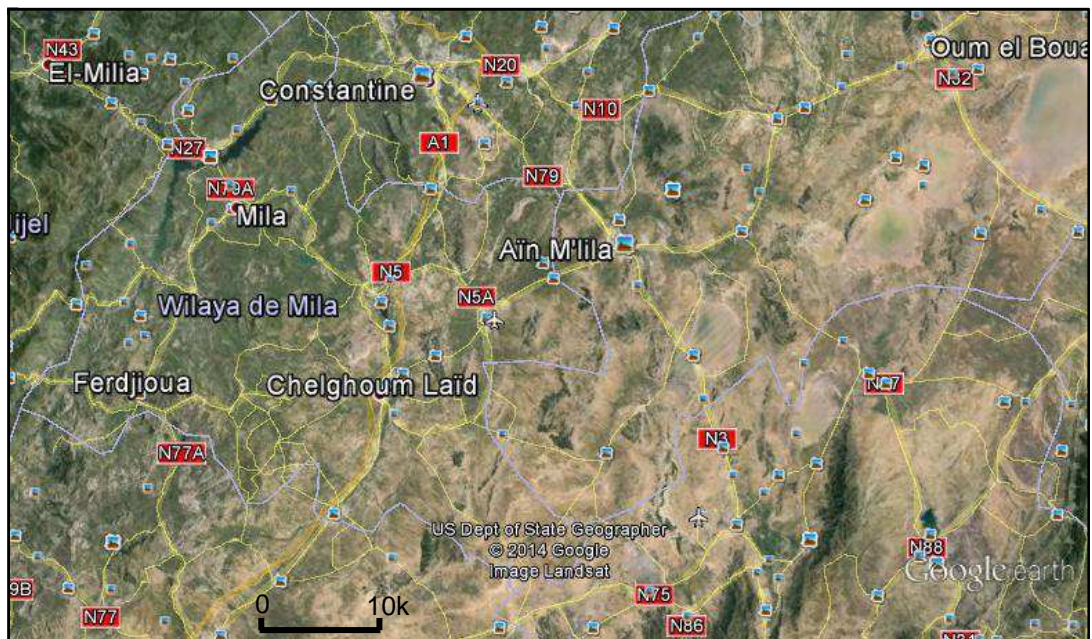


Fig. 4 : Réseau routier de la région d'étude.

### 3) Historique :

Quelque mois après la prise de Constantine en 1838, le capitaine Puillon–Boblaye, publie les résultats de ses premières reconnaissances sur la région. Il mentionne les gypses du massif du Chettabah, les conglomérats de la Koudiat Atty (Coudiat).

✎ E. Renou (1840-1842), géologue de la commission pour l'exploration scientifique de l'Algérie, signale dans son mémoire, l'existence des calcaires à Inocérames au niveau du Djebel Nif Enncer. Il attribue au quaternaire les conglomérats du Koudiat Atty.

✎ Quatre cartes générales dues à M. Hardouin, J. Tissot, Ch. Pomel et E. Ficheur, caractérisent les nombreuses recherches faites par ces auteurs.

✎ La première, au 1/250.000° est due à M. Hardouin (1868), elle a permis la subdivision des formations géologiques de Constantine.

✎ La deuxième carte, au 1/800.000°, est signée par J. Tissot (1881), elle englobe la province de Constantine. Son grand mérite est d'avoir attribuée les grés et argiles du numidiens au Nummulitique supérieur.

✎ Peu de modifications sont apportées par Ch. Pomel dans l'édition de 1889 de la carte de l'Algérie au 1/800.000°.

La révision de la carte au 1/800.000° (1900) est due essentiellement à E. Ficheur. Elle présente en particulier un travail sur le bassin miocène de Constantine.

✎ Cette période se termine par la publication de deux œuvres monumentales : l'une consacrée au domaine atlasique et au Sahara occidental (G.B.M. Flamand, 1911), l'autre au domaine tellien du Constantinois (L. Joleaud, 1911).

✎ Les premières observations détaillées faites sur la région sont de J. Blayac (1912). Il considère la plaine d'Ain M'Lila comme une cuvette synclinale située entre deux chaînes anticlinales : le Guérioun à l'Est et le Nif Enncer à l'Ouest.

✎ S'ensuit une longue période durant laquelle les travaux ont principalement été consacrés à l'avant pays autochtone (Hodna - J. Savorin, 1920 ; Aurès - R. Lafitte, 1939 ; le Nummulitique - J. Flandrin, 1948 ; le Dj. Nador et le Tell Constantinois - P. Deleau, 1948).

✎ Les travaux géologiques de différents auteurs (C.B. Bar, H. Cruys, C. Voute, J.R. Van de Fliert, J. Glaçon, G. Dubourdiu, L. David, J. Bertraneu, G. Durozoy, R. Busnardo), axés sur le môle néritique constantinois, ont montré des passages latéraux de faciès entre les séries néritiques des massifs calcaires et les séries situées plus au sud.

✎ En 1957, B.C. Bär publie l'étude géologique qui intéresse directement les Monts d'Ain M'Lila. Il aboutit à la publication de la carte géologique au (50 000ème).

✎ En 1967, C. Voute, L. David reprennent l'étude de la région des Sellaoua et de ses environs. Ils publient une carte géologique au 1/50 000.

✎ Dans ces travaux, sur les Monts du Hodna, R. Guiraud (1973) propose l'allochtonie du môle néritique Constantinois.

✎ Cette hypothèse fut par la suite reprise par J.M. Vila (1980) dans sa synthèse sur la chaîne d'Algérie Nord orientale où il conclut à l'allochtonie du môle néritique Constantinois et le désignant sous les termes «ensemble allochtone sud-sétifien» et «nappe néritique Constantinoise» ainsi que la couverture marno-calcaire d'âge Crétacé à Eocène qui elle, fut rangée dans les nappes telliennes sous l'appellation «nappes telliennes méridionales à Nummulites».

Cette conclusion est cependant contestée par plusieurs auteurs.

✎ N. Kazitani (1986) trouve les arguments mis en avant pour étayer l'allochtonie de l'avant-pays peu convaincants et explique l'évolution paléogéographique et structurale de la plate-forme Constantinoise et sétifienne par un système d'accidents bordiers NE-SW et NW-SE limitant des blocs basculés, ayant fonctionné dans un contexte décrochant au Jurassique et au Crétacé supérieur.

✎ J.C. Lahondère (1987) dans son étude sur les séries ultra-telliennes d'Algérie nord-orientale, conteste l'allochtonie des «unités telliennes méridionales à Nummulites » au niveau du synclinal de Taxas.

✎ M. Chadi (1991-2004), met en évidence une émergence du néritique constantinois à l'Albo-Aptien, remarque que le «Miocène remaniant le Cénomaniens» daté par J.M. Vila représente en fait le Cénomaniens et conteste l'allochtonie de la «nappe néritique constantinoise» et des « unités telliennes à Nummulites ».

✎ En 1992 P.E. Coiffait publie sa thèse d'Etat sur le bassin de Constantine dans laquelle il conteste l'allochtonie de toutes les unités mises en évidence par J.M. Vila.

✎ S. Guesbaya (1992) publie un mémoire d'ingénieur sur l'étude tectonique de deux massifs dans la région d'Ain M'lila où il met en évidence le rôle des décrochements dextre de direction NW-SE.



Y. Aris (1994), dans son étude tectonique et microtectonique du constantinois central, quantifie la tectonique mésozoïque et Cénozoïque et met en évidence les déformations plio-quadernaires.

Sur le plan stratigraphique, d'importantes lacunes de dépôts, des surfaces durcies et des variations d'épaisseurs sont mises en évidence.

C. Benabbas (2006) met en relief une nouvelle approche concernant l'étude de la néotectonique et de la tectonique récente dans le Constantinois.

## II - Géologie régionale :

Pour mieux comprendre le contexte géologique de la région, il est indispensable de la situer dans le cadre de la chaîne alpine d'Algérie Nord-orientale.

La chaîne Alpine d'Afrique du nord ou chaîne des Maghrébides fait partie de l'orogène alpin d'âge tertiaire (M. Durand-Delga, 1969) qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien (figure 5).

Elle constitue la branche méridionale de cet orogène, séparée de la plate-forme saharienne par l'accident sud atlasique.

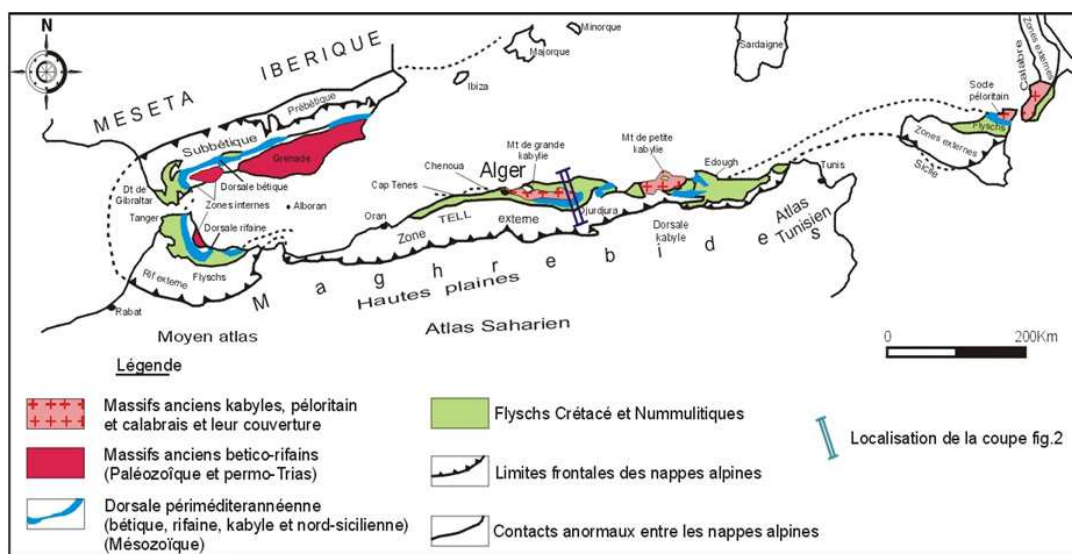


Fig. 5 : Origène alpin périméditerranéen (d'après M. Durand-Delga, 1969).

La chaîne alpine d'Algérie se caractérise par des structures en nappes à vergence sud dominante et une unité orogénique remarquable avec du Nord au Sud :

### 1) Domaine interne :

Appelé aussi socle kabyle ou kabyliques, il serait issu de la dilacération d'une zone septentrionale diversement dénommée :

- Microplaque d'alboran (Andrieu et al, 1971).
- Sous-plaque méso-méditerranéenne (M. Durand-Delga, 1980).
- Domaine médiane (G. Duée, 1984).

- ALKAPECA (« Alboran, Kabylie, Péloritain, Calabre » J.P. Bouillin, 1986).

Dans ce domaine, les terrains cristallophyllien métamorphique (gneiss, marbre, amphibolites, micaschistes) sont presque exclusifs.

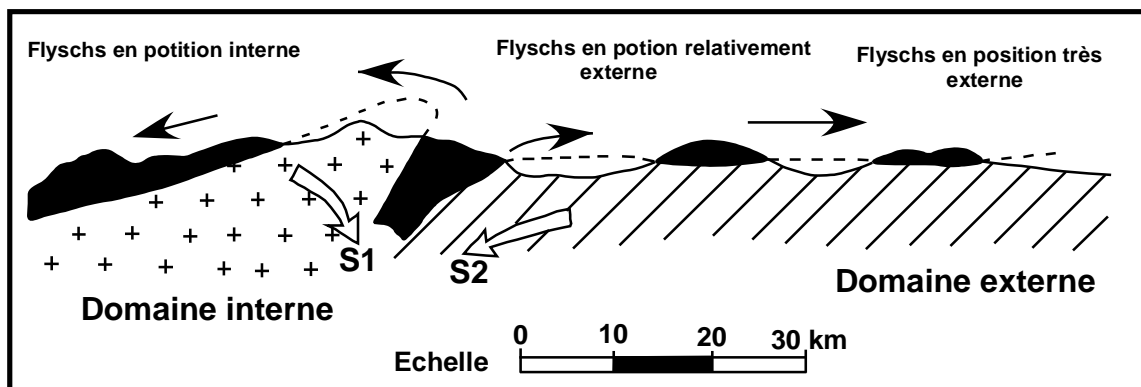
En petite Kabylie, les terrains métamorphiques sont découpés en grands nappes du socle réalisées probablement à l'Eocène (J.P. Bouillin, 1986). L'âge du métamorphisme fait l'objet de débat, récemment daté dans les massifs de la Petite et la Grande Kabylie, il serait antérieur au Cambro- Ordovicien.

Le cristallophyllien kabyle est recouvert, à sa partie Sud par du Paléozoïque supérieur peu ou pas métamorphisé que surmonte la couverture Mésozoïque et Eocène. Celle-ci n'est autre que la partie la plus interne de la dorsale calcaire kabyle (M. Durand Delga, 1980).

## 2) Domaine médian (domaine des flysch) :

Il est constitué par des nappes de flysch Crétacé-Paléogène qui affleurent dans les zones littorales sur 800 Km de long, entre Mostaganem et Bizerte (Tunisie). Il s'agit essentiellement de dépôts de mer profonde mise en place par des courants de turbidités. Ces flyschs se présente en trois manières :

- En position interne, superposé aux massifs kabyles c'est à dire rétrocharriés sur les zones internes, sous l'appellation flyschs Nord Kabyle.
- En position relativement externe à la bordure de la dorsale kabyle (flysch Sud Kabyle).
- Enfin en position très externe, sous forme de masse isolées flottantes sur le tell, charriées jusqu'à une centaine de kilomètre au Sud (Fig. 6).



**Fig.6 : Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de La chaîne des Maghrébides.**

Dans la chaîne des Maghrébides, on distingue du Nord au Sud, deux grands groupes de flyschs :

- les flyschs Mauritaniens,
- les flyschs Massyliens.



A ces deux grands groupes, s'ajoute un troisième groupe de flysch plus récent : les flyschs Numidiens, d'âge Oligocène supérieur à Burdigalien inférieur.

### **2.1. Les flyschs Mauritaniens :**

Ils sont relativement épais et occupent une position interne dans le domaine des flyschs. Composés par des radiolarites rouges du Malm à la base (J.M. Vila 1980), surmontées d'un flysch calcaire d'âge Crétacé inférieur, ils se poursuivent par une puissante série argilo-gréseuse à la base et calcaire au sommet d'âge Crétacé supérieur et se terminent par des formations conglomératiques et micro- conglomératiques d'âge Yprésien.

### **2.2. Les flyschs Massyliens :**

Ils occupent une position externe dans le domaine des flysch. Définis par J.F. Raoult (1969) au Kef Sidi Driss, dans le Nord constantinois, ils comportent une série pélipto-quartzitique d'âge Crétacé inférieur, surmontée par une série pélipto-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur.

### **2.3. Les flyschs Numidiens :**

Ce terme est dû à E. Ficheur (1890). Ces flyschs sont constitués de niveaux gréseux d'âge Oligocène terminal-Aquitainien, épais de plusieurs centaines de mètres, stratifiés sur des argilites versicolores.

Ces flyschs reposent anormalement à la fois sur les zones internes et sur les zones externes.

## **3) Domaine externe :**

En Algérie orientale, le domaine externe est représenté par les séries telliennes, les séries de l'avant pays allochtone (selon les conceptions de J.M. Vila, 1980) et les séries de l'avant pays atlasique autochtone (Fig. 7).

### **3.1. Les séries telliennes :**

Constitué par un ensemble de nappes allochtone pelliculaires constituées principalement de marnes d'âge Crétacé moyen à Néogène et qui ont été charriées sur une centaine de kilomètres vers le sud.

Le Trias joue un rôle important, en tant que niveau de décollement et constitue les semelles des nappes telliennes. Du Nord au Sud on distingue :

- **Les Unités ultra-telliennes :**

Connues uniquement dans l'Est Algérien et en Tunisie, elles présentent des caractères proches de ceux du flysch massylien. Elles ont été définies au Kef Sidi Driss (J.F. Raoult, 1968) et au Djebel Bou Sbaa (J.M. Vila, 1968).

Les formations typiques comportent un Crétacé inférieur marno-calcaires clairs à ammonites, un Crétacé moyen à *rotalipores*, un Sénonien marneux et micritique riche en microfaunes de *Globotruncana* et *Heterohelicides* et un Eocène à trois termes : marnes noires dano-paléocènes, calcaire à silex yprésien-lutétien inférieur et marnes à boules jaunes d'âge Lutétien supérieur.

- **Les nappes télliennes sensu-stricto :**

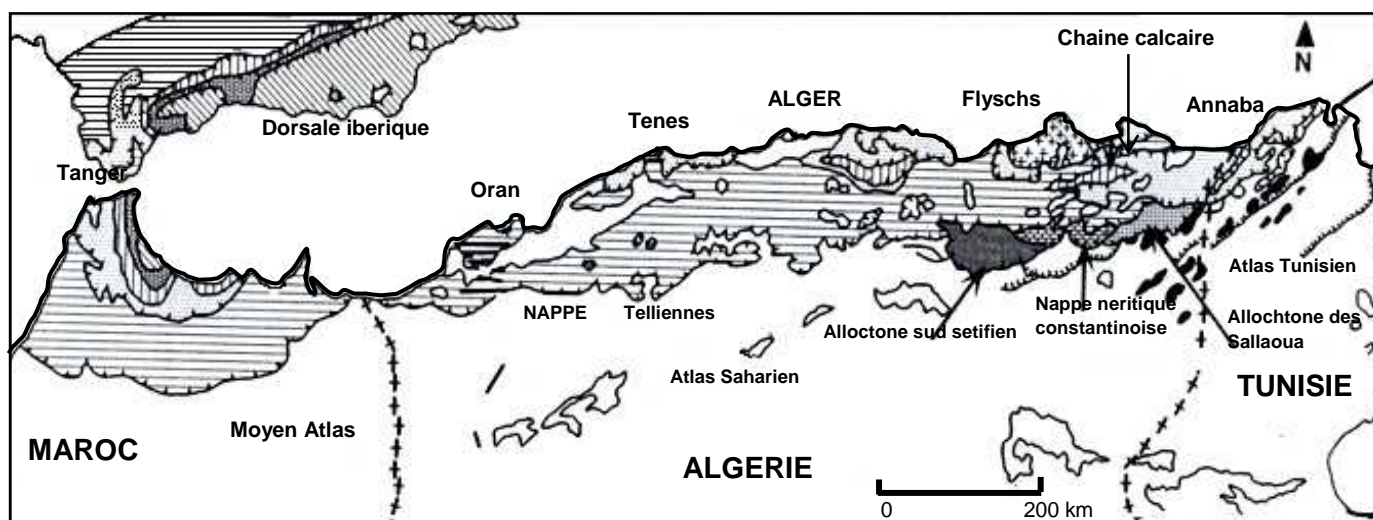
Elles ont été définies par J.M. Vila (1980) et représentent l'équivalent de la série mésotellienne (M. Durand Delga, 1969), elles se caractérisent par un Crétacé inférieur riche en dépôts terrigènes ou les intercalations des faciès néritique restent modérées du Crétacé supérieur à l'Oligocène.

- **Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à Nummulites :**

Le terme péni-tellien a été créé pour désigner une série localisée sur le versant nord du Djebel Zouaoui dans le massif du Chettabah. Ces séries sont représentées par des faciès néritiques dominant du Crétacé supérieur à l'Oligocène. L'allochtonie de ces séries est vivement contestée par J.C. Lahondère et P-E. Coiffait (1992).

Les unités méridionales à Nummulites ne sont localisées que dans les confins méridionaux du môle néritique constantinois. Elles ne comportent que du Sénonien et des formations éocènes riches en Nummulites.

D'après J.M. Vila (1980), ces unités représentent la couverture éocène des séries péni-telliennes charriées sur la plate-forme néritique. Par contre J.C. Lahondère (1987) et P-E. Coiffait (1992) ne partage pas les points de vue allochtonistes de J.M. Vila surtout en ce qui concerne le synclinal de Taxas qui se situe entre les massifs du Guérioun et du Fortass et concluent à son autochtonie.



**Fig.7 : Localisation de «l'avant pays allochtone» dans le cadre Maghrébin (d'après J.M. Vila, 1980).**

### 3.2. Les séries de l'avant pays allochtone :

Dans le domaine externe existe des unités structurées au Miocène mise en évidence par J.M. Vila (1980) sous l'appellation «séries de l'avant-pays allochtone» situées géographiquement entre les nappes telliennes au Nord et l'autochtone à para-autochtone au Sud.

Ces séries ont été regroupées par l'auteur en trois grandes familles : une organisation sétifienne, une organisation constantinoise et une organisation algéro-tunisienne.

**a) L'organisation sétifienne :**

Il s'agit d'une série de massifs calcaires karstifiés qui déterminent d'Ouest en Est des alignements de petits reliefs d'une grande homogénéité.

Ces séries présentent uniformément un caractère de plate-forme subsidante, seul leur frange méridionale décèle des variations significatives qui annoncent l'autochtone hodnéen à l'Ouest (Djebel Tafourer) et les séries des Sellaoua à l'Est (Djebel Hamouda ou Anouda).

**b) L'organisation constantinoise :**

Elle regroupe les séries néritiques constantinoises au nord et les séries des Sellaoua au sud.

***b.1. Les séries néritiques constantinoises :***

Elles représentent l'essentiel des massifs calcaires qui constituent le môle néritique constantinois et sont caractérisés par une plate-forme carbonatée subsidante surmontée d'une couverture marneuse du Crétacé supérieur pouvant atteindre l'Oligocène supérieur (P-E. Coiffait, 1992).

D'après J.M. Vila (1980), la série des massifs méridionaux ne dépasse pas l'Aptien et se termine par un contact anormal.

Par contre, M. Chadi (1991) montre que ce contact n'est pas mécanique mais sédimentaire, caractérisé par des phénomènes sédimentologiques qui indiquent une émergence. Il conclut à la superposition stratigraphique normale de la couverture sur les calcaires néritiques, par l'intermédiaire d'une surface durcie d'extension régionale.

***b.2. Les unités des Sellaoua :***

Elles ont fait l'objet d'études entreprises par J. Blayac (1912), L. David (1956) et C. Voûte (1967). Cette zone a été connue sous le nom de «zone à écailles» et fut intégrée dans l'avant pays allochtone par J.M Vila.

Les unités des Sellaoua se caractérisent par une sédimentation argilo-marneuse durant tout le Crétacé. Le Djebel Djaffa offre une image de transition entre les séries néritiques constantinoises méridionales et les séries septentrionales des Sellaoua.

**c) L'organisation Algéro-Tunisienne :**

Elle est propre aux confins algéro tunisien et à la Tunisie septentrionale, et a fait l'objet d'études entreprises par H. Rouvier (1977).

Cette organisation montre une sédimentation analogue à celle des nappes telliennes ou à celles des séries septentrionales de type Sellaoua.

### 3.3. L'avant pays atlasique :

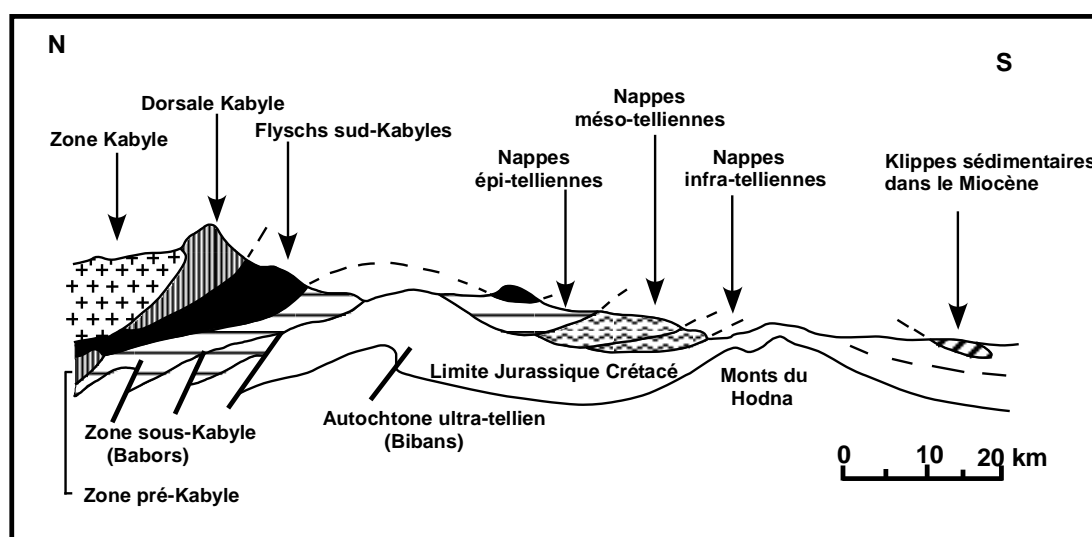
Les séries de l'avant pays atlasique sont représentées d'Ouest en Est par les Monts du Hodna, les Monts de Batna-Bellezma et le massif de l'Aurès.

L'avant pays atlasique se distingue par une série mésozoïque très épaisse où la sédimentation y est restée très homogène et se caractérise par des faciès de plate-forme subsidante envahie par la sédimentation gréseuse qui débute au Berriasien et se termine à l'Albien (R. Guiraud, 1973 ; G. Busson, 1972 ; J. Delfaud, 1974 et 1986, J.M. Vila, 1980).

### III. Les phases tectoniques :

La chaîne alpine d'Algérie s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du bassin Maghrébin dont le contenu a été expulsé et largement charrié au-dessus des zones externes (Fig. 8)

Ces dernières ont enregistré des déformations influencées par l'héritage structural anté-tertiaire (N. Kazi Tani, 1986).



**Fig. 8 : Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie nord-orientale (d'après M. Durand-Delga, 1969)**

Après comparaison des données sur le socle paléozoïque de l'Afrique septentrionale et ceux du Paléozoïque saharien, il est admis que la structuration du bassin maghrébin est héritée d'une structuration ancienne (R. Guiraud, 1973).

Cette différenciation serait due au fonctionnement d'un accident connu actuellement sous le nom de flexure sud atlasique, délimitant la plate-forme saharienne stable des domaines de l'avant-pays de la chaîne des Maghrébides (R. Guiraud, 1973 ; D. Aissaoui, 1984 ; D. Bureau, 1984 et 1986).

## 1) Les phases tectoniques mésozoïques :

A l'échelle des zones externes de l'Algérie Nord orientale, les événements tectoniques mésozoïques ont été peu étudiés. Les travaux réalisés jusqu'à présent s'accordent sur les événements suivants :

### 1.1 La phase permo-triasique :

Elle a débuté dès le Permien et s'est poursuivie jusqu'à la fin du Crétacé inférieur. Reconnue partout dans l'Atlas saharien (Boudjmaa, 1987) et la plate-forme saharienne (R. Guiraud, 1973), c'est une phase distensive de direction NW –SE qui a permis l'ouverture de la Téthys de la reconquête à l'Est et de l'Atlantique.

Les bassins triasique en Algérie ne sont connus que localement et en sub-surface. Les présences des pélites et des évaporites très épaisses dans l'ensemble des domaines externes du Tell témoignent d'une forte subsidence à partir du Trias moyen et supérieur, subsidence certainement facilitée par cette période de distension généralisée.

Les séries évaporitiques sont accompagnées d'un volcanisme basique contemporain a une sédimentation argilo-gypseuse dominante (D. Bureau, 1970 ; R. Guiraud, 1973).

Au Lias, la distension se poursuit et provoque une subsidence différentielle qui persiste jusqu'à la fin du Crétacé inférieur avec la structuration générale E-W caractéristique des bassins maghrébin (P. Deleau, 1938 ; G. Durozy, 1960 ; C. Voute 1967 ; N. Kazi-Tani, 1986).

Elle est caractérisée par des changements paléogéographiques majeurs du régime sédimentaire (B. Benest, 1981)

L'approfondissement et le caractère océanique du milieu sédimentaire se confirment et s'accroissent.

Le Malm représente la fin d'une période de distension et de subsidence caractérisant le Lias et le dogger.

La plate-forme constantinoise se distingue dès la fin du Lias comme un haut fond à sédimentation calcaire dominante (S. Guellal et al. 1973).

La tectonique mésozoïque est mise en évidence par des variations de faciès, des lacunes de dépôts et des discordances angulaires.

En effet, trois phases tectoniques localisées au passage Jurassique- Crétacé inférieur, à l'Albo-Cénomaniens et au Sénonien inférieur, ont été décrites par plusieurs auteurs.

### 1.2 La phase du passage Jurassique-Crétacé (néocimmérienne) :

Le Malm supérieur représente la fin d'une période de distension et de subsidence caractérisant le Jurassique inférieur et moyen.

Dans les zones telliennes les structures associées à la tectonique du passage Jurassique-Crétacé sont attestées par des discordances angulaires qui marquent la base du Crétacé inférieur (J. Savorin, 1904 ; M. Durand-Delga, 1949 et 1955).

Le Portlandien et la majeure partie du Berriasien se caractérisent par la fréquence au sein de la sédimentation de remaniements synsédimentaires. Ces derniers, liés à l'instabilité

permanente des fonds marins, représentent la manifestation de la phase néocimmérienne (M. Leikine, 1969).

### **1.3 La phase distensive Albienne :**

Différents auteurs ont remarqués que la fin du Crétacé inférieur marque un tournant dans la dynamique de déformation. On passe alors de l'extension subméridienne qui avait prévalu jusqu'alors, à une extension d'orientation ENE-WSW à E-W responsable de la dislocation des plates-formes. C'est à cette époque aussi que produit la montée du Trias salifère. Pour J.M.Vila (1994,1996) il se produit la mise en place de "glaciers de sel" à l'intérieur de la série albienne.

Cette extension, s'accompagne d'un accroissement du flux thermique (Perthuisot, 1978) et d'une activité magmatique guidée par des failles NW-SE dans le Sahel et la mer pélagienne.

En Algérie orientale, plusieurs auteurs, et en plusieurs endroits, ont mis en évidence la lacune de l'Albien inférieur et parfois de l'Albo-Cénomaniens inférieur, lacunes générées par une phase tectonique albienne bien connue en Tunisie (P. Haller, 1983 - M. Bedir, 1988 et H. Zouari, 1999).

Dans le néritique constantinois, cette phase s'associe à une sédimentation glauconieuse syn-tectonique et succède à une période de non dépôt pendant l'Aptien terminal-Albien inférieur, parfois à l'Albo-Cénomaniens inférieur. Elle génère une tectonique en blocs basculés, dont certains restent émergés durant l'Albien et le Cénomaniens inférieur (M Chadi, 2004 - Y. Aris, 1994), contrôlés par les accidents de direction NE-SW (Y. Aris, 1994).

Quantifiée dans les massifs néritiques septentrionaux par Y. Aris. (1994), dans son étude tectonique et microtectonique sur le constantinois central, elle est de direction globalement E-W (N120°E).

### **1.4 La phase anté-sénonienne (Autrichienne) :**

Cette phase a été décrite à la base du Sénonien, c'est une phase compressive qui a engendré des plis E-W (M. Durand Delga, 1955 - P. Deleau, 1938 - Y. Aris, 1994) ainsi qu'une forte schistosité de fractures dans les Babors, mise en évidence par plusieurs auteurs (M. Leikine et V. Velde, 1974 - D. Obert, 1981).

Les structures issues de cette phase, sont liées à des discordances, des lacunes et des intercalations détritiques.

Dans les massifs de constantinois, plusieurs auteurs (R. Van de Fliert, 1955 - B.C. Bar, 1955 - G.Durozoy, 1960 - C.Voute, 1967) ont mis en évidence, des lacunes du Turonien et du Sénonien inférieur, des remaniements conglomératiques du Vraconien-Turonien dans le Sénonien dans la partie Nord du domaine néritique (massif du Chettabah), la présence de nombreux hard-grounds et de faciès néritiques en lentilles (massif du Karkara).

A cette époque la différenciation paléogéographique apparue au Crétacé inférieur se poursuit et s'accuse par le fonctionnement des zones positives et négatives.

Dans le domaine néritique, la construction de l'entablement carbonaté s'achève avec l'émersion définitive de la fin du Crétacé supérieur. Cette émersion est confirmée par S. Guellal et al. (1973).

## **2) Les phases tectoniques Tertiaires :**

La chaîne alpine de l'Algérie Nord-orientale s'est surtout structurée pendant les phases Tertiaires.

### **2.1 La phase fini-lutétienne :**

Cette phase compressive se situe vers la fin du Lutétien, appelée, aussi phase fini-lutétienne (M. Durand Delga, 1969 et J.F. Raoult, 1974), phase atlasique (R. Guiraud, 1973) ou phase priabonienne (J.M. Vila, 1980).

C'est une phase qui a commencé à structurer progressivement l'édifice atlasique dès la seconde moitié de l'Eocène. Elle marque la fin d'un grand cycle sédimentaire ayant débuté dès le Trias supérieur, et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations tectoniques locales enregistrées avant le Cénomaniien (D. Obert et M. Leikine, 1974).

Cette phase est expliquée par la fermeture de la Téthys occidentale par rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie orientale de l'Alboran et la marge africaine tellienne.

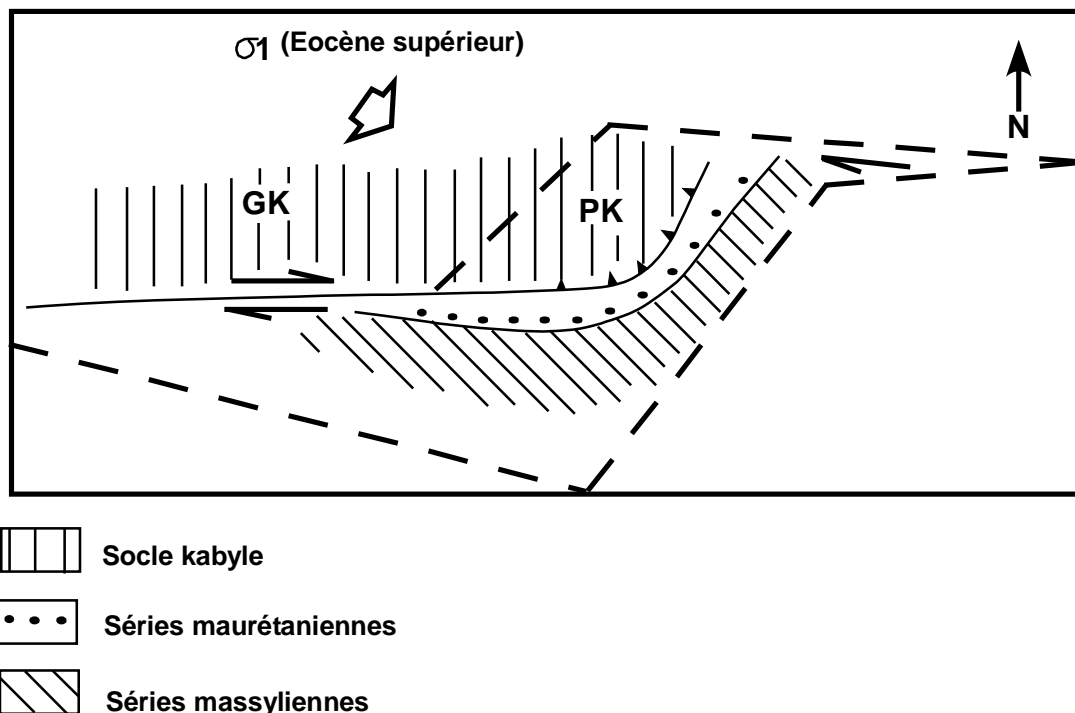
Elle aurait structuré la chaîne calcaire (ou dorsale kabyle), les flyschs et les séries telliennes en grandes lames ou en plis couchés à vergence Sud, avec les unités les plus internes en position plus haute.

En mettant en évidence la superposition d'événements tectoniques dans le temps, J.P. Bouillin (1971-1978) a conclu à l'existence d'une tectonique continue de la fin du Lutétien au Burdigalien moyen.

La tectonique burdigalienne se manifeste par un bombement à l'aplomb du domaine Kabyle méridional. Ce bombement permet l'alimentation en Olistolithes du bassin de sédimentation de l'Oligo-Miocène Kabyle au Nord et la mise en place de la nappe Numidienne au Sud.

En petite Kabylie, cette déformation est matérialisée par des déplacements tangentiels vers l'Est et qui sont responsable de la mise en place des unités de flyschs et de la nappe du socle de petite Kabylie (Fig. 9).

Ces chevauchements sont à l'origine d'un grand cisaillement transcurrent limitant le socle dans sa partie méridionale (Y. Mahdjoub et O. Merle, 1990).



**Fig. 9 : Hypothèse d'une déformation compressive dextre responsable des chevauchements vers l'Est du socle kabyle et de la série des flysch à l'Eocène supérieur (d'après Y.Mahdjoub et O. Merle, 1990).**

Dans l'Atlas saharien où elle est manifestement la plus évidente, en raison de son intensité et du fait de l'absence ou du peu d'importance des déformations ultérieures, elle est responsable de la genèse des grands plis auréliens de direction NE-SW (Djebel Azreg, Djebel Aidel etc ...) et une fracturation parallèle (NE-SW) ou oblique (E-W, WNW-ESE) aux structures anticlinales, (N. Kazitani, 1986 - R. Guiraud, 1990 - D. Bureau, 1996).

## 2.2 La phase miocène :

Caractérisée par une direction de raccourcissement Nord-Sud, elle aurait débuté plus tôt dans les zones septentrionales (Burdigalien moyen) que dans les contrées méridionales (Langhien inférieur) (J.M. Vila, 1977 - M.D. Courme-Rault, 1985).

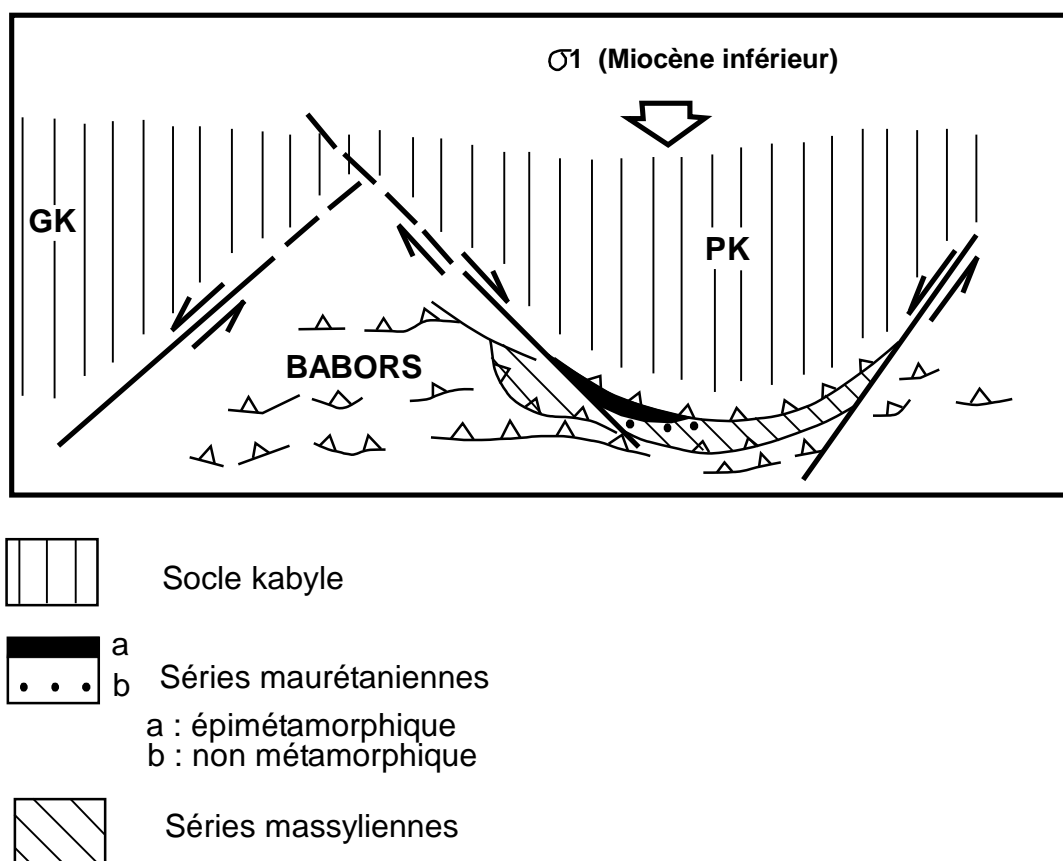
### a) Phase compressive du Burdigalien :

La phase Miocène est caractérisée par une direction de raccourcissement N-S. La partie occidentale de la plaque d'Alboran continue sa migration vers l'Ouest, pour entrer finalement en collision avec la marge rifaine de l'Afrique. Cette migration contribue à l'ouverture du bassin nord algérien.

Elle se manifeste par (Fig. 10) :



- L'avancée de la nappe numidienne vers le Sud et la formation des olistostromes kabyles dans une dépression septentrionale.
- Un bombement à l'aplomb du bord kabyle méridional, où s'étaient antérieurement empilées les unités de flyschs sur les nappes telliennes au Priabonien.
- Des structures plissées, au sud du domaine kabyle.



**Fig. 10 : Les principales déformations rattachées à la compression miocène NS (d'après Y.Mahdjoub et O. Merle, 1990).**

A la fin du Miocène inférieur et au début du Miocène moyen, des bras de mer envahissent des golfes de la partie septentrionale des chaînes algériennes.

Dans les Babors, les premiers sédiments post-nappes marins se déposent. Cette transgression va de pair avec une phase volcanique calco-alcaline et un plutonisme qui a mis en place les intrusions granitiques en grande Kabylie, dans les Babors et en petite Kabylie. Les datations radio-métriques y indiquent souvent des âges entre 12 et 16 Ma.

### b) Phase tangentielle tortonienne

Pour J.M. Vila, (1980), c'est la phase tortonienne majeure, à vergence Sud qui est responsable de vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne.

Toujours selon le même auteur, cette phase serait responsable de la genèse de la nappe néritique constantinoise, des unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble «sud-sétifien» et des «unités méridionales à Nummulites».

Cette phase aurait engendré dans l'ensemble de Algérie Nord orientale les charriages vers le Sud des unités méridionales à nummulites, des unités sud-sétifiennes et des écailles de Sellaoua, ainsi que les plissements à axes E-W des Monts du Hodna jusqu'à la transversale de l'Aurès, générés les « plis emboutis » qui interfèrent et reprennent les plis éocènes.

L'édifice structural généré par la tectonique tangentielle tortonienne serait, d'après J. M. Vila (1980) et du haut vers le bas et du nord au sud le suivant :

- La zone intermédiaire est fortement plissée (Burdigalien-Langhien)
- La zone nappée méridionale, où se manifestent de vastes mouvements anormaux, impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur.
- Les nappes telliennes sont reprises en bloc.
- L'ensemble allochtone sud-sétifien constitue un empilement de lames en série normale.
- La nappe néritique constantinoise et les unités allochtones de type Sellaoua relaient en plan l'ensemble allochtone sud-sétifien vers l'Est.

### 3) La Tectonique récente :

Elle serait responsable de l'orographie actuelle et aurait induit le comblement des bassins mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants.

A l'échelle du Constantinois (Fig. 11), les structures attribuées à cette tectonique évoquent une tectonique polyphasée (Y. Aris, 1994).

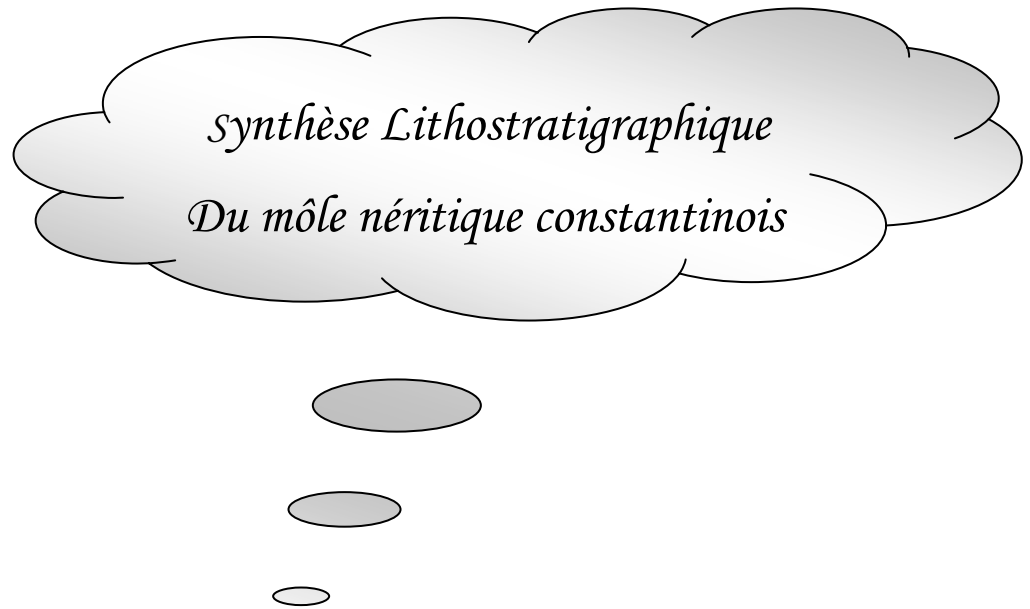
En effet, deux phases successives de distension et de compression ont affecté les formations tortoniennes, entraînant ainsi un resserrement des structures préexistantes et la formation de plis qui s'alignent en gros sur la direction atlasique.

Parmi ces plis on note ceux du Djebel Ouahch, du massif du Chettabah et du Djebel Djaffa.

Par ailleurs, des failles inverses parfois décrochantes ou chevauchantes ainsi que des déformations cassantes de direction E-W et NW-SE, tel l'accident de M'cid Aïcha-Debbar, d'une centaine de kilomètres, peuvent être observées. Le long de cet accident, des chevauchements Nord-Sud post-miocène sont localement signalés (S. Guellal, et al., 1973).

AGES	Formation	Lithologie et style structuraux	Phases tectoniques	
Miocène sup. Pliocène et Quaternaire	Formations continentales marines		Phases récentes	
			Phase compressive N170° Miocène terminal	
Oligo- Miocène  Oligocène Eocène	Nappe Numidienne		Phase compressive N20°-30° Miocène inf-moyen	
			Phase compressive N120° Eocène sup.	
Paléocène	Calcaires phosphatés et calcaires à silex		Couverture	Phase N-S compressive sénonienne
	Marnes			
Sénonien supérieur	Marnes et marno- calcaires	Plate-forme	...Surface d'érosion régionale...	
Sénonien inférieur	Calcaires Néritiques de plate-forme		Phase distensive N120° albo- cénomaniennne	
Jurassique Crétacé inf.				

Fig. 11 : Chronologie des phases tectoniques définies dans le Constantinois central (Y.Aris, 1994).



## Chapitre II:

## Introduction :

Dans ce chapitre nous allons faire une synthèse Lithostratigraphique sur les Monts de Constantine. Pour ceci, on se référera aux travaux antérieurs.

Les premières études géologiques qui ont été faites sur les massifs néritiques Constantinois remonte au début du siècle (E. Ficheur, 1900 - L. Joleaud, 1911 - J. Darest de la Chavanne, 1910 - J. Blayac, 1912 - P. Deleau, 1938 - T. Raven, 1957 - B.C. Bar, 1957 - J.R. Van de Fliert, 1955 - G. Durozoy, 1960 - C. Voute, 1967).

Malgré le travail considérable fourni par ces auteurs, dans des conditions souvent difficiles, leurs études stratigraphiques souffrent de nombreuses imprécisions surtout celles effectuées sur les massifs calcaires à causes de la monotonie et de la morphologie des Monts néritiques constantinois (des massifs isolés et séparés de vastes dépressions) qui rendent toute corrélation malaisée.

Mais c'est à partir des années soixante que la stratigraphie et la paléontologie des massifs septentrionaux du môle néritique constantinois furent étudiées par : J.M. Vila et J. Magné, 1969 - P. Macoin et al, 1970 - E. Fourcade et J.F. Raoult, 1973 - Schroeder et al, 1975.

Ces auteurs ont pu montrer à partir d'études stratigraphiques des variations de faciès entre les séries néritiques et les séries des Sellaoua (Djebel Djaffa), ainsi qu'entre les séries du néritiques et les séries situées au NW (Djebel Akhal et le massif du Chettabah).

Le concept de variation de faciès fut par la suite abandonné par J.M. Vila (1980) qui, suite à des études faites sur les massifs néritiques, dans le cadre de travaux pétroliers au profit de la Sonatrach, a conclu à l'allochtonie du môle néritique Constantinois et sa couverture sénonienne.

Ces vues allochtonistes furent vivement contestées par : J.C. Lahondere (1987) ; M. Chadi (1991 - 2004) ; P.E. Coiffait (1992), Y. Aris (1994) qui ont optés pour une superposition d'ordre stratigraphique et non structurale

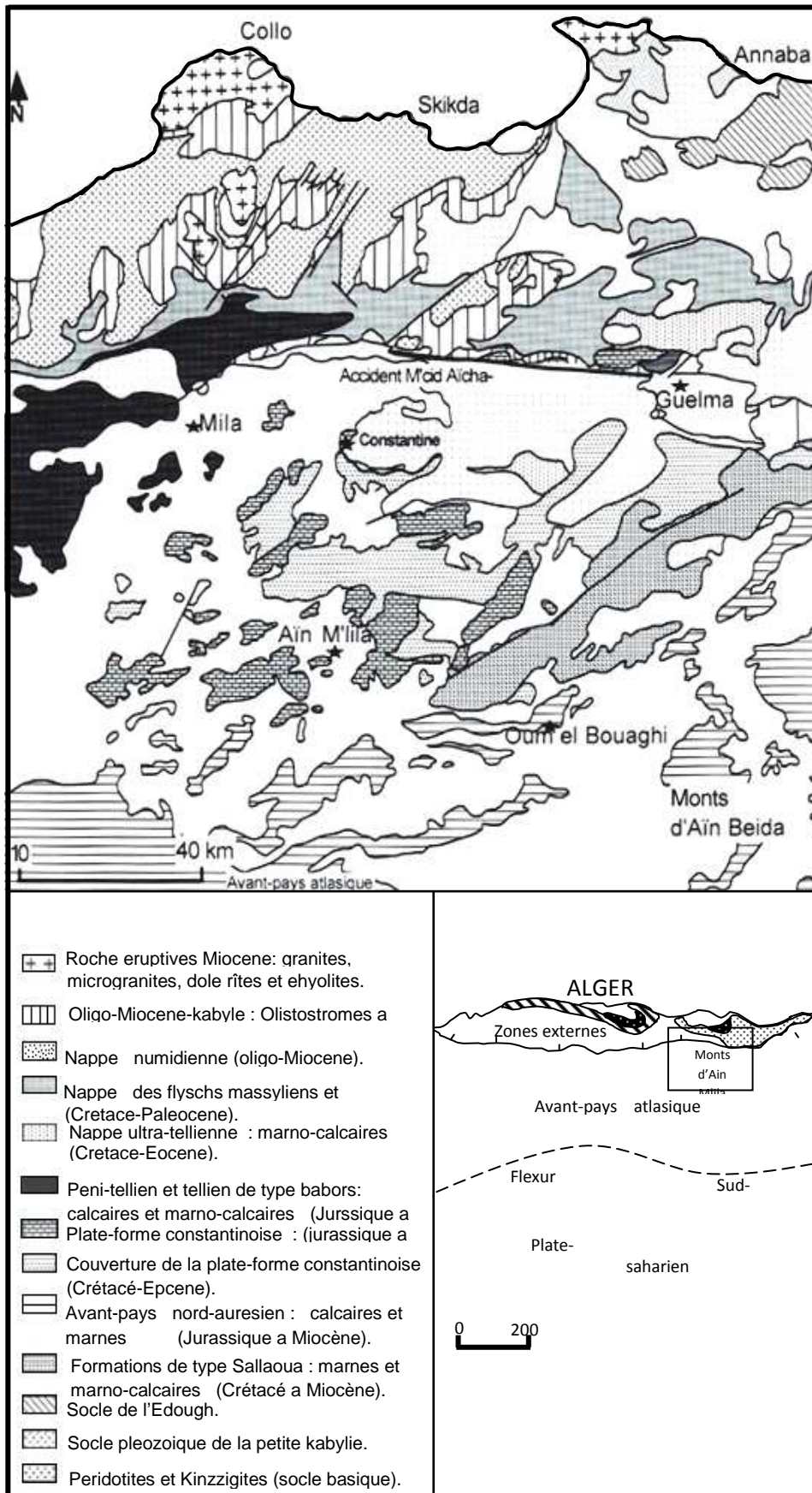
### I. Stratigraphie du mole neritique constantinois ;

La plate-forme néritique constantinoise est une zone haute, plus au moins stable séparant le géosynclinal tellien au Nord du sillon Aurésien au Sud (Fig. 12).

Elle est caractérisée par une sédimentation essentiellement néritique (avec un grand développement des faciès récifaux à subrécifaux) allant du Jurassique à la fin du Crétacé inférieur, surmontée d'une couverture marneuse d'âge Crétacé supérieur à Oligocène supérieur (M. Chadi, 1991 et 2004 - Ph-E. Coiffait, 1992 - Y. Aris, 1994) avec présence par endroits des lacunes de sédimentation notamment à l'Albo-Cénomaniens, au Turonien et au Sénonien inférieur (M. Chadi, 1991 et 2004 - Ph-E. Coiffait, 1992 - Y. Aris, 1994).

La superposition de cette couverture sur les calcaires néritiques de la plate-forme constantinoise, par l'intermédiaire d'une surface durcie d'extension régionale, correspond à un arrêt de sédimentation (M. Chadi, 1991 - Ph.E. Coiffait, 1992 - Y. Aris, 1994).

J.M. Vila (1980) considérait cette surface durcie comme étant un contact mécanique et met en évidence plusieurs unités tectoniques charriées les unes sur les autres.



**Fig. 12 : Carte géologique simplifiée montrant la plate-forme nérétique dans son cadre régional Afin de donner une image d'ensemble de la plate-forme**

## 1) Les massifs méridionaux :

### Le Djebel Guérioun :

Il est situé dans l'aire orientale de notre secteur d'étude et à fait l'objet d'études entreprises par C. Voûte (1967), J.M. Vila (1980), Ph-E. Coiffait et M. Chadi (2004). J. M. Vila (1980) observe (Fig. 13) de la base au sommet :

- Des dolomies noires azoïques rapportées au **Jurassique** ;

Des bancs de calcaires à coprolithes qui marquent la limite **Jurassique-Crétacé** ;

- Des calcaires massifs à *Lithocodium* sp, *Salpingoporella annulata*, *Cuneolina* sp. et *Clypeina solkani*. Cette association date le **Néocomien** ;

- Le **Barrémien** est calcaires à *Orbitolinopsiscapuensis*, *Salpingoporella muehlbergii*, *Salpingoporella melitae*, *Actinoporella* sp, *Pseudoactinoporella fragilis*. Il se termine par le repère à *Paleodictyoconus arabicus* associé à *Palorbitolin alenticularis* et à des Choffatelles.

- L'**Aptien** est calcaire et présente l'habituel repère à *Archaeovalveolina reicheli* ;

- De minces couches de marnes et des calcaires à *Aghardiellopsis cretacea* représentent l'**Albien**.

Dans la plus part des massifs néritiques méridionaux, d'après M. Chadi (1991 et 2004), l'Albien ne constitue que le colmatage de paléokarsts, avec de très minces niveaux de marnes et de calcaires à Mélobésiées (*Aghardiellopsis cretacea*). Cette observation est confirmée par Y. Aris (1994) dans les massifs néritiques centraux.

Cependant, il a été repéré au niveau du Djebel Tolba, dans le massif du Nif Ennser (M. Chadi, 1991) ou il est discordant sur l'Aptien, localement conglomératique et montre une épaisseur assez importante (une centaine de mètre).

Il est représenté par une séquence binaire de marnes et calcaires microbréchiques à colomielles qui se terminent par une surface durcie qui traduit une instabilité synchrone aux dépôts albiens.

Pour J. M. Vila ces niveaux se terminent par un contact mécanique et les niveaux sus-jacents représentent les séries telliennes méridionales à Nummulites dans le synclinal du Taxas et les séries de type Sellaoua dans la fenêtre du Djebel Fortass

Cette opinion n'est pas partagée par J.C. Lahondère (1987) pour ce qui est du synclinal du Taxas ou il observe que le contact est bien "un hard-ground riche en cavités dues à des lithophages" (J.C. Lahondère, 1987, p. 146) et non un contact mécanique, sur lequel reposent des marnes jaunes à microfaune pélagique du Vraconien.

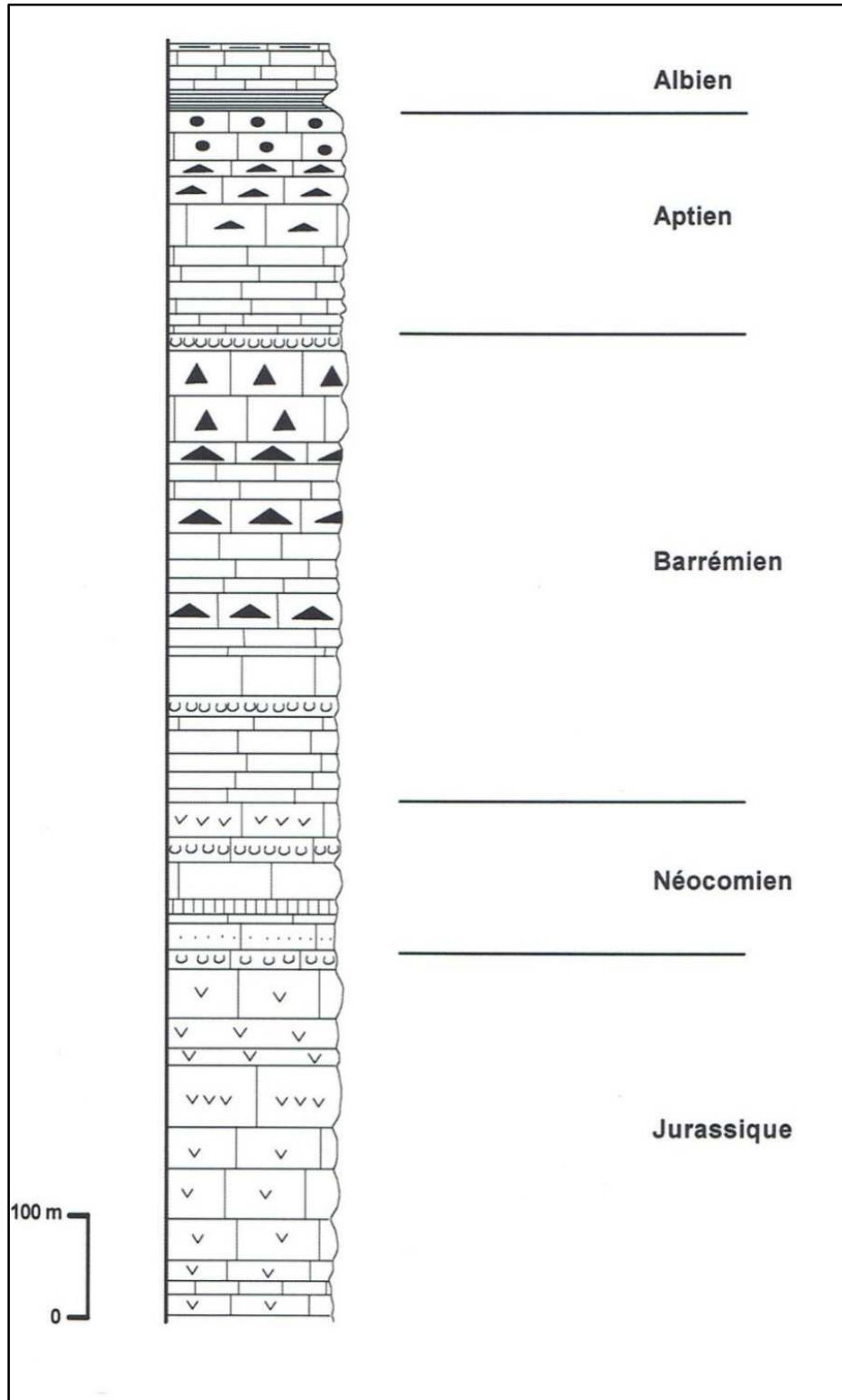


Fig. 13 : Log stratigraphique du Djebel Guérioun (d'après J.M. Vila, 1980).



P-E. Coiffait (1992) et M. Chadi (2004) décrivent, sur le revers sud du Djebel Guérioun et en plusieurs endroits des massifs néritiques méridionaux, des marnes pélagiques à microfaune **cénomano-turonienne** reposant stratigraphiquement sur les calcaires néritique albo-aptiens par l'intermédiaire d'une surface durcie.

Seul un affleurement daté **Cénomaniens inférieurs à faciès néritique**, conglomératique à ammonites et oursins, discordant sur l'Aptien a été décrit par M. Chadi (1991). Il se situe dans la vallée entre le Djebel Tolba et le Djebel Guelaat Ouled el Hadj, à l'Ouest du massif du Nif Enncer.

- La série se poursuit avec des marnes grises comportant des bancs de calcaires gris représentant le **Sénonien inférieur** et le **Campanien**.

- Le **Maestrichtien** est représenté par des calcaires à inocérames et des marnes.

- Des marnes noires à *Globorotalia pseudomenardi* et *Globorotalia velascoensis* caractérisent le **Paléocène**.

- L'**Eocène** est représenté par des calcaires à silex et Nummulites et des marnes phosphatées.

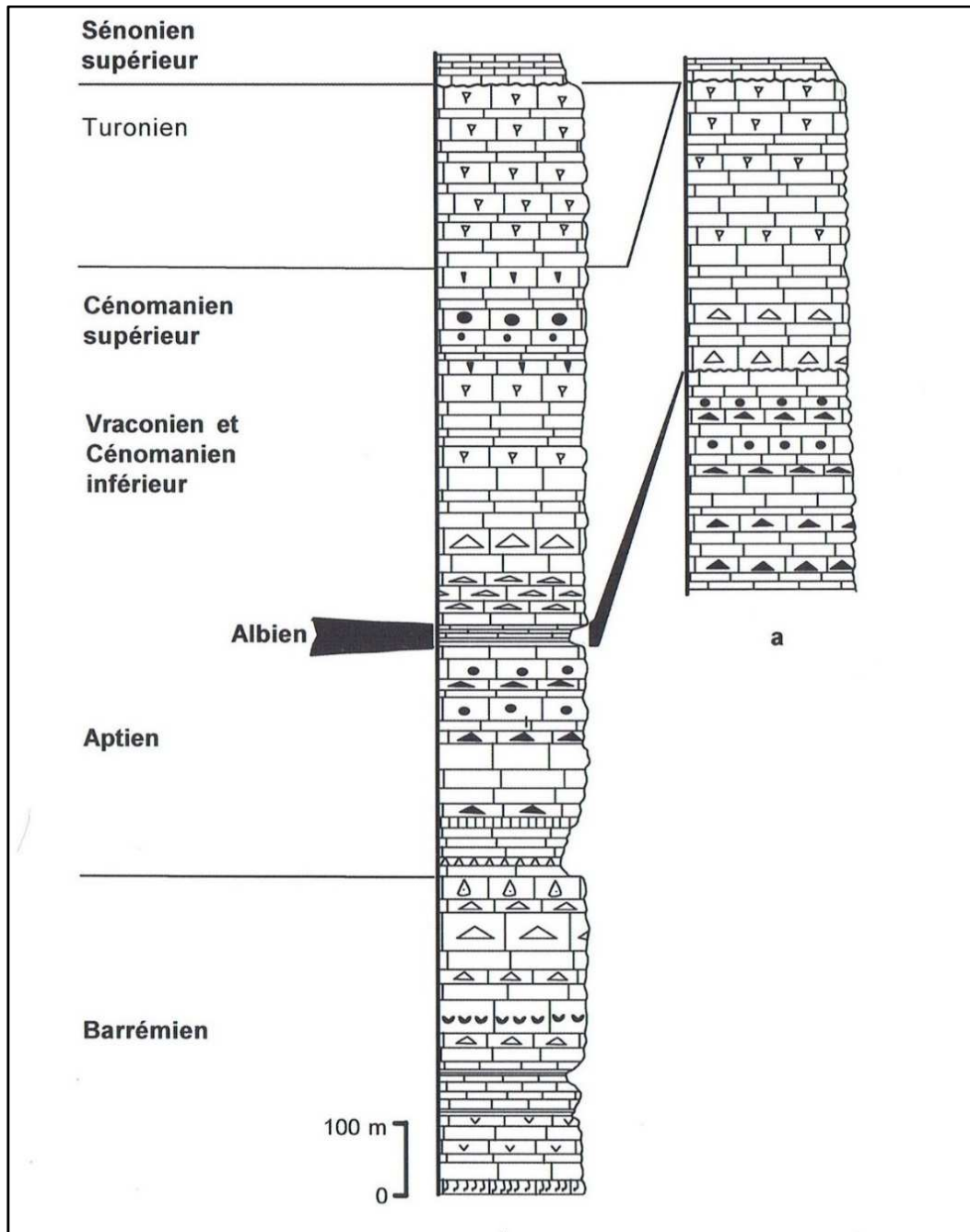
- La série se termine par des marnes jaunâtres à boules jaunes à Uvegerines et Bolivines. Il s'agit du **Lutétien**.

## 2) Les massifs néritiques centraux :

### L'ensemble Oum Settas-Mazela :

Situé à une vingtaine de Km à l'Est de Constantine, il a été cartographié par T. Raven (1957), étudié par J.M. Vila (1980) et Y. Aris (1994). J. M. Vila y distingue (Fig. 14) :

- Des calcaires massifs à *Orbitolinopsis capuensis*, *Actinoporella podolica*, *Choffatella decipiens*, *Salpingoporella muehlbergii* et se terminent par des calcaires à *Palorbitolina lenticularis* et *Paleodictyoconus arabicus*, association qui indique le **Barrémien supérieur**.



**Fig. 14 : Représentation schématique de la série du massif de l'Oum Settas (d'après J.M. Vila, 1980).**

**A : Ouest du Djebel Oum Settas et Djebel Mazela.**

**B : Centre du Djebel Oum Settas.**

- L'**Aptien** est formé de calcaires micritiques à *Salpingoporelladinarica* et *Archaeovalveolina reicheli*.
- L'**Albien** est localisé dans la moitié est du massif et contient des Mélobésiées (*Aghardiellopsis cretacea*, *Lithophyllum sp.*)
- Le **Cénomanién** est transgressif sur l'Aptien à l'Ouest du massif. Il est représenté par des calcaires blancs massifs à *Rotaliporaappenninica*, *Thalmaninella brotzeni*, *Orbitolina gr. concava* et *O. gr. conica*. Il se poursuit par des biomicrites à *Chrysalidina gradata*, *Cisalveolinafallax* et de rares *Praeglobotruncana stephani* et se termine par des niveaux à Rudistes à nombreuses sections de *Caprina schiosensis*.
- Le **Turonien** correspond à des micrites à *Globotruncana helvetica*.

Cependant J. C. Lahondère (1987) signale l'existence au Cénomanién supérieur d'un niveau de marnes vertes à microfaune pélagique (*Rotalipora greenhornensis*).

- Le **Sénonien** est transgressif, peu épais et en affleurements dispersés autour du massif. J. M. Vila cite une association de microfaune qui indique le Campanien et le Maestrichtien.

### 3) Les massifs nord-orientaux :

#### La série du Djebel Debar

Le Djebel debar est situé à une dizaine de km au nord-ouest de la ville de Guelma représente un vaste anticlinal de direction variant de NE-SW à E-W, intensément faillé.

Sa série stratigraphique montre des analogies à celle des massifs méridionaux pour le Jurassique et le Crétacé inférieur, et à celle des massifs centraux pour le Crétacé supérieur (Fig. 15).

- Des dolomies noires rapportées au Jurassique sans arguments paléontologiques.
- Des calcaires à *Neotrocholina valdensis* et *Salpingoporella annulata* datant le Néocomien.
- Des calcaires massifs qui se terminent par l'habituel repère à *Palorbitolina lenticularis*, *Paleodyctioconus arabicus* et *Choffatella decipiens* du Barrémien.
- Des calcaires à dasycladales dans la partie inférieure qui se terminent par le repère à *Archaeovalveolina reicheli* qui date l'Aptien supérieur.
- Le Vraconien-Cénomanién inférieur, discordant sur l'ensemble précédent, débute par des couches à *Aghardiellopsis cretacea* et se termine par des calcaires à *Rotalipora sp.*, *Orbitolina conica* et *Hedbergella sp.*
- Le Sénonien montre lui aussi une légère discordance et débute par le Campagnien à l'Est du massif alors qu'à l'Ouest, il débute par des ternes plus anciens.

FV

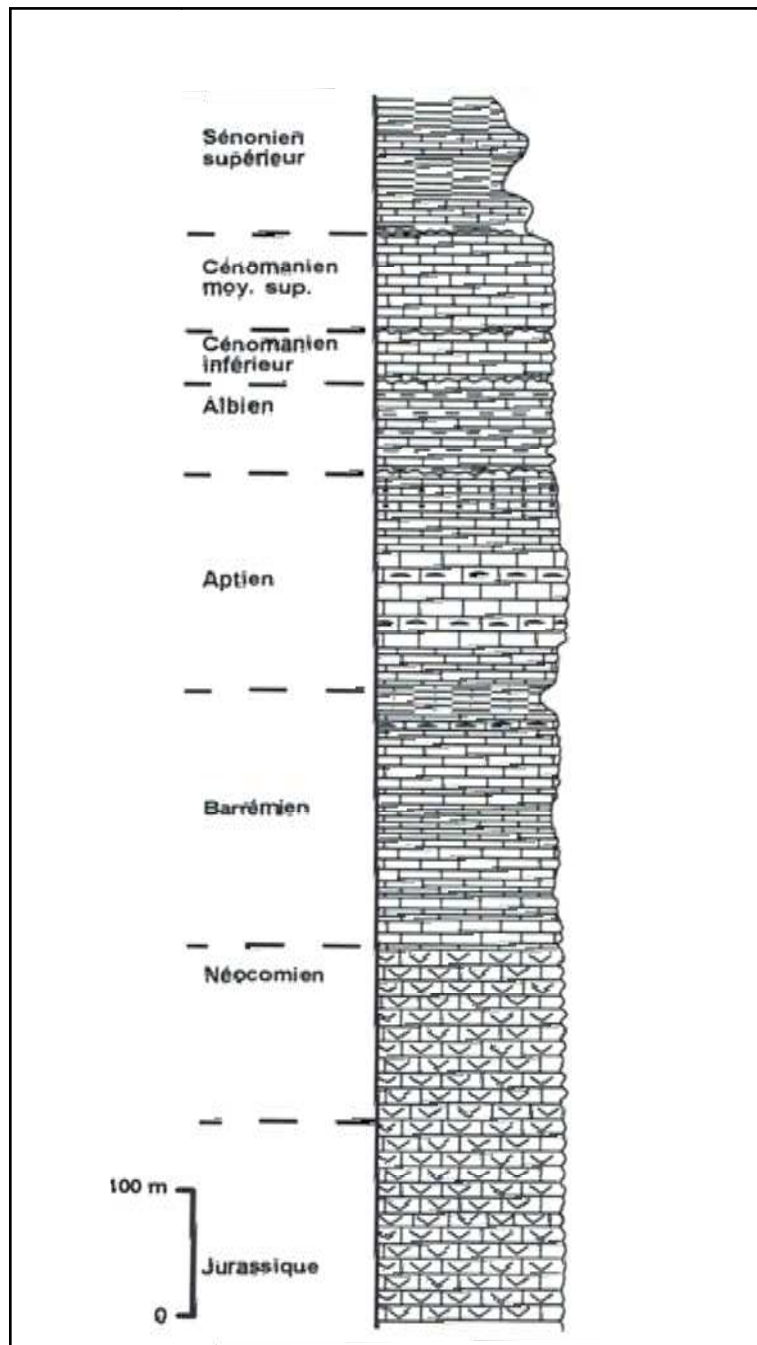


Fig. 15 : Log stratigraphique du Djebel Debar (d'après M.Chadi 2004)

#### 4) Le bassin SE (sillon des Sellaoua) :

##### La série des Sellaoua (Fig. 16)

Après les études des précurseurs (Darest de la Chavane 1910 et Blayac 1912) ; de nombreux travaux ont été consacrés à ces séries (C. B. Bär, 1957 - L. David, 1956 - C. Voûte, 1956 et 1967).

Par la suite, et dans le cadre de travaux pétroliers, la région fut de nouveau l'objet d'explorations géologiques entreprises par S. Guellal et J. M. Vila (1980). Les travaux de ces derniers n'ont donné que peu de résultats sur le plan stratigraphique qui ont été fixés dans les grandes limites par les travaux de C. Voûte (1967).

- Le **Valanginien** : il n'est connu qu'en un seul endroit au Nord du Kef Telesha dans la partie méridionale des Sellaoua. Il s'agit d'argiles vert-olive à intercalations sableuses au sommet de laquelle C. Voûte (1967) cite : *Pseudobelus bipartitus*, *Hibolites pistilliformis*, *Duvalia lata*, *Belemnites* sp., *Aptychus* cf. *angulocostatus*.

- L'**Hauterivien** : du fait de l'absence de macrofaune et de microfaune dans la sédimentation, cet étage n'est pas caractérisé, mais rien n'indique son absence dans cette région.

- Le **Barrémien** correspond à une série très monotone de marnes et d'argiles gréseuses à intercalations de grés fins, couronnée par un horizon marno-calcaire à *Criocerass* sp., *Duvalia* sp., *Pulchellia* cf. *pulchella*.

- L'**Aptien** est composé de marnes vertes ou grises avec des niveaux marno-calcaires et des niveaux de grés gris très fins à nombreuses Ammonites.

- L'**Albien** est représenté par des marnes et des argiles gréseuses à intercalations de grés à *Ticinella* cf. *bejaouensis*, *T.* sp., *Gavelinella* sp., *Rotalipora appenninica*, *R. globotruncanoides*, *Praeglobotruncana stephani* et de nombreuses Hedbergelles.

- Le **Cénomanién inférieur** est très épais, marneux et très fossilifère. Il livre d'abondantes microfaunes et faunes pélagiques.

- Le **Turonien** et le **Sénonien** sont constitués d'une alternance monotone de marnes et de micrites riches en microfaune.

- Le **Paléocène -Eocène** : seul un petit affleurement, situé à l'Ouest des Sellaoua est attribué à l'Eocène par L. David (1952). Il est constitué de calcaires phosphatés et de marnes glauconieuses.

Notons que le Djebel Djaffa, exploré par J. Blayac (1910), étudié par C. Voûte (1969), puis revu par J. M. Vila (1980), offre une image de transition entre le sillon des Sellaoua et les massifs néritiques méridionaux.

L'intérêt de ce massif réside dans le fait qu'il était le massif type des variations brusques de faciès au Crétacé inférieur (C. Voûte, 1969).

Ces passages latéraux de faciès entre le sillon des Sellaoua, à sédimentation pélagique, et la plate-forme constantinoise, à sédimentation benthique, serait du à l'existence d'une flexure entre ces deux domaines et qui aurait fonctionné dès le Jurassique supérieur.

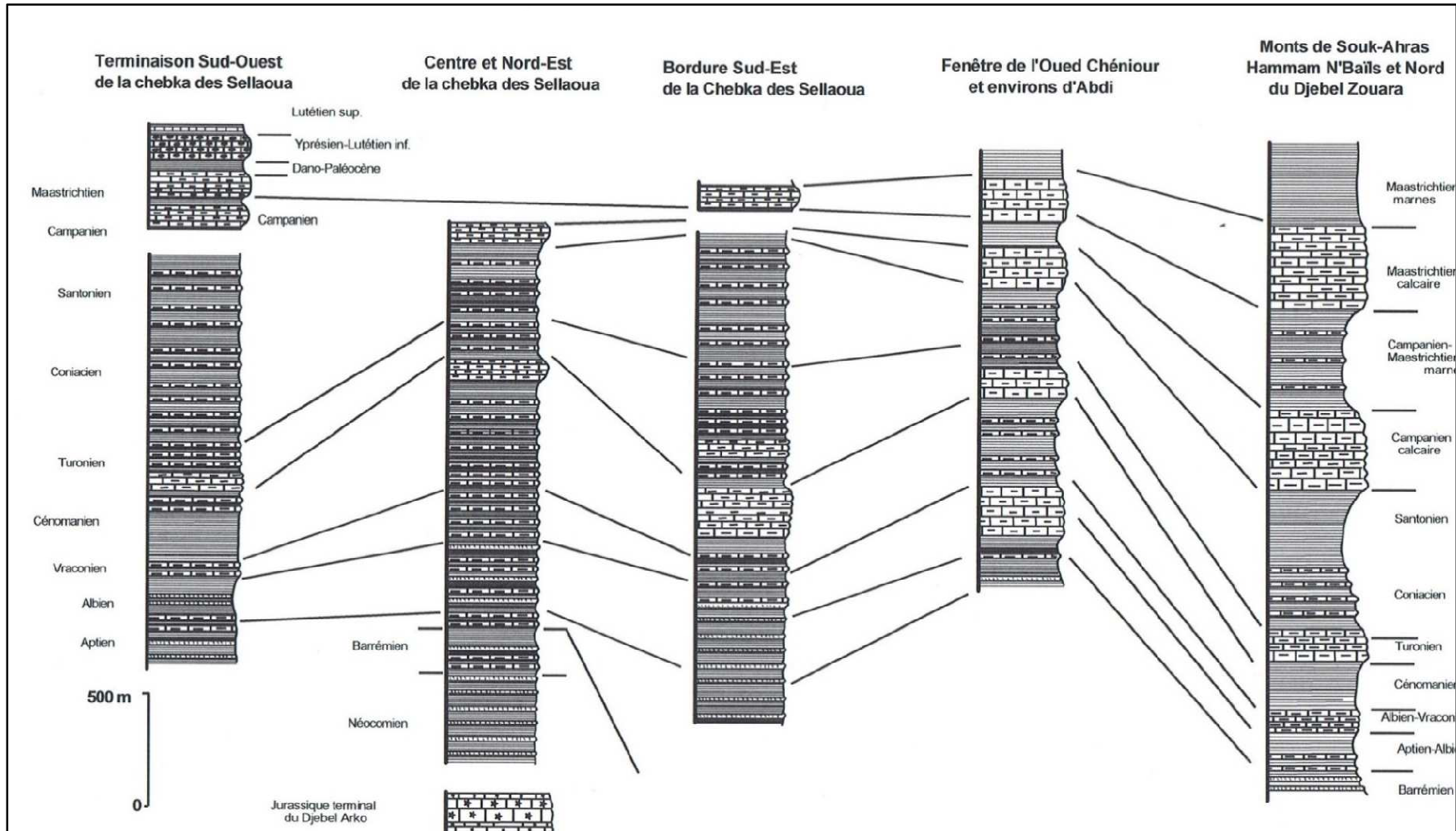


Fig. 16 : Log stratigraphique des Sellaoua (d'après J.M.Vila, 1980)

## 5) Le bassin au NW (péni-tellien) :

### La série du Djebel Akral :

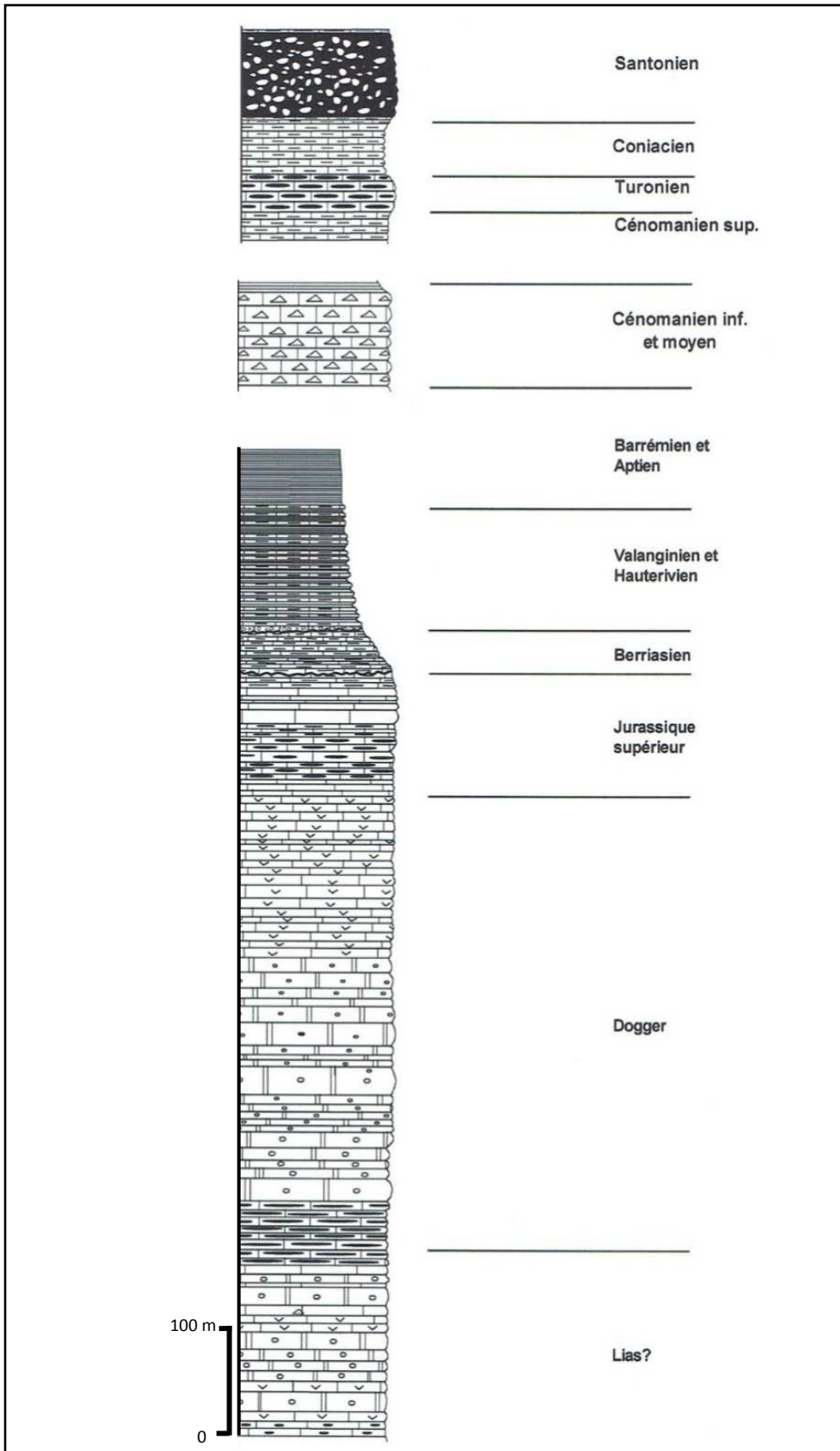
Situé à 30 Km à l'Ouest de Constantine, il a été étudié par L. Joleaud (1911) et par J. M. Vila (1980) dans le cadre de travaux pétroliers.

L'auteur distingue la série suivante (Fig. 17) :

- Le **Lias** n'a pas été daté et ne renferme que des sections d'Echinodermes et d'Ostracodes. Les niveaux à silex sont aussi un excellent argument pour le **Lias supérieur**.
- Le **Dogger-Malm inférieur** correspond à une puissante série carbonatée à *Protopenneroplis striata*, à débris de Polypiers ou de tubes à Annélides et à spicules. Au sommet, apparaissent des microfaciès à Protoglobigérines.
- Le **Malm** est identifié par l'apparition des *Saccocoma* en abondance.
- Le **Tithonique supérieur** est daté par une association à *Calpionella alpina*, *Crassicolaria intermedia*, *C. brevis*, *Trocholinasp.*, *Protopperoplis trochangulata*.
- Le **Berriasien** débute avec l'apparition de *Tintinnopsellacarpathica* et se poursuit par des micrites à *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex* et *Tintinnopsella carpathica*.
- Le **Valanginien inférieur** est identifié par une association à *Calpionellites darderi*, *C. oblonga*, *C. simplex* et *Tintinnopsella carpathica*.

Il est riche en Ammonites avec : *Neocomites neocomiensis*, *Thurmannicerassp.*, *Neolissoceras grasi*, *Kilianella sp.* avec des débris de *Duvalia sp.* dans les conglomérats.

- Le **Valanginien supérieur** permet de récolter *Neolissoceras grasi*, *Olcostephanussp.*, *O. hispanicus*, *Teschenites sp.*, *Neocomites sp.*, *Phylloceras tethys*, *Bochianites sp.*
- L'**Hauterivien** est lui aussi daté par des Ammonites : *Phyllocerassp.*, *Spitidiscus sp.*, *Olcodiscus sp.* et *Lamellaptychus angulo-costatus*, *L. seranonis*, *Duvaliasp.*, *Crioceratites gr. grignouxi*, *C. nolani*.
- Le **Barrémien** ou l'**Aptien inférieur** a été identifié par L. Joleaud (1911) avec des Ammonites : *Phylloceras infundibilum*, *Parahoplites nolani*, *P. sp.*, *Crioceras sp.*, *Belemnopsis minimus*.
- L'**Aptien** franc livre des *Chelonicerassp.*, *Silesites sp.*, *Aconoceras sp.*



**Fig. 17 : Représentation schématique de la série du Djebel Akhral (d'après J.M. Vila, 1980).**



- Le **Gargasien** est riche en faune avec : *Cheloniceras* sp., *Acanthoplites* sp., *Valdedorsella* cf. *anfladei*, *V. sp.*, *Phyllopacchyceras baborense*, *P. sp.*, *Tatragonites duvali*, *T. sp.*, *Uhligella* cf. *walleranti*.

- Le **Clansayésien** a livré à L. Joleaud : *Phylloceras semisulcatum* var. *kiliani*, *P. infundibulum* var. *baborensis*, *Ptychoceras laeve* var. *hameimaensis*, *Uhligella clansayense*, *Latidorsella akuschaensis*, *Silesites seranonis* var. *interpositus*, *Parahoplites schrammeri*, *Douvilleiceras bigoureti* et *Belemnopsis minimus*.

- L'**Albien** moyen a livré à L. Joleaud : *Jauberticeras latecarinatum*, *Ptychoceras loeve* var. *hameimaensis*, *Uhligella rebouli*, *Puzosia paronae*, *P. getulina*, *Silesites* sp.

Pour J. M. Vila, la série du néritique constantinois se termine ici. Les formations qui viennent sur cette série appartiennent au pénitellien (dans le sens structural).

- Le **Vraconien-Cénomancien inférieur** est représenté par des calcaires à *Orbitolina conica* et à sections de Caprinidés.

- Le **Turonien** est daté par une microfaune à grosses Hedbergelles, *Globotruncana renzi* et *G. helvetica*. Il est accompagné de silex noirs.

- Le **Coniacien** contient de nombreuses *Globotruncana*.

- Le **Santonien** conglomératique et discordant avec : *Globotruncana concavata*, *G. elevata*, *G. fornicata*.

La série stratigraphique de ce massif représente une transition entre les séries néritiques constantinoises et les séries du sillon tellien caractérisées par des faciès purement pélagiques. Cette transition serait certainement due à l'existence d'une flexure entre le sillon tellien et la plate-forme néritique.

## II. Paléogéographie des Monts de Constantine :

La synthèse des études Lithostratigraphique faites sur les massifs néritiques constantinois a permis de dégager les grandes lignes de la paléogéographie de la région d'étude.

Les premiers traits de la paléogéographie des massifs constantinois commencent dès la fin du Jurassique, ou ils apparaissent comme une plate-forme carbonatée bordée au Nord-Ouest et au Sud Est par deux sillons ou on observe le début de dépôt de sédiments pélagiques.

Durant tout le Crétacé inférieur, cette plate-forme carbonatée montre des faciès récifaux à périrécifaux d'une sédimentation sous faible tranche d'eau ou la dolomitisation y était importante.

Son extension a varié au cours des temps pour atteindre son maximum au Barrémo-Aptien (Ph-E. Coiffait, 1992) et disparaître au Sénonien supérieur ou il ne subsiste que les faciès marneux.

Ce paysage paléogéographique du constantinois, dominé par une plate-forme carbonatée néritique, a enregistré vers la limite Aptien-Albien, un bouleversement dans les conditions de sédimentation et la nature des dépôts. La sédimentation dans ce domaine de la chaîne alpine d'Algérie orientale enregistre quelques grands événements tectoniques, mais aussi

océanographiques ayant contrôlé la sédimentation de ce secteur, événements dont la portée dépasse le strict cadre régional (P.F. Burollet et N. Ellouz, 1986 ; Martinez et *al.*, 1991).

Ce bouleversement paléogéographique durant l'intervalle Aptien supérieur – Albien, matérialisé par l'ennoyage et la disparition de la plate-forme carbonatée aptienne pendant la transgression albo-cénomaniennne au niveau du secteur d'étude.


Les sédiments argilo-carbonatés prennent le pas sur les dépôts presque exclusivement carbonatés de tout le Crétacé inférieur et montrent une tendance générale à l'approfondissement des milieux avec la mise en place de paléoreliefs (blocs basculés) à l'Aptien supérieur-Albien dans un régime de tectonique extensive (M. Chadi, 1991 ; Y. Aris, 1994 ; Zouari et al. 1999; Dumont et al, 2005).

Au Nord-Ouest de cette plate-forme la sédimentation était marno-calcaire à rare influence récifale : c'est le domaine péni-tellien, qui assure la transition entre la plate-forme néritique constantinoise et le sillon tellien (J.M. Vila, 1980).

Vers le Sud-Est, cette plate-forme était bordé par un sillon à sédimentation essentiellement pélitique et marno-calcaire avec une zone de transition (le Djebel Djafa) qui se distingue par des faciès intermédiaires entre faciès de plate-forme et faciès de bassin. (M. Chadi, 2004).

Au Crétacé moyen et supérieur, on observe sur la plate-forme néritique constantinoise des passages latéraux de faciès en direction du NE, vers les massifs néritiques septentrionaux.

Enfin l'héritage structural mésozoïque a bien marqué la paléogéographie de la plate-forme constantinoise qui s'est trouvé structurée dès la fin du Jurassique par des accidents NE-SW et NW-SE, engendrant au Crétacé «moyen» des horsts, grabens et blocs basculés, qui ont permis à la plate-forme néritique constantinoise d'avoir des dimensions variables au cours des temps (N. Kazi-Tani, 1986).



*Lithostratigraphie des  
Massifs néritiques  
méridionaux*

## Chapitre III :

## I. Lithostratigraphie des massifs néritiques méridionaux :

Depuis les travaux des précurseurs B.C. Bar (1957) ; C.Voûte (1967) ; Van de Fliert et les travaux de J.M. Vila (1980) et ceux plus récents (M. Chadi, 1991 et 2004) – Ph-E. Coiffait (1992) - Y. Aris (1994), les grands traits stratigraphiques des massifs néritiques méridionaux sont actuellement bien connus.

Il s'agit essentiellement d'une épaisse série carbonatée continue du Jurassique au Crétacé inférieur, plus exactement à l'Aptien supérieur, qui se termine par une surface d'émersion d'ampleur régionale.

Cette série carbonatée est surmonté par une série marneuse et marno-calcaire, ce qui met en évidence une coupure très nette entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur.

Avant d'entamer l'étude lithostratigraphique et par la suite sédimentologiques de la série du Crétacé inférieur des monts d'Ain M'Lila, il convient de définir les méthodes d'étude.

### 1) Méthodes de terrain

Avant d'entamer les campagnes de terrain, nous avons établi une synthèse sur les travaux antérieurs disponibles sur le néritique constantinois et plus particulièrement sur le Crétacé inférieur des massifs néritiques méridionaux, objets de notre étude.

Sur le terrain, nous avons disposé des cartes topographiques et géologiques au 1/50.000<sup>e</sup> d'Aïn M'lila (B.C. Bär) et d'Aïn Fakroun (C. Voûte), de la carte géologique au 1/20.000<sup>e</sup> de Constantine (J.M. Vila) ainsi que de la couverture aérienne du secteur étudié et d'un G.P.S. afin de bien positionner les coupes et les échantillons prélevés.

Avec ces éléments de travail, des prospections préliminaires de la région ont permis de reconnaître, de l'Est vers l'Ouest, les massifs suivants :

- Le Djebel Guérioun : c'est un vaste anticlinal (C. Voûte, 1967 et M. Chadi, 2004), limité de son côté ouest par une faille de direction subméridienne.
- Le Djebel Fortass, plus au Nord, c'est aussi une structure anticlinale limitée à l'Ouest et au Nord par des accidents cassants.

La vaste dépression de Taxas, à valeur synclinale, assure la jonction entre ces deux structures.

- Le massif du Nif Enncer : constitué d'une imposante masse carbonatée crétacée, il est affecté par une série de failles subméridiennes, et comporte une structure très complexe avec un déversement vers le Sud.
- Le massif du Guelaat Ouled Sellem : de 8km de long, sur 6 km de large, ce massif est formé de deux anticlinaux séparés par un synclinal (M. Chadi, 1991 et 2004).

Ces premières reconnaissances ont conduit à sélectionner les emplacements des coupes. Dans cette optique, trois facteurs ont été pris en considération :

- Eviter dans la mesure du possible les zones perturbées par la tectonique,
- Choisir des endroits où la série du Crétacé inférieur est la plus complète,

- Lever les coupes sériées valables pour des corrélations et pour étendre les observations latérales.

Ainsi cinq coupes ont été choisies, décrites et échantillonnées (Fig. 18):

- Une coupe principale au Djebel Guelaat Ouled Sellem qui caractérise la série stratigraphique du secteur occidental.
- Une coupe au Djebel Anouda qui caractérise, selon les conceptions de J.M. Vila (1980), le sud-sétifien.
- Une coupe au Djebel Tolba-Guérrouaou afin d'examiner le seul affleurement important de l'Albien.
- Une coupe au Djebel Guérioun qui caractérise la série stratigraphique du secteur oriental.
- Une coupe au Djebel Fortass, avec deux tronçons de coupes.

## 2) Méthodes de laboratoire

### 2.1. Méthodes descriptives

#### *Examen macroscopique*

Une première observation a permis de relever certaines structures (bréchiqes, laminaires,...) et caractéristiques macroscopiques et de sélectionner certains échantillons pour la préparation des lames minces.

#### *Loupe binoculaire et microscope*

La confection des lames minces a été réalisée aux laboratoires des universités de Tébessa et d'Annaba.

Au microscope polarisant, le plan de diagnose suivant a été adopté pour l'étude des lames minces :

- Structure et texture (litée, jointive ...),
- Ciment-matrice (nature, fréquence et granulométrie),
- Inventaire des éléments figurés (nature, fréquence et taille),
- Caractères diagénétiques (bioturbation, lithification, cimentation, recristallisation, dissolution ...),
- Interprétation sédimentaire (énergie, bathymétrie ...)
- Nom de la roche.

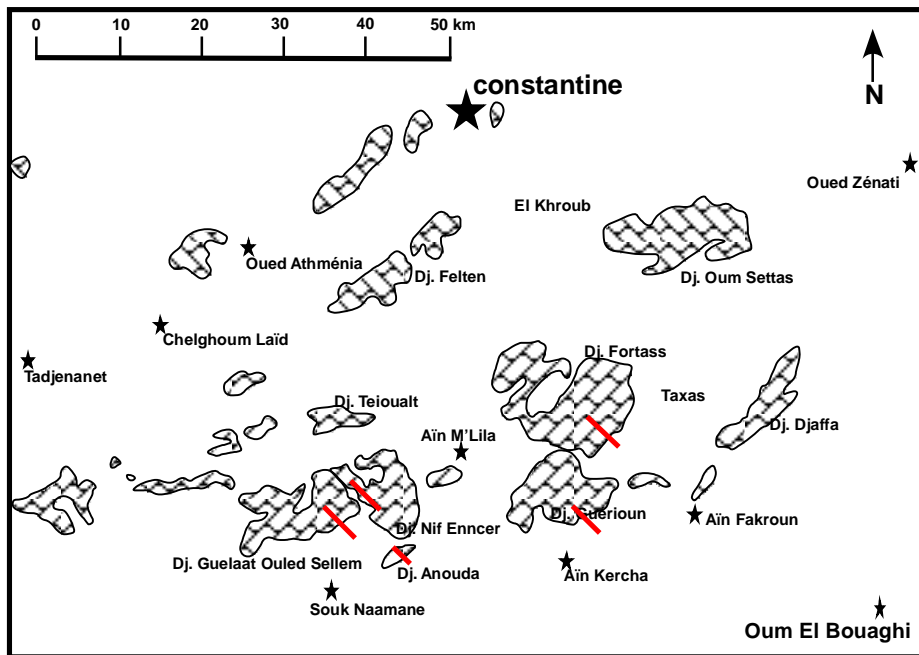


Fig. 18 : Toponymie des massifs néritiques méridionaux et position des coupes.

### 3) La série du Djebel Anouda (ou Hamouda) :

Elle a été étudiée pour la première fois par B.C.Bar (1957), revue par J.M.Vila(1980) pour qu'elle représente la terminaison Nord-orientale de l'ensemble sud-sétifien et enfin décrite par M. Chadi (2004).

On observe du bas vers le haut (Fig. 19) :

Un ensemble qui débute par :

- a : dolomie souvent bréchique, sombre, d'aspect ruiniforme et calcaire dolomitiques cristallins surmonté par des calcaires fins, gris sombre micritiques à rare débris de *Pianella sp.* d'âge Barrémien inférieur.
- b : Un ensemble très variable dans le détail, de calcaire en grosses barres, de calcaires dolomitiques et de dolomies.

Il débute par des alternances de marnes gréseuses, vertes, de dolomies plus en moins gréseuse en bancs métriques à décimétriques formant des barres. Elle se poursuit par des grés roux à ciments dolomitique et se termine par des marnes gréseuses à intercalation de grés et de dolomies. C'est dans ce niveau-là que se trouvent des barres de calcaire à *palorbitolina lenticularis* et *paleodictyoconus arabicus*(planche I) repère qui indique le **Barrémien sup.**

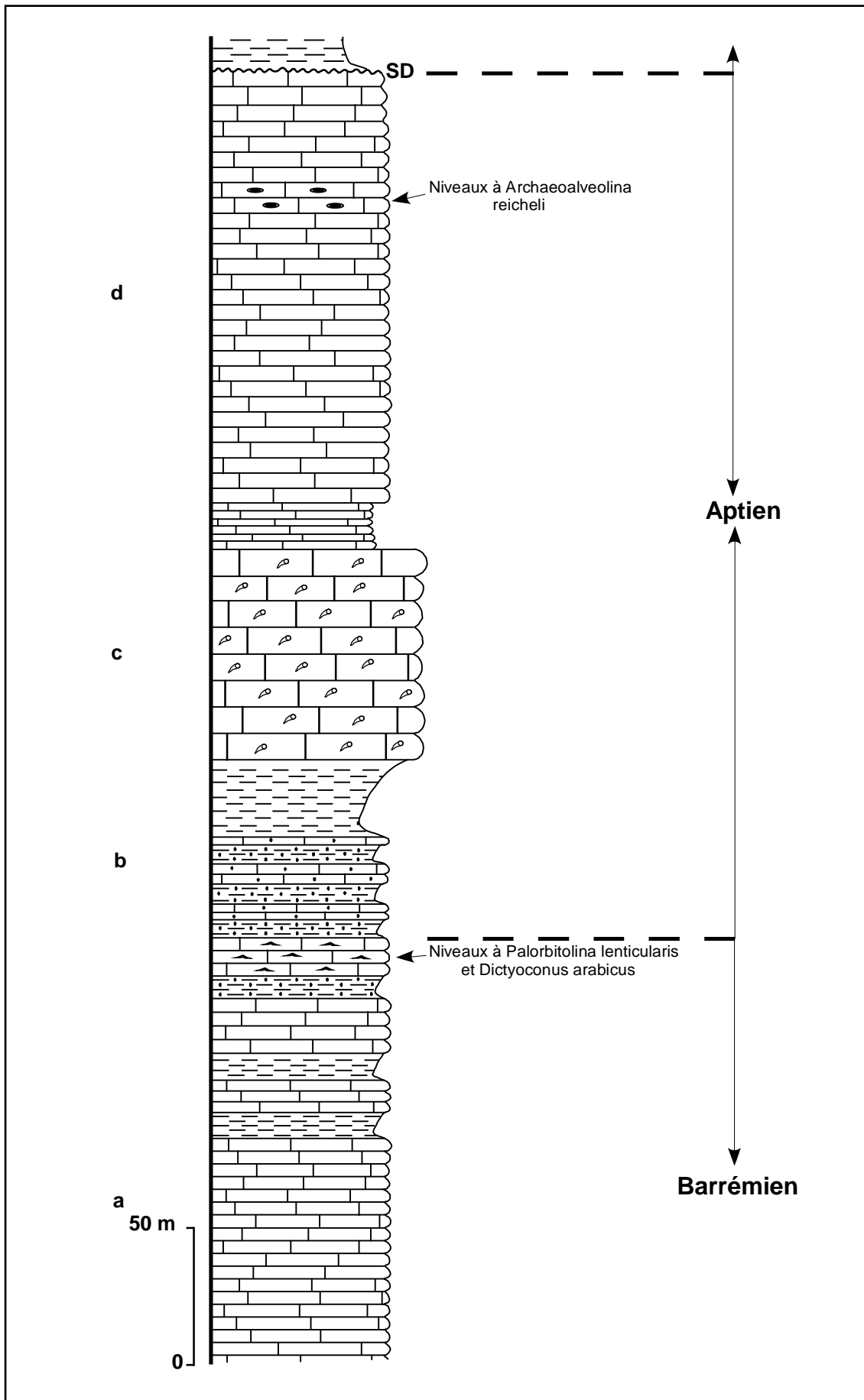


Fig. 19 : Coupe stratigraphique du Djebel Anouda (d'après M.Chadi 2004)

NB : la présence de minces croutes ferrugineuses à la base de certains bancs dolomitiques est significative. Elles peuvent traduire des périodes plus ou moins importantes de non dépôt. L'épaisseur des intercalations dolomitiques et surtout marno-gréseuses diminue du Sud vers le Nord, mais le faciès reste à peu près constant tout le long des Monts d'Ain M'Lila.

- c : Un ensemble franchement calcaire qui débute par :

Une barre de calcaire à rudistes formant corniche comportant à la base des calcaires gris fins ou J.M.Vila a signalé *Neotrocholina friburgensis* ; surmonté par des marno-calcaires à orbitolines (c'est au sein de ce niveau et plus à l'ouest sur le Djebel Snobra que B.C. Bar signale l'existence de calcaires à characées.

- d : ensemble de calcaire gris blancs, très fins à miliolidés et à orbitolines ,en bancs massif à la base et en banc décimétriques au sommet renfermant *Archaeoalveolina reicheli* de Castro, *coskinilina gr sunnilandensis* maync, *sabaudia minuta* hofker, *débarina hahounersis* Fourcade, des Miliolidés (*Quinqueloculina* sp), des *trochamminidé* (planche I) et des débris d'Algues qui indique l'Aptien supérieur.

Vers le haut prend place un ensemble franchement calcaire constitué de :

- calcaire très fin gris blanc à débit en nodules.
- calcaire très fins gris blanc et massifs
- calcaires gris blancs construits à rudistes, à huitre, et à gros Nérinées, qui se termine par une surface durcie.



PLANCHE I

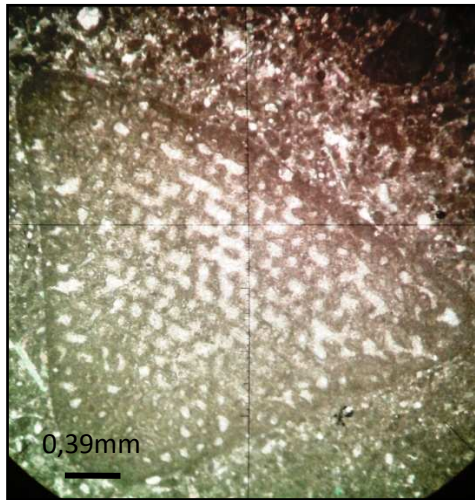


Photo 1 : *paleodictyoconus algérianus*

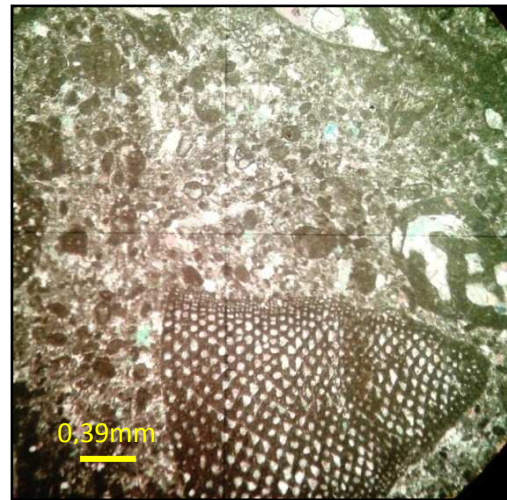


Photo 2 : Coupe longitudinale de *paraoskinolina sunnilandensis*. Dj.tolba

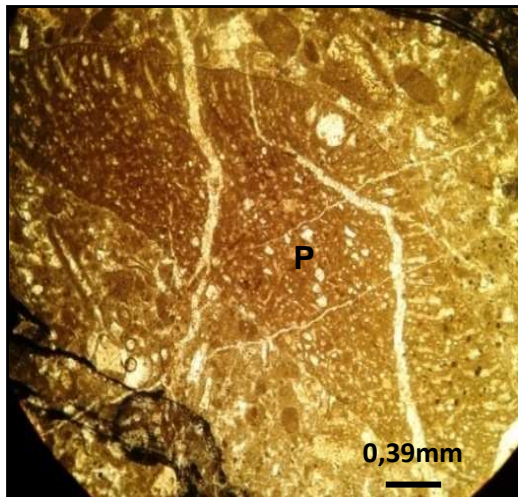


Photo 3 : (P) *palorbitolinalenticularis*

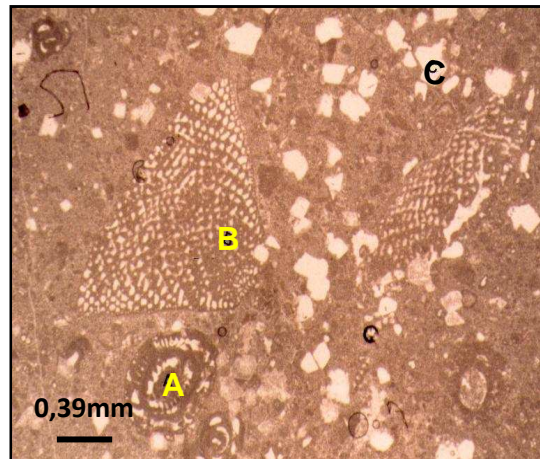


Photo 4 : A : *Archaeoalveolina reicheli* ;  
B : *Paleodictyoconus algérianus*  
C : cristaux de dolomite dédolomitisé.

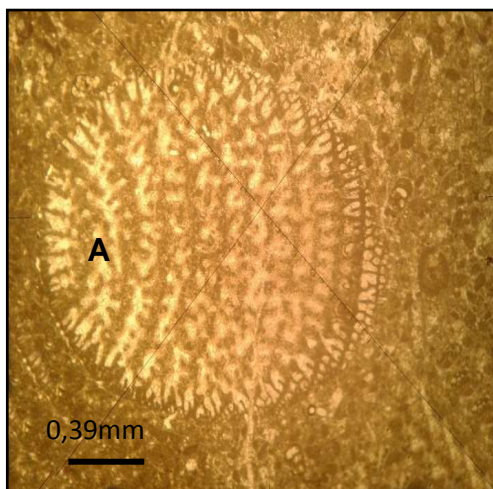


Photo 5 : Coupe oblique d'un *paracoskinolina sunnilandensis* (A) dj .tolba albien

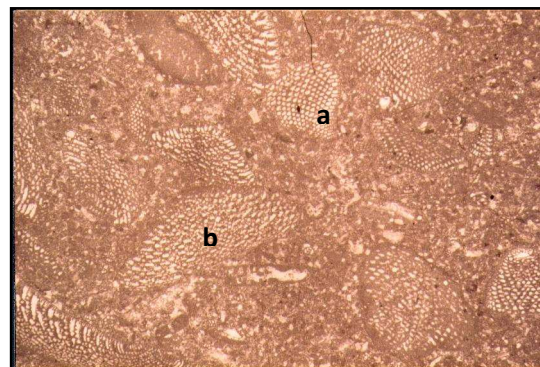


Photo 6 : Aspet microscopique de barremien supérieur a : *Paleodictyoconus arabicus*,  
b : *palorbitolinalenticularis*



PLANCHE II

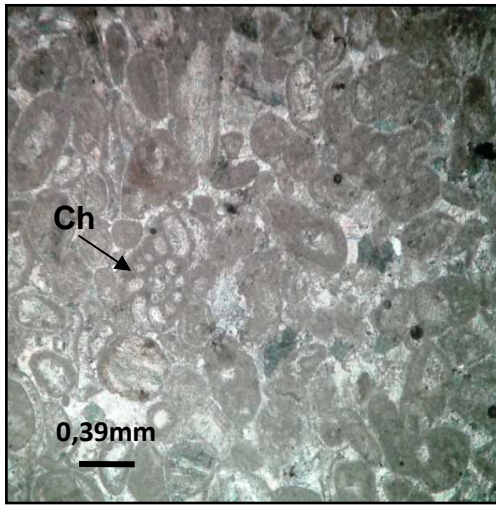


Photo 1 : (Ch) *Chofatella decipien*

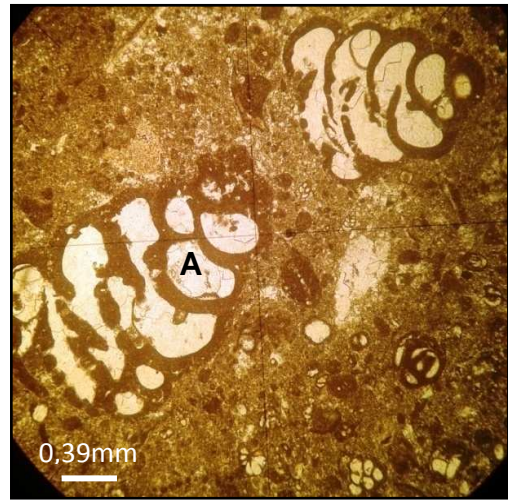


Photo 2 : (A) Gros Arénacée

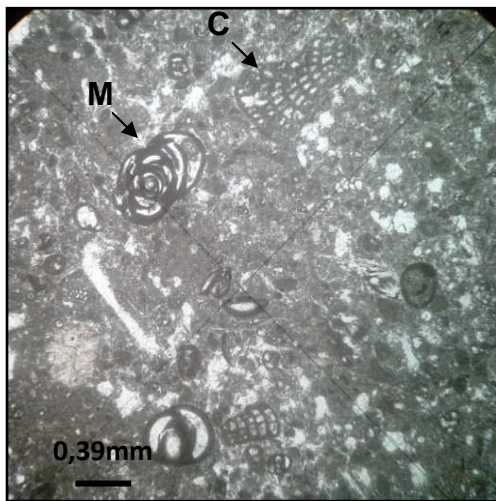


Photo 3 : (C) Biomicrote à *cunéolina pavonia* (section longitudinale) et (M) milioles

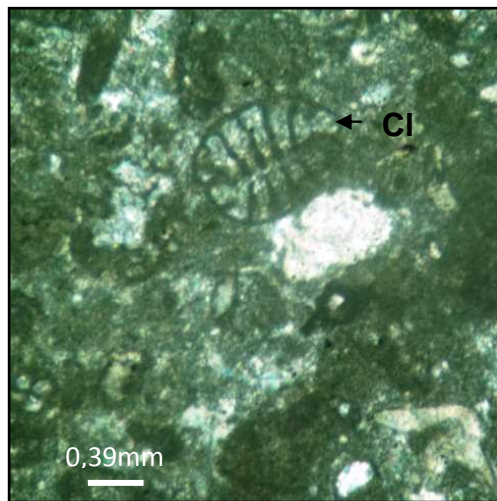


Photo 4 : (Cl) Section de *cuneolina gr. laurentii camposaurii*.

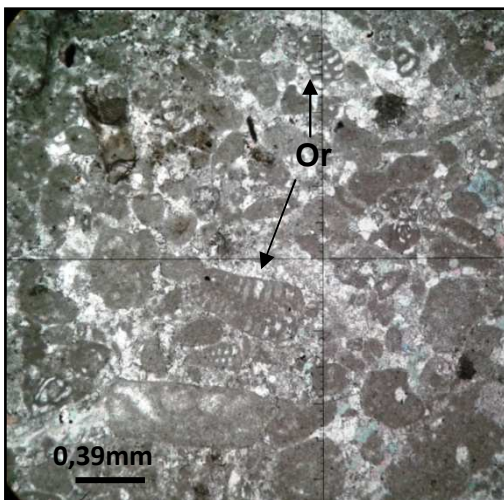


Photo 5 : (Or) *Orbitolinopsis capuensis* du Barrémien

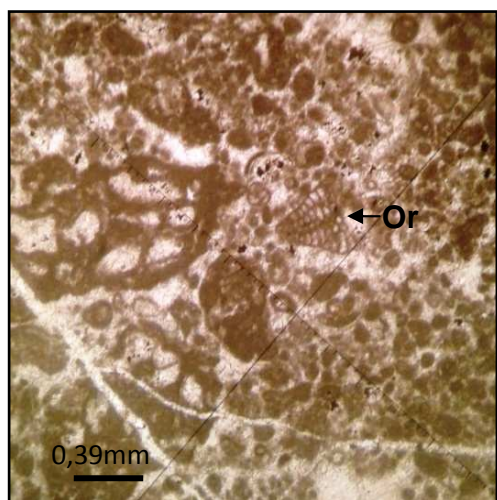


Photo 6 : (Or) *Orbitolinopsis* du Barrémien (flèche noire)



PLANCHE III

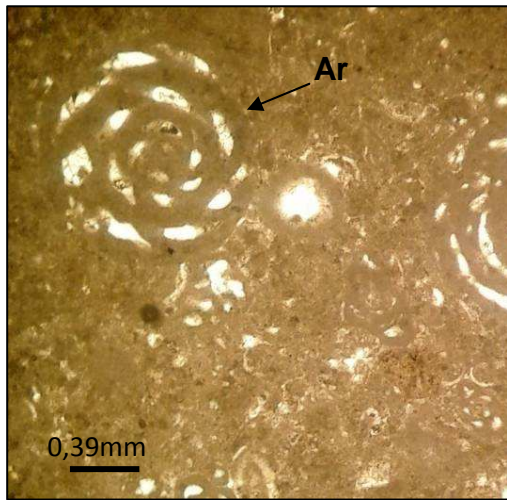


Photo 1 : (Ar) section équatoriale d'*Archaeoalveolina reicheli*

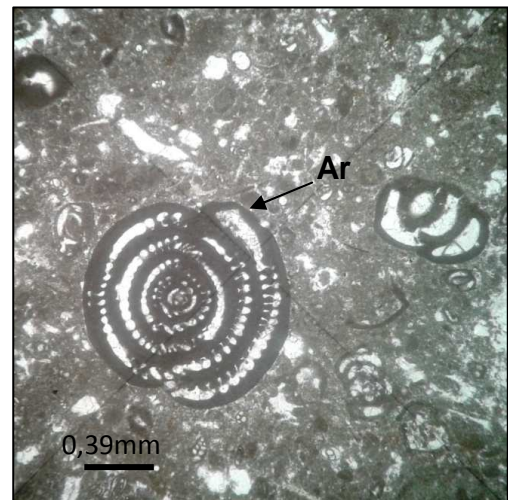


Photo 2 : (Ar) section axiale d'*Archaeoalveolina reicheli* Aptien supérieur.

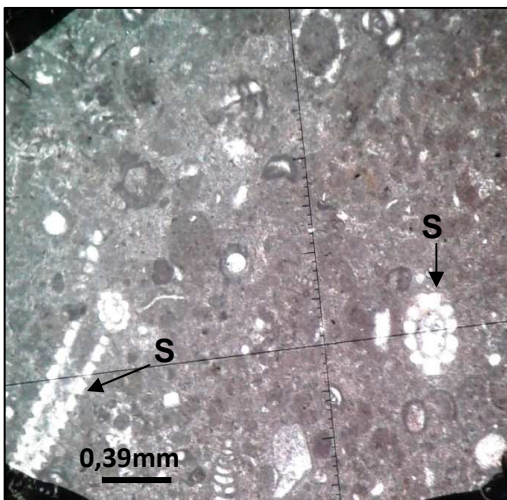


Photo 3 : (S) *Salpingoporella dinaica* (barrémien –Aptien)

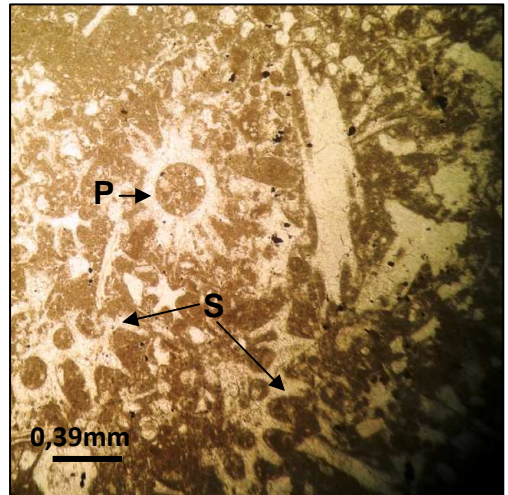


Photo 4 : Biomicrite à algue *dacycladacée* (P) *pseudoactinoporella fragilis* ; (Aptien) et (S) *Salpingoporella*, du djebel Tolba

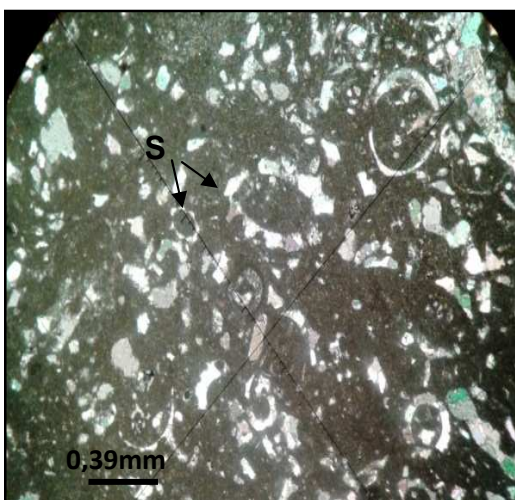


Photo 5 : (S) *Salpingoporella muehlbergi* Barrémien

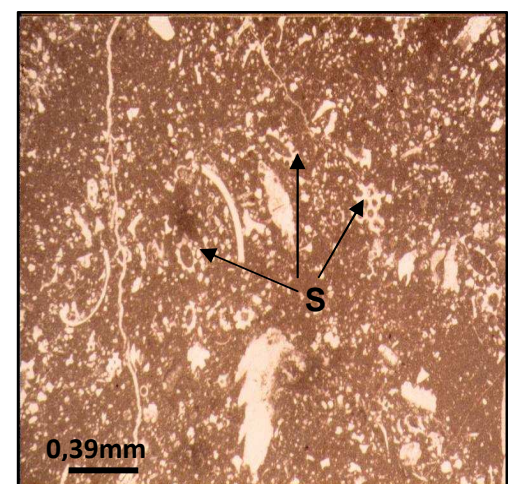


Photo 6 : (S): *Hensonella melitae* dans une biomicrite peloidale à dasycladacée du barrémiens inférieur



PLANCHE IV

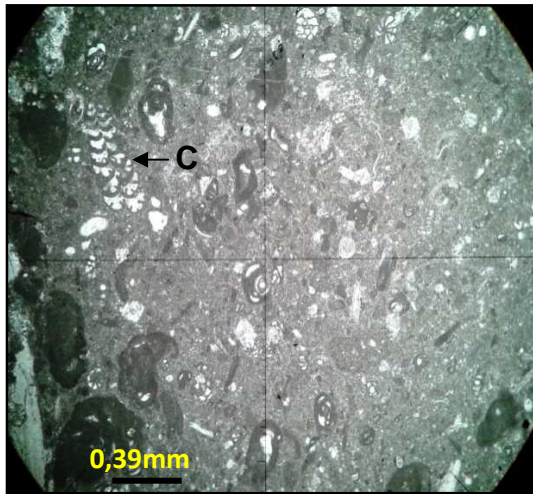


Photo 1 : (C) section longitudinale de cuneolina gr. Laurentii-camposauri

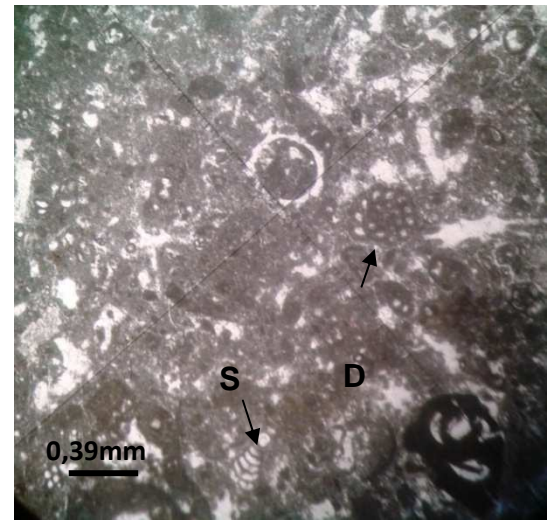


Photo 2 : (D) *Debarinahahounensis*, (S) *Sabaudia minuta* dans une biomicroite à milioles

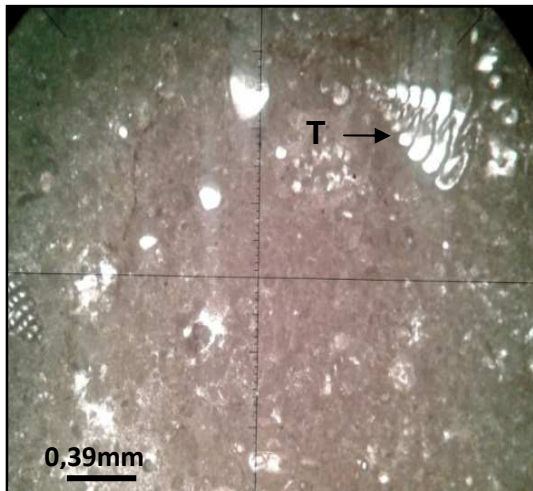


Photo 3 : (T) biomicroite à textularia en haut à droite et des calcisphère



Photo 4 : (P) *Pseudocyclammina hedbergi* Maync (axial section) LPA X10.

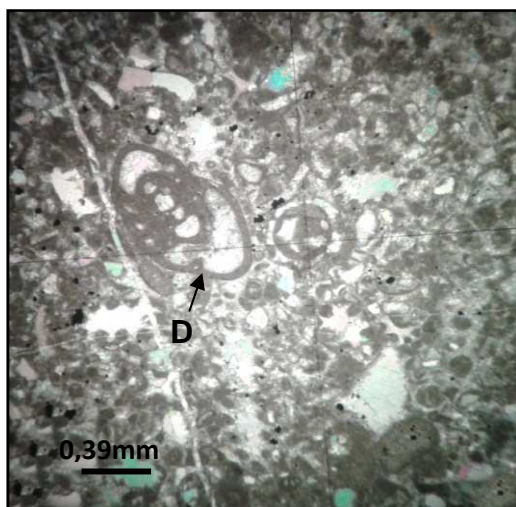


Photo 5 : (D) *Debarinahahounerensis* Fourcade, et dasycladales Aptien

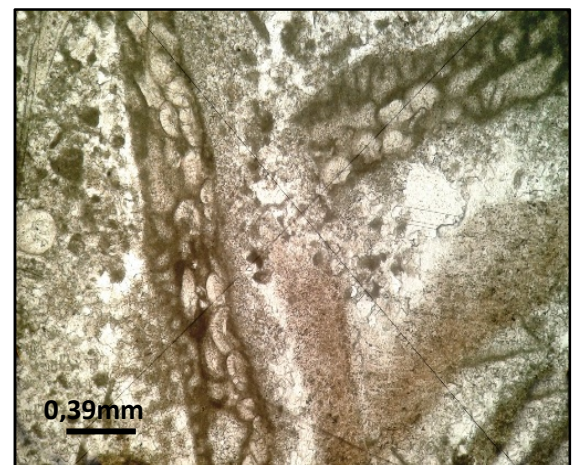


Photo 6 : Grainstone à Lithocodium

#### 4) La coupe du Djebel Guelaat Ouled Sellem :

Cette série a été décrite par B.C.Bar (1957), J.M. Vila (1980) et revue par M.Chadi (2004).

Du bas en haut (Fig. 20), on distingue :

- Dolomies noires azoïque assez bien litées. Elles n'affleurent que dans la partie orientale du Djebel Guelaat Ouled Sellem ou elles dessinent une fermeture périclinale.

Ces dolomies ont été rapportées au **Néocomien** par M. Chadi (1991) en l'absence des micrite à *clypeina Jurassica*, et des couches à coprolithes qui marque le passage Jurassique–Crétacé.

- **Le Barrémien** qui débute par :

- Une alternance de micrites à dasycladacées et de dolomies et se termine par :

- Une alternance de dolomies, de grès, de calcaires à *palorbitolina lenticularis* et *Paleodictyoconus arabicus* et des marnes gréseuses. Au sein de cette formation, un niveau calcaire finement gréseux se termine par un hard ground.

- **L'Aptien** est représenté par :

- Barre de calcaires en lentilles à nombreux rudistes, le plus souvent en débris, qui donnent à la roche un aspect conglomératique. Vers le haut de cette barre, l'abondance des rudistes diminue progressivement. Cette barre alivrée des *Boueina* sp. de grande taille, *Carpathoporella frontis* et des débris de Caprinidaes.

- Ensemble franchement calcaires à algues vertes (Dasycladales), Orbitolines et *Archaeoalveolina reicheli*. Cet ensemble se termine par surface durcie qui n'est visible qu'au sud du Djebel Err Zitoun, la ou les couches deviennent verticales.

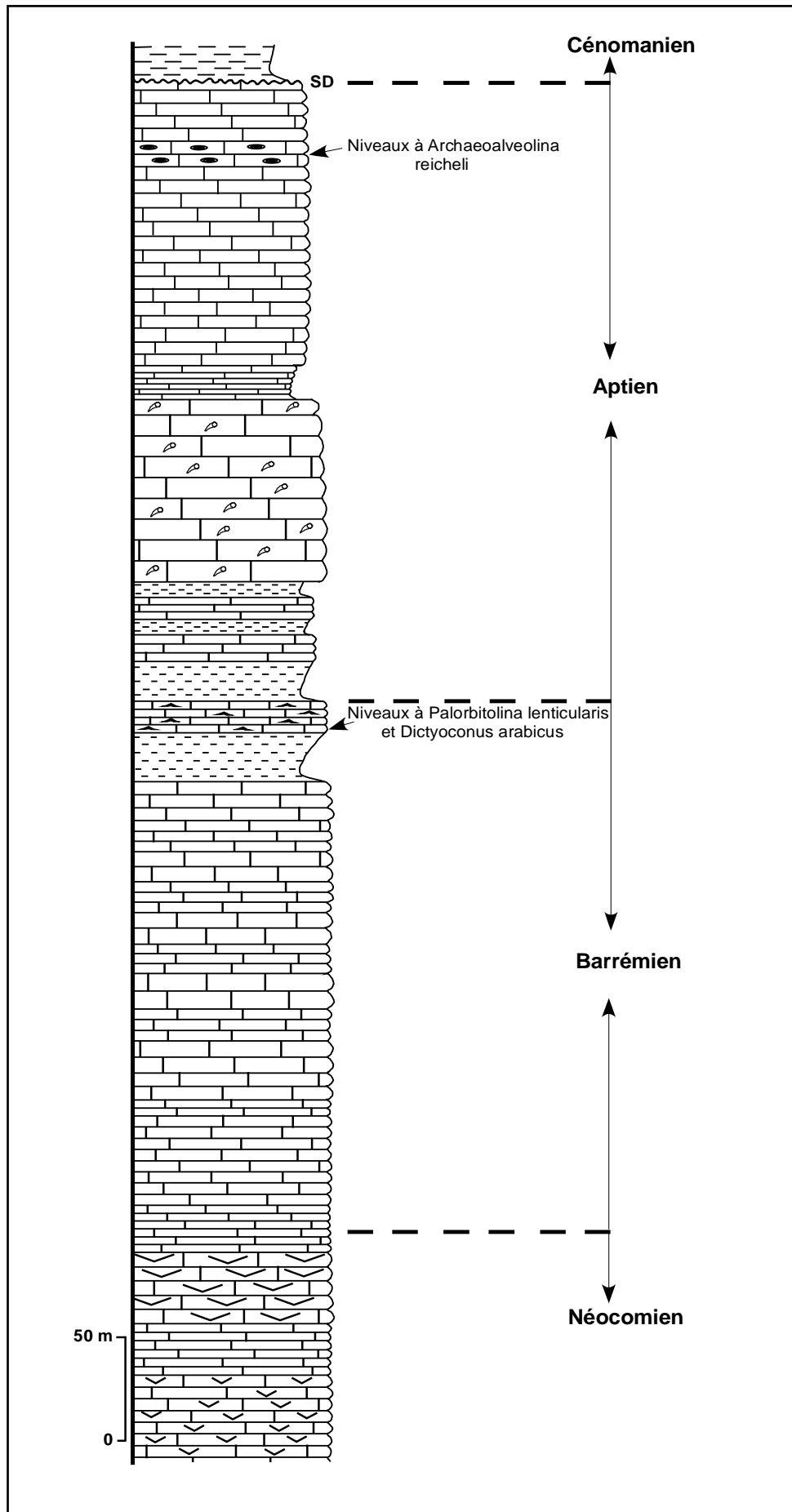


Fig. 20 : log stratigraphique du Djebel Guelat Ouled Sellem (d'après M.Chadi 2004).

### 5) La coupe de Djebel Tolba (Fig. 21) :

Le Djebel Tolba-Guerouaou est un synclinal peu déformé, limité de tous les côtés par des failles qui ont permis sa remonté. Son cœur est formé de calcaire Albiens à *colomiella recta* et non pas de calcaire barrémien comme figuré sur les cartes levées par J.M. Vila. Situé à la jonction du massif des Ouled Sellem et du massif du Nif Ensser, c'est le seul endroit dans les massifs néritiques méridionaux où l'albien a été mis en évidence avec une épaisseur importante

Au-dessus de l'**Aptien** qui débute par une barre de calcaires noirâtres fins à Rudistes et à gastéropodes renfermant des Algues : *Pianella dinarica* (Radoicic), des foraminifères *Debarinahahounerensis* Fourcade (PL IV phot 2 et 5) , avec des petites cunéolines et des Miliolidés (*Quinqueloculina sp.et Schlumbergina sp*), se continue par un ensemble de calcaires en plaquettes fins et bioclastiques qui ont fourni *Pianella dinarica* (Radoicic), *debarina hahounersis* Fourcade (plan IV phot 2 et 5), *cuneolina sp*, *valvulammina sp*.et se termine par des calcaires fins gris blanc en bancs décimétriques à massifs.

Un échantillon de la base de cet ensemble a fourni *Coskinolina sunnilandensis* Maync. (PL I photo 5)

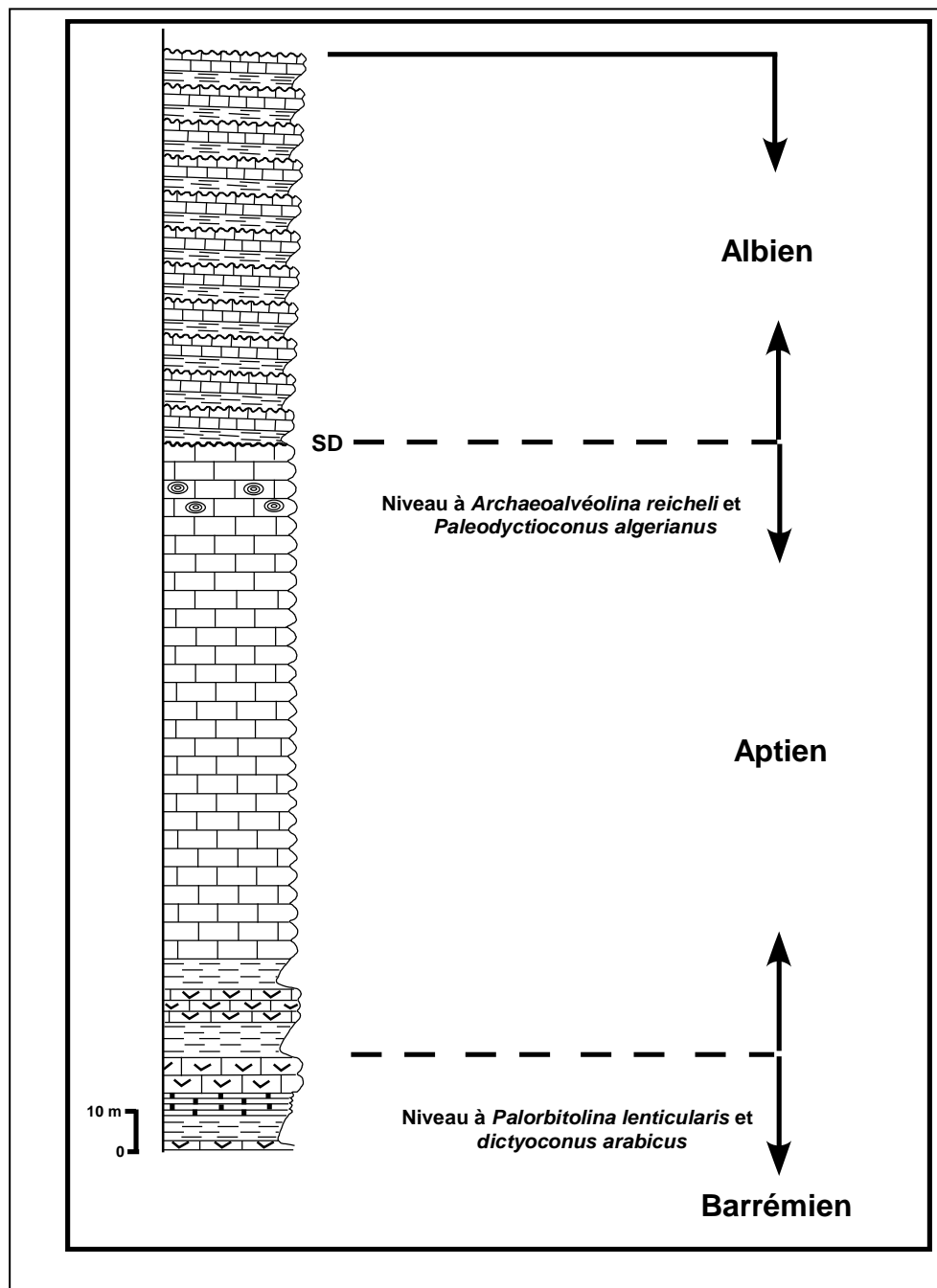
, *Archaeoalveolina reicheli* de Castro et *Paleodictyoconus algérianus*. (PL I photo4)

Cette série se continue par des alternances de marnes et de calcaires sombres, noduleux à aspect microbréchiques finement gréseux. Ces alternances se trouvent en discordance angulaire sur l'Aptien au Nord-Ouest et au Sud-est du massif où on observe des variations d'épaisseurs et une sédimentation en lentilles conférant à l'affleurement un aspect conglomératique.Photo.1

Les niveaux calcaires se terminent par une surface durcie et ont fournis une microfaune caractéristique de l'**Albien** avec *Colomiella recta*Bonet.



**Photo 1** : Contact Aptien (A) -Albien (C) souligné par une discordance (flèche) par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique (Djebel Tolba)



**Fig. 21 : Log stratigraphique du Jebel Tolba (massif du Nif Ennce d'après M.Chadi 2004).**

A l'Ouest de ce massif, M. Chadi (1991) décrit le seul affleurement calcaire néritique du Cénomaniens inférieur des massifs néritiques méridionaux (Fig. 22).

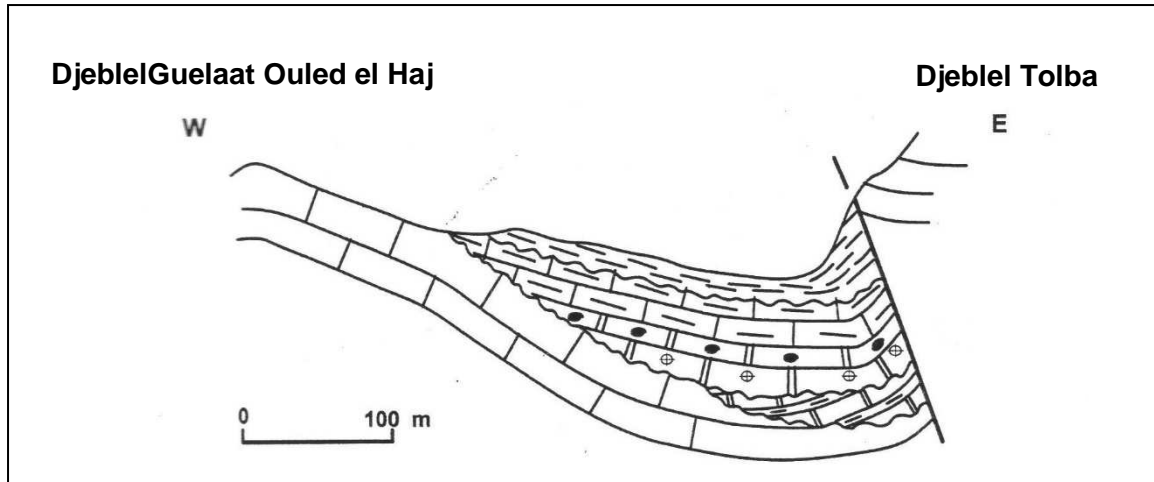
Sur les calcaires gris clairs en bancs réguliers à miliolites de l'Aptien terminal et qui se terminent par une surface durcie, il observe des calcaires noduleux micritiques à algues et *Calcisphaerulidae*.

S'ensuit des calcaires micritiques à aspect conglomératiques dans lesquels ont été reconnus des oursins du genre *Hemiaster batnensis*.



Par-dessus, une dizaine de mètres de calcaires phosphatés à Ammonites qui s'intercale avec des niveaux de conglomérats et qui se terminent par une surface durcie. Les ammonites ont données un âge Cénomaniens inférieur (Matelliceras saxbii).

Des marnes jaunes dont la microfaune indique le Cénomaniens supérieur terminent cette série.



LEGENDE	LITHOLOGIE
	<p><b>Cénomaniens moy-sup</b> marnes jaunes à microfaune du Cénomaniens moy-sup.</p> <p><b>Cénomaniens inférieur</b> calcaires marneux a oursins et ammonites</p> <p><b>Albien</b> calcaires spathiques et marnes</p> <p><b>Aptien</b></p>

**Fig. 22 : Coupe géologique entre les Djebel Tolba et Guelaat Ouled Hadj montrant du Cénomaniens inférieur néritique (d'après M. Chadi, 2004).**

## 6) La coupe de Djebel Guérioun (Fig. 23) :

Le Djebel Guérioun fait partie du secteur oriental de la zone d'étude. C'est le seul massif du néritique méridional, avec le Djebel Teioualt ou le Jurassique a été mis en évidence. Il été étudié par C. Voute (1967), J.M. Vila (1980), M. Chadi (2004), Ph-E. Coiffait (1992) et Y. Aris(1994).

**Le Jurassique :** est représenté par une importante masse de dolomies noires azoïques, comportant quelque passées micritiques au sein desquelles J.M.Vila (1980) signale : *Clypeina jurassica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *conicospirillina* sp, *pseudocyclamina lituus*. Ces micrites ont été retrouvées sur la corniche ouest du massif du Guérioun par J.P.Masse lors d'une sortie sur le terrain.

Le passage Jurassique –Crétacé est marqué par des couches à coprolithes.

**Le Néocomien :** il est représenté par des dolomies et des calcaires massifs qui ont livrés : *Lithocodium* sp (PL IV photo 6), *Salpingoporella annulata*, *cuneolina* sp. *Clypeina solkani*.

**Le Barrémien :** il débute par des calcaires massifs à *orbitolinipsis capuensis*, *salpingoporella muhelbergii*, *salpingoporella melitae*, *Actinoporellasp.*, *Pseudoactinoporella fragilis*, se continue par des calcaires en bancs métriques qui renferment de fins grains de quartz de couleur rouge et se termine par une alternance de minces niveaux marnes claires et de bancs de calcaires à huitres qui ont fournis *Paleodictyoconus arabicus* associé à *Palorbitolina lenticularis* et à des chofatelles.

**L'Aptien :** il est représenté par une centaine de mètre de calcaire gris bleuâtre, de patine claire à milioles, qui ont livrés vers le sommet *Archaeoalveolina reicheli*. Il se termine par une surface durcie visible sur le flanc sud du massif au niveau de Djebel Ras Rihane.

Pour J.M. Vila, la série du Guérioun s'arrête ici, et les terrains sus-jacents constituent les nappes telliennes méridionales à Nummulites et la surface durcie qui clos l'Aptien est interprétée comme un contact mécanique.

Cependant, J.C.Lahondère(1987), M. Chadi (1991), Ph-E. Coiffait (1992) et Y. Aris (1994) interprètent la série sus-jacente comme la couverture normale de la série néritique avec :

**Le Cénomaniens supérieur :** Sur le flanc Est du Djebel Fortass, au-dessus de la surface durcie qui clos les calcaires apto-albiens, des marnes jaunes qui ont livré *Preaglobotruncana stephani*, *Rotalipora brotzeni*, *R. cushmani*. Microfaune caractéristique du Cénomaniens supérieur. Ces affleurement ont été cartographiés« Miocène remaniant du Cénomaniens » par J.M.Vila (1980).

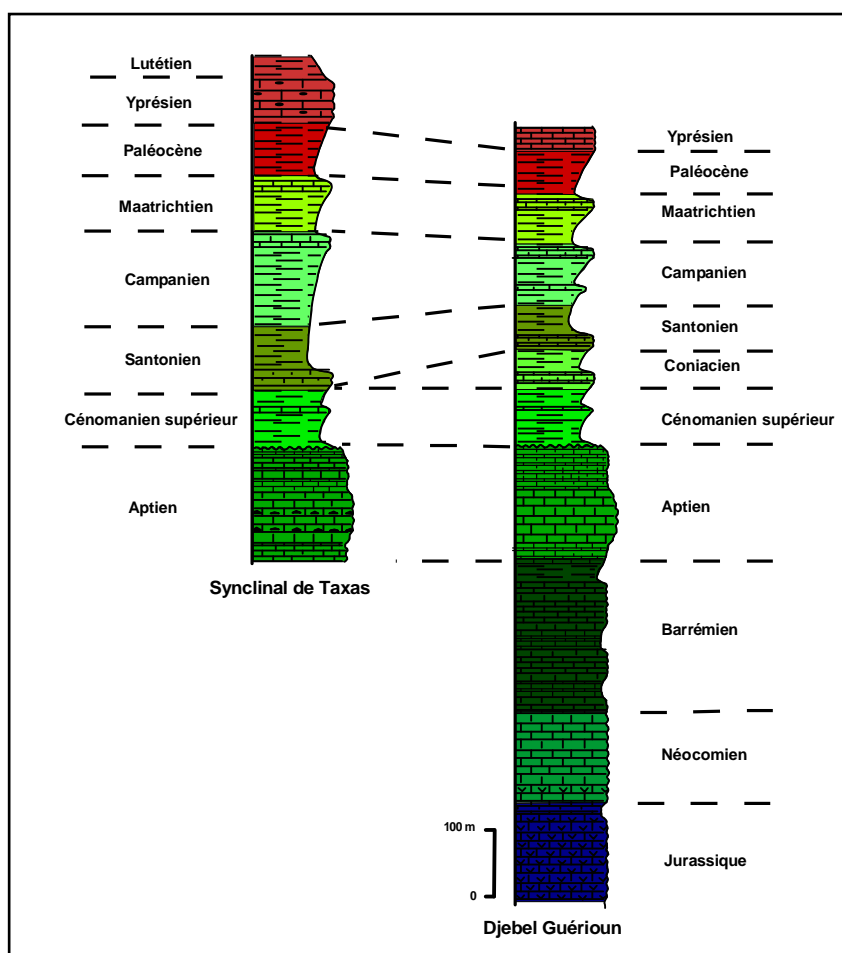


Fig. 23 : Log stratigraphique du Djebel Guérioun et du synclinal de Texas.

(D'après M.Chadi 2004)

**Le Coniacien :** Il affleure sur le versant méridional du Djebel Guérioun, dans la Chaabet Ras Chihoub en continuité sédimentologique par-dessus des marnes vertes du Cénomanién supérieur. Il est représenté par des marnes vertes, beige jaunâtre légèrement rosées vers la base, alternant avec des bancs décimétriques de calcaires marneux à *Globotruncana cornata*, *G. augusticarinata*, microfaune qui date le Coniacien.

**Le Santonien :** Il affleure au synclinal de Texas et est constitué de 30 à 50 m de marnes jaunâtre à la base devenant brunâtres vers le sommet, qui ont livré une riche microfaune du Santonien (*Globotruncana linneina*, *G. sigali* et *G. fonicata*), alternant avec des bancs décimétriques de calcaire marneux. Les marnes jaunâtres de base renferment des Rotalipores remaniées du Cénomanién sous-jacent.

**Le Campanien :** Dans le synclinal de Texas, et sur le revers sud du Djebel Guérioun, le Campanien est constituée 50 à 100 environ de marnes grises, alternant avec quelques bancs de calcaire marneux qui ont livré (Y. Aris, 1994 - Fig. 24a et Fig. 24b) : *globotruncana linneiana*, *G. fornicata*, *G. stuartiformis* et *G. elevata*.

**Le Maastrichtien :** Dans le synclinal de Taxas et sur le flanc sud du massif du Guérioun, le Maastrichtien est constitué de marnes noires de 80m d'épaisseur dont la base est encore campanienne et le sommet atteint le Maastrichtien avec : *Globotruncana stuarti* et *G. contusa*. Une barre, bien marquée dans la topographie, de calcaire marneux de 50 m d'épaisseur environ, souvent très riche en Inocérames, est rapporté par C.Voute (1967) au Maastrichtien.

**Le Paléocène :** Dans le synclinal de taxas, les marnes noires sont maastrichtiennes à la base et paléocènes au sommet. La microfaune pélagique est assez rare avec quelque *Globotruncana stuarti*, mais les foraminifères benthiques sont assez nombreux.

**L'Eocène :** Il est bien développé au Nord du Djebel Guérioun, dans le synclinal de Taxas, et est représenté par des calcaires, des calcaires phosphatés et de marno-calcaires en bancs du 20 à 50cm, clairs à la patine, noire à la cassure. Les rognons de silex sont fréquents surtout dans la partie inférieure. Ces calcaires sont riches en Nummulites.

**Le Lutétien :** Il est constitué d'une épaisse série de marnes à intercalation de bancs à lumachelles d'huîtres qui ont livré : *globorotalia bowri*, *G.topilensi*.

**Remarque :** *on ce qui concerne les affleurements triasiques qui existe dans le secteur étudié, il se trouve tous au croisement de grands accidents NW-SE et NE-SW ainsi celui qui se localise entre l'Ain Melha et le Djebel Nif Ennser et qui se situe à l'intersection de failles importantes et au cœur de l'anticlinal du massif du Nif Ennser.*

*Notons aussi les observations de M. Chadi dans les massifs des Ouled Sellem, du Nif Ennser et du Guérioun, en ce qui concerne la présence de quartz bypiramidés de néoformation et que j'ai aussi observé dans les lames minces réalisées au Djebel Fortass dans les calcaires aptiens. Les terrains dans lesquels de tels quartzs existent sont ceux du Trias. Donc nous partageons les points de vue de M. Chadi qui pense qu'il peut y avoir des pointements triasiques dans le secteur des massifs néritiques méridionaux dès l'Aptien terminal.*

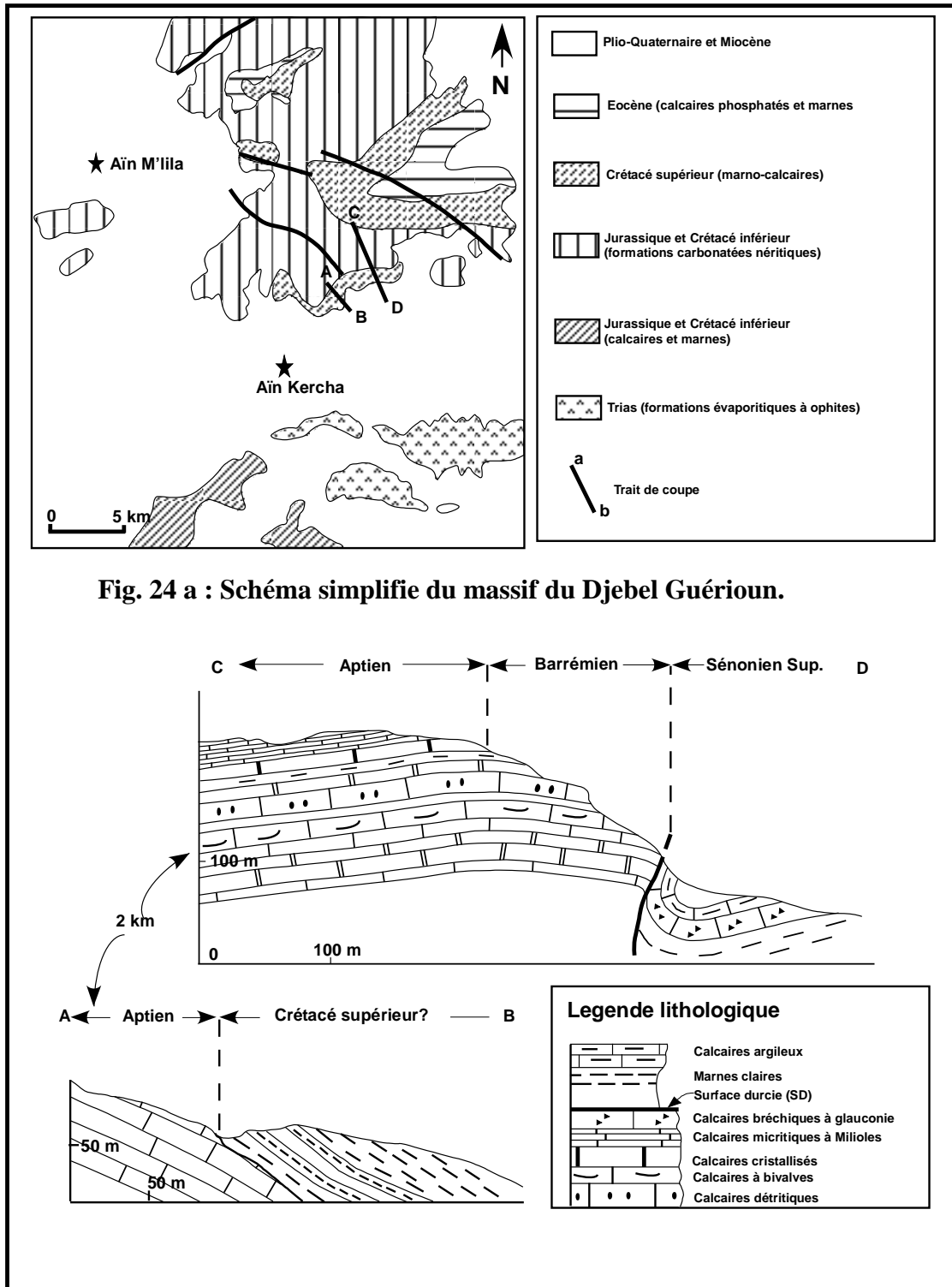


Fig. 24 a : Schéma simplifié du massif du Djebel Guérioun.

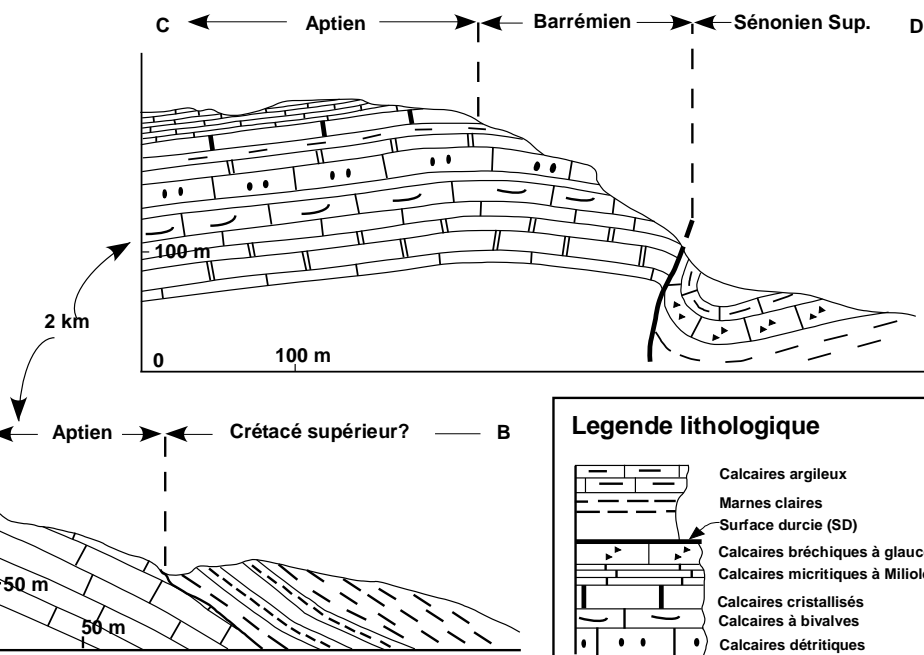


Fig. 24 a : Coupes series AB et CD sur le flanc sud du Djebel Guérioun (d'après Y.Aris, 1994).

## 7) La coupe du Djebel Fortass :

### 7.1. Localisation de la coupe (Fig. 25) :

Les deux tronçons de coupes ont été levées au Dj Fortass, qui est une structure anticlinale à axe sigmoïde, plongeant vert l'Est et le Sud-Est.

- Le premier tronçon de coupe : il a été levée sur le flanc SE du Djebel Fortass près du village d'Ouled Gacem en prenant la route qui passe entre le Djebel Guérioun et Djebel Fortass, au-dessus de Chaabat Louz, plus exactement aux coordonnées :

X : 36°2'14,80N      Y : 6°44'27,25''E

X : 36°2'37,83''N      Y : 6°44'15,34''E

Le profil est orienté NW-SE perpendiculaire à la stratification et recoupe les formations barrémiennes et se termine dans les formations aptiennes. Le passage barrémien–Aptien est bien visible sur le terrain grâce aux niveaux de calcaire gréseux et de marne clairs.

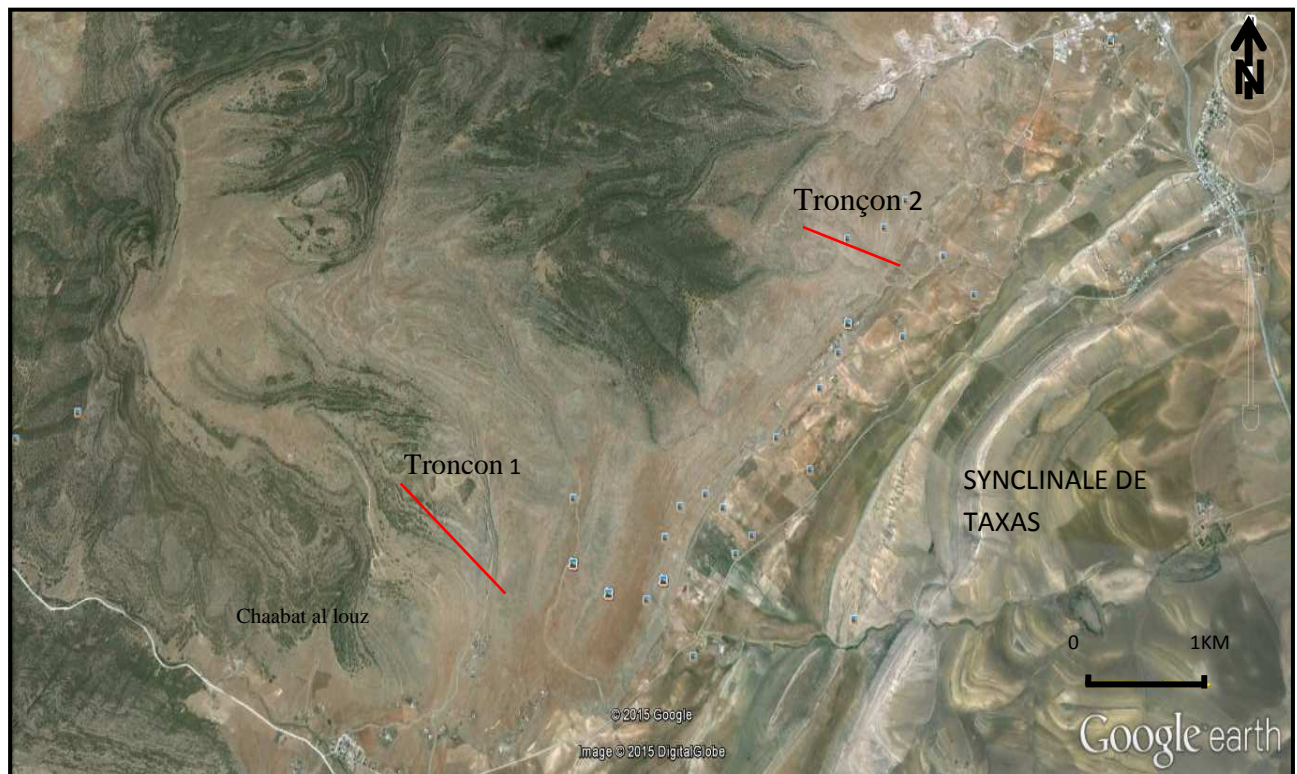
-Le deuxième tronçon de coupe (sur le flanc Est du Fortass) se trouve à environ 350 m à l'Est du premier tronçon, aux coordonnées géographiques :

Début      latitude : 36°3'39,91''N longitude : 6°46'50,95''E

Fin      latitude : 36°3'52,82''N longitude : 6°46'28,74''E

Le profil est orienté NW–SE et débute au Barrémien terminal et se termine au-dessus de la surface durcie qui clos les calcaires aptiens, dans les marnes pélagiques du Cénomaniens.

Les deux tronçons de coupes ont été regroupés ensemble en un log lithostratigraphique du Djebel Fortass (Fig. 26).



**Fig. 25: Situation des tronçons de la coupe sur la photo satellite**

## 7.2 . Description du 1<sup>er</sup> tronçon de la coupe :

La série du Crétacé inférieur du Djebel Fortass est subdivisé en deux formations :

### a. La formation I (Barrémien) : de haut en bas :

250 m de calcaire micritique stratifié en banc d'épaisseur métrique, de couleurs gris qui renferme des algues vertes, des orbitolinopsis et qui se termine par une alternance de marne claire et de calcaire à huitre.

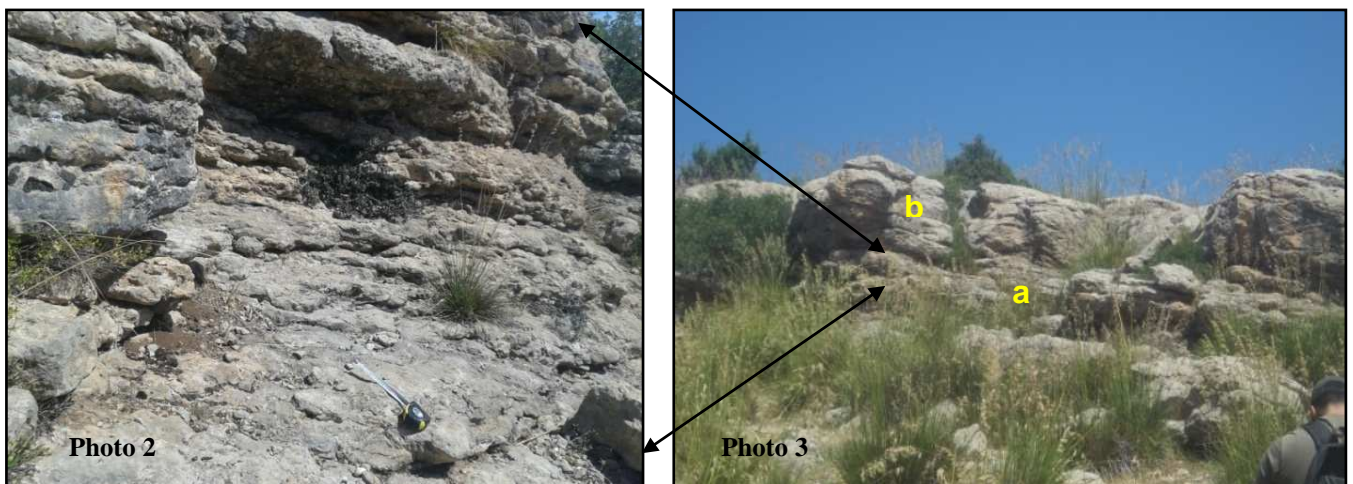
Dans le détail, la succession des termes lithologiques est les suivantes :

**Terme 1** : il débute par 160m de calcaires massifs stratifiés en bancs métriques, de couleur gris, renfermant *orbitolinopsis capuensis*, *salpingoporella muhlbergii*, *salpingoporellamelitae*, *Actinoporelle* sp. (Photo 5 et 6, planche III).

**Terme 2** : des calcaires en bancs métriques qui se poursuivent sur une vingtaine de mètre et qui renferment des grains millimétriques de quartz.

-un niveau de calcaire noduleux de 3 m d'épaisseur.

**Terme 3** : 30 m d'épaisseur ou s'alternent des minces niveaux de marnes claires et des barres de 2 à 3m d'épaisseur de calcaire à huitre qui ont livré le repère à *paleodictyonus arabicus* associé à *palorbitolina lenticularis* et à des choffatelles (photo 1, planche II)



**Photo 2** : Détail du niveau de calcaire noduleux (a) ou dessous de niveaux repère à *paleodictyonus arabicus* et *palorbitolina lenticularis* (b) **Photo 3** :





**Photo 4** : Détail du niveau (b) calcaire à huitre qui renferme le niveau repère à paléodictyocnus arabicus et palorbitolina lenticularis.

- un niveau de calcaire noduleux de 2,10 cm d'épaisseur surmonté par :
- un banc de calcaire gréseux de 1m (photos 7)
- 1,50 cm des marnes claires. (Photo 6)
- une surface durcis de moindre importance qui marque le passage barrémien –Aptien. (visible sur les flans SE du fortass) (Photo 5)



**Photo 5** : Surface durci





**Photo 6 :** le passage du barremien -Aptien



**Photo 7 :** Calcaire noduleux



**Photo 8 :** Calcaire à rudiste

**b. La formation II (Aptien) :** d'une épaisseur de 300m environ, elle montre des calcaires gris bleuâtre, de patine claire, à Miliolites, algues, orbitolines, alternant avec des niveaux dolomitiques (des bancs d'épaisseur décimétrique à métrique) qui livre vers le sommet le fameux repère à *Archaeoalveolina reichli* caractéristique de l'Aptien supérieur. Elle se termine par une surface durcie intensément ferrugineuse et solidifiée visible sur le flanc Est du Djebel Fortass.

**Terme 1 :** 50 m de calcaire massif à gros bancs de couleur gris foncé.

Il débute par une barre de calcaire massif à huître formant corniche dans le paysage, comportant à la base des calcaires micritiques à ostracodes, lithoclastes, bivalves, gastéropodes et des débris de rudistes (éch. 73/71). Il se poursuit par un banc de 40 cm de calcaire microcristallin beige à la cassure qui contient des grains de quartz bipyramidés et des oxydes de fer (éch. 5) et se termine par des bancs décimétriques de calcaires microcristallins de couleur beige, laminé (le microfaciès montre que ces laminassions sont constituées par des plages claires de calcite à peloides et des plages foncées formées de micrite à peloides et bivalve (éch. 6).

**Terme 2 :** 100 à 120m de calcaire gris foncé très fins à miliolites, alternant avec des bancs dolomitique constitué par la succession suivante :

-6 m de succession de bancs décimétriques de calcaires fins gris foncés à grains de quartz et algues vertes dacycladacées, coraux, foraminifères benthiques (textularidées) et des Miliolites.

-20m de succession de bancs décimétriques de dolomie clairs dolosparitique à dolomicrosparitique stratifiés, (éch. 8) intercalés par des bancs décimétriques de calcaires fins, gris, bioclastiques à intraclastes (éch. 45). (Photo 9)

-succession des bancs de calcaires gris clairs à miliolites

-3m de calcaire dolomitique gris clair oxydé (éch. 11)

-calcaire micritique gris clair à la cassure renferme des dacycladacées des textularidées ostracodes, *cuneolina*. (éch. 16).

-50m bancs de calcaires gris blanc construit à rudistes, huitres, bryozoaires, gastéropodes, bivalves et échinodermes (éch. 17, 18, Photo n° 10).

-une surface durcie qui marque le top de l'Aptien (photo 11 et 12).





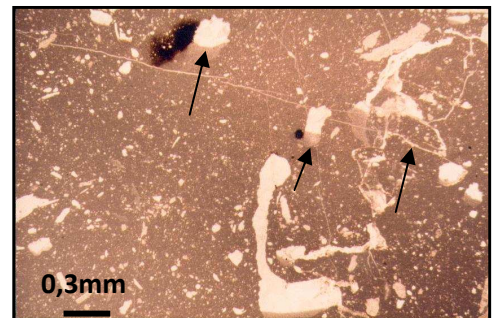
**Photo 9 :** Succession du banc dolomitique Aptien.



**Photo 10 :** Calcaire construit qui clos l'Aptien



**Photo 11 :** La limite entre le Crétacé inférieur (surface durcie au toit de l'Aptien) et les marnes pélagiques du Cénomaniens.



**Photo 12 :** Aspect microscopique de la surface durcie (Flesch des figures géopéte)

### Description du 2<sup>ème</sup> tronçon de la coupe :

Elle a été effectuée sur le flanc Est du Djebel Fortass, on observe de bas en haut :

**Terme 1 :** 150m d'un ensemble franchement calcaire constitué de :

- calcaire gris bleu construit à rudiste, gastéropodes, et à grosses Nérinées.
- Calcaires très fins, gris bleus et massifs.
- Calcaires fins gris blanc à débit en nodules

**Terme 2** : 100m d'une succession des bancs décimétriques de calcaire à milioles, de couleur gris foncé (bleuâtre), clair à la cassure (blanchâtre) qui contiennent des miliolides, des orbitolines des alveolinides, des foraminifères benthiques, des algues que nous rattachons à l'Aptien sup grâce à la reconnaissance d'*Archaoalveolina reicheli*.

- un banc de 1m de calcaires Très fins gris foncé de patine clair qui contient le repère de *palorbitolina lenticularis* alternant avec des niveaux marneux clairs.

### Attribution Stratigraphique de la coupe de Djebel fortass :

L'étude Lithostratigraphique de la série de Djebel Fortass a permis de distinguer deux unités stratigraphiques datées par la microfaune :

**Formation I** : datée du Barrémien grâce à la présence des formes *Paléo Dictyoconus arabicus* et *Palorbitolina lenticularis*. Et le niveau de calcaire gréseux, ainsi que la présence de la surface durcie.

**Formation II** : datée Aptien par la présence des formes : *Archaoalveolina reichelie* (photo 13). Et la surface durcie qui marque le passage du Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.

L'Albien est absent dans le massif du Djebel Fortass, il n'a été reconnu qu'au massif du Nif Ennser. Constitué par une centaine de mètre d'épaisseur ou s'alterne des calcaires microconglomératiques blancs en bancs décimétriques, massifs qui se terminent par une surface durcie, avec des marnes claires.

Un échantillon de la base de cet ensemble livre *colomiella recta* et *Dictyoconus algérianus*. Qui date l'Albien (photo 14).



**Photo 13** : biomicrite à *archaoalveolina reichelie*.



**Photo 14** : biomicrite dolomitique à *archaoalveolina reichelie* et *Dictyoconus algérianus*.

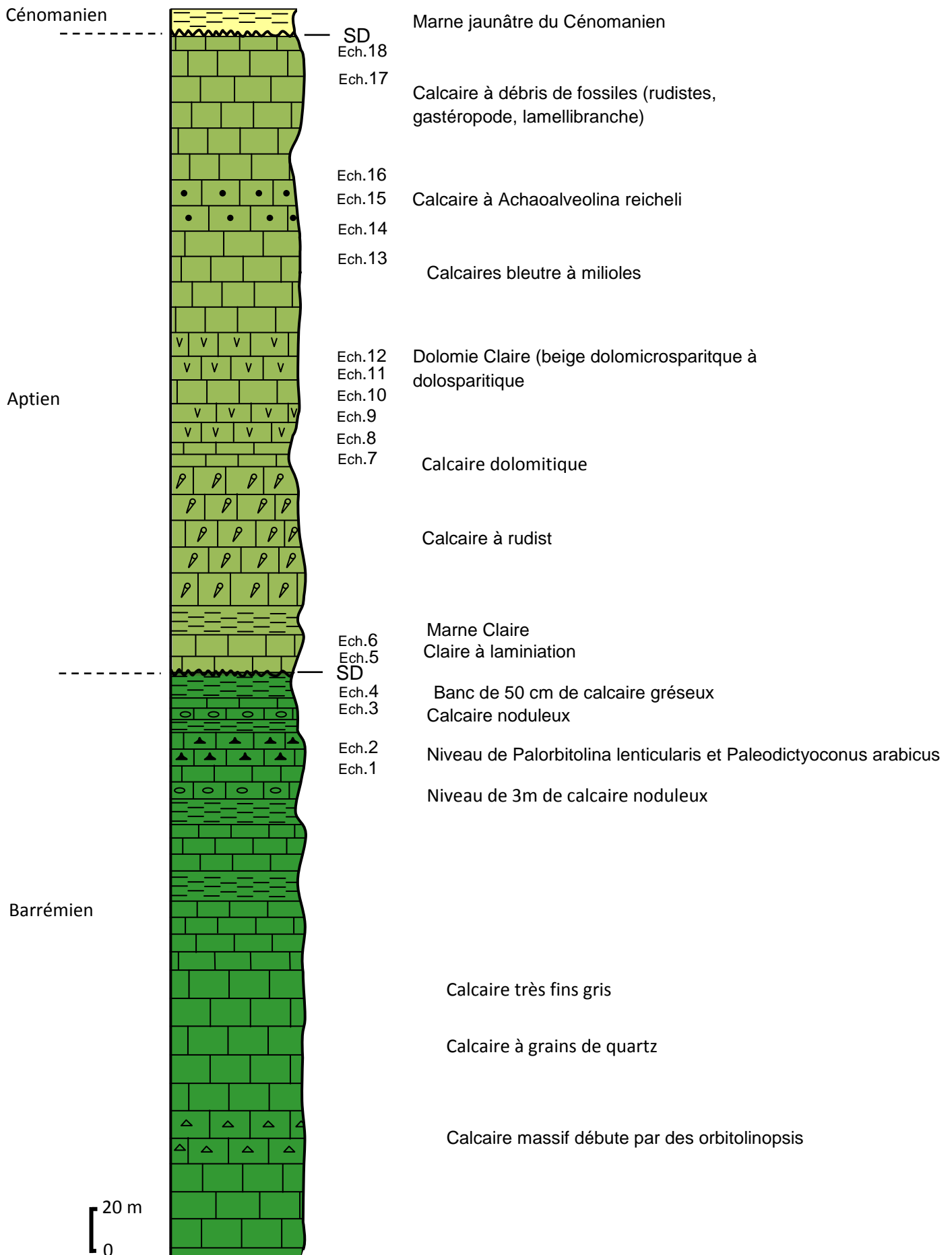


Fig. 26. : Log stratigraphique du flanc EST du Jebel Fortass.

## II. Corrélation lithostratigraphique (Fig. 27):

Les corrélations lithostratigraphiques établies entre le Djebel Nif Enncer et le massif de guelaat ouled sellem situés dans le secteur occidental de la zone d'étude et le Djebel Fortass et Dj Guérioun situé dans le secteur oriental a pour but de déterminer l'affinité entre les deux colonnes lithostratigraphiques ainsi que les variations d'épaisseur et de faciès.

Présent dans les deux massifs, le Barrémien, constitué de faciès carbonatés qui débutent par des calcaires à Orbitolinopsis et dacycladales et se terminent par des calcaires à paleodicytyoconus arabicus et palorbitolina lenticularis, est similaire dans les deux coupes.

L'Aptien, représenté par des calcaires à milioles qui se terminent par le niveau repère à Archaoalveolina reicheli, montre en son toit une surface durcie visible dans les deux massifs.

L'Albien et le Cénomaniens inférieur, absents dans les massifs du Guérioun et du Fortass ainsi le massif de guelaat ouled sellem ils ne sont rencontrés que dans le massif du Nif Enncer ou ils sont discordants sur l'Aptien. Ceci traduit une variation d'épaisseur dans la série stratigraphique qui se caractérise par une épaisseur plus importante à l'Est.

L'origine de cette variation est à rechercher dans la structure du socle sous-jacent

Les marnes pélagiques sus-jacentes aux calcaires néritiques, datées antérieurement Miocène par J.M. Vila, reposent stratigraphiquement sur les calcaires néritiques par l'intermédiaire d'une surface durcie.

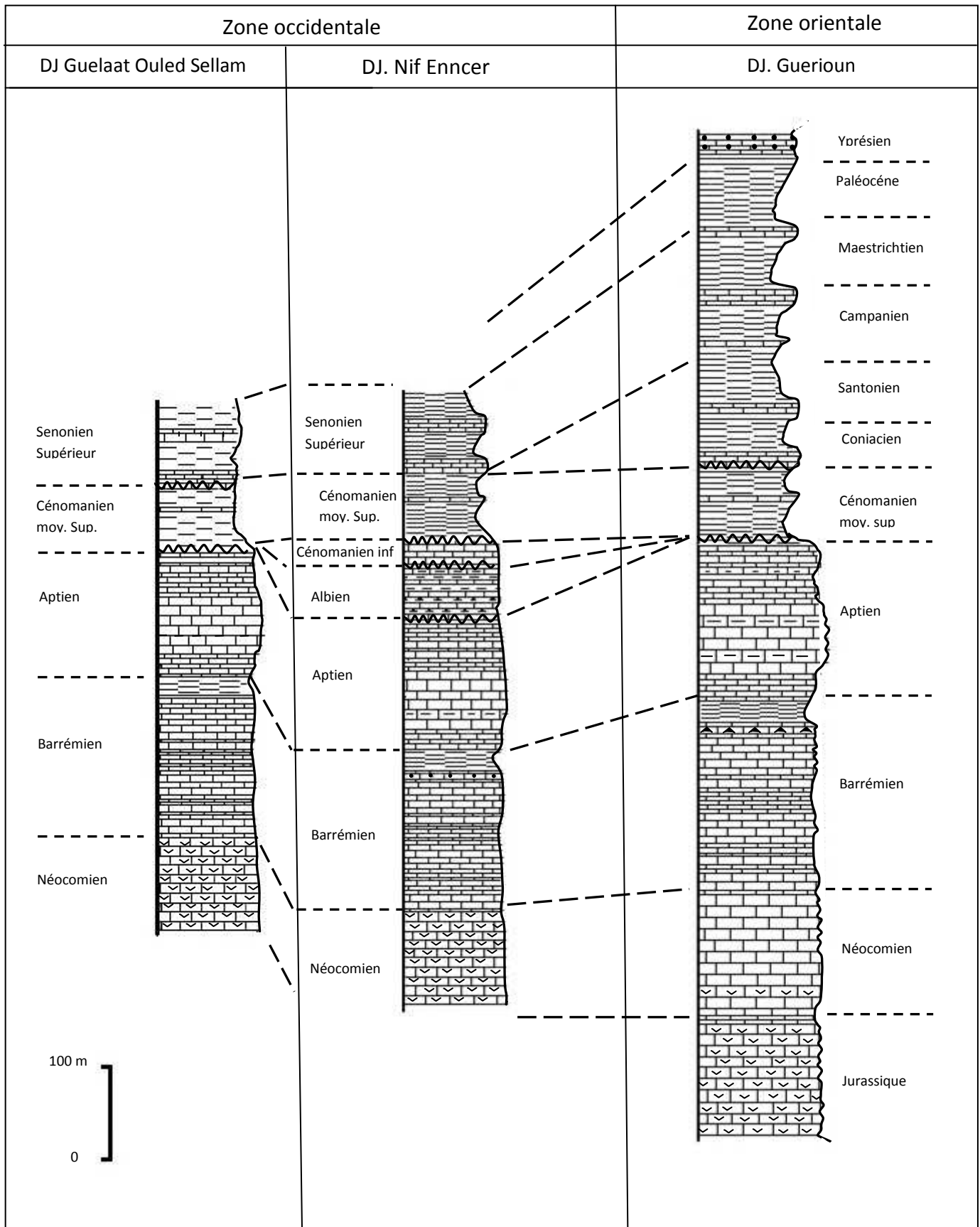
Visible dans les deux zones, cette surface durcie, caractérisée par des dissolutions et des recristallisations, est d'origine sédimentaire indiscutable et ne peut être d'origine mécanique comme le soutenait J. M. Vila.

Les massifs néritiques méridionaux montrent aussi deux discontinuités majeures marquées par des lacunes de dépôt.

La première, la plus importante, marquée par une surface durcie au toit de l'Albo-Aptien est soulignée par la lacune de l'Albien et du Cénomaniens inférieur. Cette discontinuité témoigne d'une émergence de la plate-forme néritique à cette époque.

La seconde discontinuité se localise à la base du Sénonien et est soulignée par la lacune du Turonien et du Sénonien inférieur dans la zone occidentale et par le Coniacien et le Turonien dans la zone orientale.

Ces discontinuités sédimentologiques caractérisent les phases tectoniques crétacées qui ont affecté la plate-forme constantinoise.



**Fig. 27 : Corrélation stratigraphiques entre la zone occidentale et la zone orientale des monts d'Ain M' Lila**



## Conclusion :

L'étude stratigraphique des massifs néritiques méridionaux laisse apparaître une série carbonatée néritique qui vas du Jurassique à l'Aptien terminal, surmontée par une série marneuse et marno-calcaire. Cette coupure très nette entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur été signalée par M.Beghoul (1974) dans le SE constantinois.

Le terme inférieur carbonaté de cette série se termine par une surface durcie d'ampleur régionale soulignant la fin des faciès de plate-forme.

Cette surface durcie est caractérisée par une silicification dominante et par un placage biomicritique ferrugineux Y. Aris (1994). Elle est affectée par des phénomènes diagénétiques qui indiquent qu'elle est d'origine sédimentaire (M. Chadi, 2004) et non pas d'origine tectonique comme le c'était admis (J.M. Vila, 1980). Elle témoigne de l'émersion de la plate-forme constantinoise à l'Aptien terminal–Albien inférieur (M. Chadi, 1991).

Les influences marno-gréseuses, qui marque le passage Barrémien–Aptien, qui sont présents au Djebel Anouda, au Djebel Guelaat Ouled Sellem et montent jusqu'à l'Albien au Djebel Tolba appartiennent a des âges différents comme l'avait déjà remarqué C. Voute(1967). Ces influences marno gréseuses s'amincissent progressivement vers le Nord.

Cette réduction des épaisseurs est peut être liée à l'éloignement de la source des apports, ou à une subsidence moins importantes,ou aux deux selon M. Chadi (1991).

L'Albien, quand il existe, est caractérisé par des calcaires noduleux parfois conglomératique, qui reposent en discordance angulaire sur la surface d'érosion terminant les calcaires aptiens.

Hormis le massif du Nif Enncer ou l'Albien est représenté par une alternance de marne et calcaires, dans tous les massifs méridionaux l'Albien est représenté par une série condensée de biomicrites constituant le colmatage de paléo-karst lié à une émersion de la plateforme accompagnée d'une phase d'érosion entre l'Aptien supérieur et les premier dépôts de l'Albien (Y. Aris, 1994 - M. Chadi, 2004).

Au Cénomaniens moyen et supérieur, on observe un changement radical dans la sédimentation, qui été de type plate-forme jusqu'ici et devenais pélagique de type bassin au Cénomaniens. Ce bouleversement paléogéographique a été interprété par un affaissement du môle néritique constantinois (J.C.Lahondère et J.C. Mané, 1983).

Le Sénonien montre des lacunes à sa base, il est représenté par des marnes et des marno-calcaire du Sénonien inférieur sur le flanc sud du massif du Guérioun. Ailleurs, c'est le Campanien qui repose directement sur le Crétacé moyen dans les massifs méridionaux.

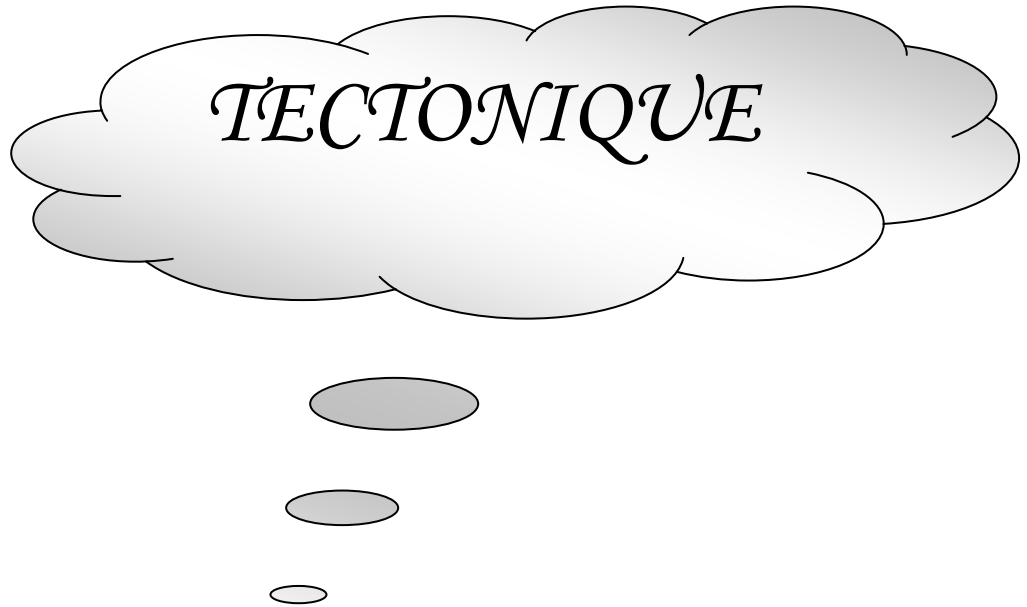
Deux discontinuités majeures sont soulignées :

La première, située à l'Aptien terminal, est soulignées par la lacune de l'Albien et du Cénomaniens inférieur.

La deuxième, beaucoup plus importante, est associée à l'absence locale des différents termes allant du Turonien au Sénonien inférieur. Cette discontinuité est liée à une surface d'érosion située à la base du Sénonien supérieur qui présente une extension considérable et qui serait en partie responsable de nombreuse lacune de sédimentation cartographique.

Ces variations d'épaisseurs, ces lacunes de dépôts et la surface d'émersion pourraient être le résultat d'un héritage de la structure du socle lors d'événements tectoniques qui débutent à l'Albien et qui se poursuivent au Crétacé supérieur.

Ainsi l'activation des faille de direction NE-SW et NW–SE issues du socle sous-jacent pendant la période Crétacé moyen-supérieur aurait contribué dans la structuration de cette partie de la plate-forme constantinoise.



## Chapitre IV :

## Introduction

Les anciens ouvrages consacrés à la tectonique des massifs néritiques constantinois ne fournissent que des données ponctuelles, souvent imprécises.

Il s'agit d'études, entreprises dans des conditions difficiles, qui entrent dans le cadre des levés des cartes géologiques à 1/50.000<sup>e</sup>.

Dans les années 90, M. Chadi (1991), Ph-E. Coiffait, 1992) et Y. Aris (1994) ont effectué des études axées sur la stratigraphie et la structure des massifs néritiques, principalement Y. Aris qui a quantifié les phases tectoniques qui ont affectées cette partie de la chaîne alpine d'Algérie.

Cependant, sur le plan structural, un certain nombre de points restent à préciser :

- La géométrie même des différents massifs. La cartographie géologique au 1/200.000 (J. M. Vila) n'offre à ce sujet que peu de renseignements ;
- La structure même de "l'unité néritique", principalement dans son secteur méridional ;
- Les déformations dans la série marneuse de couverture et les relations de celle-ci avec son "substratum" calcaire néritique ;
- Aborder le problème de l'autochtonie ou l'allochtonie des massifs calcaires néritiques constantinois et des séries marneuses sus-jacentes au niveau des massifs néritiques méridionaux.

Dans cet esprit, la synthèse tectonique qui va suivre, basée sur les travaux de M. Chadi (1991), Ph-E. Coiffait (1992) et Y. Aris (1994) tente de reconnaître la structure des massifs néritiques méridionaux, les principales phases tectoniques qui les ont affecté et d'en déterminer les différents effets.

Mais avant d'en présenter les observations et les résultats, il convient de définir succinctement les méthodes de travail utilisées.

### I. Les méthodes d'étude

L'étude des mégastructures et des déformations affectant le secteur méridional du néritique constantinois a nécessité l'emploi de diverses méthodes d'analyses structurales.

Celles-ci se caractérisent par des échelles d'observations variables, avec l'examen des photographies aériennes et les investigations menées sur le terrain.

#### 1) Analyse des photographies aériennes

La couverture aérienne du secteur étudié se compose d'une centaine de photos au 1/25.000<sup>e</sup>. Dans cette région très fracturée et au relief dénudé, l'analyse des photographies aériennes s'est révélée primordiale et a permis de définir les grands traits structuraux du secteur étudié

## 2) Analyses sur le terrain

Elles se rapportent aux observations effectuées sur le terrain. La plupart du temps, celles-ci ont consisté en des coupes perpendiculaires aux structures, afin de préciser la géométrie des différentes unités morphotectoniques. Les contacts structuraux ont également fait l'attention d'un examen particulier. Localement, la complexité des déformations a nécessité une cartographie plus détaillée.

Cette méthode d'analyse va maintenant être précisée par :

- La géométrie des différents marqueurs tectoniques ;
- L'interprétation cinématique de ces marqueurs tectoniques dans un système simple de déformation.

### 2.1 . Les marqueurs tectoniques

Les marqueurs tectoniques de déformation rencontrés dans le matériel rocheux (principalement dans les calcaires néritiques) se traduisent par des discontinuités (failles) et par des plissements. Ces différentes manifestations qui indiquent un ou plusieurs épisodes tectoniques sont fréquemment accompagnées de structures de tailles variables dont l'analyse tectonique permet parfois de définir le type ou l'origine de la déformation.

#### a. Les indicateurs de déplacement

Ils correspondent à des figures tectoniques d'échelles variées. A l'exception des stries et des cannelures qui n'en donnent que l'orientation, la plupart des indices renseignent également sur le sens du mouvement.

#### b. Les tectoglyphes (fig.28)

Ils correspondent à des empreintes de friction laissées par le déplacement sur un plan de fracture et elles sont matérialisées par des stries ou des cannelures indiquant la direction ou le sens du déplacement relatif. La flèche noire indique le sens de déplacement du bloc absent.

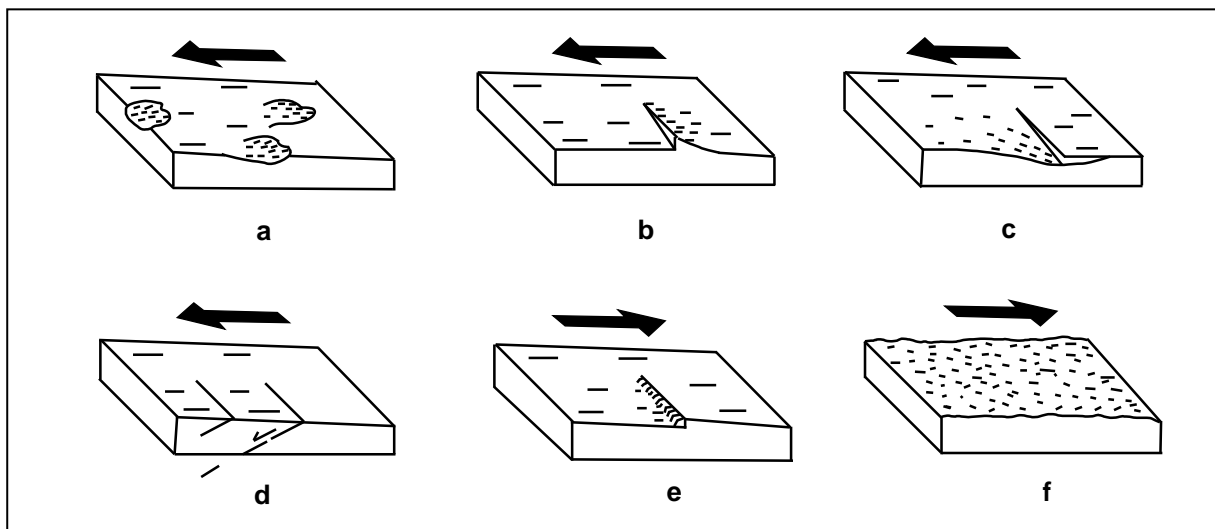


Fig. 28 : Les tectoglyphes (d'après P. Vialon et al. 1976).

a- Rainures, niches d'arrachement.

b- Gradins d'arrachement.

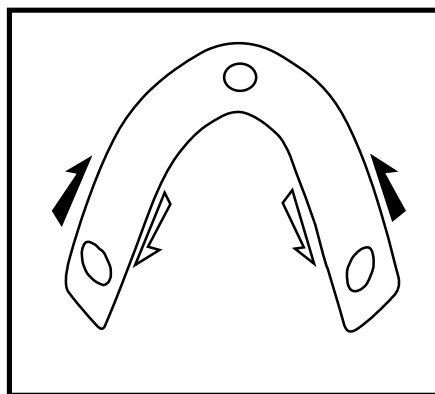
c- Gradins de lentilles : croissance de calcite dans les niches d'arrachement. Au cours du déplacement, les lentilles sont tronçonnées.

d- Gradins de diaclases pennés : intercession d'une cassure avec des joints en échelon.

e- Gradin de compression stylolithisé.

f- Plan stylolithisé avec pics obliques.

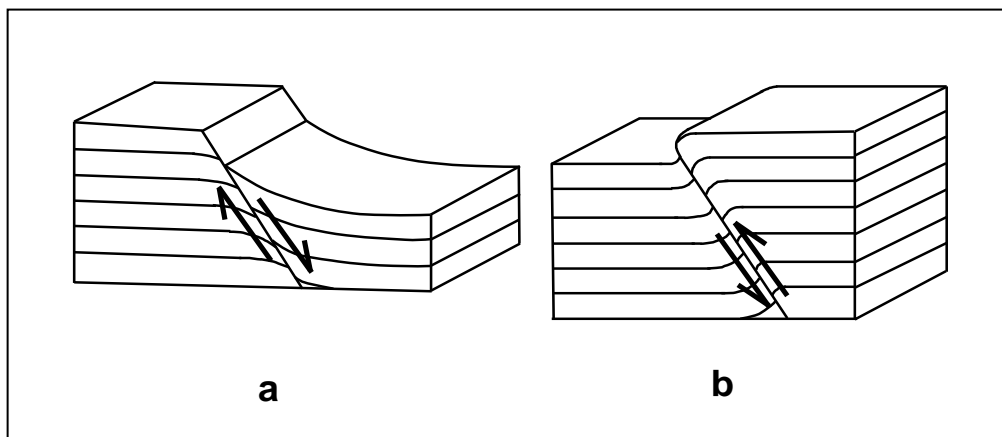
Fréquemment, certaines de ces empreintes sont localisées sur les plans de stratification. Il faut alors les rattacher à des plissements par glissements couche sur couche (Fig. 29).



**Fig. 29 : Glissements couche sur couche dans un pli à Déformation de flanc.**

### c. Les crochons de rebroussement (fig.30)

Ils se manifestent à proximité des plans de failles, dans les formations qui présentent un litage antérieur à la rupture. Les couches subissent alors une courbure ou un rebroussement le long du plan de rupture qui indique le sens du mouvement relatif.



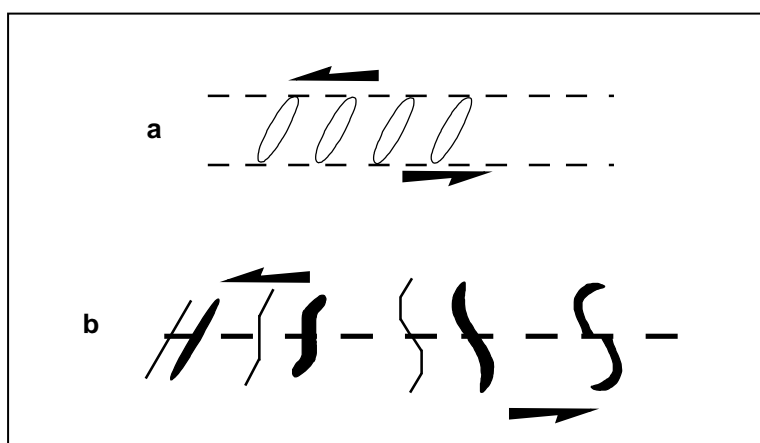
**Fig. 30 : Rebroussements de couches le long d'un plan de faille.**

a : Faille normale

b : Faille inverse.

**d. Les fentes de tensions en échelon (fig.31)**

Elles sont localisées dans les zones de cisaillement et uniquement dans les bancs calcaires. L'accentuation du mouvement le long de la zone de cisaillement, conduit souvent à des fentes sigmoïdes élargies à remplissage de calcite.



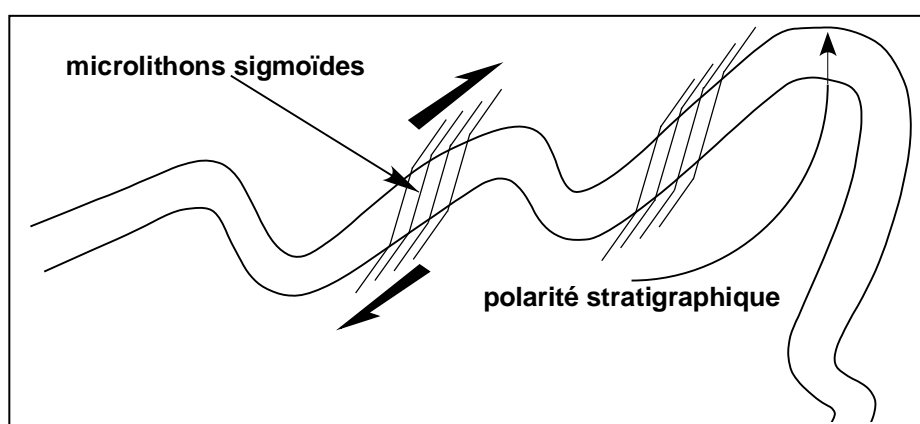
**Fig. 31: Failles de tension en échelon (d'après P. Vialon et al., 1976).**

a- Disposition simple en début de rupture.

b- Fentes sigmoïdes.

**e. Les microlithons (Fig.32)**

Il s'agit d'éléments de roches découpés par des plans de clivage. Ces structures fréquentes dans les calcaires crétacés indiquent des glissements relatifs le long des plans de stratification. L'accentuation du mouvement produit des microlithons sigmoïdes qui sont les plus répandus.



**Fig. 32 : Développement des microlithons sur le flanc normal  
D'un pli anticlinal déversé (d'après P. Vialon et al., 1976).**



### f. Les plis d'entraînement

Ces déformations, de tailles variables, s'accompagnent souvent de microlithons ou de failles inverses et s'observent principalement dans la série de couverture d'âge crétacé supérieur. Elles sont à relier au glissement de couches sur couches sur le flanc d'un plissement plus ample. Leur géométrie (flanc long et court) renseigne sur la position de la charnière du pli principal.

### g. Les stylolithes

Deux types sont à distinguer :

- Stylolithes de compaction (stylolithes stratiformes) à plan parallèle à la stratification et à pic perpendiculaire au plan de stratification.
- Stylolithes d'origine tectonique, à plan et pic indépendants de la stratification. Dans ce cas ils représentent des marqueurs tectoniques qui renseignent sur une compression locale dont la composante est indiquée par l'orientation des pics.

## 2.2 Interprétation des marqueurs tectoniques dans un système simple de déformation :

### a. Définition d'un système de déformation :

Un volume rocheux soumis à un champ de contraintes subit, après franchissement du seuil d'élasticité, des déformations permanentes qui peuvent être de deux types :

- continues, par flexion ou plissement, dans les roches compétentes (argiles, marnes, calcaires ...)
- discontinues, par rupture et fracturation dans les roches incompétentes (dolomies, calcaires cristallin ...).

En théorie, l'image de l'état déformé est représentée par l'ellipsoïde des déformations défini par ses trois axes principaux orthogonaux :

X - grand axe : direction d'allongement maximal

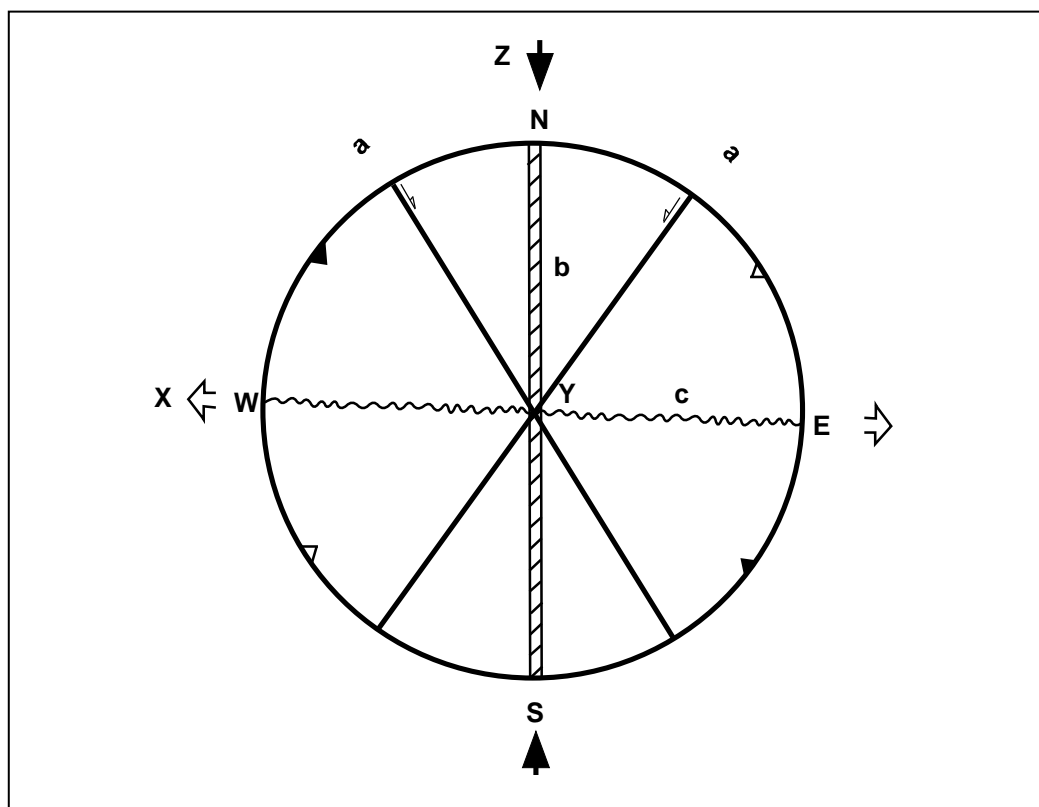
Y - axe moyen : direction intermédiaire

Z - petit axe : direction de raccourcissement maximal.

L'analyse des différents marqueurs tectoniques a donc pour but de reconstituer l'ellipsoïde des déformations avec, en particulier, l'orientation des axes X et Z.

### b. Interprétation cinématique des marqueurs tectoniques

Divers marqueurs tectoniques relevés sur le terrain peuvent être interprétés par rapport à l'ellipsoïde des déformations, dans un système simple de déformation (fig. 33).



**Fig. 33 : Orientation des directions principales de la déformation dans**

Un système simple de déformation (d'après F.Arthaud et P.Choukroune 1972).

a : Failles dites conjuguées, à mouvement contemporains et à sens opposés, admettant Z comme bissectrice de l'angle aigu indiquant la direction de compression maximum. X bissectrice de l'angle obtus, matérialise la direction de distension, Y qui correspond à l'intersection des plans de failles conjuguées.

b : Les fentes de tension parallèles au plan YZ, matérialisent la direction de compression maximum.

c : La direction des pics stylolithiques correspond également à l'axe Z, direction de compression maximum.

### c. Modèle de Riedel et perturbations des contraintes en direction (fig. 34)

Réseau de fractures conjuguées de différents ordres qui se développent dans une zone de cisaillement.

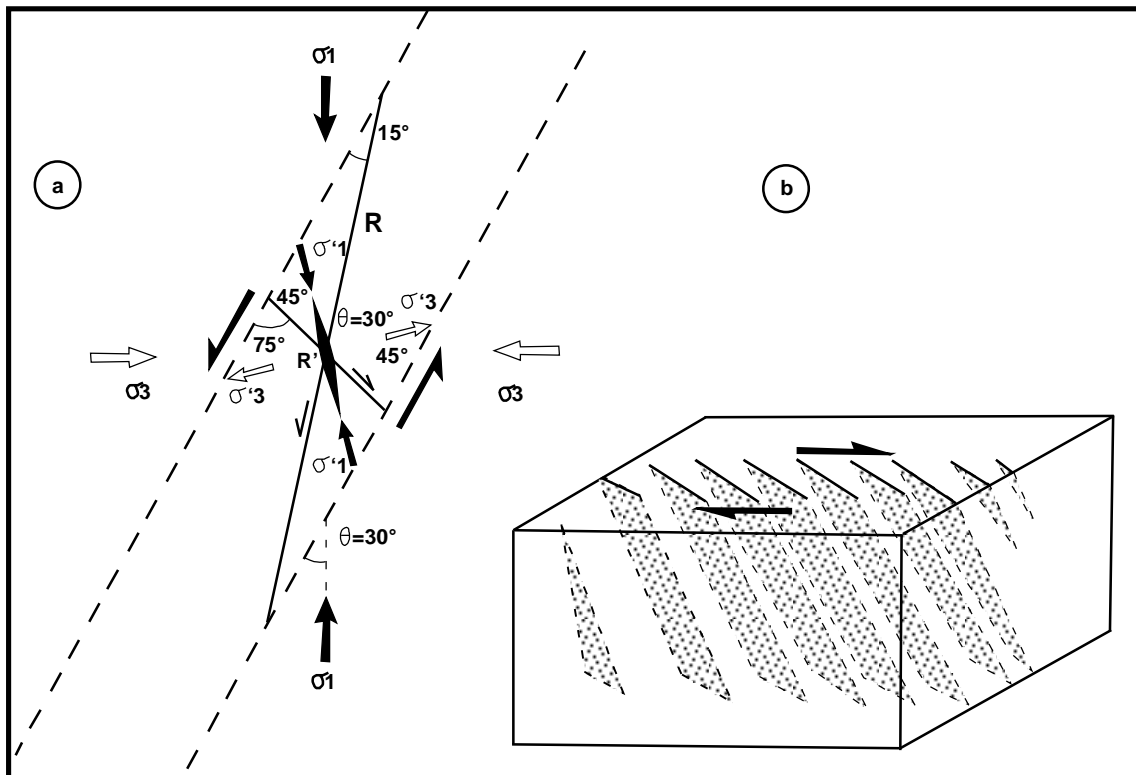
On observe :

R : failles synthétiques qui font un angle de  $15^\circ$  avec la zone de cisaillement.

R' : failles antithétiques qui font un angle de  $75^\circ$  avec la zone de cisaillement.

L'axe de l'ellipsoïde de déformation est représenté par la bissectrice de l'angle aigu RR'.

Si la direction de la contrainte principale reste relativement homogène, au voisinage de ces grands accidents (Taponier et Molnar, 1976), les contraintes subissent au cours d'une même phase de déformations des modifications en direction (). Ce phénomène s'observe à toutes les échelles aussi bien pour les contraintes actuelles que fossiles (Philip, 1983 ; Liu Xiaohan, 1983 ; M. Guiraud, 1990-1991). On parle de perturbation des contraintes au voisinage d'accidents.



**Fig. 34 : Modèle de Riedel.**

a : relations angulaires entre les éléments d'une zone de cisaillement.

b : Représentation en bloc diagramme des fentes de tension en échelon dans une zone de cisaillement.

#### **d. Les mesures d'orientation**

##### ➤ *Les éléments planaires*

L'orientation d'un plan est définie par sa direction (de 0 à 180) et son pendage (par exemple un plan de direction NW-SE à pendage de 70 vers le SW sera noté : N 135 E, 70 SW).

##### ➤ *Les éléments linéaires*

Leur orientation est définie par leur direction et leur plongement (par exemple une strie de direction NE-SW à plongement de 20 vers le NE sera notée : N 45 E 20 NE).

#### **e. - Les critères de polarité stratigraphique**

L'intensité de la déformation à l'échelle régionale a conduit fréquemment au redressement des couches à la verticale où à leur basculement. Dans ce dernier cas, la série se retrouve donc en position inverse. Il est primordial de mettre en évidence ce genre de phénomène tectonique, qui caractérise une déformation liée à l'intensité du plissement.

Les critères qui ont servi à définir la polarité stratigraphique des séries rencontrées sont essentiellement d'ordre sédimentologique et paléontologique.

## II - Tectonique des massifs néritiques méridionaux

En Algérie orientale, c'est P. Termier (1906) qui fut le premier à envisager l'existence des nappes de charriages à semelle triasique.

Ces vues allochtonistes, partagées par L. Joleaud (1912) qui admettait l'existence, dans la région de Constantine, de recouvrements et de nappes dans le sous-bassement du Néogène, entraînèrent une vive polémique et furent vivement contestées et combattues par les géologues de l'école d'Alger, principalement par J. Savornin (1920).

Après la 2<sup>ème</sup> guerre mondiale, l'existence de nappes telliennes s'était imposée en Algérie du Nord grâce aux travaux de A. Caire et aux reconnaissances pétrolières de la S. N. REPAL.

Mais dans les zones externes du constantinois, elles demeuraient toujours niées et les géologues retenaient pour cette région l'hypothèse de variations brusques de faciès.

Dans les années 50, une pléiade de géologues hollandais dont B.C. Bär, C. Voûte et J. R. van de Fliert s'attelaient activement à des recherches exclusivement portées sur les confins méridionaux du môle néritique constantinois.

Ils mirent en évidence un passage latéral de faciès, l'absence du Turonien, des chevauchements locaux et l'importance des failles en décrochements.

En 1973, R. Guiraud envisage l'allochtonie du môle néritique : "on peut penser que l'unité carbonatée néritique repose sur un matériel autochtone assez souple (Mésozoïque, Eocène, Miocène p. p.)" (R. Guiraud, 1973, p. 220).

La conclusion de cet auteur, partait de la proximité des dépôts marneux des Sellaoua et calcaires néritiques du Môle constantinois, du chevauchement du Djebel Zdimm que J. Savornin a montré dès 1920, qu'on peut raccorder au chevauchement du Djebel Youcef mis en évidence par S. Guellal.

En 1980, J. M. Vila qui, dans le cadre des travaux pétroliers, a axé plus que ses prédécesseurs ses travaux sur les zones externes du Constantinois, a conclu à l'existence d'un "avant-pays allochtone" (Fig.) constitué de plusieurs unités allochtones empilées les unes sur les autres avec de bas en haut :

- L'unité allochtone des Sellaoua,
- L'ensemble allochtone sud sétifien,
- La nappe néritique constantinoise.

En outre, les observations de l'auteur conduisent à donner une extension considérable vers le Sud des nappes telliennes en mettant en évidence l'existence des "unités telliennes méridionale à Nummulites" qui seraient la couverture du péni-tellien charriée vers le Sud.

Pour l'auteur, c'est la phase tortonienne à vergence Sud qui reprend les structures antérieures et a abouti à la mise en place des unités citées ci-avant.

Le Trias qui affleure de ces régions est systématiquement interprété comme semelle de nappe.

N. Kazitani (1986) explique l'évolution paléogéographique et structurale de la plate-forme constantinoise et sétifienne par un système d'accidents bordiers NE-SW et NW-SE limitant des bassins et des blocs basculés et trouve les arguments mis en avant pour étayer l'allochtonie de «l'avant-pays allochtone» peu convaincants.

J.C. Lahondère (1987) dans son étude sur les séries ultra-tellienne d'Algérie nord-orientale, conteste l'allochtonie des «unités telliennes méridionales à Nummulites» au niveau du synclinal de Texas.

M. Chadi (1991-2004), met en évidence une émergence du néritique constantinois à l'Albo-Aptien, remarque que le «Miocène remaniant le Cénomanién» daté par J.M. Vila représente en fait le Cénomanién et conteste l'allochtonie de la «nappe néritique constantinoise» et des «unités telliennes à Nummulites».

En 1992 P.E. Coiffait publie sa thèse d'Etat sur le bassin de Constantine dans laquelle il conteste l'allochtonie de toutes les unités mises en évidence par J.M. Vila.

Y. Aris (1994), dans son étude tectonique et microtectonique du Constantinois central, quantifie la tectonique mésozoïque et Cénozoïque et met en évidence deux phases de déformations crétacées, l'une distensive à l'Albien et l'autre compressive au Sénonien inférieur.

Sur le plan stratigraphique, il met en évidence d'importantes lacunes de dépôts, des surfaces durcies et des variations d'épaisseurs.

## **1) Etude des déformations des massifs néritiques méridionaux**

### **Introduction**

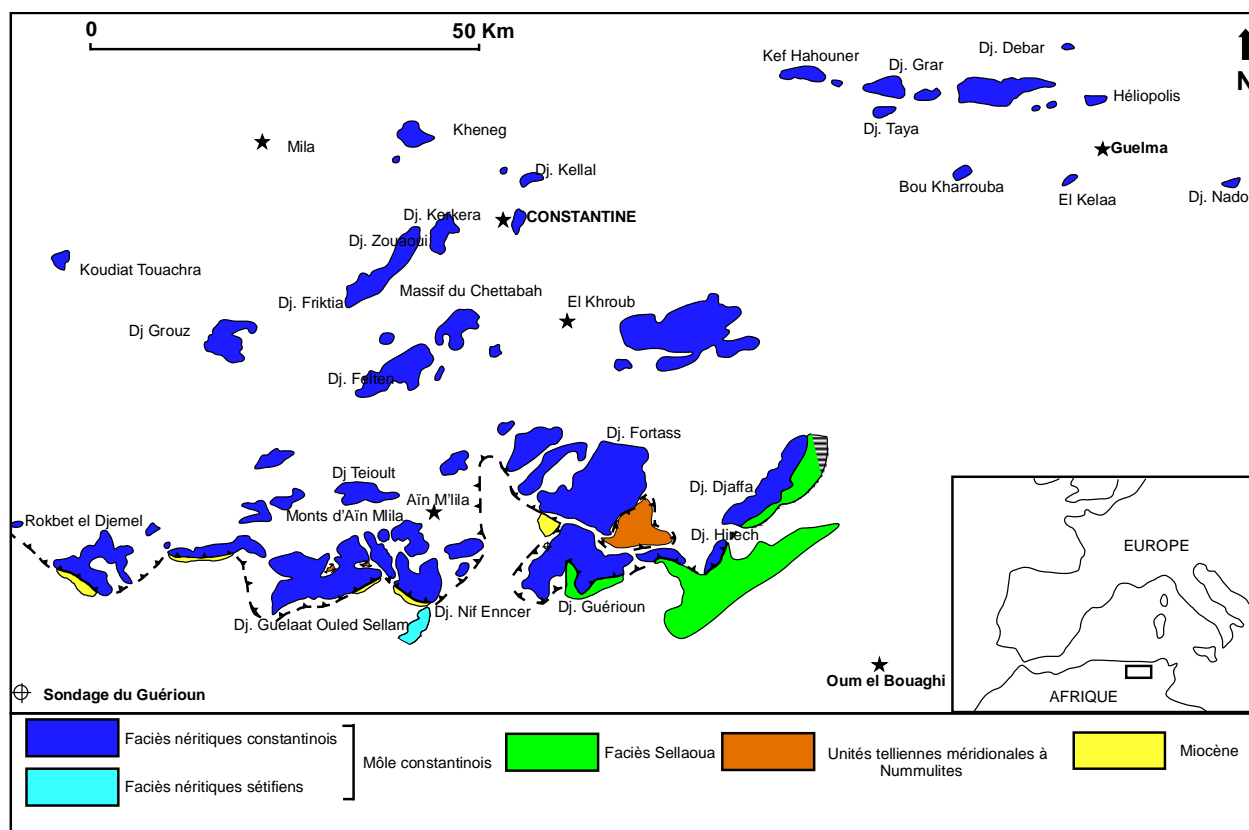
La zone dont nous nous proposons de décrire la structure est située dans le domaine externe de la chaîne des maghrébides, dans les confins méridionaux des massifs néritiques constantinois, entre les massifs des Loussalit à l'Est et le massif des Ouled Abdenour à l'Ouest.

Elle est caractérisée par l'organisation E - W de ses grands traits structuraux majeurs. A ceci s'ajoute un découpage par failles dont les directions varient entre NW - SE (N140°E) et NE - SW (N60°E). Leur rejet est en grande partie horizontal.

L'intérêt principal du choix de cette zone, réside dans le fait que, mieux que partout ailleurs, on peut y étudier les relations sédimentaires et structurales qui existent entre les

différentes unités mises en évidence par J.M. Vila (1980) dans sa synthèse sur la chaîne alpine d'Algérie orientale.

Il s'agit de "l'ensemble allochtone sud-sétifien," de la "nappe néritique constantinoise", de l'unité allochtone des Sellaoua et des "unités méridionales à Nummulites" (Fig. 35).



**Fig. 35 : Les différentes unités structurales qui constituent « l'avant-pays allochtone » au niveau des massifs néritiques méridionaux (d'après J.M. Vila, 1980).**

Pour simplifier la description des structures, nous avons subdivisé la région étudiée en trois zones géographiques :

- l'aire occidentale, représentée par les imposants massifs du Guelaat Ouled Sellem et du Nif Enncer, dotée d'une fracturation NW-SE et subméridienne, constitue un ensemble structural allongé sensiblement dans la direction Est-Ouest ;
- l'aire orientale représentée par les massifs du Fortass au nord et du Guérioun au sud, qui montre la même fracturation et qui constitue quant à elle un ensemble structural avec des directions Nord- Est - Sud-Ouest à Est - Ouest ;
- l'aire médiane qui assure la jonction entre les deux zones précédentes, et qui est surtout caractérisée par la vaste plaine d'Aïn M'lila (dite fenêtre d'Aïn M'lila) et les massifs du Bouzabine et du Hallilif.

### 1.1 L'aire occidentale

Cette zone est représentée par le massif des Ouled Sellam à l'ouest et les massifs du Nif Enncer et du Kef Err Kene à l'est.

### a. Le massif des Ouled Sellem :

Ce secteur (Fig. 36) laisse apparaître trois structures géologiques assez bien individualisées, que nous examinerons du nord au sud :

– La structure nord : elle est constituée des massifs des Koudiat Ragouba-Mzara et, au-delà de la dépression de l'Oued Bekikia, du massif du Koudiat Gabel el Djemaa, du Djebel Faham et de la Koudiat Demmane et montre une structure anticlinale bien reconnaissable.

– La structure médiane : elle englobe une vaste dépression qui se poursuit du Bled Tafrent à l'Ouest au Bled Chergui à l'Est en passant par le Bir Bekikia et le Bled Tikhribine.

De manière générale, cette dépression constitue un synclinal à ossature de calcaires aptiens et à remplissage de marnes crétacées avec en son cœur une étroite bande de marnes noires paléocènes et de calcaires à silex et Nummulites yprésiens.

– La structure sud : elle est représentée par le massif le plus imposant de la région d'étude Il s'étend du Djebel Taref à l'Ouest au Djebel Guelaat Ouled Sellem à l'Est.

De manière générale, il s'agit d'une vaste structure anticlinale qui présente une direction axiale variant de nord-est - sud-ouest à est-ouest et qui se resserre de plus en plus en se déplaçant vers l'Est.

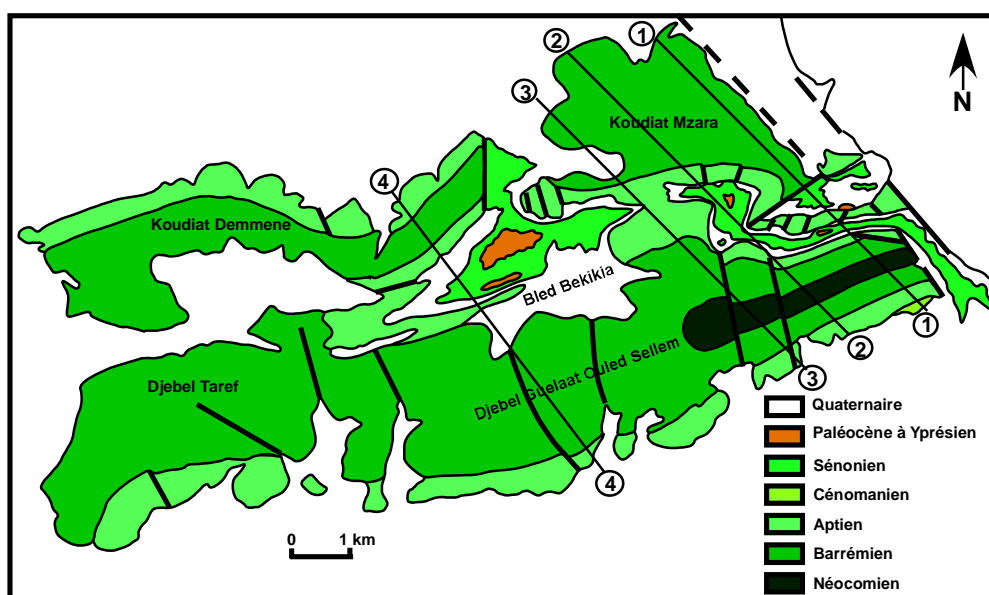


Fig. 36 : Carte géologique du massif des Ouled Sellem.

#### a.1 La structure Nord

##### ➤ L'anticlinal du Koudiat Ragouba-Mzara :

Ce massif est limité, à l'Est par une importante faille en décrochement à jeu dextre de direction Nord-Ouest - Sud-Est, et à l'Ouest par la faille subméridienne du Gabel el Djemaa. Les couches de ce massif montrent une direction variant de Nord-Sud dans sa limite occidentale, Est-Ouest sur le flanc sud et nord-ouest sud-est dans sa partie centrale et dans son extrémité orientale près de la zone de cisaillement.



Dans la partie septentrionale, la direction des couches s'incurve doucement vers le Nord-Est avant d'être recouvertes par les dépôts quaternaires.

M. Chadi (1991) ne partage pas l'interprétation de B. C. Bär (1957) qui, pour expliquer la direction de ces couches qu'il trouve aberrante, limite ce massif au Nord par une faille NE-SW. En suivant les couches, il constate qu'elles changent de direction de NE-SW à E-O, pour devenir NW-SE près de la grande faille en décrochement.

Sur le flanc sud, d'Ouest en Est les couches se redressent fortement, prennent une direction N30°E au Koudiat Ghar Ben Salah à l'approche de la zone de cisaillement et chevauchent vers le Sud le Bled Chergui. Le chevauchement se fait par l'intermédiaire d'une faille inverse de direction N55°E dont le rejet diminue en allant vers le sud-ouest.

Cette structure est interprétée comme un anticlinal d'axe plongeant vers l'Ouest avec une direction variant de Nord-Est-Sud-Ouest à Est - Ouest et montre une torsion N 130° E au niveau de la grande faille décrochante qui limite cette structure à l'Est (M. Chadi, 1991).

Grâce au redressement des couches, la surface durcie qui limite la série calcaire est partout visible sur le flanc sud du Koudiat Mzara-Ragouba.

#### ➤ **L'anticlinal du Koudiat Gabel el Djemaa-Demmane.**

Limité à l'Est par la grande faille subméridienne, il montre une distorsion selon la direction Nord 150 ° Est. En effet, l'axe de cette structure se tord pour passer de la direction Nord 90 ° Est à la direction Nord 150 ° Est dans l'extrémité Est du Djebel Faham. Cette torsion à convexité Nord est facilitée par des fractures disposées en éventail. Les plus importantes, de direction Nord-Ouest - Sud Est laissent apparaître un rejet horizontal dextre de l'ordre de 200 mètres. A cet endroit, les couches prennent une direction Nord 130° Est très voisine de celle des plans des grandes failles. Le rejet horizontal de ces failles en décrochement dextre, qui n'affectent que le flanc Nord de cette structure, diminue en direction du Sud.

Le flanc sud montre des pentes très faibles dans le Bled Tafrent où les conditions d'affleurements sont particulièrement mauvaises, mais où les couches se redressent en allant vers l'est jusqu'au renversement dans l'extrémité orientale du Koudiat Gabel el Djemaa.

Sur le versant nord, la surface durcie localisée au sommet des calcaires néritiques est visible en plusieurs points. Au nord du Koudiat Demmane, les échantillons prélevés dans les marnes jaunes qui reposent sur les calcaires aptiens par l'intermédiaire de la surface durcie, (cartographié en Miocène par J. M. Vila), ont fourni une microfaune cénomaniennne (M. Chadi, 1991).

#### ➤ **L'ensemble Djebel Faham - Koudiat Demmane**

Cet ensemble forme un anticlinal qui se déplie de plus en plus en allant vers l'ouest. Les couches montrent une direction Est - Ouest avec un pendage très faible du flanc sud et plus fort sur le flanc nord. Quelques failles de directions NE-SW et NW-SE à rejet peu important sont visibles.

### **a.2 La structure médiane**

Cette structure, très dépliée dans sa partie occidentale dans le Bled Tafrent attesté par des pentes très douces, est de plus en plus resserrée en allant vers l'Est. L'axe de cette structure présente une direction Nord Est-Sud-Ouest à Est Ouest et montre à son extrémité Est des

torsions qui semblent être dues à des plissements et des fractures liés à la grande zone de cisaillement qui limite la zone occidentale vers l'Est.

➤ **La région du Bir Bekikia**

La région du Bir Bekikia consiste en une structure synclinale d'axe NE-SW près du Koudiat el Djebbs et E-W au Bir Bekikia.

La zone est très fracturée, mais on peut cependant observer que les directions des calcaires à Nummulites yprésiens sont parfaitement parallèles aux directions des calcaires aptiens qui constituent l'ossature de cette structure.

Les marnes sénoniennes à l'ouest de la grande faille du Gabel el Djemaa sont renversées et montrent d'intenses dysharmonies.

Les calcaires à silex yprésiens de la Koudiat Raschouf, très fracturés laissent apercevoir une structure synclinale très nette. Plus au sud, les affleurements de calcaires à silex et Nummulites sont renversés. Le flanc sud est plissé ; ce plissement disparaît vers l'Est.

Plus à l'ouest dans le Bled Tafrent, les pendages ne dépassent pas les  $10^\circ$  attestant le dépliage de ce synclinal.

➤ **Le Bled Tikhribine**

Le Bled Tikhribine montre une structure synclinale à cœur de marnes crétacées et éocènes et à ossature de calcaires aptiens. L'axe de ce synclinal, variant de la direction  $N90^\circ E$  à  $N30^\circ E$ , est complètement tordu. Les torsions sont dues aux plissements et failles liés à la grande zone de cisaillement.

Cependant les directions des couches des calcaires à silex et Nummulites sont absolument parallèles à la direction des couches des calcaires aptiens du Ben Sellem et des Koudiat Ragouba-Rhar Ben Salah, qui constituent les flancs sud et nord de cette structure.

➤ **Le Bled Chergui**

Le Bled Chergui représente une dépression comblée de marnes et de marno-calcaires d'âge Crétacé supérieur et Eocène. Il est situé au nord du Djebel Guelaat Ouled Sellem dans la zone la plus complexe de la région étudiée.

Les marnes sénoniennes qui constituent le cœur de ce synclinal sont chevauchées au nord-ouest par les calcaires aptiens et les dolomies barrémiennes du Koudiat Rhar Ben Salah et au nord-est par les calcaires du Koudiat el Mzara. Le chevauchement, qui prend naissance à partir de la zone de cisaillement, se fait par l'intermédiaire d'une importante faille  $N55^\circ E$  dont le rejet vertical diminue en direction du Sud-Ouest. Ici les marnes et les marno-calcaires sénoniens qui constituent le flanc nord du synclinal du Bled Chergui sont déversés vers le sud.

La grande faille en décrochement dextre  $N 140^\circ E$  qui limite la zone occidentale à l'Est passe dans ce synclinal. Son passage est attesté par le changement de direction des couches qui, de  $N 90^\circ E$ , deviennent  $N 130^\circ E$  pratiquement parallèle à la faille.

Au sud-est du Koudiat el Mzara, qui constitue une structure anticlinale déversée dans sa partie ouest sur le synclinal du Bled Chergui, nous avons prélevé des marnes jaunes qui ont

donné un âge Cénomaniens (M. Chadi, 1991). Là aussi les calcaires aptiens, verticaux, permettent d'observer la surface durcie qui termine la série calcaire.

### ➤ L'oued Chaabet

Cartographié en Miocène dans les cartes géologiques dressées par J.M. Vila, l'Oued Chaabet constitue un synclinal très pincé à cœur de calcaires à silex et Nummulites éocène et à ossature de calcaires aptiens. Les calcaires aptiens très redressés du mamelon 1186 formant le flanc nord de ce synclinal, chevauchent le flanc sud du synclinal du Bled Chergui. Quant au flanc sud, il est représenté par les calcaires aptiens sub-verticaux du flanc nord de l'anticlinal du Djebel Guelaat Ouled Sellem.

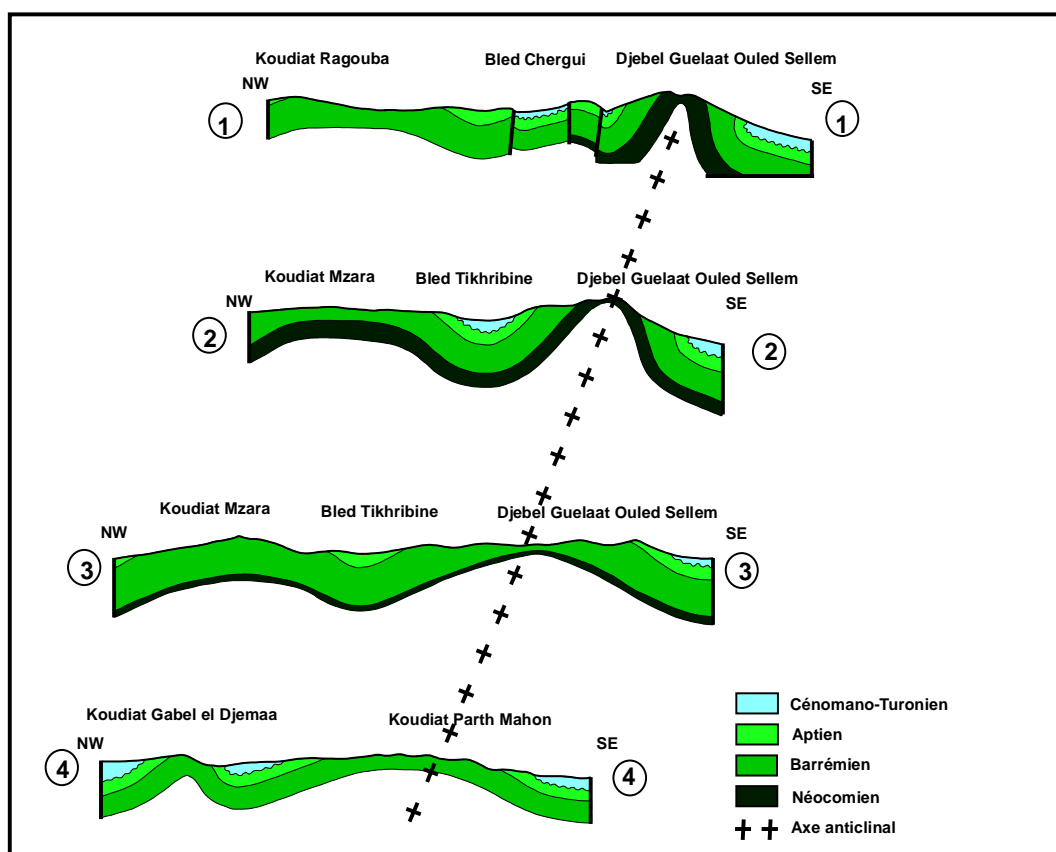
Près de la grande faille en décrochement dextre N140°E, la direction des couches devient N130°E et tend à devenir parallèle à la zone de cisaillement.

Les marnes cénomaniennes affleurent au Sud et à l'Ouest du mamelon 1186 (M. Chadi, 1991).

### a.3 La structure sud

Elle est représentée par le massif le plus imposant de la région étudiée et constitue une vaste structure anticlinale assez complexe avec une direction axiale variant de nord-est - sud-ouest à est-ouest et qui se resserre de plus en plus en se déplaçant vers l'Est.

Les pendages des couches du flanc méridional de ce massif plongent vers le sud et le sud-est et se redressent peu à peu jusqu'à s'inverser à la limite orientale du Djebel Guelaat Ouled Sellem en passant par la verticale au niveau du Djer Zitoun (Fig. 37).



**Fig. 37 : Coupes géologiques sérieées montrant le déversement vers le sud du flanc méridional de l'anticlinal des Ouled Sellem dans sa partie orientale effectuée par M. Chadi 2004)**

Le cœur de cet anticlinal est constitué de dolomies noires azoïques rapportées au Barrémien inférieur ou à l'Hauterivien par M. Chadi (1991).

#### ➤ La zone orientale du Djebel Guelaat Ouled Sellem

Au niveau de la zone de cisaillement dextre qui limite l'anticlinal à son extrémité orientale, les couches prennent une direction N 120° E. Sur le flanc nord, des calcaires aptiens entraînés par le mouvement de la zone de cisaillement chevauchent les calcaires barrémiens.

Deux failles importantes sub-méridiennes sont situées près du sommet du Djebel Guelaat Ouled Sellem coté 1377 m et semble se perdrent plus au nord, dans la zone fracturée du Bled Chergui.

A l'ouest de ces failles, la limite des dolomies noires qui constituent le cœur de cet anticlinal dessine une fermeture périclinale.

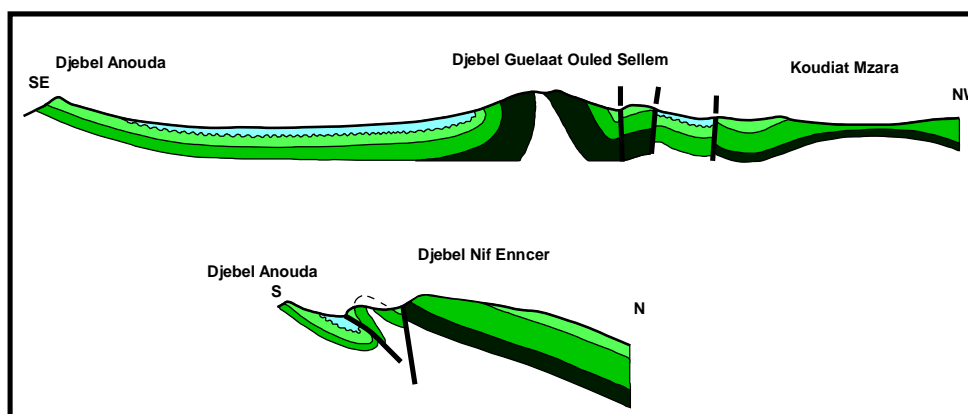
Sur le flanc septentrional, les couches plongent vers le nord et présentent des pendages de plus en plus fort en allant vers l'Est ; de l'ordre de 50° dans le Bled Tikhribine, de 70° entre les deux failles et de 85° à l'Est de ces failles. Le Jurassique supérieur mentionné sur les cartes dressées par J. M. Vila représente en fait l'Aptien et le Barrémien dolomitisés (M. Chadi, 1991).

Les pendages des couches du flanc méridional de ce massif plongent vers le sud et le sud-est et se redressent peu à peu jusqu'au s'inverser à la limite orientale du Djebel Guelaat Ouled Sellem en passant par la verticale au niveau du Djer Zitoun. En ce dernier endroit, la surface durcie qui limite vers le haut les calcaires néritiques, et qui constitue un niveau repère régional, est bien visible.

#### Conclusion

Le massif des Ouled Sellam représente une structure plissée et fracturée avec deux anticlinaux limitant un synclinal (Fig.). La limite orientale des axes anticlinaux plonge vers le Sud-Ouest. Ceci est très visible dans les anticlinaux du Djebel Guelaat Ouled Sellem et du Koudiat Ragouha-Mzara où les couches dessinent une fermeture périclinale. C'est ce plongement des anticlinaux vers l'Ouest qui a été interprété par B. C. Bär en blocs basculés.

Les coupes dressées sur le massif du Guelaat Ouled Sellem et du Nif Enncer (Fig. 38) ne témoignent pas de la présence d'un "rouleau frontal" comme le suggère J. M. Vila (1980).



**Fig. 38 : Coupes géologiques montrant les relations structurales entre le néritique constantinois (Dj. Guelaat Ouled Sellem, Dj. Nif Enncer) et l'ensemble sud-sétifien (Dj. Anouda) d'après M. Chadi 2004)**

### b. Le massif du Nif Enncer

Cette zone (Fig. 39) est représentée par les massifs du Djebel Tolba, du Djebel Guerouaou, du Djebel Tadertène, du Kef Enncer au sud et par les massifs des Djebels Err Kene, Guelaat Ouled el Hadj, el Kessaïa et des Koudiats el Oust, el Aïne et Rhar Bentaga au Nord.

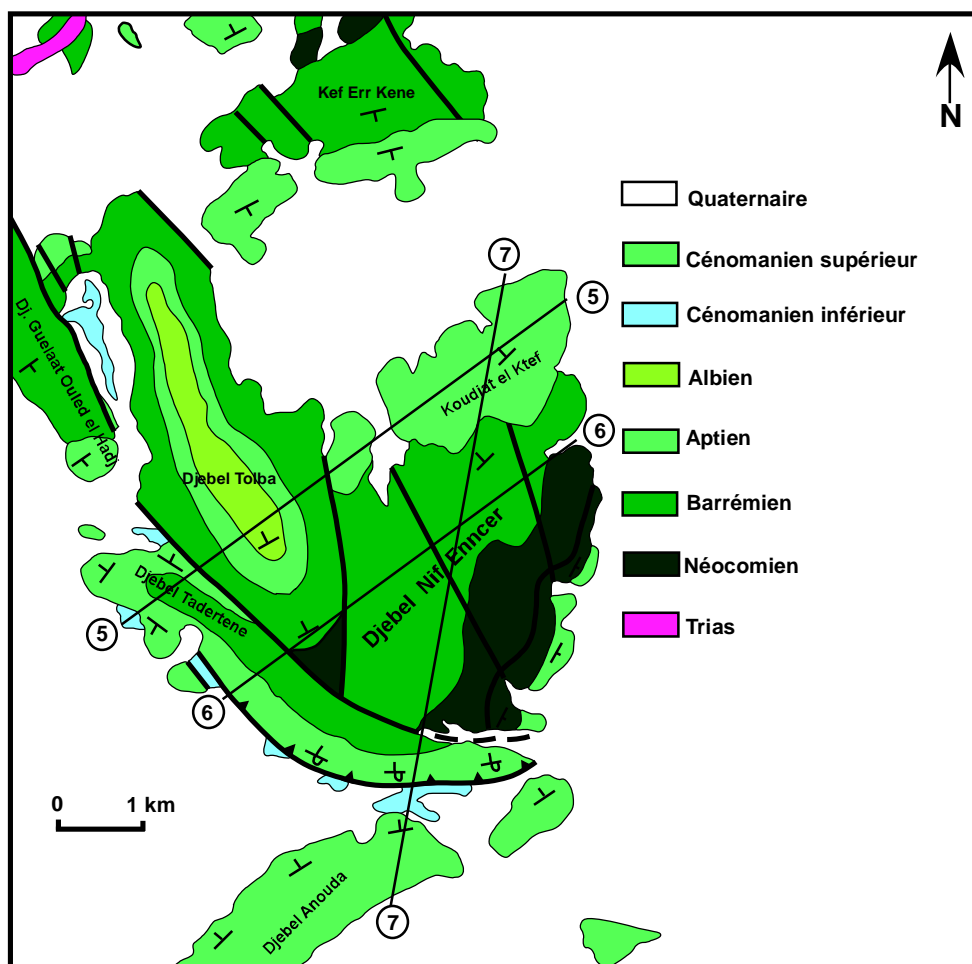


Fig. 39 : Carte géologique du massif du Nif Enncer.

#### ➤ Le Djebel Tolba et le Djebel Guerouaou

Les Djebel Tolba-Guerouaou forment un synclinal (Fig. 39) très ample avec des pendages très faibles de direction nord-est sud-ouest.

Ce massif, peu déformé, est limité de tous les côtés par des failles qui ont permis sa remontée.

Le cœur de cette structure est formé de calcaires albiens à *Colomiella recta* (M. Chadi, 2004) et non de calcaires barrémiens comme figuré sur les cartes levées par J. M. Vila.

Situé à la jonction du massif des Ouled Sellam et du massif du Nif Enncer, c'est le site le plus significatif qui aurait conservé les enregistrements de la tectonique d'âge apto-albo-cénomaniens inférieur (M. Chadi, 2004).

Il s'agit en fait d'une intersection entre la structure du Djebel Tadertène de direction globale NW-SE avec le Djebel Nif Enncer de direction globale NE-SW. Dans la zone de contact entre

les deux structures, existe un réseau de failles présentant une direction dominante N 140° E et une direction N 10° E.

Certaines directions se relayent entre-elles et ceci est manifeste entre les failles N 140° E et N 120° E. Ce réseau constitue en fait le prolongement NW de la "transversale Béjaia-Négrine" (N. Kazi-Tani, 1986).

L'Albien, d'une centaine de mètres d'épaisseur au Djebel Tolba, n'existe plus au nord et au sud des deux failles de direction N 140° E.

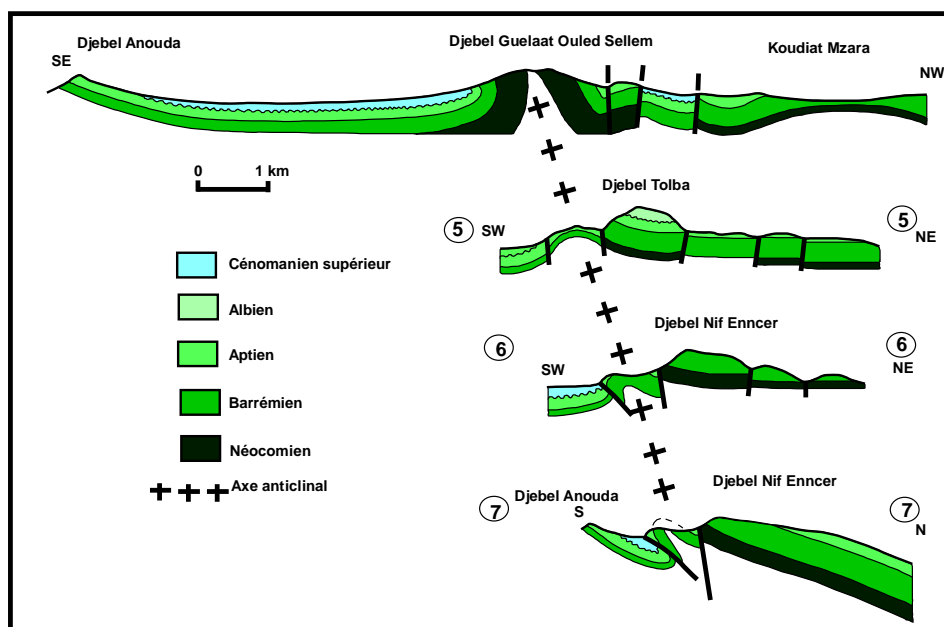
Vers l'est, au-delà de la faille N 10° E qui sépare le Djebel Tolba du Djebel Guelaat Ouled Hadj, l'Albien est brutalement interrompue et ne subsiste que le Cénomanién inférieur conglomératique et discordant sur l'Aptien.

Ces failles (N 140° E et N 10° E), qui séparent des compartiments à sédimentation différente au cours de l'Albo-Aptien et du Cénomanién inférieur, témoignent d'une activité durant cette époque (M. Chadi, 2004).

La paléostructure restaurée serait, d'après M. Chadi (2004), en faveur d'une transtension albienne mettant en œuvre un jeu normal des failles de direction N 10°E et un jeu dextre des failles de direction N 140°E aboutissant à la formation d'un pull-apart.

#### ➤ Le Djebel Nif Enncer et le Kef Enncer

Le massif qui est constitué du Kef Enncer et du Djebel Nif Enncer est largement affecté par des failles sub-méridiennes à rejet relativement faible et présente des directions variant de nord-est sud-ouest à est-ouest. Il représente un anticlinal couché (Fig. 40) constitué de calcaires aptiens et barrémiens.



**Fig. 40 : Coupe géologiques sérieées montrant le changement de direction de l'axe anticlinal au niveau du massif du Nif Enncer d'après M.Chadi 2004).**

Les dolomies noires du flanc nord (cartographiées Jurassique par J.M. Vila (1980) et rapporté au Néocomien par M. Chadi (2004) apparaissent au niveau de la falaise à la faveur d'une faille inverse de direction nord-est sud-ouest. Le flanc nord, comme le flanc sud de cette structure présente des pendages vers le nord et le nord-ouest.

#### ➤ **Le Djebel Tadretene**

Le Djebel Tadretene, largement affecté par des failles de direction nord-ouest - sud-est, montre des couches de directions variant de nord-ouest - sud-est à est - ouest. Les pendages plongent vers le sud-ouest au niveau du Djebel Tadretene, deviennent verticales près de l'Aïn Melha et plongent vers le nord au niveau de l'Aïn Tahar.

Le Djebel Tadretene correspond donc à un anticlinal à cœur barrémien et à flanc aptiens et présente une direction axiale NW-SE à E - W avec un flanc sud qui se déverse dans sa limite orientale près de l'Aïn Tahar (Fig. 40). L'axe anticlinal de ce massif se relit à l'est avec l'axe anticlinal du massif du Djebel Nif Enncer-Kef Nif Enncer

La présence d'un grand nombre de décrochements de direction N 140°E et N 120°E qui guident les torsions et les étirements qui affectent les plis précoces les amènent à devenir de plus en plus parallèles aux failles en décrochements.

Ceci est particulièrement visible au Djebel Tadretene qui montre une direction axiale N 130 E proche de la direction des accidents à rejet dextre. Rejet qui a été systématiquement envisagé par B. C. Bär qui a levé la carte d'Aïn M'lila. Il est, sur le terrain, confirmé par la présence fréquente de stries plus ou moins proches de l'horizontale sur les miroirs des zones de failles.

#### ➤ **Le massif du Ke Err Kene**

De manière générale, cette région du Kef Err Kene correspond à un anticlinal dont la voûte s'est effondrée et ne subsiste que les deux flancs, le flanc nord représenté par les massifs des Koudiat el Oust et el Aïne, le flanc sud constitué par le Djebel el Kessaïa et par le Djebel Err Kene.

Le Koudiat Rhar Bentaga forme un fossé d'effondrement. Le rejet des deux failles qui limitent ce fossé d'effondrement diminue en direction du sud-ouest.

Des structures analogues ont été décrites par B. C. Bär (1957) dans le Djebel Timetlass à l'Ouest du Djebel Tadjerout et du Koudiat Timetlass ainsi que dans la région du massif du Guérioun à l'Est, où C. Voûte a aussi observé des structures comparables quand il disait : "les anticlinaux montrent parfois un fossé axial" (C. Voûte 1967, p. 202).

#### ➤ **Le Djebel Guelaat Ouled Hadj**

Limité à l'est et à l'ouest par deux failles en décrochement dextre de direction N 140° E, le massif du Guelaat Ouled Hadj montre de légères ondulations sur les flancs et est affecté de nombreuses failles. Les failles présentent deux directions NE-SW à jeu sénestre et NW-SE à jeu dextre.

Cette zone, qui fait la jonction avec le massif du Guelaat Ouled Sellam montre une intense fracturation.



Les plans de ces failles montrent toujours de belles stries et des recristallisations de calcite importantes. Les fentes de tension associées aux cisaillements, sont également bien développées. Le sens relatif du déplacement des blocs en présence a donc pu être déterminé, dans une large proportion de manière satisfaisante.

Les cisaillements entraînent éventuellement la naissance de clivages schisteux d'autant mieux développés que l'on se trouve plus près des zones de cisaillements.

### Conclusion :

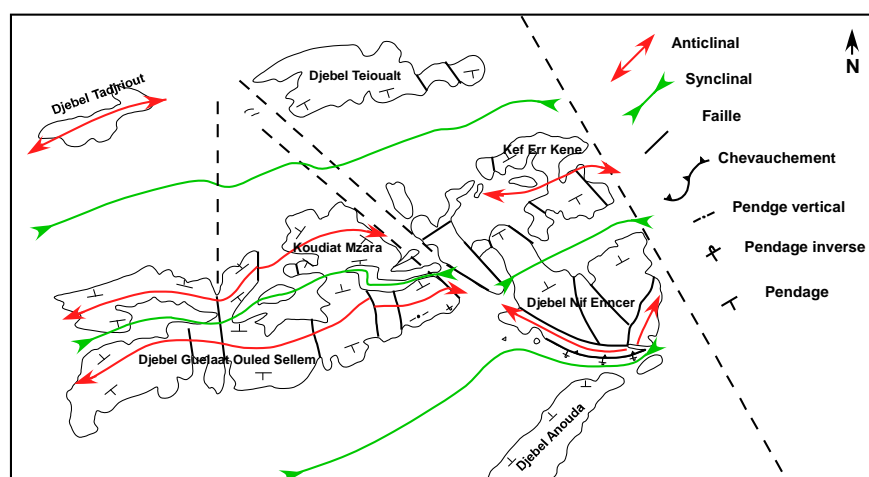
Le Massif du Nif Enncer représente une structure plissée et faillée, avec au nord l'anticlinal du Kef Err Kene, qui comporte un fossé axial et au sud l'anticlinal couché du Nif Enncer. Ces deux anticlinaux sont reliés par le synclinal du Djebel Tolba.

L'anticlinal couché du Djebel Nif Enncer est limité au sud sud-est par une importante zone de cisaillement dextre de direction N 140°E.

C'est cette zone de cisaillement qui induit la virgation de l'axe de l'anticlinal du Djebel Guelaat Ouled Sellam au niveau du Djebel Tadretène et de l'Ain Melha (Fig. 41).

Vers le nord-est, et au-delà de la zone de cisaillement, au niveau de Chaabet ben Meddour, l'axe prend une direction nord-est sud-ouest.

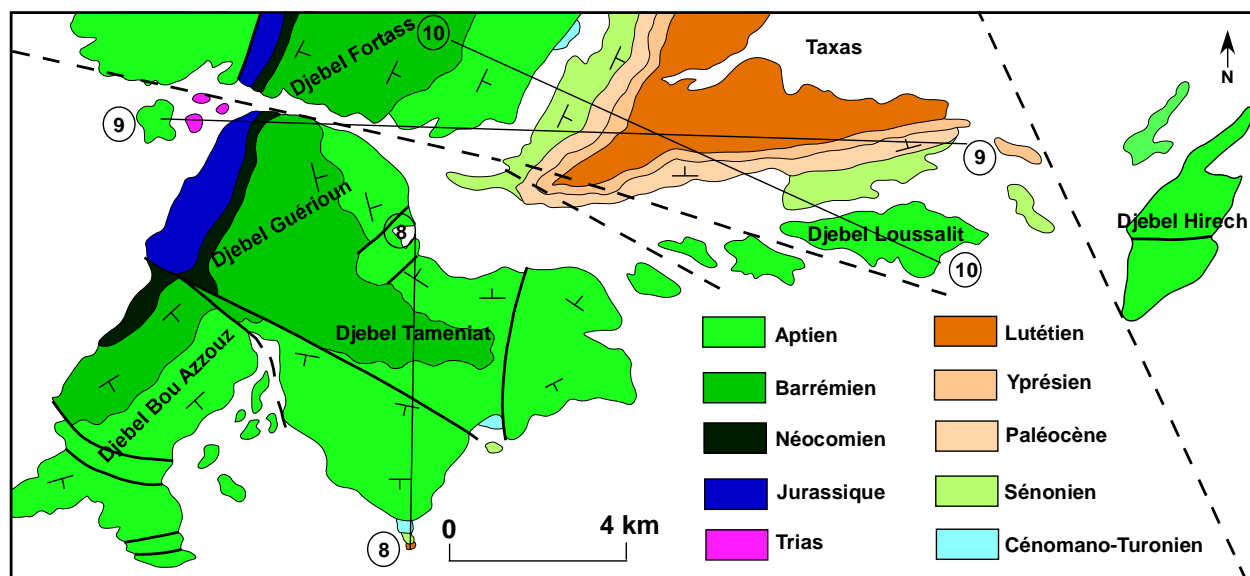
Le chevauchement qui apparaît au niveau du flanc sud de l'anticlinal du Djebel Nif Enncer s'enracine rapidement pour rejoindre les décrochements qui limitent ce massif au sud-ouest et au nord-est



**Fig. 41 : Schéma structural de l'aire occidentale (effectué par M.Chadi 2004).**

### 1.2 L'aire orientale

Elle est représentée par le massif du Guérioun, le massif du Fortass et par la dépression de Texas qui fait la jonction entre ces deux massifs.



**Fig. 42 : Carte géologique du massif du Guérioun et de la dépression du Taxas.**

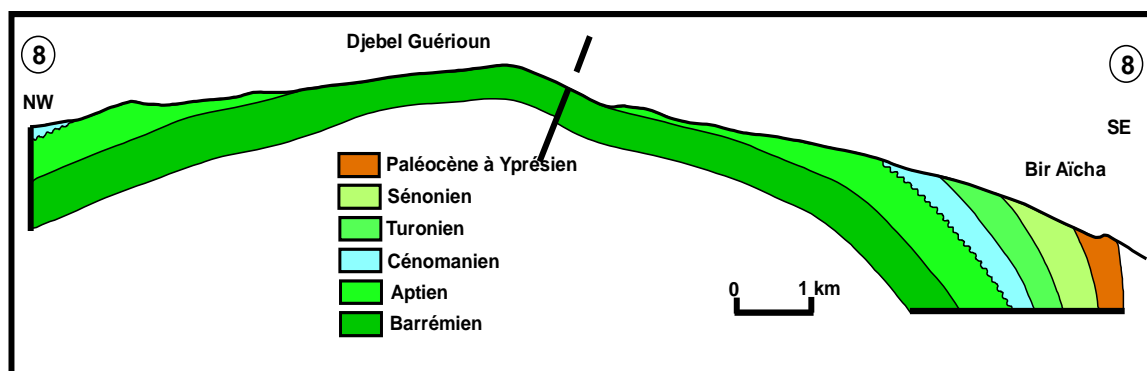
#### **a. Le massif du Guérioun (fig. 42)**

Le massif du Guérioun représente un anticlinal limité à l'ouest par une importante faille de direction nord- sud. Il est recoupé par des failles de direction nord-ouest sud-est qui montrent un mouvement horizontal dextre.

L'accident le plus important serait d'après M. Chadi (2004) celui qui sépare le Djebel Guérioun du Djebel Bou Azouz et, vers le sud, limite le Djebel Ras Rihane à l'est, contrairement à ce que pensent C. Voûte (1967) et P. E. Coiffait (1992), qui pour eux la faille la plus importante serait celle de direction N 120°E, qui sépare le Djebel Guérioun du Djebel Fortass.

Sur le versant sud du massif, au niveau des Djebels Ras Rihane et Tameniat (Fig.43), les pendages des calcaires néritiques se dirigent vers le sud et le sud-ouest. Par contre, sur le Djebel Bou Azouz, la direction des couches semble former une auréole, avec des directions nord-est sud-ouest, est-ouest et nord-ouest sud-est et des pendages qui plongent respectivement vers le sud-est, le sud et le sud-ouest. On remarque donc que, d'une manière globale, les pendages plongent vers le sud et ceci infirme l'existence "d'un rouleau frontal" mentionné par J. M. Vila (1980).

Par contre, sur la série marneuse de couverture, et de la base vers le sommet, on observe une augmentation du pendage. Ainsi, sur le revers sud du Djebel Ras Rihane, les pendages sont de l'ordre de 40° vers le sud sur la surface durcie et les marnes cénomaniennes, pour devenir verticaux au niveau des calcaires yprésiens.



**Fig. 43 : Coupe géologique du massif du Guérioun.**

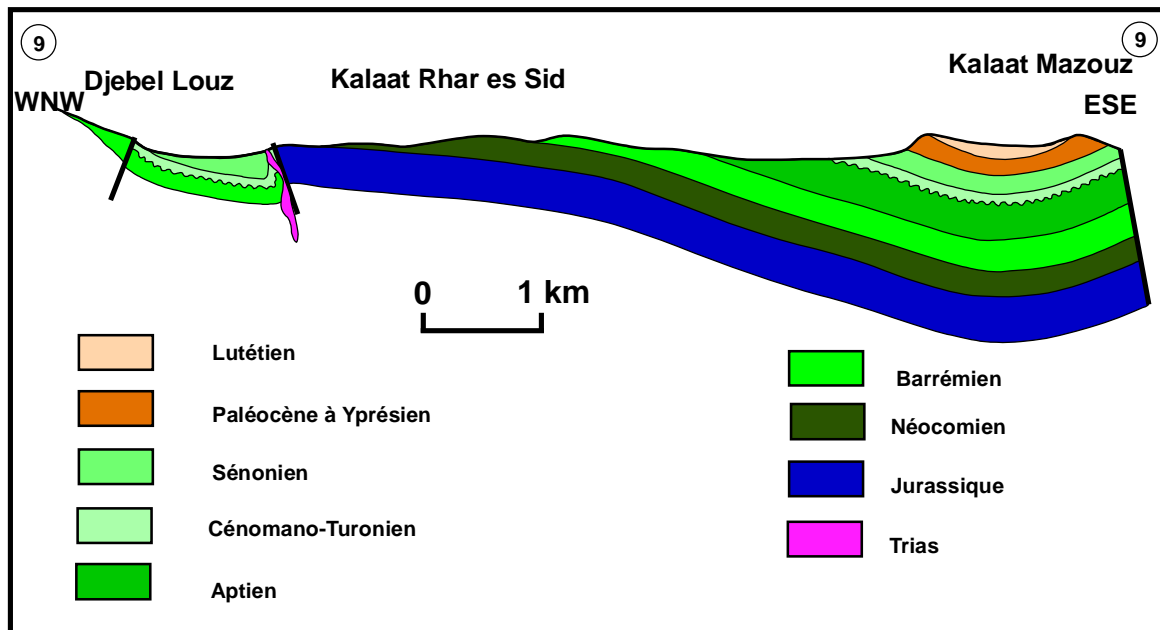
C'est au pied ouest de ce massif qu'a été implanté un sondage de reconnaissance profond et qui à l'époque a donné des résultats inattendus. Par la suite, J. M. Vila (1980) en faisait un des arguments principaux pour étayer ses conceptions allochtonistes de la région.

Sous 170 m de dolomies massives, ce forage recoupe 7 m de calcaires récifaux, puis 89 m de dolomies découpées par plusieurs failles avant d'atteindre les marnes cénomaniennes et santonniennes. C'est ces marnes que J. M. Vila (1980) a interprété comme faciès Sellaoua et qui pour lui sont surmontés par la nappe néritique.

Or ces marnes sont connues dans l'entaille de Chaabet el Louz, à l'ouest du massif du Guérioun, depuis les travaux de C. Voûte (1967).

Les observations et les coupes dressées sur la Koudiat Béchara et Chaabat el Louz montrent que les marnes crétacées reposent sur les calcaires aptiens par l'intermédiaire d'une surface durcie. Cette disposition est semblable à celle du revers sud du Djebel Guérioun (flanc sud du Djebel Ras Rihane) et permet de dire que ces marnes constituent la couverture normale des calcaires néritiques.

Le forage du Guérioun permet de dire que la faille qui limite le flanc ouest du Djebel Guérioun est une faille inverse comme le suggère la coupe dressée entre le Djebel Louz et le Djebel Guérioun (Fig. 44).



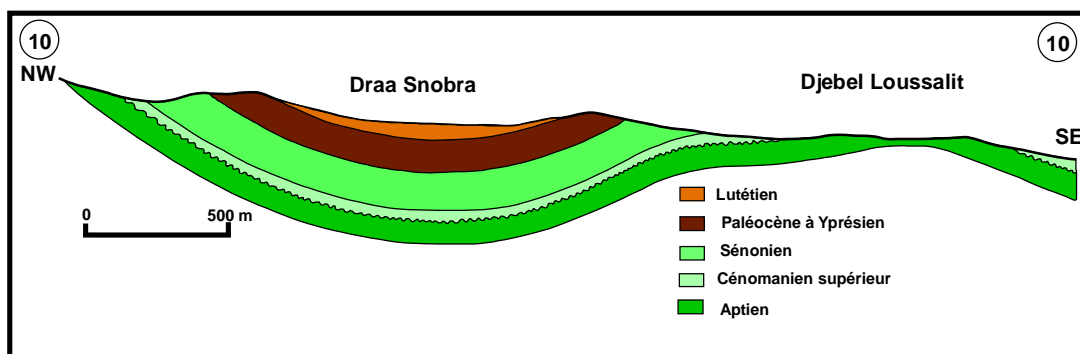
**Fig. 44 : Coupe géologique montrant l'interprétation en faille inverse de la limite occidentale du Djebel Guérioun d'après M.Chadi 2004).**

#### b - Le massif du Fortass

Comme le Djebel Guérioun, le Djebel Fortass (Fig. 42) est limité à l'ouest par une faille importante qui le sépare de la dépression des Ouled Djehich. De même que les autres structures, ce massif montre un axe anticlinal sigmoïde, plongeant vers l'est. Au-delà de la dépression des Ouled Djehich et qui représente en fait un synclinal pincé et, vers le nord-ouest, on trouve les Djebels Boulechrail et Ras Meguesba qui forment un anticlinal comportant un fossé axial.

#### c - La dépression de Taxas

La dépression de Taxas est comblée de terrain paléocènes et éocènes faisant suite à la série marneuse du Crétacé supérieur (Fig.45).



**Fig. 45 : Coupe géologique du synclinal du Taxas d'après M.Chadi 2004).**

Etudié par J. Flandrin (1948), par C. Voûte (1967), puis par J.M. Vila (1980), la structure synclinale y est très visible (Fig. 45). Elle est soulignée par les bancs de calcaires yprésiens

qui présentent des directions nord-est sud-ouest et plongent vers le sud-est sur le flanc nord et vers le nord-ouest sur le flanc sud.

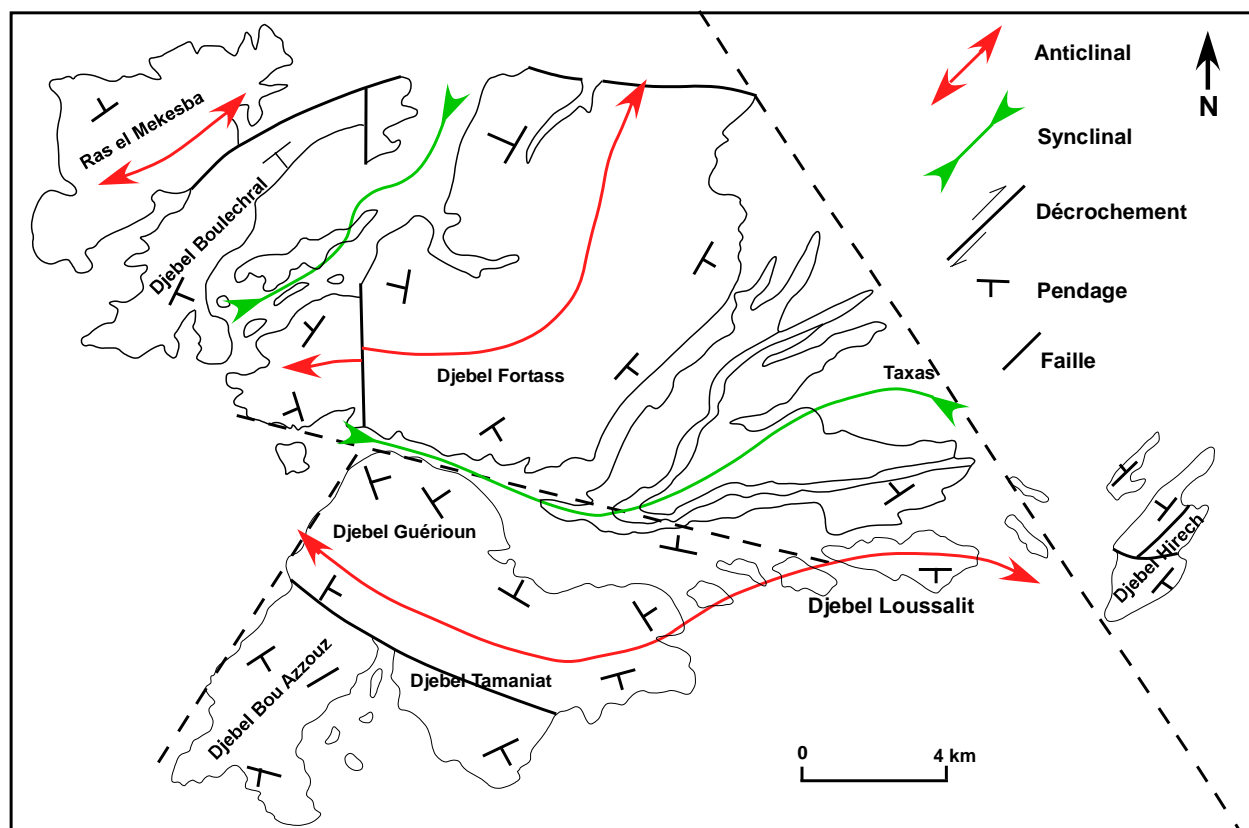
En allant vers l'ouest, au niveau de la cluse de Chaabet el Louz, cette structure synclinale se déplie et la direction des pendages devient pratiquement nord sud. L'axe de cette structure se tord et devient sigmoïde.

Notons aussi que les directions des couches sénoniennes et éocènes, (qui représenteraient les nappes telliennes méridionales à Nummulites), sont strictement parallèles aux directions des couches calcaires aptiennes.

## Conclusion

Du point de vue structural, le secteur oriental est représenté par une structure plissée et faillée, limitée à l'est et à l'ouest par d'importants décrochements dextres de direction nord-ouest sud-est. Au nord-est, les Djebels Ras el Mekesba et Boulechral forment un anticlinal comportant un fossé axial. Le fossé des Ouled Djehich représente en fait un synclinal pincé. L'anticlinal des Loussalit est haché de décrochements de direction N 120° E.

Les axes des structures sont sigmoïdes (Fig.46) et résulteraient de l'action de la compression, du jeu dextre des décrochements qui induirait des torsions.



**Fig. 46 : Schéma structural de l'aire orientale.**

### 1.3 L'aire médiane

Elle forme ce que J. M. Vila appelle la « fenêtre d'Aïn M'lila ». Représentée par les massifs du Bouzabine et du Hallilif, elle constitue en fait un fossé d'effondrement limité par des accidents de direction NW-SE, N-S et NE-SW.

#### a- Le Djebel Bouzabine

Il est affecté par une fracturation intense. Les failles montrent une direction nord-est sud-ouest. La structure de ce massif, formé exclusivement de calcaires aptiens, se résume en un anticlinal qui monte un effondrement de sa voûture axiale.

#### b - Le Djebel Hallilif

Le Djebel Hallilif est constitué exclusivement de dolomies et de ce fait, sa série stratigraphique n'a pu être dressée alors que J. M. Vila l'a rapportée au Jurassique. Cependant, M. Chadi (1991) a observé des fantômes d'ovalvéolines et d'orbitolines sur des échantillons provenant de ce massif.

Au pied nord de ce massif, M. Chadi (2004) a observé des calcaires à Nummulites de l'Yprésien que J. M. Vila a cartographié Miocène "remaniant du Lutétien et de l'Yprésien".

## III. Conclusion

L'analyse structurale des massifs néritiques méridionaux laisse apparaître une structure plicative, affectée par de nombreuses failles dont les plus importantes et les plus apparentes sont les décrochements dextres de direction NW-SE.

Le schéma structural de la région étudiée (Fig.47) montre que la structure des massifs néritiques méridionaux se résume en trois (3) anticlinaux séparés par deux (2) synclinaux, affectés de décrochements dextres de direction N 140°E.

Au niveau du massif du Nif Enncer, le décrochement induit une virgation de l'axe anticlinal qui prend une direction NW-SE.

A ces décrochements sont clairement liés les chevauchements observés sur le terrain.

Ainsi au niveau du flanc méridional du massif du Nif Enncer, le chevauchement de direction NW-SE s'enracine rapidement en direction du NW. Il en est de même pour le chevauchement du flanc sud du massif du Guelaat Ouled Sellem à son extrémité Est qui est de direction NE-SW et qui lui aussi s'enracine rapidement vers le NE en rejoignant le décrochement principal.

Ces chevauchements locaux, clairement liés aux décrochements dextres de direction NW-SE, ne permettent pas d'envisager une tectogénèse d'ampleur régionale.

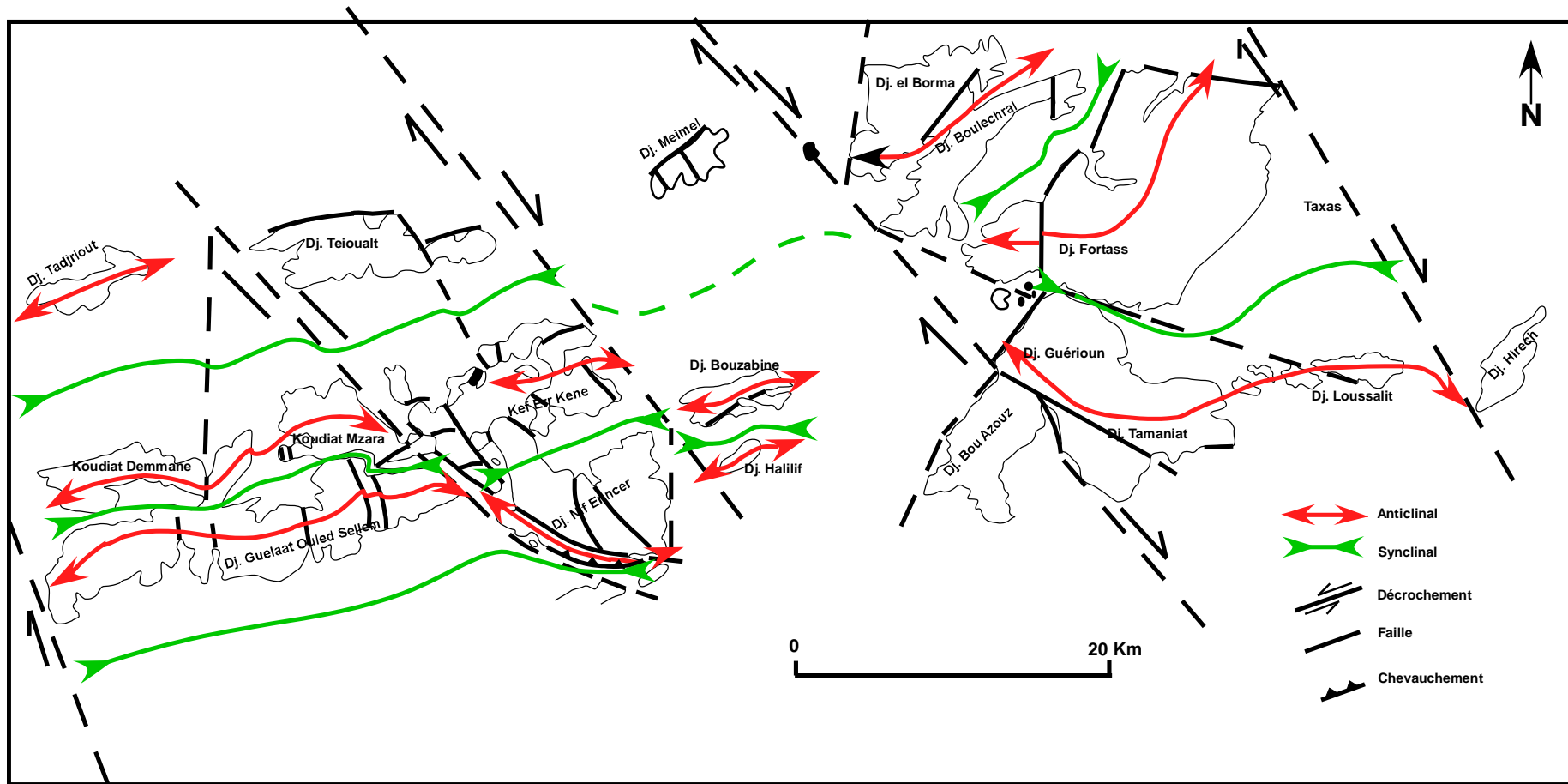
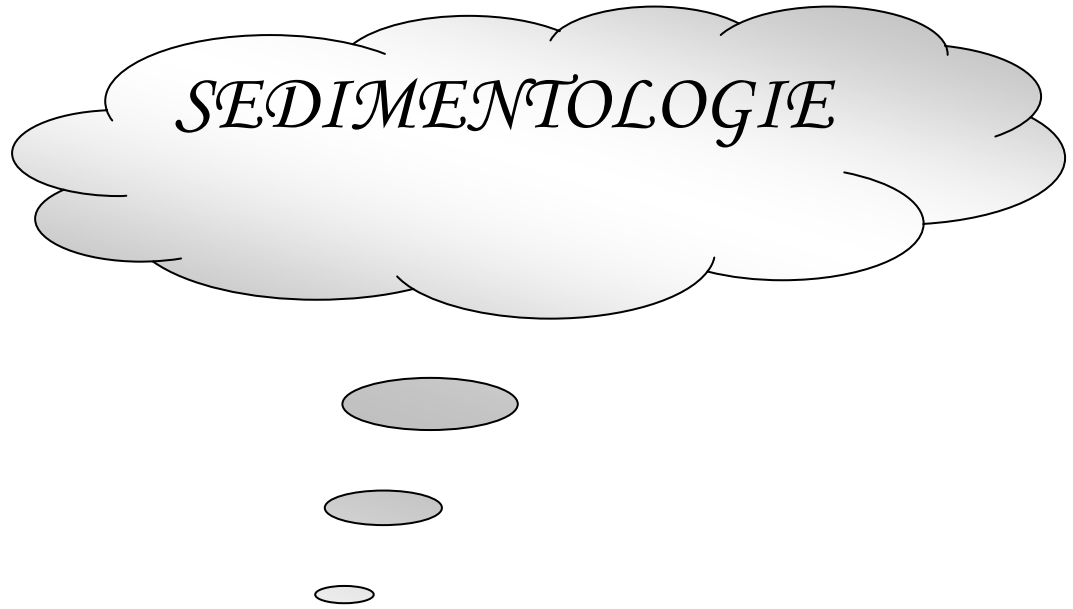


Fig. 47 : Schéma structural des massifs néritiques méridionaux (d'après M.Chadi 2004).





## Chapitre V :

## **Introduction :**

L'étude sédimentologique peut apporter des renseignements sur l'origine des sédiments, sur les conditions de leur transport et sur les caractéristiques du milieu de dépôt.

L'objectif de ce chapitre est de définir le cadre paléogéographique et paléoenvironnemental précis de la série sédimentaire du Crétacé inférieur des monts d'Ain M'Lila ; Ceci passe par la caractérisation des différents faciès sédimentaires, leur interprétation en termes de milieux de dépôts et leur intégration à un modèle de faciès. L'analyse de ces faciès nécessite une description lithologique détaillée basée sur les observations du terrain et du laboratoire.

Les travaux de terrain nous ont permis de représenter et déterminer les diverses unités lithologiques, et les faciès.

Les travaux du laboratoire consistent sur la préparation des lames minces pour la détermination des microfaciès, qui nous ont permis de reconstituer leur milieu de dépôt.

**I. Descriptions des techniques utilisées :** l'ensemble du travail réalisé peut être subdivisé en deux parties :

### **1) L'étude de terrain :**

#### **✚ Echantillonnage :**

L'analyse de terrain et la description des faciès forment la base de ce travail et nécessitent une attention particulière.

Les coupes étudiées ont été choisies selon différents critères :

- L'affleurement doit recouper une grande proportion du Crétacé inférieur (si possible toute une formation au moins) ; et où le top du Crétacé inférieur est bien visible.
- Il doit être le plus régulier possible, sans lacune de grande importance, ou difficultés tectoniques.
- Il doit être de la meilleure qualité possible (pas trop de dolomitisation).

La description lithologique des coupes est faite de bas en haut avec un échantillonnage plus ou moins systématique.

Les échantillons prélevés des bancs calcaires ont servi à la confection des lames minces.

Les faciès et microfaciès ont été décrits macroscopiquement sur le terrain ou sur échantillons polis et les microfaciès l'ont été sur lames minces sur base d'observation microscopiques, et dans la plus part des cas par diffractométrie. (Annexe I).

## 2) L'étude du laboratoire :

La confection des lames minces suivant la méthode habituelle employée pour les roches consolidées, a été réalisée aux laboratoires :

- Les découpages et polissages des échantillons par l'abrasif <sup>1</sup>(émeri) 90µm, 60µm, et 30µm ont été réalisés à l'atelier des lames minces de l'IST de Constantine.
- Le montage a été effectué à l'atelier des lames minces de Annaba où 12 lames ont été confectionnées.
- Aussi 22 lames ont été confectionnées au laboratoire de l'Université d'Egypte.

Ces lames ont été colorées par le bleu de méthylène afin d'observer la microporosité.

J'ai aussi bénéficié de 190 lames de Monsieur M. Chadi réalisées sur les monts d'Ain M'Lila. Plus de 224 lames confectionnées ont fait l'objet d'études microscopiques qui m'ont permis de bien déterminer la microfaune, la microporosité, les minéraux, et les microfaciès.

### 2.1. Coloration :

- la méthode de coloration au bleu **de méthylène** pour étudier la porosité consiste à immerger à froid pendant 30 secondes la lame mince dans la solution colorante, les pores vides se colorent en bleu.
- Une deuxième méthode de coloration a été effectuée sur une autre partie des lames pour distinguer la calcite de la dolomite, souvent difficile à reconnaître au microscope polarisant. Cette opération consiste à immerger à froid et pendant 30 à 45 secondes la lame mince dans une solution colorée à l'**alizarine rouge** selon la procédure définie par Dickson (1965). Cette teinture permet de différencier la calcite (en rose), la dolomite (non colorée) et la dolomite ferrique (en bleu).

### 2.2. Minéralogie :

**La calcimétrie** : A été mesurée de façon systématique. Son principe est de déterminer le pourcentage en carbonate de calcium sur 0,5 g de sédiment broyé et séché, de taille inférieure à 2 mm, en utilisant un calcimètre de Bernard. (Annex II)

**La diffractométrie** : Nous avons utilisé la méthode mise au point par Holtzapffel (1985). Les analyses ont été faites par diffraction X sur les échantillons calcaires.

L'étude de la minéralogie des roches carbonatées a été effectuée au moyen d'un diffractomètre muni d'une anticathode en cuivre.

---

<sup>1</sup>Emeri : une roche métamorphique composée de spinelle et de corindon finement cristallisés, associés à la magrégite ou à l'hématite

**Observation au MEB :** Des observations ont été effectuées au Microscope Electronique à Balayage Environnemental Philips XL 30, sur des lames minces de calcaire et de dolomie dans l'intervalle Aptien pour observer la microporosité. Les photos des lames seront affichées dans la partie porosité.

### 3) Classification et nomenclature utilisés :

Plusieurs ouvrages ont traité ou proposé des classifications des roches carbonatées. Parmi ces ouvrages on peut citer ceux de L.Cayeux (1935), R.Lfolk (1959), R.J.Dunham (1962), les géologues de la chambre syndicale (1961), de la S.N.P.A (1967) et du B.R.G.M (1973).

En fonction de l'échelle d'observation deux types de nomenclature ont été retenus :

- Une nomenclature de terrain utilisée pour la description lithologique réservée à la stratigraphie ;
- Une nomenclature analytique détaillée, basée sur l'étude au microscope optique polarisant. Elle intéresse la partie traitant surtout de la pétrographie, la sédimentologie et de la diagenèse.

#### 3.1. Nomenclature de terrain :

La nomenclature utilisée pour les roches carbonatées repose sur la nature chimique des carbonates et sur la nature et la granulométrie des constituants.

La classification de L.Cayeux (1935) a permis de subdiviser les roches carbonatées en deux types (calcaire et dolomie) on se basant sur :

La nature des constituants carbonatés qui est précisée en complément du nom de la roche (Exemple : calcaires oolithiques).

	% Calcite	% Dolomite
Calcaire	>95	<5
Calcaire magnésien	90 à 95	5 à 10
Calcaire dolomitique	50 à 90	10 à 50
Dolomie calcaire	10 à 50	50 à 90
Dolomie	<10	>90

La granulométrie dont les classes granulométriques ont été définies par Folk et les géologues de la chambre syndicale.

Calcirudite	< 2mm
Calcarenite	< 2 mm et > 0,063 mm
*Calcilutite	< 0,063 mm

**\*Calcilutite : calcaire fin.**

Les roches constituées de mélange de carbonatés d'origine détritiques et terrigène : prennent le nom du constituant principal, le terme subordonné intervient comme adjectif (exemple calcaires argileux).

	% Calcite	% Argile
Calcaire	>95	< 5
Calcaire argileux	65 à 95	5 à 35
Marne	35 à 65	35 à 65
Argile calcaire	5 à 35	65 à 95
Argile	<5	>95

### 3.2. Nomenclature de laboratoire :

L'étude qualitative et quantitative des éléments organiques et des minéraux des roches carbonatées (grains, ciments ou matrice) permet d'approcher la caractérisation de leur milieu de dépôt originel.

Chaque roche sédimentaire peut être définie par :

- La nature des éléments constituant tel que ; **Les bioblastes, les intraclastes, oolithes ...etc.**
- La nature de la phase de liaison ; **ciment –matrice.**
- Le mode d'arrangement des différents éléments entre eux au sein de la roche : **texture.**

Deux classifications, celles de Folk (1959) et de Dunham (1963), basées sur l'aspect en lame mince, sont classiquement utilisées. Elles représentent deux approches complémentaires de la sédimentation carbonatée.

#### a. La classification de Folk

Elle est fondée sur la proportion relative de grains carbonatés ou *allochems* et de phase de liaison (matrice-ciment) ou *orthochems* (micrite ou sparite)

#### ➤ Les allochems ou grains carbonatés :

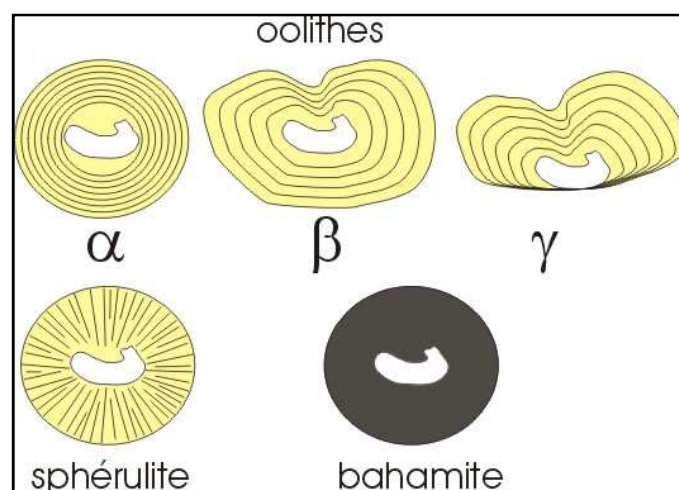
Peuvent se subdiviser en deux groupes importants (**grains squelettiques** caractérisée par une forme ou structure organique et les **grains non squelettiques** qui manquent de forme ou de structure organique.

#### ✓ les grains non squelettiques :

-Les **ooïdes**, grain ovoïdes constitués d'un nucléus de nature variable d'un cortex concentriques de CaCO<sub>3</sub>, alternant avec de la matière organique ; On peut distinguer plusieurs types d'ooïdes: Fig. 48

- **Oolithes de type** : laminations corticales régularisant la morphologie du nucleus: oolithes marines des milieux agités (abrasion).

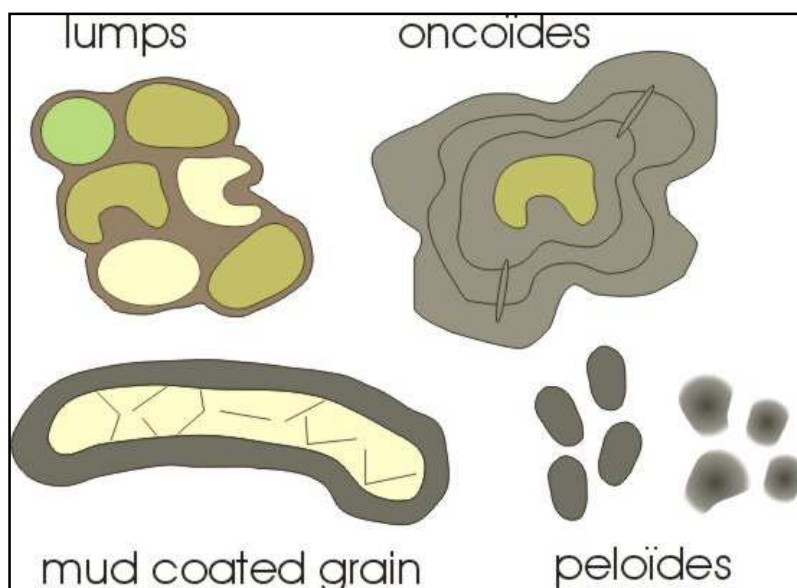
- **Oolithes de type** : laminations corticales conservant la morphologie du nucleus: oolithes marines des milieux abrités.
- **Oolithes de type** : laminations localisées sur un côté du nucleus: pas de transport: oolithes marines des milieux très abrités.
- **Sphérulites**: cortex radiaire: recristallisation lors de la diagenèse.
- **Bahamites**: micritisation du cortex (par perforation répétée par des algues ou des bactéries).



**Fig. 48 : Les différents types des ooides.**

- Les **péloïdes** sont des particules microcristallines sans structure interne. La plupart sont de petite taille (0,1 à 0,5 mm) et correspondent aux déjections d'organismes marins <sup>2</sup>psammivores <sup>1</sup>(Pelotes fécales), ou issue du développement de la micritisation sur des éléments variés
- Les **intraclasts** sont des fragments de sédiments carbonatés consolidés précocement. Ils sont formés de sédiments qui ont fait partie du fond du milieu de dépôt mais qui ont ensuite été remobilisés pour reformer un sédiment. Il n'y a donc pas de transport. Ce type de structures se forme notamment par dessiccation du sédiment sous forme de copeaux, dans les platiers tidaux.
- Les **agrégats** sont composés de péloïdes, d'oïdes et de bioclasts cimentés par de l'aragonite sont parfois fréquents.
- **Lithoclastes** : ce terme est indifféremment utilisé pour indiquer la présence d'intraclaste ou endoclastes (remaniement local de sédiment déjà déposé) et des extracalstes ou exoclastes (apport de matériel "exotique" par rapport au milieu de sédimentation. (Fig. 49)
- **Mud coated grains** : micritisation de fragments de coquille. Le fragment servant de nucleus est recristallisé ou remplacé par du ciment; milieu très calme (rivage).
- **Lumps**: agglutination de grains: lithification synsédimentaire en milieu calme et peu profond.

<sup>2</sup>Psammivores ; qui se nourrissent des organismes et de la matière organique présente dans les sédiments dans les quels ils vivent



**Fig. 49 : les grains non squelettique (les lumps, oncoides et mud coated grains )**

- ✓ **les grains squelettiques (fossiles) :** Sont fournis par de nombreuses espèces qui varient selon les conditions des milieux et la période géologique.

L'assemblage des éléments biogéniques dépend grande partie des conditions écologiques. La biodiversité est notamment réduite dans les environnements où les conditions de vie sont difficiles: salinité anormale, manque ou excès de nutriments, dysoxie et/ou température élevée (WILSON & JORDAN, 1983).

- ✓ **Les fossiles dans l'intervalle étudié :**

- ***Ostracodes* :**

Les ostracodes sont représentés par des coquilles fines, de petite taille et dépourvues d'ornementations.

Ils sont omniprésents dans l'intervalle étudié. Ils apparaissent néanmoins localement en grand nombre) associés à une faune euryhaline (gastéropodes, bivalves et miliolles) dans des faciès de basse énergie. Ils indiquent alors un milieu restreint.

- **Les bivalves et les gastéropodes :**

Sont nombreux dans les milieux littoraux et contribuent grandement à la sédimentation carbonatée. Les coquilles épaisses et résistantes, comme celles des huîtres, peuvent rester entières; les autres sont cassées et entrent dans la composition des sables (sables coquilliers). Ils sont très fréquents dans les sédiments étudiés. Associés à des ostracodes, des bivalves et des miliolles dans des faciès de basse énergie, ils indiquent des environnements restreints à semi restreints.

- **Les huîtres :**

Sont localement nombreuses associées à d'autres organismes euryhalins dans des faciès de basse énergie. Elles représentent alors des environnements protégés à tendance saumâtres. En grande concentration, elles indiquent un ralentissement ou un arrêt de la sédimentation.



- **Les crinoïdes et les oursins :**

De l'embranchement des échinodermes, ont un squelette formé de plaques calcaires bien cristallisées qui se cassent facilement et forment une grande partie des bioclastes des zones subtidales.

- **Les nérinées :**

Apparaissent en grand nombre dans des faciès de basse énergie à énergie modérée, associés à une faune caractéristique de milieux semi-restreints ou à salinité normale.

- **Les coraux et les bryozoaires :**

Édifient des bioconstructions qui fournissent des débris de toute taille. Les algues vertes, rouges et les cyanobactéries précipitent le carbonate de calcium en petits cristaux (micrite) qui forment de véritables bioconstructions ou fournissent des parties fines aux sédiments.

- **Foraminifères benthique :**

Les formes observées dans l'intervalle étudié appartiennent principalement aux : Miliolites et Textulariine, Orbitoline.

- **Calcisphères :**

Bien que leur origine ne soit pas connue avec certitude, les calcisphères sont considérées comme étant des organes reproductifs de Dasycladacées, sorte de spores. En place, on les trouve en empilement dans un manchon. D'où leur rapprochement avec les *oogones* des Charophytes. On pense alors qu'il s'agirait de sorte de kystes de Dasycladacées. On les décrit comme de petites sphères vides aux contours bien définis et ne mesurant que 100 à 200µm. Certaines ont des piquants disposés sur leur surface externe. Bien que les Dasycladacées soient essentiellement lagunaires, il faut être prudent lorsque l'on utilise les calcisphères pour caractériser les faciès. Celles-ci flottent et ont donc tendance à se disperser dans tous les milieux.

➤ **La phase de liaison : les orthochems**

On distingue deux types principaux :

- La matrice de calcite microcristalline ou **micrite**. Ces particules de petite taille ( $1 \mu\text{m} < \emptyset < 4\mu\text{m}$ ) sont considérées comme résultant de la précipitation chimique (ou biochimique) de carbonate ou cette « poussière carbonatée » résulte aussi de la fragmentation et de l'abrasion d'organismes calcaires.
- Le ciment de calcite spathique ou **sparite**. Cristaux relativement limpides ( $\emptyset > 10 \mu\text{m}$ ) formant un remplissage des pores.

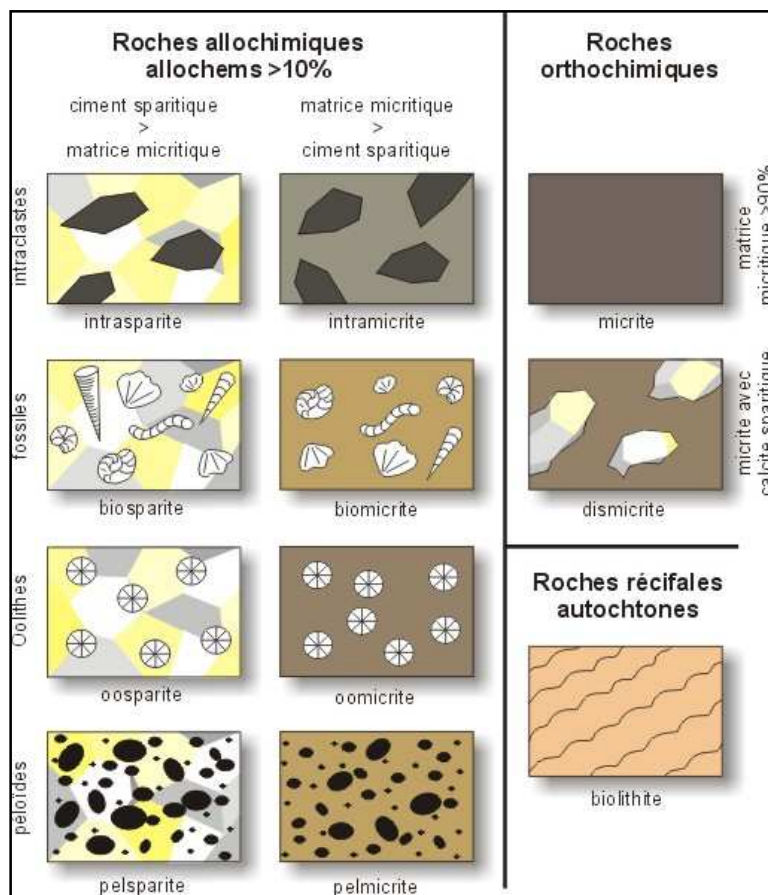


Fig. 50 : Classification de Folk (1959)

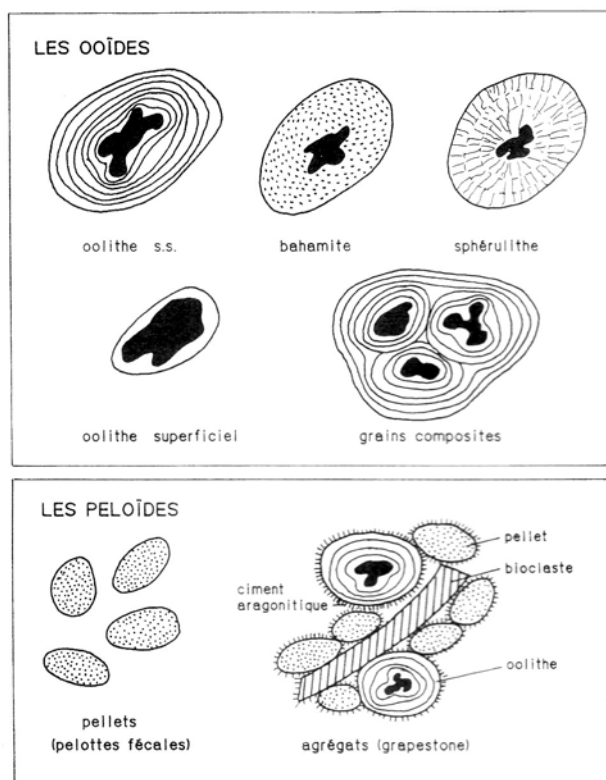


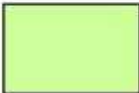
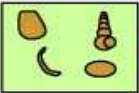
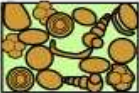

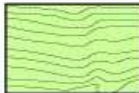
Fig. 51 : les grains non squellitiques

## b. La classification de Dunham

Elle représente une approche différente s'intéressant beaucoup plus à l'arrangement des constituants au moment du dépôt (depositional texture) qu'à la nature des grains qui ne sont considérés que comme de simples particules sédimentaires. Elle est basée sur trois critères principaux :

- La présence ou l'absence (<1%) de boue carbonatée (particules carbonatées d'origine chimique ou biochimique de taille inférieure à 20  $\mu$ )
- La disposition des grains, jointive (grain supported) ou non-jointive (mud supported)
- La proportion de grains (inférieure ou supérieure à 10%)

Ces critères permettent de distinguer quatre catégories de roches : **grainstones**, **packstones**, **wackestones** et **mudstones**

Original components not bound together at deposition				Original components bound together at deposition. Intergrown skeletal material, lamination contrary to gravity, or cavities floored by sediment, roofed over by organic material but too large to be interstices
Contains mud (particles of clay and fine silt size)		Lacks Mud		
Mud-supported		Grain-supported		
Less than 10% Grains	More than 10% Grains			
<b>Mudstone</b> 	<b>Wackestone</b> 	<b>Packstone</b> 	<b>Grainstone</b> 	
				<b>Boundstone</b> 

C. G. St. C. Kendall, 2005 (after Dunham, 1962, AAPG Memoir 1)

Fig. 52: Classification de Dunham (1963)

Deux autres catégories les complètent : les roches construites (récifs et monticules biogéniques) ou **boundstone** et les calcaires cristallins (cristalline carbonates) (il s'agit de roches transformées par une recristallisation qui a totalement effacé la texture sédimentaire).

Une classification dérivée, plus détaillée, a été proposée par Embery et Kolvan (1971) pour les faciès construits. Elle oppose deux grandes catégories de calcaires construits : les types autochtones (où les organismes constructeurs sont en place) caractéristiques du cœur du récif et les types allochtones (où les éléments constructeurs ont été transportés) typiques des flancs ou des faciès d'avant-récif.

Dans *les types autochtones*, on distingue :

Les **bafflestones** : constitués de formes branchues en place qui piègent le sédiment.

Les **bindstones** : constitués de formes tabulaires ou lamellaires qui encroûtent et emprisonnent les sédiments au cours de leur croissance.

Les **framestones** : où des formes massive collumnaires constituent le cadre structural et assurent la cohésion de la roche).

Pour les types allochtones, on peut utiliser la classification de Dunham en ajoutant deux catégories pour prendre en compte les éléments de grandes tailles. Lorsque de plus de 10% des particules ont une taille supérieure à 2 mm, on parlera de **floatstone** lorsque les éléments ne sont pas jointifs (matrix supported) et de **rudstone** lorsque les particules sont jointives (clast supported)

Depositional texture recognizable					Depositional texture not recognizable
Components not bound together during deposition			Components were bound together during deposition		
Contains carbonate mud (clay / fine silt)		Grain supported	Lacks mud and is grain supported		
Mud supported	More than 10% grains		Boundstone	Crystalline	
Less than 10% grains	More than 10% grains	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
<b>Mudstone</b>	<b>Wackestone</b>	<b>Packstone</b>	<b>Grainstone</b>	<b>Boundstone</b>	<b>Crystalline</b>
5 mm	5 mm	5 mm	5 mm	5 mm	5 mm
<b>Floatstone (large grains)</b>		<b>Rudstone (large grains)</b>		<b>Framestone</b>	1m
30 mm		30 mm		<b>Bindstone</b>	100 mm
30 mm		30 mm		<b>Bafflestone</b>	100 mm

Fig. 53 : classification dérivée, plus détaillée, proposée par Embery et Kolvan (1971)

#### 4) Caractérisation des environnements de dépôts

La définition des environnements de dépôts est nécessaire à l'interprétation des séquences d'environnement et celle des cortèges sédimentaires.

On commencera par donner un bref aperçu des critères de définition des environnements avant d'aborder l'étude du modèle de dépôts de chaque environnement.

##### 4.1. Les critères d'identification des milieux de dépôt:

Les critères d'identification des milieux de dépôt sont d'ordre biologique, lithologique et pétrologique.

##### a. Les critères biologiques :

Dans les sédiments carbonatés ces critères sont déterminants; ce sont :

➤ **La présence d'organismes:** les constituants de la faune et de la microfaune sont caractéristiques individuellement ou par leurs associations d'environnements déterminés.

➤ **Les rapports de fréquence de groupes d'organismes :** par exemple 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).

➤ **La richesse et la diversité spécifique:** la richesse spécifique correspond au nombre d'espèces présentes dans un échantillon ou un gisement.

La diversité spécifique prend en compte, en plus, l'abondance relative des espèces, les unes par rapport aux autres, quantifiées par divers indices utilisés en biologie.

La richesse et la diversité spécifique augmentent depuis la zone intertidale jusqu'à la zone infratidale. Un maximum est atteint dans les zones de barrière récifale puis il y a décroissance des valeurs de ces facteurs vers le bassin marin distal.

#### **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 circalittoral; 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'indicateur de milieux.

➤ **Le type des séquences :** à l'échelle élémentaire, au 1er ordre, et parfois au 2eme ordre, les séquences peuvent être caractéristiques des environnements : exemples : séquences carbonatées intertidales, de cordon littoral de talus d'accrétion, de baie en voie de confinement etc... (Delfaud, 1976; Purser, 1983; Walker, 1985).

#### **c. Les critères pétrographiques :**

➤ **La nature des constituants :** la présence d'oolithes, de phosphates, de quartz détritique, de bioclastes, renseigne sur la bathymétrie, la proximité du littoral et l'énergie de dépôts.

➤ **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 texture 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 diagénèse précoce (Longman, 1980; Bourque, 1989).

## 5) les grands environnements de milieu de dépôts :

Deux grands domaines s'individualisent de part et d'autre du trait morphologique important qui est le rivage :

- Le domaine continental
- Le domaine marin

### 5.1 Le domaine continental :

Ce domaine est caractérisé par les dépôts suivants :

- Dépôts lacustre.
- Dépôts fluviatiles.
- Dépôts glaciaires.
- Dépôts détritiques.
- Dépôts karstiques.

### 5.2 Le domaine marin :

Il est très complexe souvent on a le domaine de plate forme, schématiquement il est subdivisé en deux domaines séparés par un récif (barrière) :

Le domaine de plate forme et le domaine ouvert du bassin.

Il est classique de diviser les environnements de plates-formes en trois zones verticales, sub-, inter- et supratidale, reposant sur le coefficient d'exondation (qui est très souvent mal connu). Il en résulte qu'une seule zone est individualisée au-dessous du niveau des basses mers. Une alternative est fournie par la zonation basée sur la position par rapport à la ligne de rivage

(« shore »). Enfin, la zonation bionomique, définie par les biologistes (Pérès, 1961 ; Pérès & Picard, 1961), fondée sur l'étagement vertical des peuplements benthiques marins, permet un découpage plus fin, en cinq zones pour le seul domaine phytal (caractérisé par la pénétration des rayons lumineux permettant la vie des végétaux). L'ensemble des termes utilisés est présenté (fig. 54)

MILIEUX	PLATE-FORME INTERNE			BARRIERE	PLATE-FORME EXTERNE	
ETAGE	Supratidal (supralittoral)	Intertidal (médolittoral)	Subtidal (infralittoral)	Barre ou Barrière (Récif)	Marin ouvert (circalittoral)	
ENERGIE	variable	moyenne à basse	basse	très forte	moyenne	basse
FAUNE	limnique saumâtre ou sursalée	benthique oligospécifique plus variée		constructeurs ou désert oolithique	benthique et pélagique Bryozoaires Echinodermes	
FLORE	Characées	Cynobactéries Stromatolites	Algues vertes Oncolites	Algues rouges		

(\*) Limite Inférieure d'Action des Vagues de Tempête

**Fig. 54 : différent domaine d'une plate forme barrée par un récif et les sous environnements.**

#### a. Les milieux de plate forme interne :

L'action des facteurs du milieu est à l'origine de la différenciation des environnements au sein des plates-formes. Pour les mers où la marée est sensible, on distingue sur la plate-forme interne (fig.55)

- **un milieu supratidal:** il est très épisodiquement envahi par les hautes marées de vives eaux ou les ouragans. Les dépôts que l'on y trouve sont plus ou moins développés en fonction du profil de la côte. Différents types de milieux particuliers s'inscrivent dans ce domaine, tels que: sebkha, marais côtiers,... Leur nature est fortement influencée par le climat (par exemple: climat aride=possibilité de sabkha, climat humide=marais). En zone tropicale, le développement important de la végétation génère de grandes quantités de matière organique incorporée au sédiment. La présence à la fois d'eaux douces et salées en font un milieu particulièrement favorable à la diagenèse précoce;

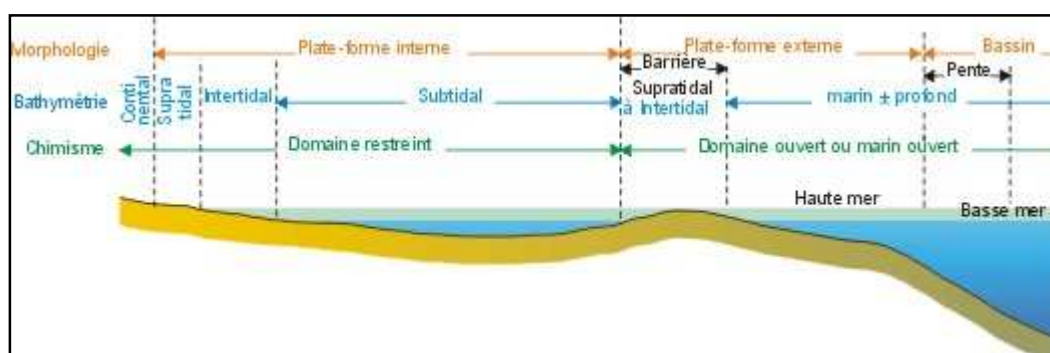
- **un milieu intertidal:** correspondant à la zone de balancement des marées. Les périodes d'exondation et d'ennoyage se marquent par des dépôts et des faciès typiques (birdseyes, etc.), parfois rythmiques. L'énergie des dépôts y est souvent élevée; toutefois, suivant l'ampleur des marées, la direction des vents et des courants, la présence ou non d'une barrière, les sédiments seront grossiers ou fins. C'est un milieu où la vie est généralement abondante, mais où les conditions écologiques sont extrêmement difficiles du fait des alternances entre émergence et immersion, des variations de température, d'insolation, de salinité, de pH, de chimisme des eaux. Seuls des organismes spécialement adaptés peuvent y



survivre. L'influence du climat est toujours importante, par exemple en ce qui concerne le développement des tapis algo-microbiens, localisés dans l'intertidal en climat aride, dans le supratidal en climat plus humide.

- **un milieu subtidal**: dans ce milieu, l'énergie est variable en fonction de la profondeur. La diversité des faciès, liée au gradient hydrodynamique, reste importante. La faune et la flore y sont plus ou moins variées en fonction du degré de restriction. Des organismes comme les éponges et les échinodermes deviennent plus abondants. On observe également l'apparition de quelques formes pélagiques. Au point de vue chimique, aux faciès carbonatés et évaporitiques peuvent s'ajouter des faciès enrichis en silice, phosphates, oxydes de fer,...

La barrière isole ensuite la plate-forme interne de la plate-forme externe où l'environnement est beaucoup plus stable et homogène, en liaison avec le milieu océanique. Les organismes pélagiques deviennent prépondérants et les sédiments sont généralement fins, situés sous la zone d'action des vagues. La teneur des eaux en nutriments contrôle la productivité organique.



**Fig. 55 : répartition des environnements sur une plate-forme avec barrière.**

#### **b. Les milieux de plate forme externes :**

En fonction de la profondeur et de l'agitation de l'eau, on distingue trois zones correspondant à trois environnements sédimentaires étagés.

- **Milieu peu profond ouvert** : Il correspond à la zone infratidale supérieure.
- **Milieu ouvert** : Affecté épisodiquement par les vagues de tempêtes : zone infratidale moyenne. Les deux milieux présentent des caractères voisins de ceux de la plate forme carbonatée moyenne.
- **Milieu ouvert très calme** : Il est situé dans la zone infratidale inférieure au dessous de la limite inférieure de l'action des vagues de tempête proximale de la plate forme externe et définie sur les critères sédimentologiques ; elle englobe les étages infratidaux moyen et supérieure, tandis que dans la partie distale règne généralement des conditions calmes loin des influences de la houle correspondant à l'étage infratidale inférieure. Par les

critères biologiques, ces deux parties de la plate forme externe peuvent également être séparées.

La partie proximale contient des foraminifères planctoniques et benthiques en proportion presque égale, les planctoniques ayant une forme plus ou moins globuleuse (indice de milieu peu profond).

## 6) Analyse faciologiques :

Afin d'une part d'arriver à une plus grande objectivité et homogénéité dans la description sédimentologiques et d'autre part de faciliter l'interprétation des paléoenvironnement, un certain nombre d'auteurs ont proposé une série de "microfaciès standards", localisés dans un modèle générale de plateforme carbonatée. Le plus utilisé de ces modèles est celui de Wilson (1975) basé sur 24 microfaciès standard (SMF), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès (SFB) correspondant à des grands environnements de dépôt (**Annexe**).

L'utilisation des faciès standards peut aider lors d'une première approche et possède le mériter certain de structurer l'observation. Dans un deuxième temps, l'affinement de l'observation doit permettre de mieux préciser les environnements de dépôt et de compléter en conséquence le modèle standard.

### 6.1 Description des microfaciès et leur milieu de dépôt :

Le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et des traces fossiles, observables en macroscopie. Ces informations sont, complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 1982).

Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagenétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

Les facies et microfaciès reconnus sur le terrain et au laboratoire sont regroupés en fonction de leurs contextes paléogéographiques déduites d'une étude minutieuse des restes biologiques, des ciments et des structures sédimentaires.

Afin de mieux distinguer les différents milieux de dépôts, plusieurs microfaciès ont été définis dans un même facies.

#### a. Les indices de faciès et microfaciès :

En générale les faciès seront regroupés en fonction de leur position paléogéographique et symbolisé par des lettres suivantes :

PIN : plate forme interne.

PINH : plate forme interne ( zone haut- fond).

PEX : plate forme externe.

La plus part des microfaciès étudiés appartiennent à la plate forme interne (PIN) à l'intérieure de chaque faciès, des indices chiffrés sont décrits en allant de plus internes vers le plus externes.

### b. Plate forme interne : PIN.

La plate forme interne est caractérisée par des faciès particuliers, généralement pauvres en micro et macrofaune et par la présence des structures sédimentaires spécifiques (stromatolithes, fentes de dessiccation). En outre parmi les organismes benthiques qui globalement présentent ici, telles que les foraminifères benthiques, les annélides, et certains bivalves, les phénomènes diagénitiques précoces telles que la micritisation et la micro perforation sont très développés.

#### Faciès interne calme :

##### ➤ faciès supratidaux.

#### Microfaciès PIN 1 : biomicrite à rare lammelibranche et foraminifère benthiques

Il s'agit d'un mudstone, les éléments figurés constituent environ 15% du volume total du sédiment. Les bioclastes sont rares sauf quelques lammelibranche et milioles micritisés et foraminifères benthiques, ostracode, des grains de quartz, des oxydes de fer, des minéraux opac.

Une intense micritisation rend l'identification des bioclastes difficile. On note aussi des microperforations sur les tests de mollusques ; et la présence des birds eyes.

Milieu de dépôt :

La matrice micritique indique un milieu calme (Gall, 1976).

La taille et le taux de fossiles indiquent que le milieu de dépôt appartient à la plate forme interne calme et les birds eyes d'un milieu supratidale.

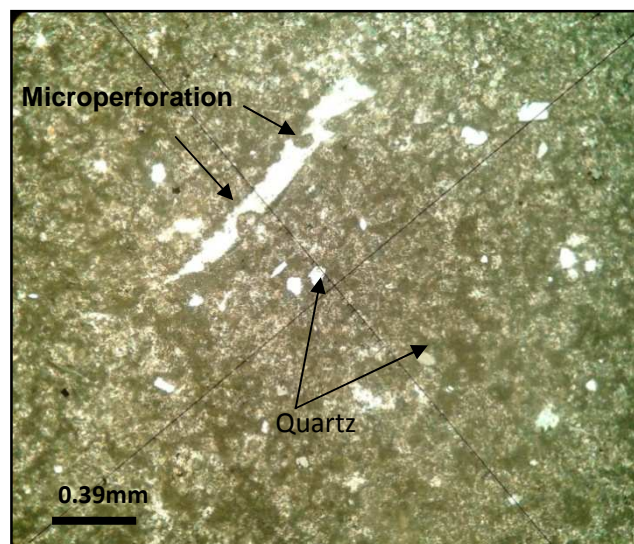


Photo 15 : mudstone à débris de mollusque perforé et des grains de quartz LPAx5.

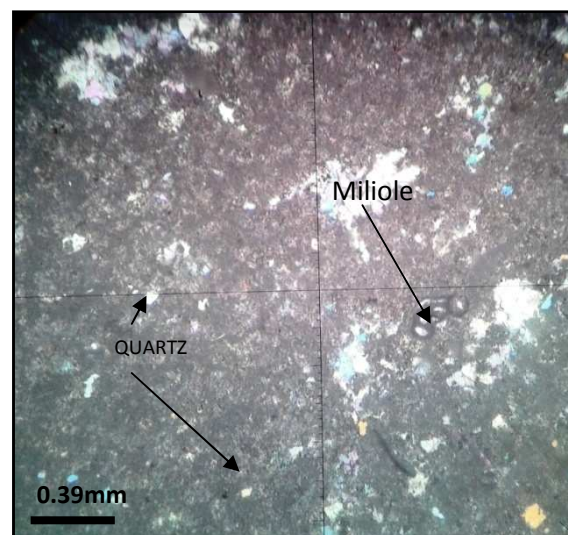


Photo 16 : mudstone à birds eyes et milioles micritisés microfaciès PIN1 LPA x5

#### Microfaciès PIN 2 : Biomicrite à bivalves et milioles

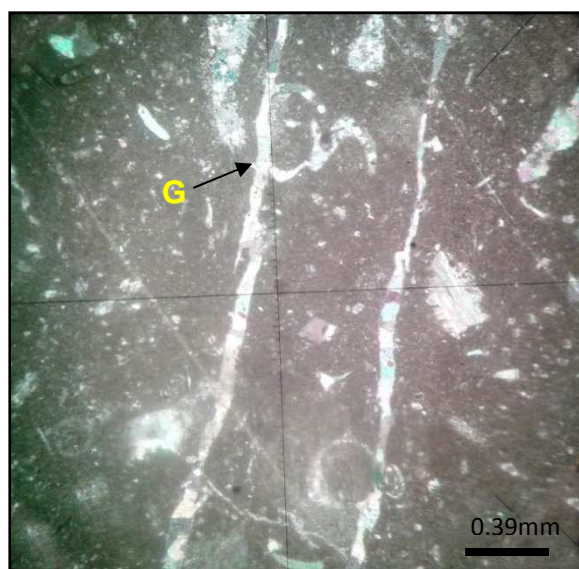
(Photo 17 et Photo 18).

La texture est wackstone, les éléments figurés, qui constituent environ 30% du volume total du sédiment, sont représentés essentiellement par des bivalves (lamellibranche), gastéropodes, des ostracodes, des foraminifères benthiques (*debarina hahounerensis*) et des miliolles micritisés. On note la présence des dissolutions intenses comblées par la calcite sparitique.

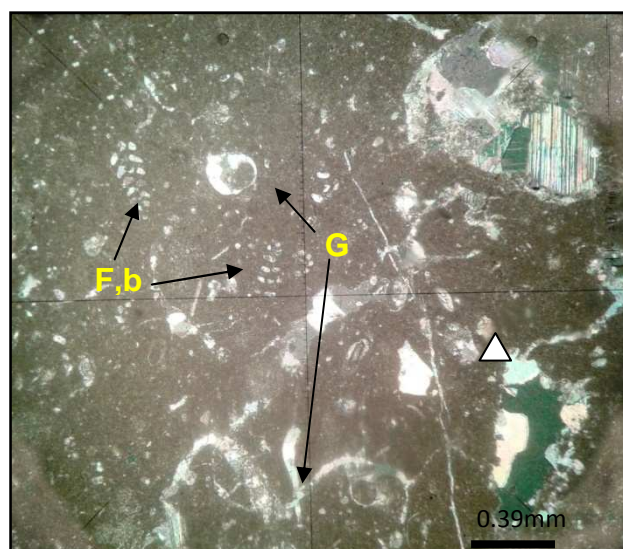
### Milieu de dépôt :

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond. La matrice micritique indique un milieu calme. La présence des foraminifères à test porcelané et les ostracodes tend à indiquer des conditions restreintes de lagon. Les conditions restreintes du milieu est argumentée par le pourcentage élevé de boue micritique, par l'absence des structures hydrodynamique et par le faible taux de bioturbation. Ce faciès se développe dans les zones abritées du lagon

On peut suggérer que le milieu de dépôt appartient à un environnement très interne calme



**Photo 17** : wackstone à débris de (G) gastéropode et des miliolles, des fractures remplies de calcite LP Ax 5.



**Photo 18** : microfaciès PIN2 wackstone à (G) gastéropodes et (F,b) bisérié, cuneolina, miliolles, gastéropode et des dissolution intense à remplissage calcitique (Flesch blanche) LP



➤ **Facies inertidaux :**

**Microfaciès PIN 3 : Grainstone à packstone laminaire à pelletes. (Photo 19 et Photo 20)**

Il s'agit d'un microfaciès constitué majoritairement de pelletes (80%), bien arrondis, généralement légèrement allongés selon la stratification. Ces pelletes sont bien classés mais, il peut y avoir localement des accumulations des bioclastes indéterminable de forme plus irrégulière et de taille variable.

Les pelletes peuvent être accompagnés principalement par des milioles, des foraminifères benthiques (unisériés et bissériés), mud coated grains ainsi que des calcisphères.

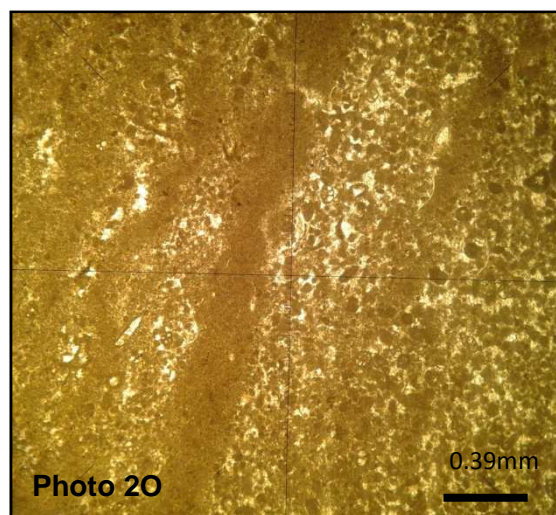
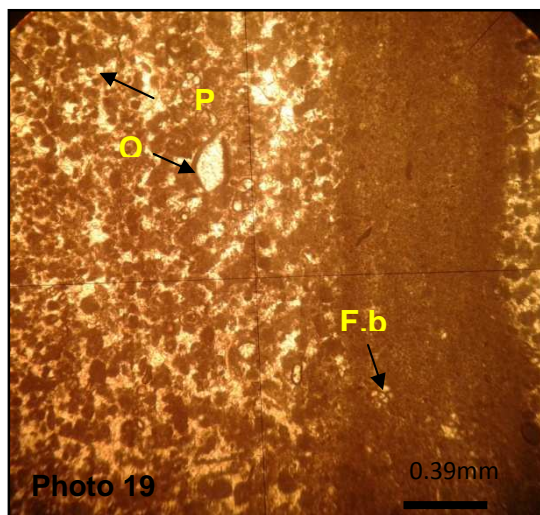
La lamination est soulignée par une alternance grainstone-packstone-mudstone.

Les lamines sont beaucoup plus irrégulières, onduleuses, suivent le relief, elles sont presque uniquement constituées de pelloïdes. Le classement est bon, l'aspect lamellaire apparaît en macroscopie.

Les lamines pelloïdiques peuvent avoir différents modes de formation et correspondent soit à des tapis cryptalgaires, soit à des accumulations mécaniques, qui possèdent chacun leurs **critères distinctifs. Aitken (1967) définit un certain nombre de critères permettant de mettre en évidence les lamines de type cryptalga** (photo 19 et photo 20).

**Milieu de dépôt :**

La rareté des ostracodes et l'absence d'autres fossiles indiquent un milieu de plate forme interne intertidale.



**Photo 19 et Photo 20 : Grainstone/mudstone à pelloïdes, foraminifères benthiques, calcisphères, ostracode.**

**Microfaciès PIN 4: Biomicrite à Ostracode:**

La texture varie de wackstone à Mudstone par endroit, les bioclastes sont rares sauf de quelques Ostracodes, (les ostracodes sont complets ou dissociés. Lorsque leurs deux valves sont accolées, ils présentent de la sparite entre les deux et lorsque les valves sont dissociées, elles sont parfois brisées); associées à de rares foraminifères benthiques (unisériés et bissériés), des débris de rudistes et des calcisphères. Notons la présence de structures d'émersion et une ferrugénisation.

Les tests d'Ostracode ont subi un remplissage géopéte

(Des vides remplie par une micrite très fine et le reste par la sparite). Le pourcentage des éléments figurés est environ de 15% du volume totale du sédiment, moyennement classé.

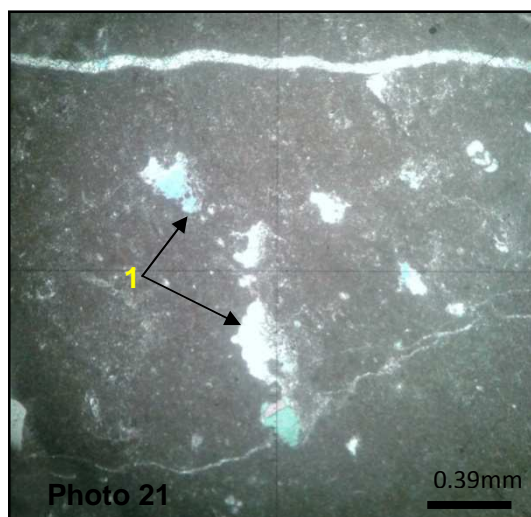
**Milieu de dépôt:** Les Ostracodes indiquent un milieu intertidal, la matrice micritique et les oxydes de fer indiquent un milieu peu profond calme et oxygéné.

La rareté d'organismes qui sont tous caractéristiques de la zone interne de la plate-forme, en milieu restreint (calcisphères, ostracodes, ...). La texture mudstone, ainsi que le bon état de conservation sont caractéristiques d'environnements calmes.

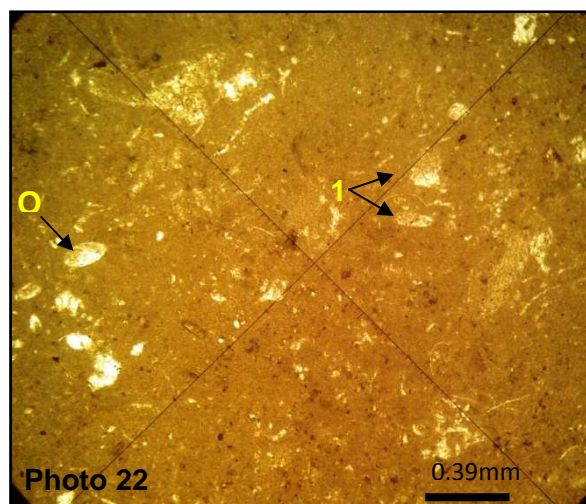
La cimentation vadose (structure d'émersion) indique un milieu soumis à l'émersion (zone intertidale).

La relative rareté de la faune correspond bien à la zone intertidale, soumise à des conditions, très variables et peu propices à la vie (sur ou dessalé, alternances émerSIONS-immersions, ...). La rareté du gypse confirme la nature non évaporitique, tropicale humide de la zone littorale, proche du modèle actuel des Bahamas (Hardie, 1977; Purser, 1980).

Ce microfaciès se développerait donc en environnement lagunaire, en milieu intertidal, dans une zone de très faible énergie. (Photo 21 et Photo 22)



**Photo 21:** Des structures d'émersion dans un Mudstone



**Photo 22:** A ; Mudstone /wackstone à Ostracodes.  
1 : structure géopéte (structures d'émersion)  
O : Ostracode à remplissage géopéte

### ➤ Microfaciés de transition intertidale -subtidale

#### Microfaciés PIN 5: Biosparite à foraminifère benthiques et péloïdes.

La texture est grainstone à packstone, rarement mudstone, les éléments figurés occupent presque 50% du volume total du sédiment. Les bioclastes sont représentés par des foraminifères benthiques (*Textularia*, *Debarinahahounerensis*, des milioles, des orbitolinopsis, les tests sont entourés par une enveloppe micritique; des pelletoides et des mollusques.

On observe aussi des tests à remplissage géopète (Photo 25, 26), Mudcoated grains, et des lumps qui confirment une lithification syngénétique en milieu calme et peu profond. Notons aussi la recristallisation des tests des bioclastes par la calcite qui indique l'influence des eaux douces. (Photo. 23, 24).

On remarque aussi qu'il y a deux séquences texturales allant d'un grainstone à foraminifère bien classé à packstone toujours à foraminifère bien classé, avec la présence de quelques lithoclastes. Les éléments figurés sont de forme arrondie à subarrondie.

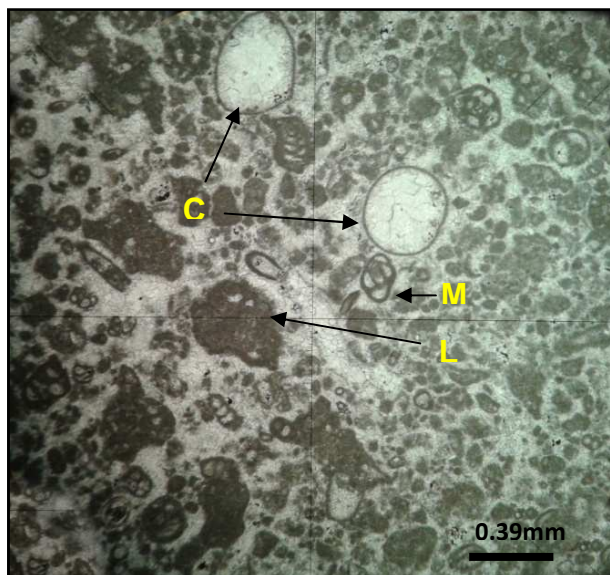
#### Milieu de dépôt :

Les agrégats ou lumps sont typiques du milieu subtidal lagunaire protégé très calme, à faible profondeur.

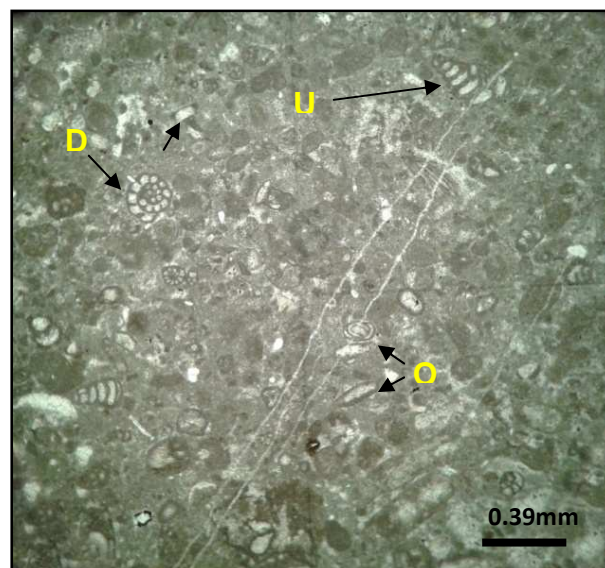
Les milioles sont typiques des mers chaudes et peu profondes.

L'évolution au sein de microfaciès de deux séquences texturales montre l'augmentation d'énergie du milieu et la diminution de la profondeur.

Les remplissages géopètes indiquent l'émersion (subtidale à intertidale).

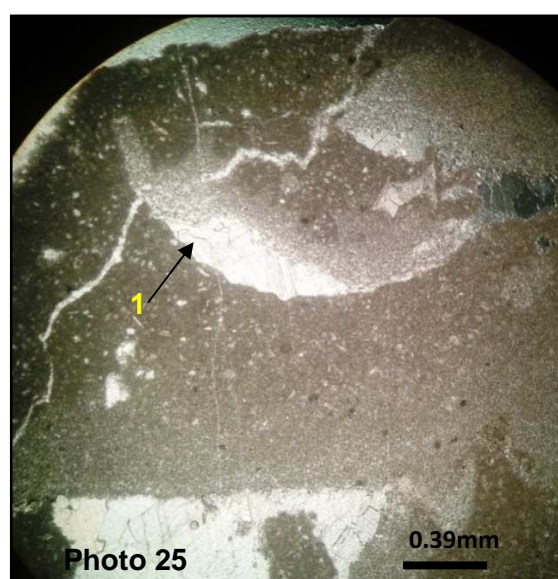
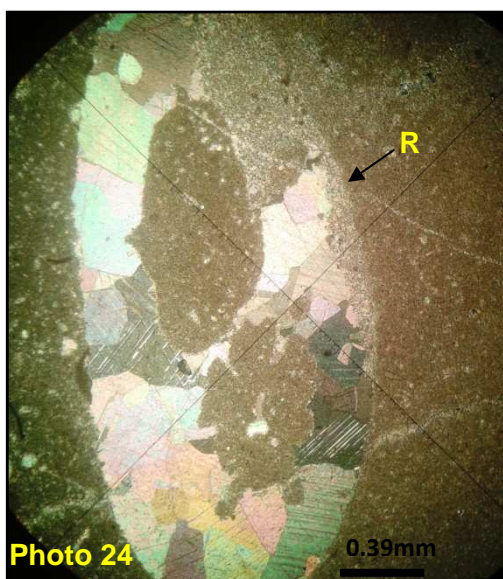


**Photo 23 :** Grainstone à (L) lumps et (C) Calcispères foraminifères benthiques (M) Milioles LPANx5



**Photo 24 :** Packstone à foraminifères benthiques (D) *Debarina hahounerensis*, unisériés et péloïdes LPAN x5





**Photo 24 et 25 :** Biomicrite à test de bioclastes dissout précocement et les vides ont reçu un remplissage synsédimentaire géopéte. Les vides qui rest sont cimenté par de la calcite en mosaïque.

➤ **Les facies subtidaux (interne):**

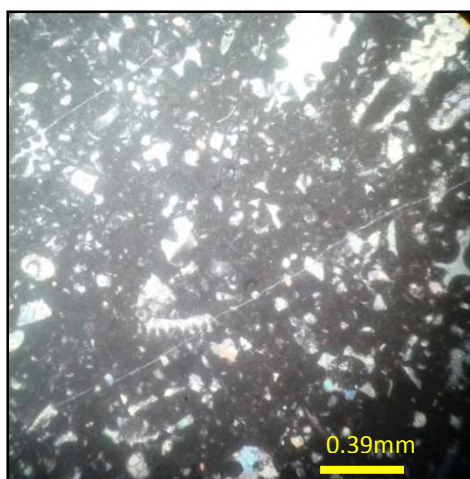
**Microfaciés PIN 6: Biopelmicrite à péloïdes et dasycladacée ( *Salpingoporella Dinarica*).**

Il s'agit d'un wackstone rarement packstone, les élément figuré constitue 30% du volume totale du sédiment, il sont représenté principalement par des péloïdes, et des dacyclacée (*salpingoporella*), des foraminifères benthiques (unisérier et bissérier), des Miliolles, Gastéropodes, Lamellibranche (test perforé), rares Ostracode, plaques de Crinoïdes affecter de pitings; des grains de quartz automorphe, des fracture remplie de rhomboèdre de dolomite, et des oxydes de fer. La dissolution et la recristallisation calcitique affecte les testes des bioclastes. (Photo 26 et 27).

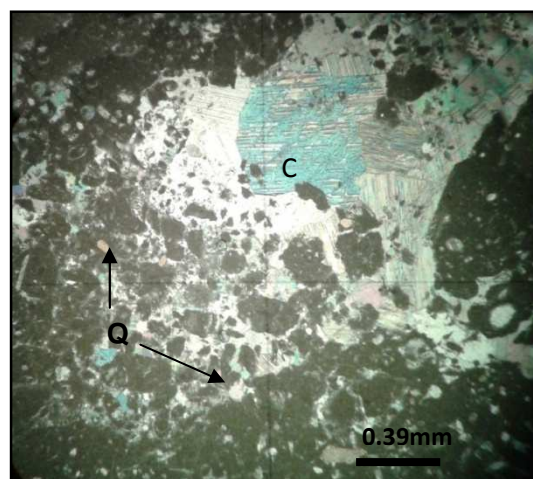
On note aussi un remplissage de fenestæ par de la sparite à large cristaux (une fenestæ est un espace libéré dans la matrice par dissolution ou par rétraction du sédiment). Ferruginisation et des microstylolithes développé au contact des bioclastes.

**Milieu de dépôt :**

La prédominance des algues indiquent un milieu plus ou moins peu profond et contexte de dépôts calme (Lucas et Al ; 1976) La partie supérieure du Subtidale



**Photo 26 :** Wackstone à salpingoporelle *dinarica* vue en LPA X5.



**Photo. 27:** Développement du (C) ciment sparitique entre les grains dans le microfaciès wackstone à dasycladacées et agglutination de pelloïdes et des foraminifères benthiques, des (Q) grains de quartz.

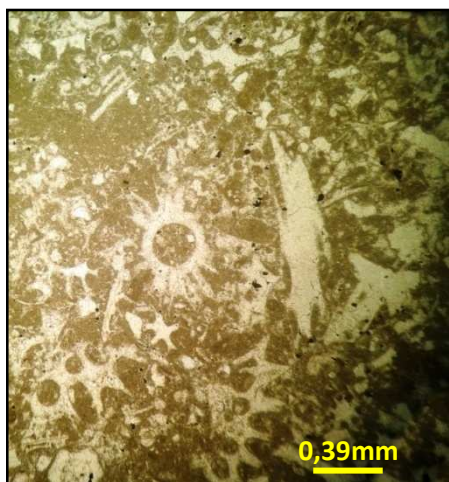
### Microfaciès PIN 7 : Biomicrite à dasycladacée

La texture est un packstone par endroit wackstone; les éléments figurés constituent environ 60% du volume de sédiment, ils sont mal classés; Les bioclastes sont représentés par l'abondance des dasycladacées; avec des débris cassés de rudistes; des rares miliolles, des foraminifères benthiques (*debarina hahounerensis*), Gastéropode, Lamellibranche, ostracodes, on note aussi la présence du stromatopore (Photo 30), pelloïdes (issue de la micritisation de bioclastes), mud coated grains, des minéraux opac; Des grains de quartz xenomorph.

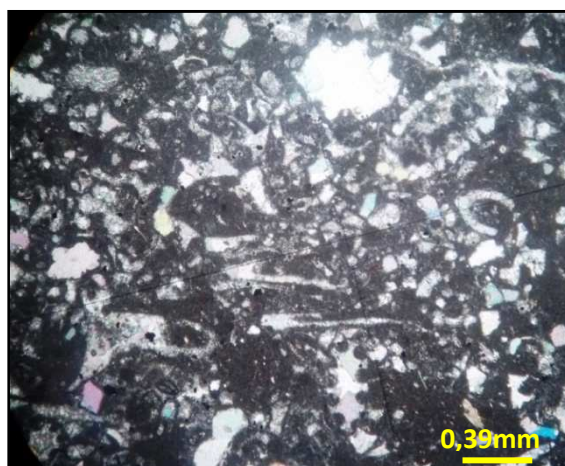
On note la présence des perforations à remplissage microsparitiques.

**Milieu de dépôt:** l'abondance de dasycladacées suggère un milieu restreint lagunaire protégé (photos 28 et 29).

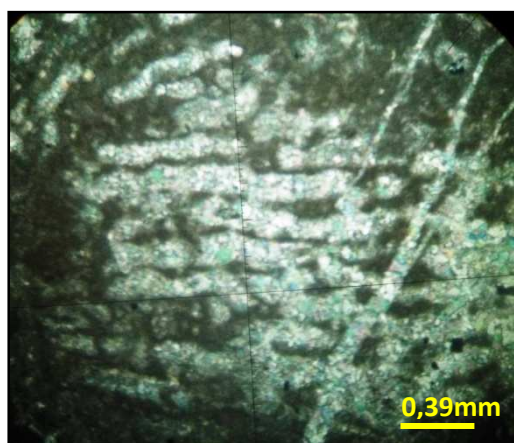
Les dasycladacées récentes (Flügel, 1982 - F. Fournier, 2003) s'observent en milieu marin, tropical à subtropical, sous la zone tidale, jusqu'à environ 30m de profondeur, principalement entre 3 et 5m, dans un milieu d'énergie faible: lagon protégé (subtidale interne).



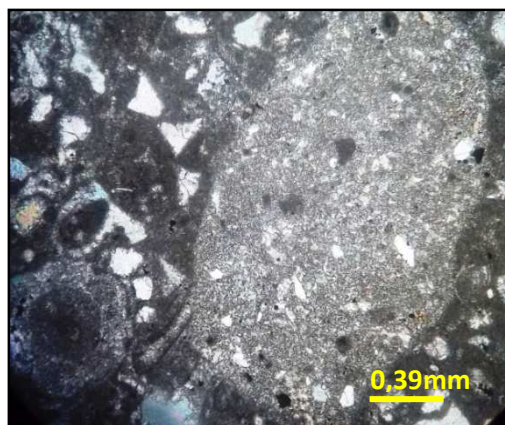
**Photo 28** : Packstone à dasycladacée (LN.X5).



**Photo 29**: Packstone à dasycladacée (LP X5).



**Photo 30** : Structure stromatopore dans le microfaciès PIN5 en LPX5.



**Photo 31** : bioturbation à remplissage microsparitique LPANx5

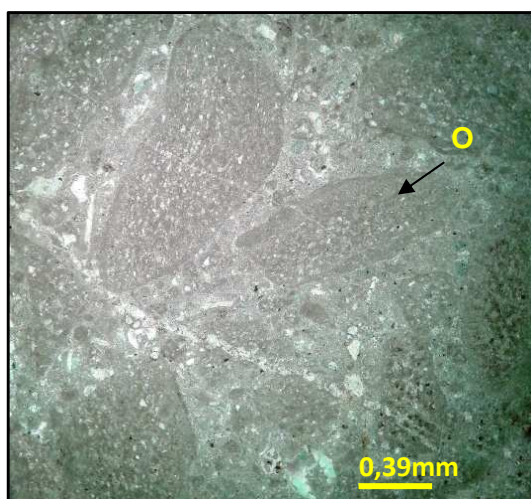
### **Microfaciès PIN 8: Biomirite à Orbitoline (Photo 32 et Photo 33).**

Il s'agit souvent d'un packstone, rarement grainstone, à Orbitoline, et à grains de quartz, associé à des plaques de crinoïdes, des bivalves, des pellets, et des oxydes de fer.

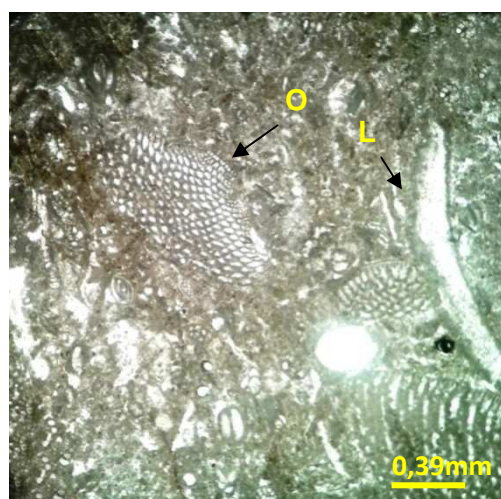
Les éléments figurés constituent 60% environ du volume total du sédiment, avec un classement modéré. La plupart des Orbitoline sont micritisées.

Une légère ferruginisation, une dolomitisation (et une dédolomitisation) et une pression-dissolution représentée par des stylolithes se développent dans ce microfaciès.





**Photo 32:** Packstone à Orbitoline et peloides du Djebel Guerioune.



**Photo 33:** Packstone à Orbitoline et Miliolles, (L) Lamellibranche perforé, Ostracodes, foraminifères benthiques.

Milieu de dépôt : L'importance de la fraction micritique et la nature extrêmement fine du sédiment traduisent un milieu marin très calme milieu de plate forme interne (subtidale).

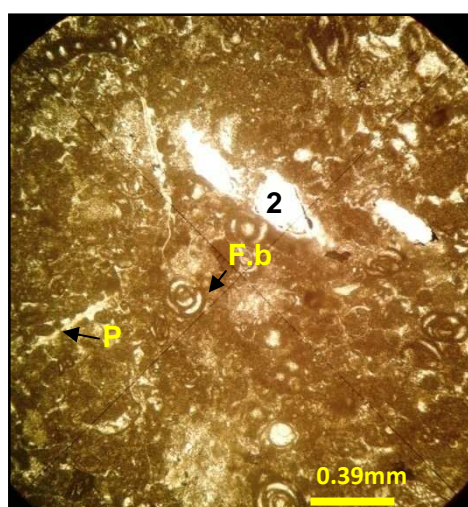
#### Micofaciés PIN 9: Biomicrite à péloïdes et foraminifères benthiques (Photo 34 et 35)

Il s'agit d'un packstone majoritairement à peloides et miliolles micritisé, accompagné des foraminifères benthiques (unissériés, bisériés, cuneolina) et des gros Arénacés et à rare intraclaste.

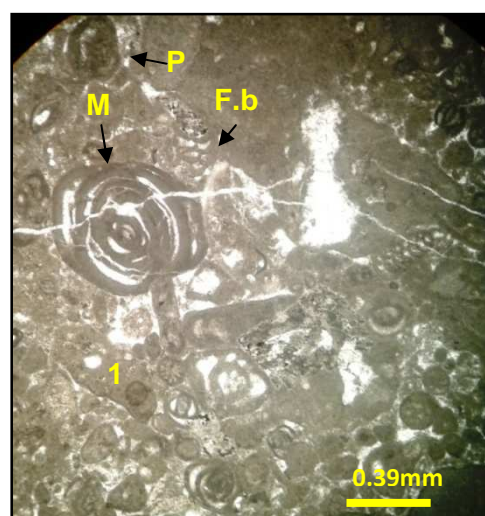
Le classement est généralement bon, La matrice est constituée de micrite fine et/ou d'un microsparitique, la plus part des bioclastes (essentiellement les Miliolles) sont entourés d'un enduit micritique (coating) ou enveloppe micritique. C'est parfois affecté par une dolomitisation.

#### Milieu de dépôt :

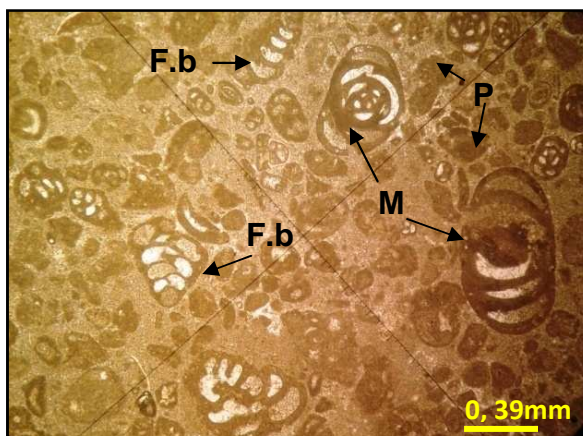
La présence de Miliolles et d'arénacés indiquent un milieu à basse énergie, protégé.



**Photo 34 :** Packstone à (P) Peloides et (M) Miliolles, (F.b) foraminifères benthiques, (2) birds eyes de dissolution



**Photo 35 :** Packstone à (P) Peloides (issue de la micritisation des bioclastes), (F.b) foraminifères benthique (bisériés, et (M) Miliolles micritisé (1) Intraclaste.



**Photo 36:** Wackstone à foraminifères benthiques.

➤ **Facies subtidaux agité.**

**Micofaciés PIN 10: Biomicrosparite péloïdale à bivalves (Photo 37 et 38) :**

La texture est un Packstone par endroit grainstone, la taille des éléments figurés est petite avec un bon classement. Le pourcentage des particules est très élevés (environ 70% du volume totale du sédiment).

Les bioclastes sont représentés essentiellement par des pelloïdes, avec quelques tests de Gastéropodes recristallisés par la calcite, des algues vertes dasycladacees, des plaques de crinoïde affectées de pitting, bivalves, Miliolites, rostre de bémnit, des tests de Lamillebranche affectés par microporification, Orbitolinopsis, mudcoated grains. Sont également présents des Ooïdes de type bahamite dont le cortex se caractérise par l'absence de lamination ce qui reflète, soit une nanostructure homogène, soit des processus de micritisation.

Les pelloïdes dans ce microfaciès ont deux origines: Des pellets fécaux qui présentent une bordure régulière ou diffuse, et d'autres qui présentent une bordure irrégulière issue de la micritisation des bioclastes. (Photo. 37, 38)

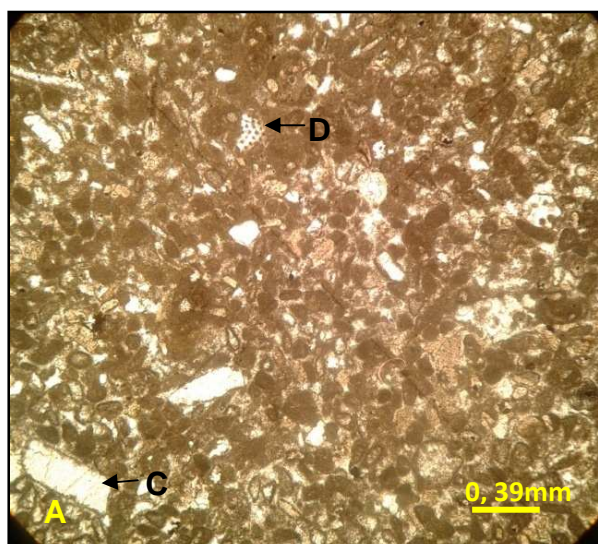
**Le milieu de dépôt :**

La présence des pellets indique un milieu plus ou moins peu profond.

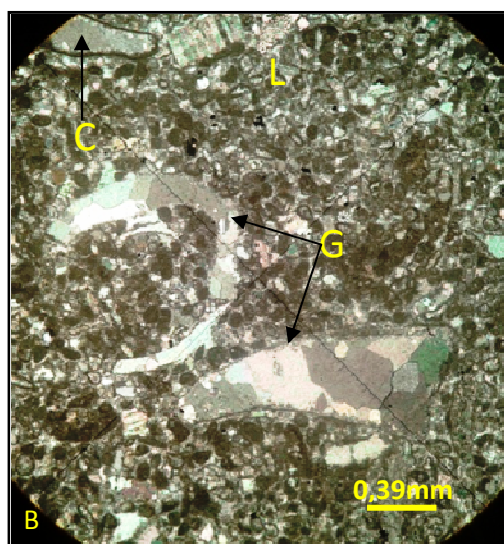
Les bahamites caractérisent les milieux calmes.

La recristallisation des tests des bioclastes indique l'influence des eaux douces.

Ce microfaciès s'est déposé en zone interne, protégée, dans la limite supérieure de la zone subtidale, faiblement agitée.



**Photo 37 :** A ; biomicrospare peloidale à crinoides(C), et Dasycladales(D)



B ; Packstone péloidale à tests de gastéropode recristallisé par la calcite sparitique (G), Lamelibranche, (C) crinoides.

### **Microfaciès PIN 11 : pelmicrite /pelsparite à Bivalves et foraminifères benthique**

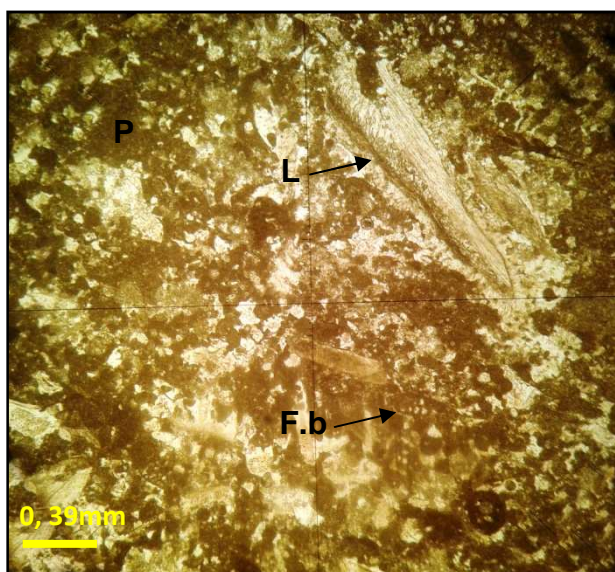
La texture est un packstone / grainstone à peloides. Les éléments figurés constituent 60% du volume total du sédiment. Le classement est modéré, les bioclastes sont représentés par l'abondance des peloides, les bivalves (Lamellibranches, Gastéropodes), les intraclastes, les crinoides, les foraminifères benthiques unisériés et bisériés (*Debarina hahounerensis*, *sabaudia minuta*), agglutination de peloides, les ostracodes, de rare oncoïdes et les algues vertes. La matrice micritique présente par endroit un remplissage de fenestreae par la calcite sparitique.

**Milieu de dépôt:** Ce microfaciès se rapproche du SMF-16 (Wilson, 1975), « grainstone with pellets », dans lequel des pelloïdes d'origine probablement fécale sont mélangés sur place avec des ostracodes et des foraminifères. Ce microfaciès est interprété comme originaire de zones très chaudes, de faible profondeur d'eau avec une circulation faible.

Les éléments figurés sont essentiellement typiques d'une plate-forme interne à caractère restreint.

(Les pelloïdes présentent une bordure qui peut être régulière ou diffuse. Contrairement au faciès à clastes, le « coating » ne semble pas être un processus important conduisant à la formation des pelloïdes comme l'indique l'absence des corpuscules présentant un état intermédiaire entre le corpuscule non affecté et le pelloïde, c'est-à-dire possédant une bordure micritique. Par contre, leur formation pourrait être liée à une origine fécale, algale directe (Purser, 1980) ou correspondant au démantèlement de tapis algaire ou encore à de la bioturbation





**Photo.38** : Grainstone peloidale à Lamellibranches et foraminifères benthiques.

### **PIN 12: Biomicrite à peloides et Orbitolines.**

Il s'agit souvent d'un packstone rarement wackstone, mal classé avec degrés d'abondances de 50% environ, la microfaune se compose des peloides associées à des Orbitolines (*Paleodictyoconus algérianus*), des foraminifères benthiques (Unisérié et bisérié *Miliolites micritisé*), des bivalves, des algues vertes, de rares Ostracodes, et Brachiopodes, picon d'échinide, calcisphères, et des grains de quartz.

Ces éléments sont reliés par une matrice micropéloïdale qui présente par endroit de la recristallisation microsparitique.

Notons la présence de phénomènes de dolomitisation. (photo.39 ; 40)

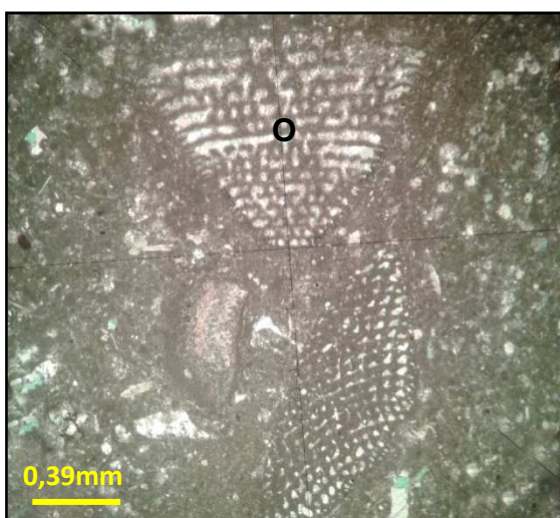
### **Milieu de dépôt :**

La faune qui caractérise ce faciès est majoritairement caractéristique d'un environnement restreint (Gastéropodes, *Miliolites*, pelloïdes).

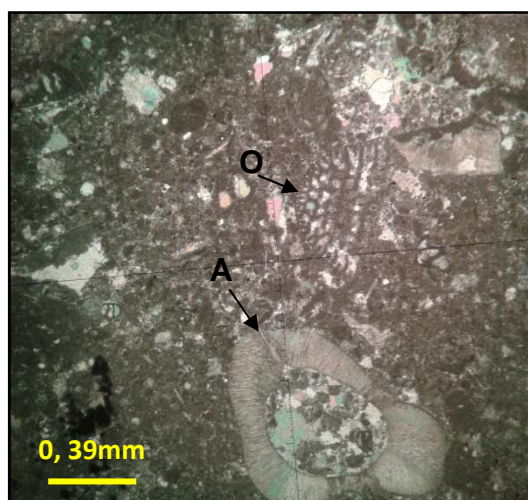
La texture essentiellement wackstone-packstone souligne le caractère faiblement agité. En effet, de longues périodes calmes permettant une croissance algale vigoureuse, entrecoupées de brèves périodes plus agitées conduisant à la formation des pelètes algales et des calcisphères (milieu calme).

Il s'agit probablement d'un dépôt en environnement subtidal plus externe, avec une agitation intermittente.





**Photo 39 :** Biomicrite à (O) Orbitoline.



**Photo 40 :** Biomicrite à Orbitoline peloides, (A) Algue vert LPx5.

**Microfaciès PIN 13: Biomicrite dolomitique à Orbitoline (Paleodictyoconus arabicus et palorbitolina lenticularis)(Photo41et Photo 42).**

La texture est un wackstone, les corpuscules sont essentiellement des orbitolines, (Paléodyctuoconus arabicus, palorbitolina lenticularis) des Lamellibranches, des Miliolles, des bivalves, des crinoïdes affectés de pittings, des foraminifères benthiques, des oxydes de fer et des rhombohedres de dolomie.

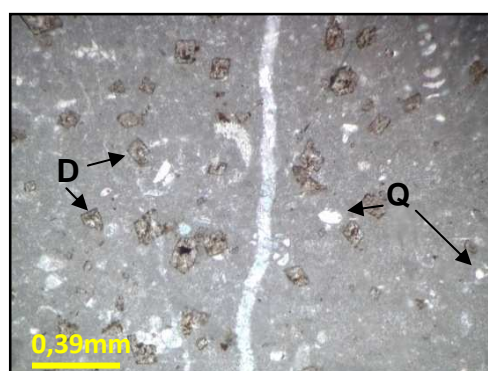
A classement relativement bon, l'état de conservation des corpuscules est bon, les crinoïdes sont affectés de « pitting ».

Ce microfaciès, où la dolomie est fréquente, peut contenir une certaine proportion de quartz, généralement anguleux et peu sphérique, mesurant environ 0,1mm, donc fin selon la classification d'Udden et Wentworth.

**Milieu de dépôt:** La présence d'oxydes de fer indique un milieu oxygéné. La ferruginisation, la dolomitisation et la compaction qui se développent dans ce microfaciès, renseignent probablement sur une surface durcie.



**Photo 41:** Biomicrite dolomitique à Paleodictyoconus arabicus, la dolomitisation affecte la matrice.



**Photo 42 :** Wackstone à foraminifères et des cristaux rhomboedriques oxydé (D) dolomitisation, et des cristaux de quartz bipyramidés (Q).

➤ **Les microfaciés à abondance des Miliolés.**

**Microfaciés PIN 14: Biosparite à foraminifères benthiques (Miliolés):**

Il s'agit d'un grainstone rarement packstone principalement à Miliolés, associé à des pelloïdes, des foraminifères benthique (unisérié, bisérié), *cuneolina*, *sabaudia minuta*, *Debarina hahounerensis*, des arenacés, lithoclastes, Lumps, calcisphères.

Les éléments figuré constitue 70% environ du volume totale du sédiment ils sont bien classé.

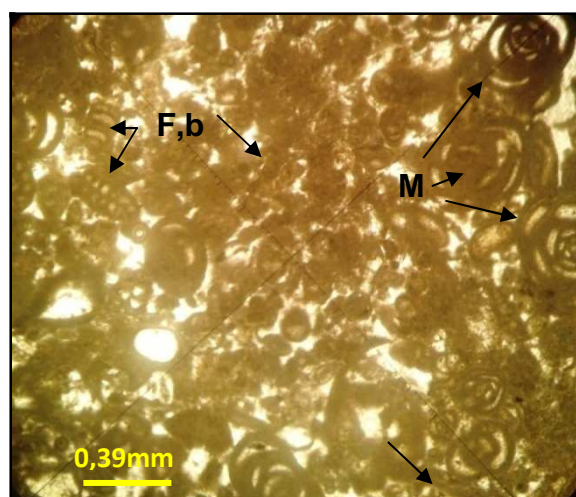
**Milieu de dépôt :**

L'abondance en foraminifères à test porcelané (miliolés) indique plutôt un environnement de plate forme interne. Dans les environnements récifaux actuels, les foraminifères agglutinants sont particulièrement fréquents dans les parties les plus profondes des zones d'arrière-récif.

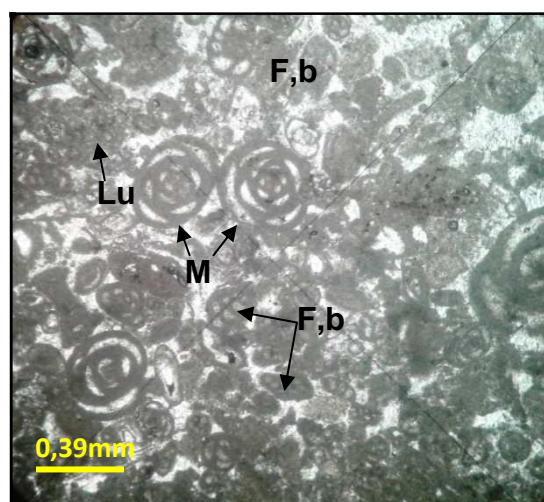
L'abondance en Miliolidés conforte l'interprétation d'un environnement calme de plateforme interne.

La texture essentiellement grainstone souligne le caractère fortement agité.

Le microfaciés appartient à un environnement interne agité.



**Photo 43:** Grainstone à foraminifères benthiques (bisérié, unisérié), Miliolés micritisé, la flèche montre une boue micritique infiltrée entre les grains pendant des périodes calme.



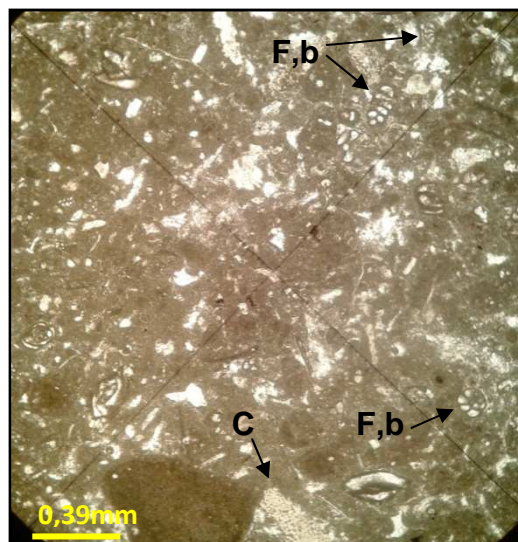
**Photo 44 :** Grainstone, (F,b) foraminifères benthiques (bisérié, unisérié), (M) Miliolés micritisé, (Lu) lumps (agglutination des grains).

**Microfaciés PIN 15: Biopelmicrite à foraminifères benthiques et dacycladales.**

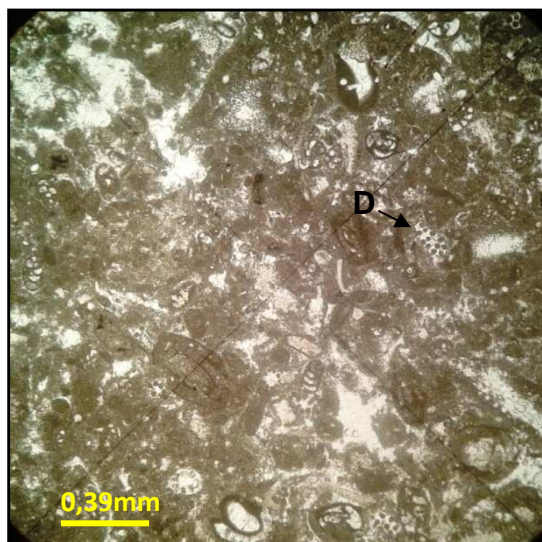
La texture est wackstone -packstone à péloïdes, le classement est mauvais, les éléments figuré occupe environ 40% à 60% du volume. Ils sont représenté par des des Miliolés micritisées, des Ostracodes, des dasycladacées, des foraminifères benthiques, (*cuneolina*, *Debarina hahounerensis*, *sabaudia minuta*), des débris de rudistes, des crinoïdes, des intraclastes, des pelloïdes issus de la micritisation des bioclastes, des oxydes de fer et des minéraux opaques.

**Milieu de dépôt :**

La texture wackstone-packstone souligne le caractère faiblement agité. En effet, de longues périodes calmes permettant une croissance algaire vigoureuse, entrecoupées de brèves périodes plus agitées conduisant la formation des pellettes algaires. Il s'agit probablement d'un dépôt en environnement subtidal plus externe, avec une agitation intermittente.



**Photo 45 :** Packstone à peloides et plaque de (C) Crinoïde, foraminifères benthiques, Miliolites. LPANx5.



**Photo 46:** Packstone à peloides et foraminifères benthiques, Miliolites, (D) Dasycladales LPANx5.

#### **Microfaciès PIN 16: Biopelmicrite-biopelsparite à Miliolites.**

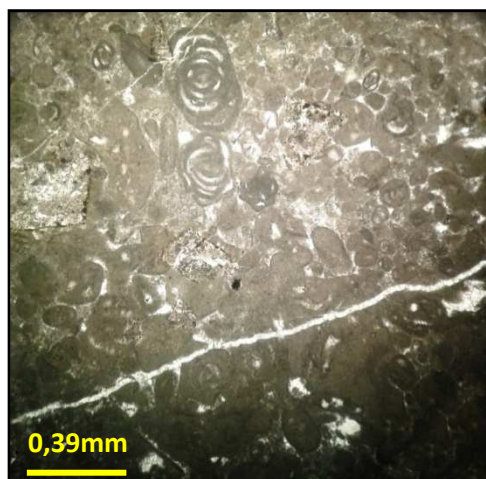
Il s'agit d'un packstone, grainstone par endroit, à bon classement, les éléments figurés occupent presque 70% du volume de sédiment et sont représentés principalement par des Miliolites micritisées, des péloïdes, des foraminifères benthiques (cuneolina, debarina hahounersis, bisérié et unisérié), des

Ostracodes, de gros arénacés proches d'Eggrella, des Gastéropodes, des Ovalvéolines et des intraclastes.

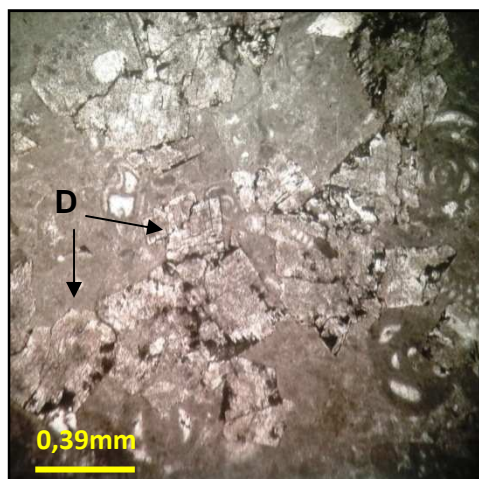
On remarque aussi une transformation de quelques bioclastes en pelloïdes et une ferruginisation et une dolomitisation qui affectent des plages de ce microfaciès.

**Milieu de dépôt :** Le microfaciès correspond à un milieu interne plus ou moins agité.





**Photo 47 :** Packstone-grainstone à Miliolles micritisé.



**Photo 48 :** (D) Dolomitisation dans le microfaciès PIN16.

### **Microfaciès PIN 17 : Biomicrite à spéculaire d'éponge (Photo 50 )**

Il s'agit d'un wackstone à prédominance de spicule d'éponge et des Miliolles, associé avec des foraminifères benthiques, des Ovalveolines, bivalves certains sont partiellement micritisés et d'autres sont recristallisés par la calcite, des Ostracodes, des peloides, des algues vertes, crinoïdes.

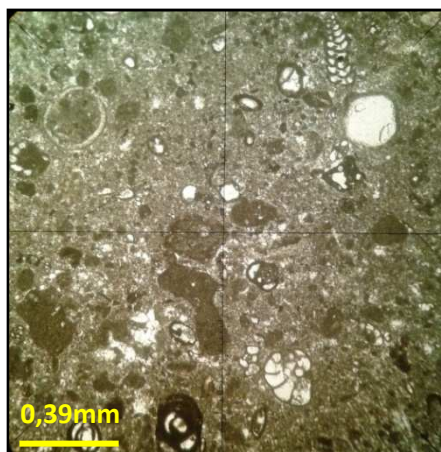
Notant la présence de quelques cristaux de quartz automorphes, et des oxydes de fer, la présence des terriers à remplissage différents microsparitiques du sédiment primaire micritique, et des structures d'émergence.

Les bioclastes varient avec des degrés d'arrondissement différents, les tests des bivalves cassés, les foraminifères sont très micritisés.

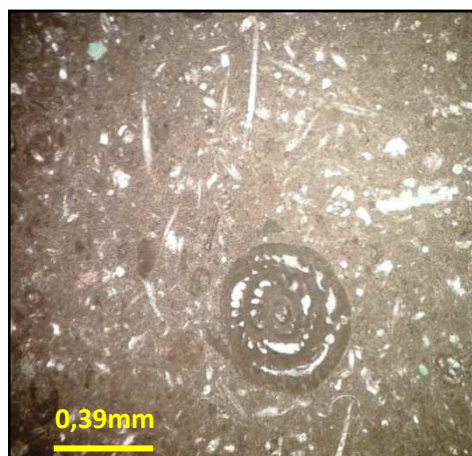
Le degré d'abondance des éléments figurés est de 40% du volume total du sédiment avec un mauvais classement.

**Milieu de dépôt :** L'abondance en foraminifères à test porcelané (Miliolles) indique plutôt un environnement de plate-forme interne.

La diversité des bioclastes et les oxydes de fer indiquent un milieu peu profond oxygéné (émergence).



**Photo 49 :** Wackstone à Miliolles micritisés et foraminifères benthiques, quartz, calcisphères.



**Photo 50 :** Wackstone à Miliolles et foraminifères benthiques (unisérié, bisérié); fenestrae.

### Micofacièce PIN 18 : Floatstone à cyanobactérie et peloides :

La texture varie de wackstone à packstone, les éléments figurés constituent environ 40 à 60% du volume totale du sédiment, le classement est mauvais, la taille moyenne des éléments figurés est compris entre 3-5mm.

Les bioclastes sont représentés par des cyanobactéries (calcifier algues), des pelloides, des foraminifères benthiques *Debarina hahounerensis*, *cuneolina*, unisérié, bisérié ...), Miliolles, des dasycladacées et de rare Ostracodes.

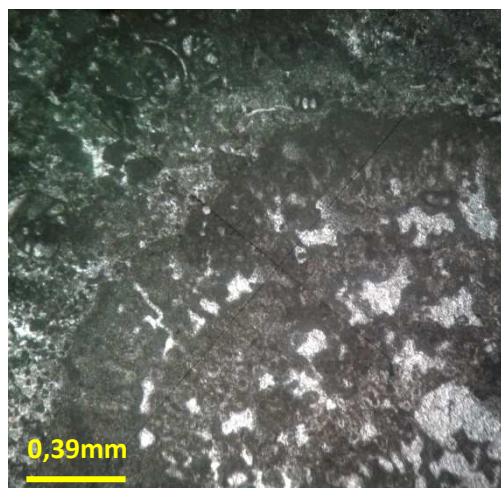
Ces éléments sont reliés par un ciment microsparitiques qui, par endroit, présente des ouvertures en fenestrae.

Les bioclastes sont micritisé est la plus part sont transformé en pélloldes, notant aussi la présence des fractures à remplissage calcitique.

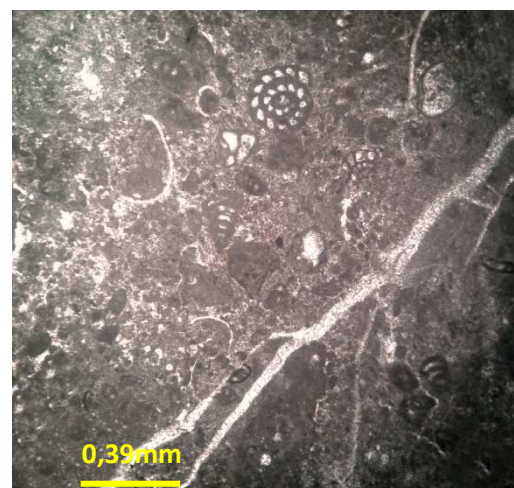
### Milieu de dépôt :

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond (Lucas et Al ; 1976).

La présence des cyanobactéries qui caractérise un milieu restreint, lagunaire ainsi elle contribue à la formation des récifs et des monticules de boue dans la plateforme marine ouverte.



**Photo 51:** Packstone à algue (Cyanobactéries) et peloides, foraminifères benthiques (fb)



**Photo 52 :** Wackstone à foraminifères benthiques, peloides, une microfracture remplie de calcite.

### ➤ Microfaciés de haut fond (dune de sable) .

### Microfaciès PIN 19: biosparite à intraclastes et échinides

La texture est un grainstone, mal classés dont le contenu est très diversifié avec principalement des lithoclastes (essentiellement des intraclastes) associés à des mud coated grains.

Des mollusques, des bivalves, des plaques de crinoïdes affectés de pitings, des échinodermes entouré par enveloppe micritique, des foraminifères benthiques, des miliolles, de rares Oolithes et Ooides, des peloides, des bryozoaires et la glauconie sont aussi présents.

En ce microfaciès s'observent aussi des encroutements algaires qui prennent naissance d'un nucléus (souvent un bioclaste), se développent en masses à texture micritique, d'épaisseur irrégulière. Ces encroutements pourraient s'apparenter à des oncolithes (photo 53).

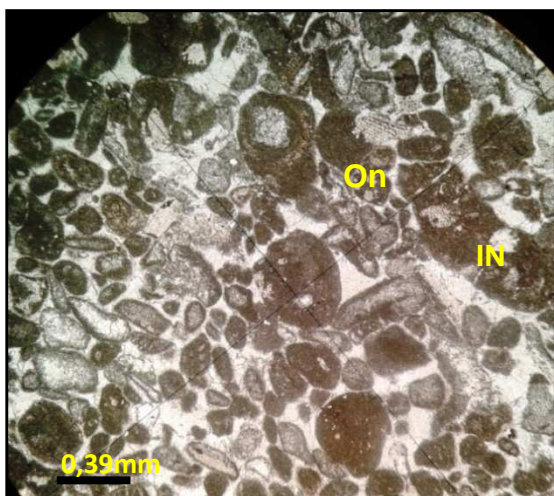
Les bioclastes sont entourés par une mince enveloppe micritique, liée à des microperforations et à la colonisation de la bordure des grains par des algues, des éponges, des champignons ou des bactéries. Ces perforations sont remplies par un sédiment micritique (Purser, 1980 - Tucker et Wright, 1992 - Reid et Macintyre, 2000).

Les clastes constituent environ 60% du volume total du sédiment et le classement est en général bon.

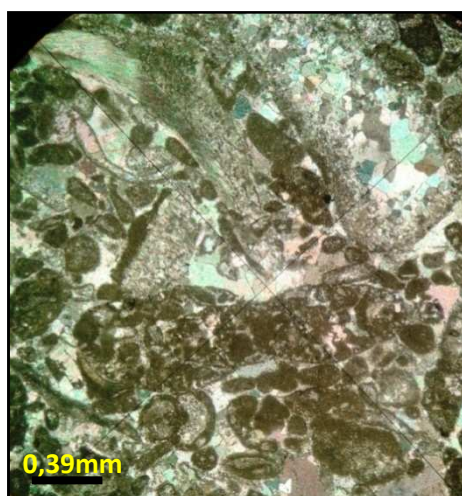
Les grains sont reliés par un ciment sparitique, la formation d'un ciment fibreux et stalactitique autour des grains indique une diagenèse précoce.

**Milieu de dépôt :** La texture essentiellement grainstone souligne le caractère agité ou sur une pente. En effet, la formation des oncoïdes, principalement les plus réguliers, nécessite une agitation suffisante pour permettre un retournement mais cette agitation ne doit pas être élevée. Certains grands Oncoïdes, à surface bosselée, témoignent de longues périodes calmes permettant une croissance algale vigoureuse, entrecoupées de brèves périodes plus agitées conduisant la formation des pelletes algales et des calcisphères et au retournement de l'oncoïde.

Les phénomènes de micritisation traduisent des environnements marins calmes et peu profonds, c'est un sable peloidal de haut fond plus ou moins classé.



**Photo 53 :** Grainstone à intraclastes et échinides, peloides, oncoïdes LPx5.



**Photo 54 :** Grainstone à intraclastes et lamellibranche, gastéropodes, foraminifères benthiques. LPx5.



**Microfaciès PIN 20: Biomicrosparite à Orbitoline et Lamellibranches.**

La texture est un wackstone à pakstone par endroit à classement modéré, les éléments figurés occupent 40% à 50% du volume total du sédiment et sont représenté par des Orbitolines, des échinides, des pellets, des Lamellibranches (les Lamellibranches présentent un test calcitique fibro-lamellaire), des Miliolles, de rares intraclastes, des péloïdes (issus de la micritisation de bioclastes) .

Les bioclastes sont reliés par une matrice microsparitique qui, par endroits, présente un remplissage de fenestrae par de la sparite équigranulaire.

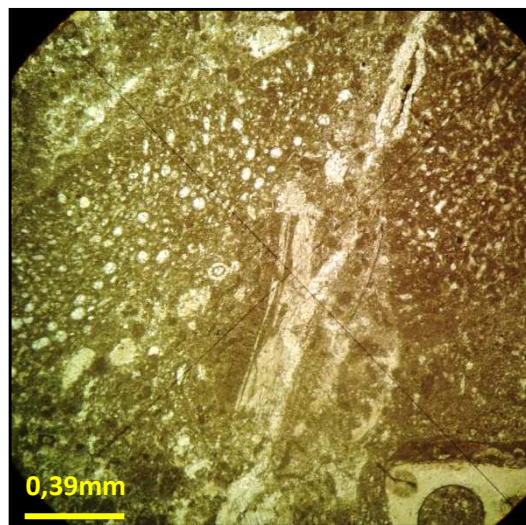
**Milieu de dépôt :**

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond (Lacus et al. 1976). La présence des intraclastes indique une courte période d'agitation du fond marin, liée probablement à l'action des vagues (Hordie, 1977 - Aiguer, 1982).

On peut suggérer que le milieu de dépôt est un haut fond.



**Photo 55** : Packstone à peloides, foraminifères benthiques.



**Photo 56** : Packstone à Orbitoline et algues fracture remplie de calcite.

### PIN 21: Intrabiomicrite à Brayozoaires (Photo (57a et 57b).

La texture est un packstone à grainstone avec mauvais calassement, les bioclasse constituent 60% du volume de sédiment sont représenté par des intraclastes, des dacycladales, des brayozoaires, des mud coated grains, Ostéropodes, Lamellibranches, des rares Miliolles, des pelletes, des foraminifere benthiques, des radioles d'échinides, des rudistes à test escristalisé par la calcite, Lamellibranche, des algues rouge , plaque d'échinide affecter de pitings.

Notons aussi la présence de birdseyes et des joints stylolithiques parallele à la stratification.

#### Milieu de dépôt :

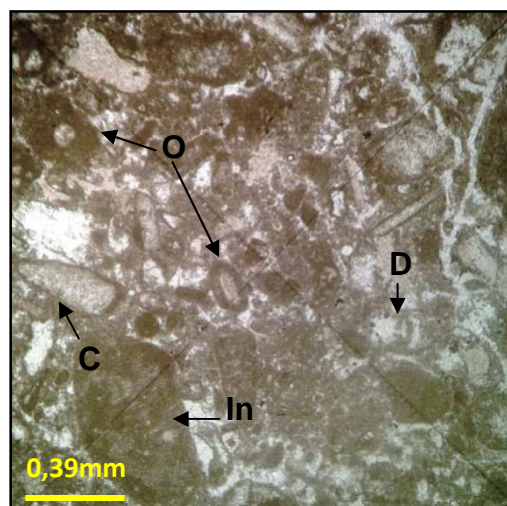
La diversité des bioclasse indique un milieu peu profond (Lacus et Al, 1976).

La présence des intraclastes indique la courte période d'Agitation du fond marin lie probablement à l'action de vague (Hordie, 1977), (Aiguer, 1982).

On peut suggérer que le milieu correspond peut etre a un milieu infratidal superieur a forte energie.



**Photo 57 : A)** Packstone à crinoïdes et foraminifères benthiques, intraclastes.



**Photo 57 :B)** Packstone à (C) Crinoïdes, (O) Oncoides et (In) Intraclastes.

### Microfaciés PIN 22: Une biopelmicrite à biopelsparite à paleodictyoconus.

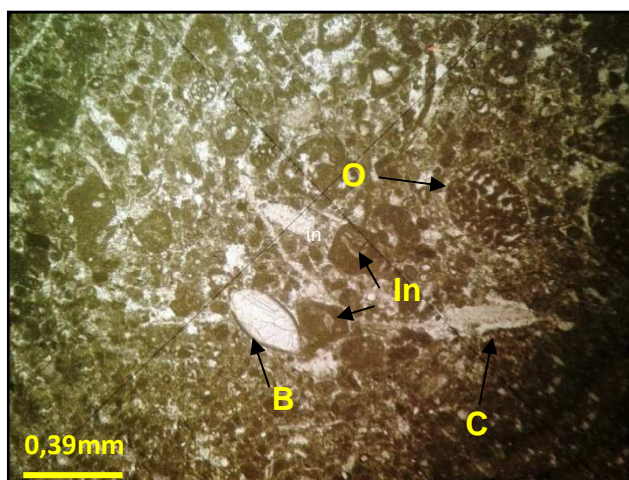
Dans ce microfaciés, on remarque qu'il y a deux séquences texturales allez d'un Packstone a pelloides et Orbitoline moyennement classe vers un Grainstone toujours a pelloides, et toujours avec un classement moyen. les éléments figurés constituent environ 60% du volume totale du sédiment; il sont représenté par la prédominance des péloïdes, des gros débris d'Orbitolines, des Miliolles, intraclastes, foraminifères benthiques (unisérié, bisérié,

cuneolina), mudcoated grains, Ostracodes, calcisphère, bivalves, onicoïdes, et de rare crinoïdes ( plaques de crinoïdes affecté de pitings), rare brachiopode, grains de quartz.

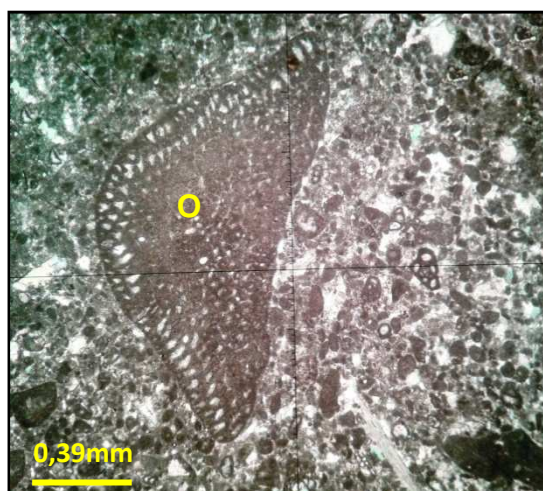
On remarque la présence de quelque phénomène diagénetiques tel que la microperforation (sur le test des bivalves) ; et la micritisation (surtouts les Miliolites et les Orbitoline) ; des encroûtements algaires, ainsi que la dolomitisation qui affecte la matrice.

### Milieu de dépôt :

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond (Lacus et Al, 1976). L'évolution au sien de microfaciès de deux séquences texturales montre l'augmentation d'énergie du milieu et la diminution de la profondeur.



**Photo 58** : Packstone à peloides, (In) intraclastes foraminifère, (O) Orbitoline (C) crinoïdes, (B) Brachiopode.



**Photo 59** : Grainstone à peloides, (O) Orbitoline, et foraminifères benthiques, Miliolites.

### Microfaciès PIN 23 : Biopelsparite à intraclastes et agrégats.

La texture est grainstone, les éléments figurés constituent 60% du volume total du sédiment. Ils sont bien classés représentés par, des pelloïdes, des intraclastes, agrégats grains, mudcoated grains, des Gastéropodes (un test de gastéropode recristallise par la calcite et qui a subi une perforation sur les parois) et des Lamellibranches, des Oolithes à nucleus différents, de rares Miliolites, des foraminifères benthiques unisériés et bisériés, Grains de quartz authomorphe, minéraux opaques. Les bioclastes sont entourés par une enveloppe micritique.

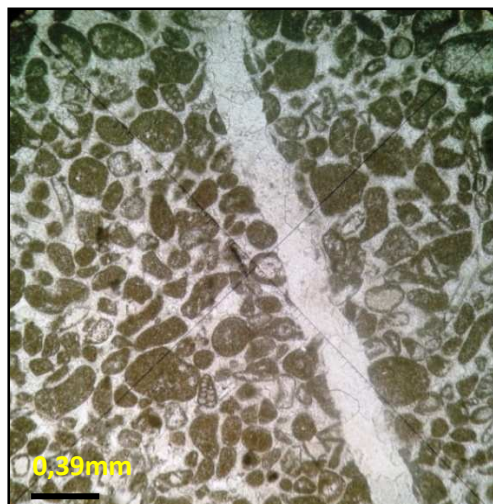
### Milieu de dépôt :

La texture grainstone et la présence des oolithes témoignent d'un paleoenvironnement de forte énergie se traduisant par le bon classement des éléments.

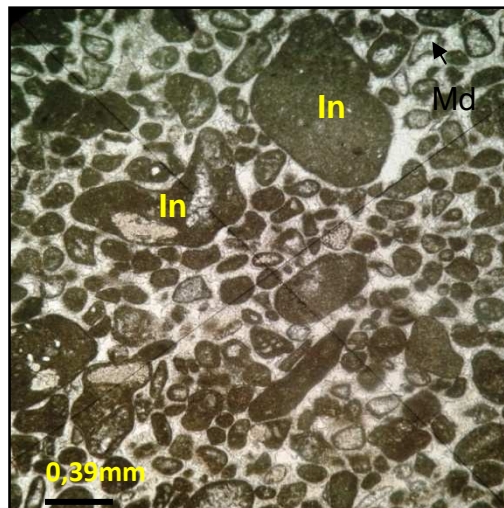
La présence des intraclastes indique la courte période d'agitation de fond marin liée probablement à l'action des vagues (Hordie, 1977), (Aiguer, 1982).

On peut suggérer que le milieu de dépôt appartient à un milieu infratidale moyen à forte énergie.





**Photo 60** : Grainstone à peloides foraminifères benthiques et intraclastes ; la présence de fracture à remplissage calcitiques.



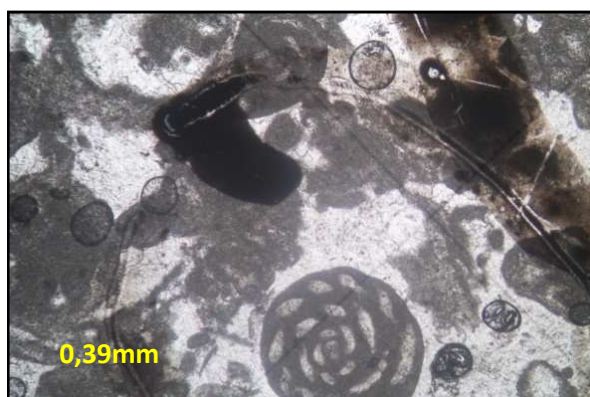
**Photo 61** : grainstone à peloides, et à IN : intraclastes ; md : mudcoated grains.

### Microfaciés PIN 24 : Biosparite à lithoclastes et Miliolites

Il s'agit d'un grainstone à prédominance de Miliolites et de, agregart grains, associer avec des lithoclastes, Ovalveoline (*Ovalveolina* rechele), Lamellibranche, des arénaces, peloides. Les grains bien classé, constituer environ 50% du volume totale du sédiment. Les bioclastes sont micritisés.

#### Milieu de dépôt :

L'abondance en Miliolites et foraminifères agglutinants indique des profondeurs d'eau Probablement supérieures à 20m (Montaggioni, 1981 in F. Fournier ; 2003). L'absence des structures de dessiccation semblerait indiquer que le milieu est continuellement sous eau. La texture essentiellement grainstone souligne le caractère fortement agité.



**Photo 62** : Grainstone à Miliolites et Alveolines micritisés. Agglutination de pelètes LPANx5

## PIN 25 : Oopelsparite bioclastique

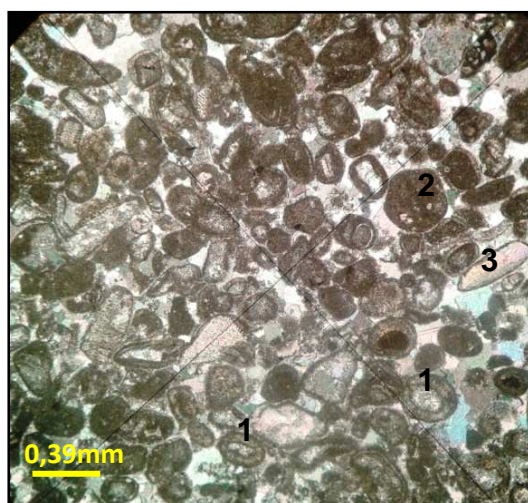
Il s'agit d'un grainstone bien calibré à oolithes associées à des peloïdes, des mud coated grains et de rares bioclastes (des Miliolles, des plaques de crinoïdes entouré par une mince enveloppe micritique « coating »). Des algues vertes (Dasycladale), des foraminifères benthiques (*Debarina hahounerensis*), des algues rouges, des bivalves, des mollusques) et des lithoclastes sont aussi observés.

Les nucléus des oolithes sont variés : grains de quartz, bioclastes à tests fins.

Les oolithes et autres bioclastes présentent quasi-systématiquement un ciment précoce fibreux isopaque, formant des couches très mince mais d'épaisseur uniforme (liseré blanc autour des grains).

### Milieu de dépôt :

La présence d'oolithes et d'algues rouges qui participe à la formation des haud fond à de faible profondeur, témoignent de l'action permanente des courants de marée (énergie très forte). Cette partie correspondant à la zone de mélange entre les eaux chaudes sursaturées en carbonates et les eaux océaniques plus fraîches et moins chargées en carbonates (Scholle et al. 1983 - Arnaud-Vanneau et Arnaud, 2004).



**Photo 63 A** : grainstone à : (1) oolithes fibreux radier ; (2) : Intraclastes, (3) crinoïdes.



**Photo 63 B** : les algues rouge dans le microfaciès PIN25

### Microfaciès PIN 26: Biosparite peloidale à oolithes.

Il s'agit d'un grainstone à prédominance de peloïdes, accompagnés d'oolithes à nucléus différents (quartz et peloïde), certains sont oxydés et déformés.

On observe des intraclastes, des mud coated grains, des agrégats de grains (lumps) associés à des bioclastes entourés par une enveloppe micritique, des Lamellibranches, des plaques de crinoïdes affectées de pitting (inticateur de transport), des Bryozoaires, des foraminifères benthiques bisériés et des millioles.

Les grains, arrondis à subarrondis, avec un bon classement, constituent 60% du volume total du sédiment.

Localement, la silification est intense, elle touche la matrice et les grains. On observe aussi des grains de quartz qui remplissent des fractures et la présence d'anhydrite et d'oxydes de fer.

### Milieu de dépôt :

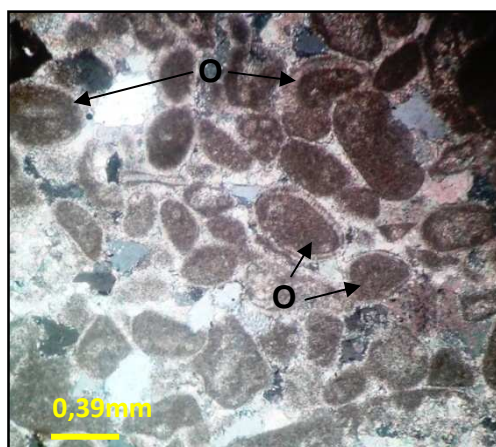
Le caractère grainstone à débris grossiers semble indiquer une sédimentation en environnement relativement agité.

L'origine des pelloïdes peut être multiple. Dans ce cas-ci, une origine fécale doit probablement être prise en compte quant à leur formation.

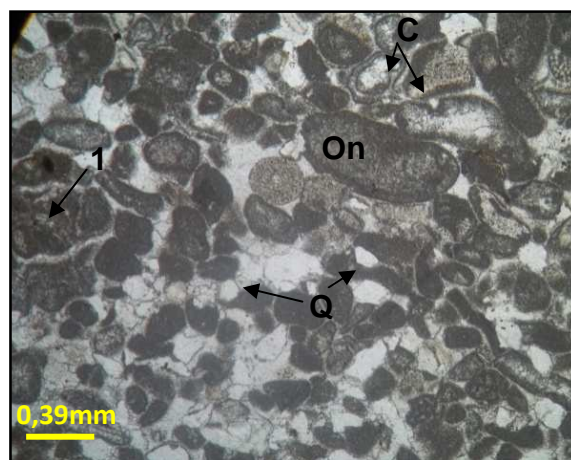
L'origine d'un certain nombre de pelloïdes pourrait être liée à la micritisation totale de corpuscules. Le caractère irrégulier des «coatings» (photo 64) serait la conséquence de la micritisation des corpuscules par l'action des micro-organismes.

Le fait que les crinoïdes soient intensément affectés alors qu'ils y sont théoriquement moins sensibles (Flügel, 1982) pourrait indiquer que le processus de «coating» se serait fait de manière très intense et qu'il aurait pu oblitérer le centre des corpuscules, plus fragile, conduisant à la formation de pelloïdes (Photo 65).

Ce microfaciès, il se situerait probablement dans ou juste sous la zone d'action des vagues.



**Photo 64 :** Grainstone à Oolithes et pelloïdes (entouré par un ciment fibreux) LPA x10.



**Photo 65 :** Grainstone à pelloïde ; des grains de (Q) quartz, (On) oncoïdes, des (C) crinoïdes dont la plus part sont entourés par la micrite (formation des pelloïdes), et (1) des agrégats de grains

### Micofaciès PIN 27 Microfaciès : Pelmicrite-pelmicrosparite bioclastique à bivalves.

Il s'agit d'un packstone, rarement wackstone à éléments, figurés modérément classés, qui constituent 50% environ du volume total du sédiment. Ils sont principalement représentés par des pelloïdes, accompagnés de Bivalve à test fibreux et d'agrégats de pellets.

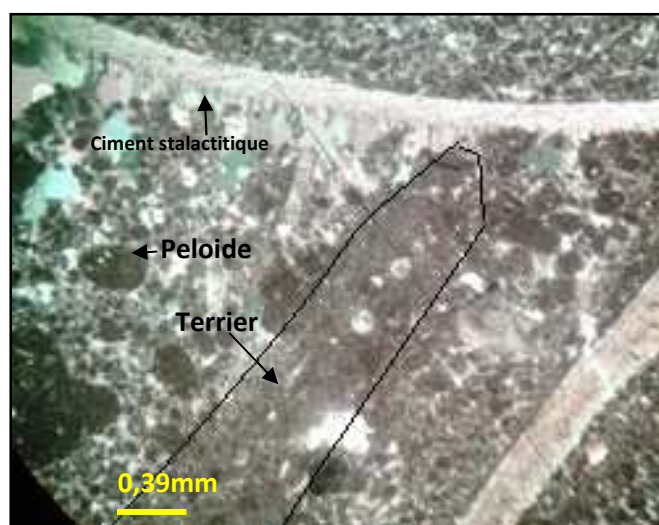


Des intraclastes, enrobés d'une boue algaire sombre, d'aspect grumeleux, des foraminifères benthiques, des Dacycladales, des Ostracodes, des bivalves et des calcisphères sont aussi présents.

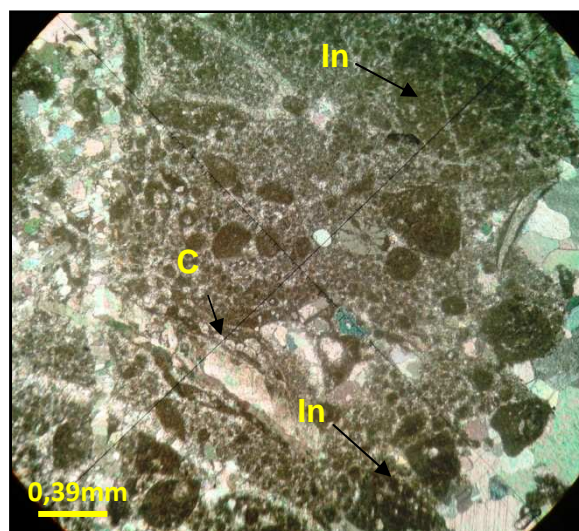
Un ciment calcitique sparitique équigranulaire se développe entre les grains et un ciment de morphologie stalactitique (0,5mm) sont souvent présents sous les tests de lamellibranches.

Les fissures, le plus souvent remplies de calcite, sont fréquentes dans ce microfaciès. En plus du ciment abondant et des clastes, certaines zones montrent des concentrations locales de pelloïdes. Ces pelloïdes, souvent ronds, mais parfois allongés, ont une taille moyenne d'environ 0,1mm, avec une bordure nette à diffuse et présentent une bonne sphéricité (Photo 66).

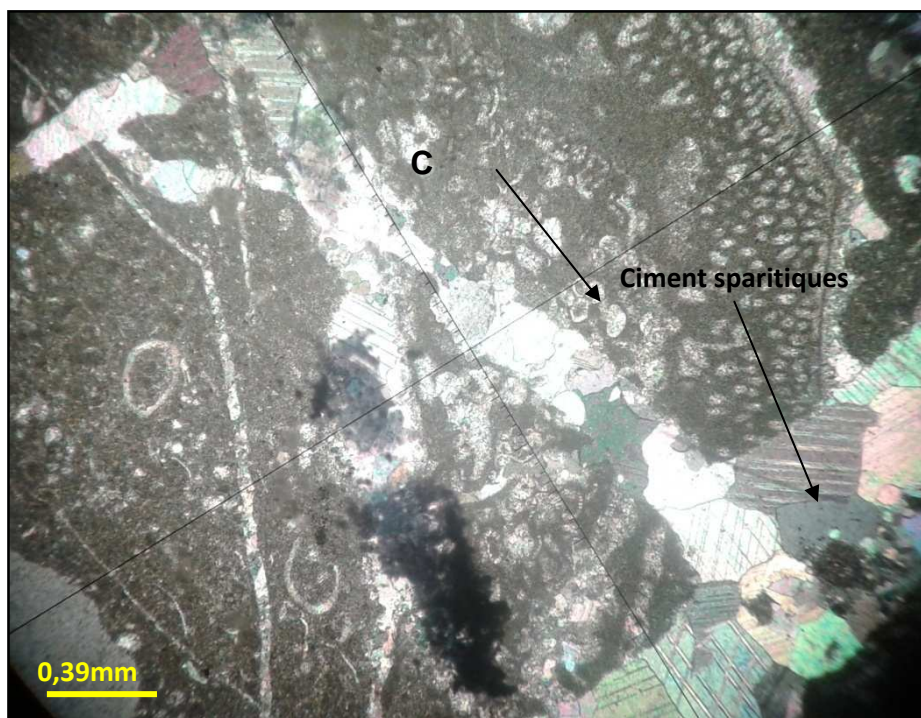
**Milieu de dépôt :** La matrice micritique à microsparitique indique un milieu calme avec par des sessions plus ou moins agitées (ELF Aquitaine, 1977). La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond (Lucas et al, 1976). La recristallisation des tests des bioclastes indique l'influence des eaux douces.



**Photo 66A :** Packstone à pelloïdes et Lamellibranche (le ciment stalactitique dans les tests des Lamellibranches ; un terrier.



**Photo 66B :** Intraclastes, des (C) coraux, développement du ciment sparitiques entre les grains ; des fracture à remplissage calcitiques



**Photo 67 :** Wackstone à peloides et Ostracode, coraux, des fractures remplies de calcite sparitiques.

### **Microfaciès PIN 28 : Rudstone à algues rouge et crinoides.**

Ce microfaciès est dominé par des algues rouge coloniaux, qui peuvent former jusqu'à 50% de la roche.

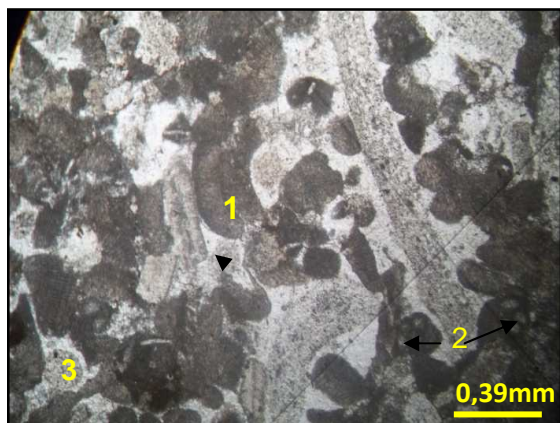
La texture est grainstone, les éléments figurés constituent environ 60% du volume total du sédiment, avec un bon classement. Ils sont représentés principalement par des algues rouges ; associés avec des plaques de crinoides autour desquels se développe un ciment syntaxique ; on trouve aussi des Lamellibranches, des foraminifères benthiques (unissériés et bissériés), des Miliolites micritisés, et des oxydes de fer, on observe aussi des intraclastes et des encroûtements algaires.

Le développement au sein de ce microfaciès de plusieurs stylolithes de pression de dissolution.

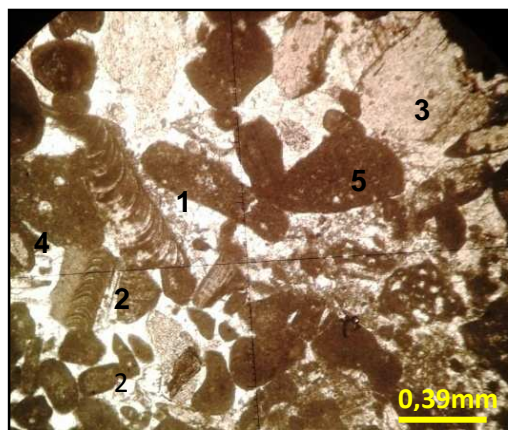
#### **Milieu de dépôt :**

La prédominance des algues rouges suggère un milieu peu profond agité (dune de sables).





**Photo 68 :** Grainstone à (1) algues rouge, et (2) foraminifères micritisé, (3) crinoïdes.



**Photo 69:** Grainstone à algues rouge (1), peloides (2), crinoïdes (3), des encrustements algaires (4), des intraclastes (5).

➤ **Microfaciés périrécifale (subrécifale).**

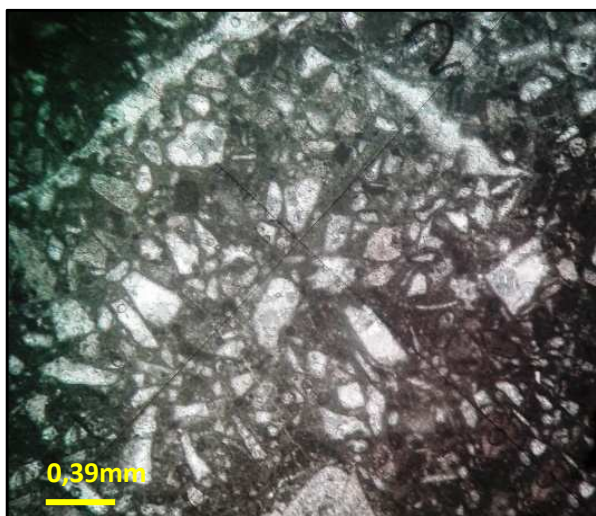
**Microfaciés PIN 29 : floastone à rudistes.**

La texture est packstone, le classement est bon, les bioclastes sont représenté par: Des débris de rudistes, dont certains sont dissout et subit un remplissage sparitique, des péloïdes, des intraclastes, des Ostracodes, bivalves, foraminifère benthiques, des algues calcifier (cyanobactérie) et des oxydes de fer.

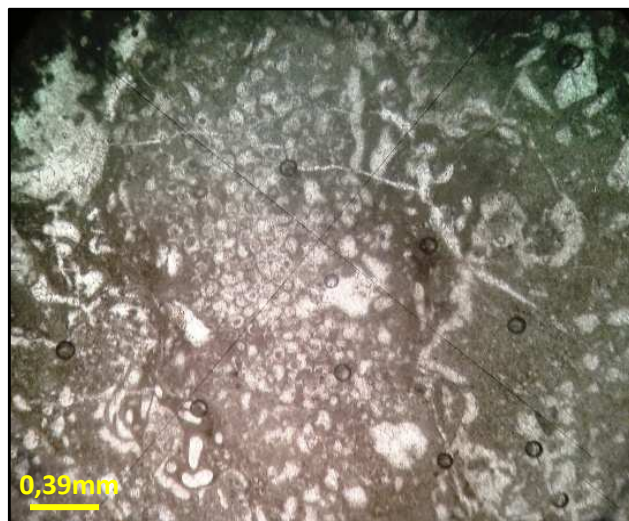
**Milieu de dépôt :** La présence des pellets et les oxydes de fer indiquent un milieu plus ou moins peu profond et oxygéné la recristallisation des testes des bioclastes indique l'influence des eaux douces.

Les rudistes et les intraclastes indiquent un milieu à la proximité d'une barrière récifale.

On peut suggérer que le milieu de dépôt appartient à un environnement récifale ou subrécifale.



**Photo 70 :** Packstone à débris de rudistes LPAN x5.



**Photo 71 :** Packstone à débris de rudistes et algue LPAN x5.

➤ **Faciés proximale:**

**Microfacié PEX 1: Biomicrite à biomicrosparite à Brayozoaires et Echinodermes.**

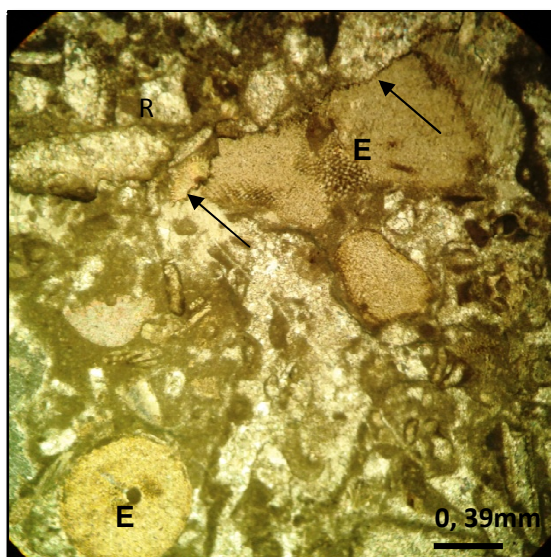
La texture est packstone à grainstone, les éléments figurés constituent environ 70% du volume totale de sédiment il sont moyennement classés.

Les éléments figurés constituent de Brayozoaires, d'échinodermes, des plaques de crinoïdes affecté de pitings, Lamellibranches, Gastéropodes, lithoclastes, rudistes, des coraux.

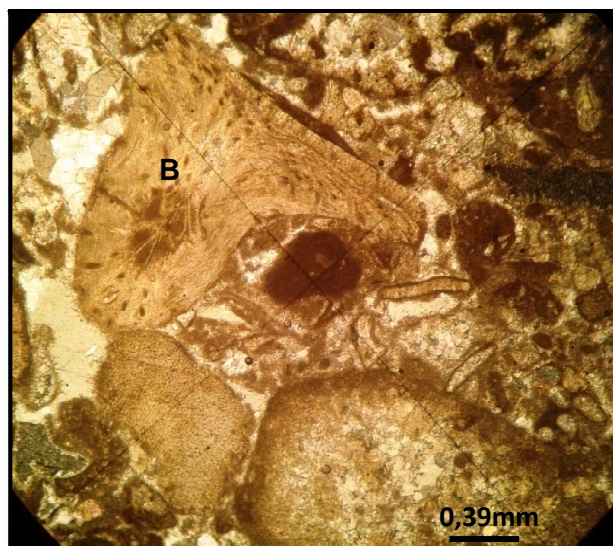
Les bioclastes sont entourés par une enveloppe micritique, notons la présence des stylolithes et des microperforations.

**Milieu de dépôt :**

La relative abondance de grands fragments de Rudistes indique un environnement de dépôt plus proximal d'une pente récifale. La présence des échinides, témoigne un milieu assez ouvert, moins profond.



**Photo 72 :** Packstone à E : échinodermes et débris de rudistes ; les flèches montrent un joint de pression dissolution.



**Photo 73 :** Packstone à E : échinodermes et débris de rudistes B : brayozoaires.

**Microfaciés PEX 2 : Biosparite à Oncoides et intraclastes :**

Il s'agit d'un packstone à grainstone essentiellement à oncoïdes, et intraclastes, avec la présence des Oolites, des crinoïdes, brachyzoaires, gastéropodes, mollusques.

Degrés d'abondance est de 60% environ avec un bon classement.

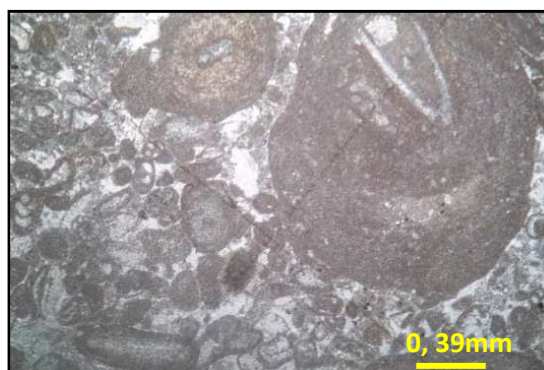
Les bioclastes sont entourés par une enveloppe micritique certains sont affectés par des microperforations.



**Milieu de dépôt :** La zone interne de la rampe se caractérise essentiellement par des faciès de wackestones ou packstones à Oncoïdes.



**Photo 74 :** Packstone à grainstone essentiellement à oncoïdes, et intraclastes



**Photo 75 :** Packstone à grainstone essentiellement à oncoïdes, et intraclastes

## 6.2. Conclusion et modèle sédimentologique :

L'analyse microfaciologique de la série du Crétacé inférieur des mont d'Ain M'lila, nous a permis de reconstituer un environnement de plate-forme interne au sein de laquelle nous avons pu individualiser 31 microfaciès classés par ordre de bathymétrie croissante (du plus proximal au plus distal).

Les faciès de très faible profondeur d'eau (faciès supratidaux-intertidaux) passent graduellement à des faciès moyennement profonds (faciès subtidaux), puis à des faciès de haut fond (des dunes de sables) et en fin à des faciès de plate forme proximale.

Du littoral vers le bassin on rencontre :

### ➤ Environnements littoraux

Ils sont représentés par les microfaciès d'une association de type intertidal, très riche en mudstone dolomitique à birds-eyes.

Ces microfaciès sont développés surtout dans l'ensemble calcaire massif.

- Le faciès le plus interne (supratidal) est caractérisé par le développement des mudstone à fenestreae, des structures géopètes. Il regroupe les faciès d'altération subaérienne, l'absence de critères hydrodynamiques et les nombreuses traces d'émersion suggèrent un environnement très superficiel.
- Une zone intertidale haute caractérisée essentiellement par des structures laminaires (ondulation stromatolitique d'origine cryptalguaires) correspondant à la colonisation de ces milieux par des tapis alguaires. Ces tapis d'algues sont souvent disloqués par la dessiccation.

C'est un faciès observé dans le terme inférieur de l'Aptien.

➤ **Environnements lagunaires**

Dans la partie superficielle de la plate-forme, située au-delà de la zone d'action de dissipation de l'énergie, la circulation marine est arrêtée et des conditions particulières de salinité et de température s'y établissent empêchant la diversification de la faune et de la microflore algale. Plusieurs sous environnements sont présents.

- Parmi ceux-ci, ce sont surtout les lagunes protégées à très protégées. Elles sont caractérisées par des wackstone à Ostracodes, calcisphères, Gastéropodes, des Millioles et des foraminifères benthiques
- Le développement des hauts fonds locaux (des patches) qui appartiennent à Des environnements Infratidal a faible énergie, sont couverts par des grainstone déposés en milieu agité peu profond.

➤ **Environnement de plate forme externe proximale :**

Ce sont des milieux constitués par des rudistes en association avec certaines algues et Bryozoaires et des coraux. Ces faciès sont omniprésents dans le terme supérieur des coupes du Djebel Fortass et du Djebel Anouda.



## 7) Diagenèse et prosité:

### 7.1. Définition :

La diagenèse correspond à l'ensemble des processus qui affectent les sédiments après leur dépôt jusqu'à sa transformation en roche, avant son éventuel métamorphisme. On distingue généralement la diagenèse précoce (Eogénèse) englobe l'ensemble des processus qui affectent les sédiments peu de temps après leur dépôt, renseigne sur le milieu de sédimentation et est fortement influencée par la minéralogie originelle des particules et par le climat. Les structures diagénétiques sont par conséquent des éléments d'interprétations très importants dans les reconstructions paléoenvironnementales et paléoclimatiques.

La diagenèse tardive ou d'enfouissement (Télogénèse) Comprend toutes les autres modifications physico-chimiques, beaucoup plus lentes (compaction, transformation minéralogique, dissolution).

### 7.2. Environnements Diagénétiques :

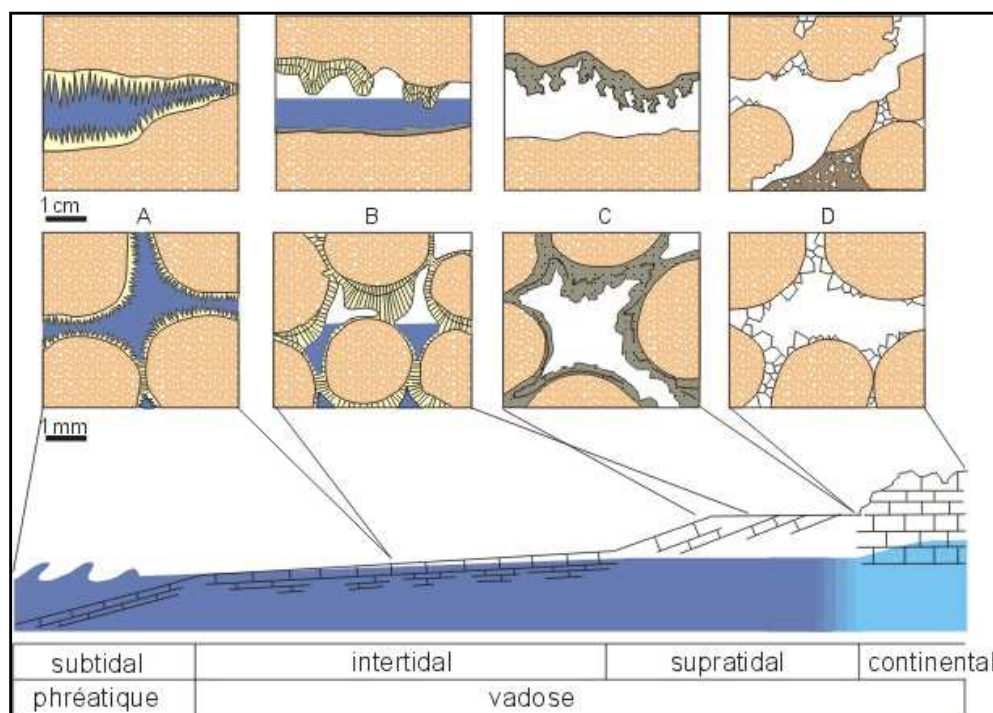
Longman (1980) distingue quatre environnements diagénétiques majeurs, suivant la composition chimique et la distribution des fluides dans les pores. **fig. 56**

- 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 mélanges caractérisés par la présence d'eau douce et d'eau marine.
- La zone phréatique marine caractérisée par la circulation permanente d'eau marine.

#### a. Evolution diagénétiques des carbonates:

Au cours de l'évolution diagénétiques les sédiments carbonates subie en générale trois stades de transformations diagénétiques en fonction de temps. Selon ELF Aquitaine 1977 en distingue :

- Diagenèse précoce « Eogénèse » : elle est influencée par des facteurs tels que la nature des sédiments, la bioturbation, le chimisme des eaux et la durée de contact à l'interface eau/sédiment.
- Diagenèse d'enfouissement « Mesogénèse » : elle est contrôlée par le poids de la colonne lithologique engendrant des phénomènes de compaction, fracturation et de dolomitisation.
- Altération subaérienne tardive « Téliogénèse » : elle a lieu lorsque les roches sont remaniées à la surface et soumises à l'action de la décompression, de la pédogénèse, et (dissolution, dédolomitisation, intense fracturation « diaclases »).



**Fig.56 : 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 vadose.

Dans notre terrain d'étude, on peut distinguer :

### a.1. La digenèse précoce : (Eogenèse)

La digenèse précoce est essentiellement contrôlée par des processus biologiques (bioturbation est la décomposition de la matière organique par l'activité bactérienne) et les phénomènes de recristallisation /dissolution (Minéraux métastables est la variation de composition chimiques des fluides).

- **La phase de liaison « Matrice » ou « ciment » (cimentation précoce)**

Tous les éléments figures carbonates ou non qui s'observent dans un dépôt sont généralement sertis par une phase dite de « liaison », représentée par une matrice fine ou un ciment de cristallinité supérieure.

Dans nos microfaciès on a pu observée :

- ✚ **Ciments micritiques** : Il est difficile à distinguer de la matrice micritique, ce ciment est représenté dans les microfaciès en mosaïque avec sa couleur claire à nuances brunâtres. Il s'agit de calcite magnésienne (Alexandesson, 1972 ; Longmen, 1980).
- ✚ **Ciments syntaxiques** : C'est une calcite croissant en continuité de réseau optique avec l'élément substrat (ALF AQUITAINE ; 1975) Il affecte surtout les débris d'échinodermes et s'est développée en continuité avec le réseau cristallin de l'élément qui l'entoure. Ce ciment présenté au niveau des faciès d'avant récif est associé à la mézogenèse où il colmate la porosité restante. « Lamellibranche dans notre cas », il est caractérisé par la taille relativement grande des cristaux calcitiques (Photo. 74)
- ✚ **Ciments granulaires**: Est formé par deux grands cristaux subautomorphes ou xenomorphes avec des limites irrégulières. La formation de ce type de ciment du à la dissolution des bioclastes (in A.Yahiaoui ; 1990) (Photo. 75).



**Photo 74** : Ciment syntaxique dans un test de Lamellibranches.

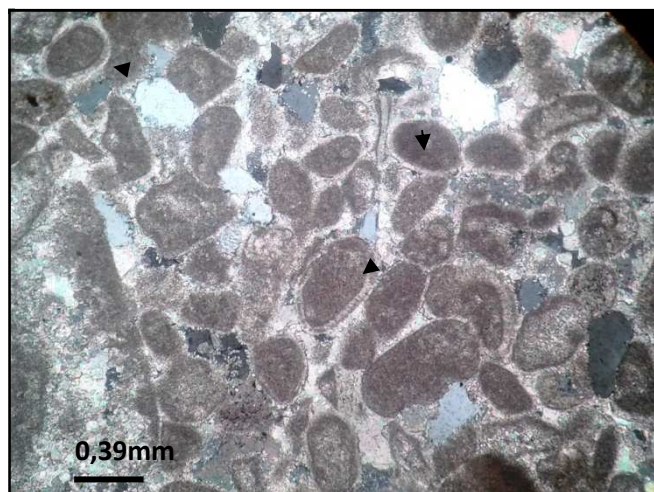


**Photo 75** : Ciment granulaire.

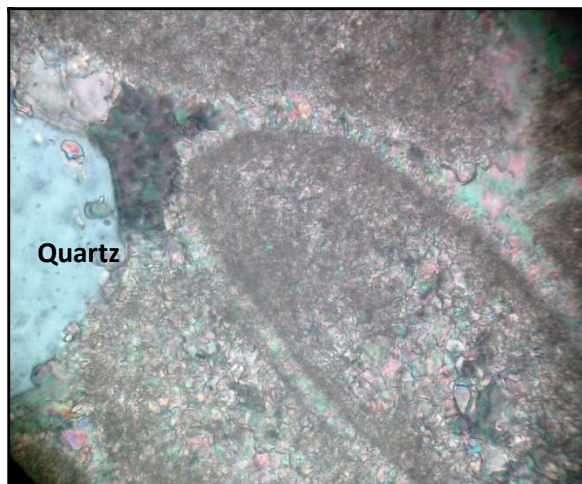
- ✚ **Le ciment fibreux isopaque ou palissadique (Harris & al. 1985 ; Nicolaidis & Wallace, 1997)** : Forme des couches très minces (10 à 15  $\mu\text{m}$ ), blanches, d'épaisseur uniforme et dont la surface présente des pointes cristallines bien apparentes. Ce ciment est également appelé ciment palissadique car il est constitué d'un assemblage de cristaux pointus, parallèles et allongés perpendiculairement à la paroi du grain. On remarque souvent que ce type de ciment ne se développe pas aux contacts entre les grains mais à partir des surfaces libres des grains. Ces ciments aragonitiques ou de calcite magnésienne précipitent sous forme de fibres ou de lamelles circum granulaires, le sédiment étant entièrement baigné par les fluides. Dans les milieux anciens, ces phases aragonitiques et calcitiques magnésiennes sont



recristallisées (Shinn, 1969). Ce type de ciment est développé dans les microfaciès grainstone à Oolithes est pelloides dans le milieu peu profond. Photos (76 ,77).

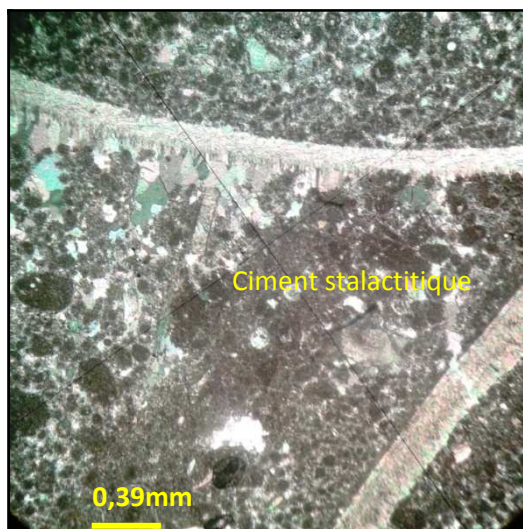


**Photo 76** : Ciment fibreux autour des grains vue en LPX10.dans un grainstone à peloides.



**Photo 77** : Ciment fibreux LPX20.

- ✚ **Le ciment microstalactitique** : Est un ciment asymétrique, épaissi à la partie inférieure des grains, formé par les gouttes d'eau restant suspendues aux grains (Purser, 1969) Développe dans le domaine vadose intra à supratidaux (photo 78).



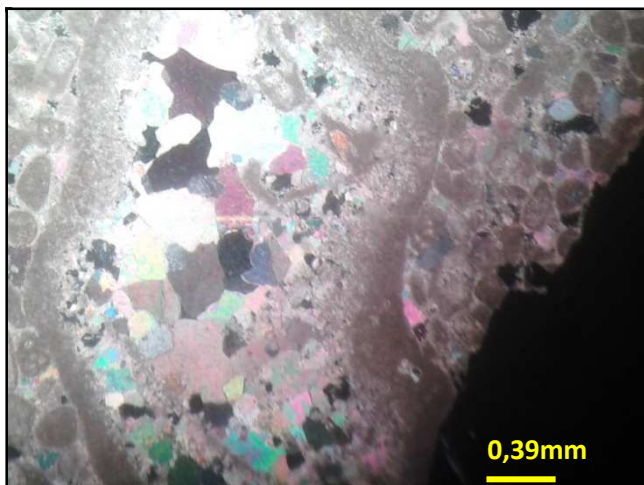
**Photo 78** : ciment microstalactitique (betch rock) developpé dans le test de Lamellibranche.



**Photo 79** : Ciment sparitiques à disposition microstalactitique.

- ✚ **ciment drusique** : La cimentation de calcite drusique représente toujours une phase postérieure à la cimentation fibreuse (Spéléothèmes).

Les cristaux de calcite drusique colmatent une partie ou la totalité de la porosité restante, primaire ou secondaire. Ils précipitent à partir des parois des pores (bird's eyes par exemple) et croissent vers le centre de ceux-ci. Ils sont constitués de cristaux de sparite claire, sans inclusion, d'une taille croissante depuis les parois vers le centre des pores. La taille de ces cristaux est fréquemment comprise entre 0.5 et 1 mm.



**Photo 80 :** Ciments drusiques calcitiques.

Ces ciments drusiques calcitiques (Photo 79) sont le plus souvent interprétés comme se formant en domaine phréatique météorique. Ils peuvent cependant être aussi associés à la diagenèse d'enfouissement et en particulier les cristaux de grande taille (>2mm).

- **Phase de transformation diagénétiques précoce:**

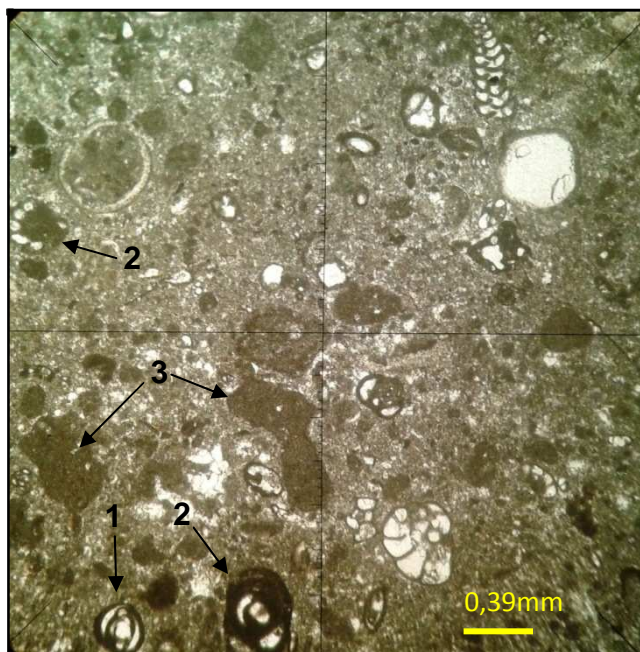
- **Micritisation des éléments figuré :**

La micritisation est très fréquente dans les microfacies étudié, elle intervient juste au moment du dépôt des sédiments et affecte souvent la périphérie des particules formant alors une couche micritique (in A.Yahiaoui ; 1990), nommée enveloppe micritique (Bathurst, 1966).

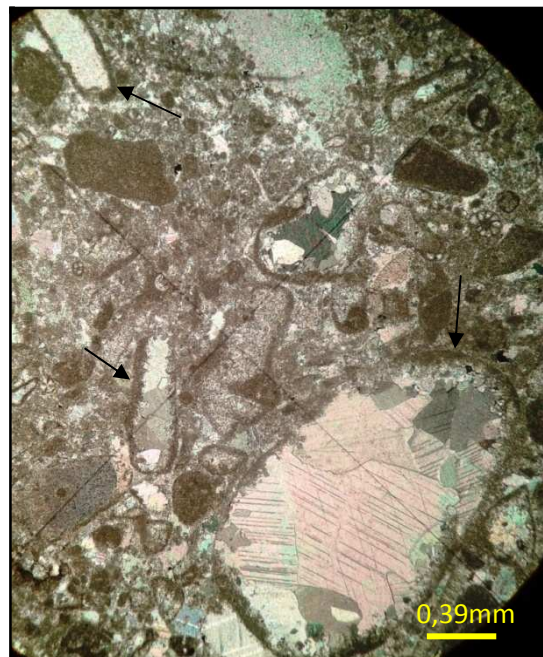
Les enveloppes micritiques qui entourent la plupart des grains bioclastiques résultent de deux processus étroitement liés (BATHURST, 1975). Le premier est syngénétique et correspond à la perforation et à la colonisation de la bordure externe des grains par des algues, des champignons ou des éponges. Le deuxième processus est diagénétique et correspond au remplacement centripète par dissolution-précipitation de l'aragonite ou de la calcite qui remplit les tubes vides par la micrite. L'enveloppe micritique permet la conservation de la forme initiale de l'élément.

La micritisation est le processus diagénétique majeur des environnements marins peu profonds et protégés (TUCKER & BATHURST, 1990). Poussée à l'extrême, elle aboutit à la disparition totale de la structure primaire des grains bioclastiques et à la formation de péloïdes. (Photo.81, 82,83)





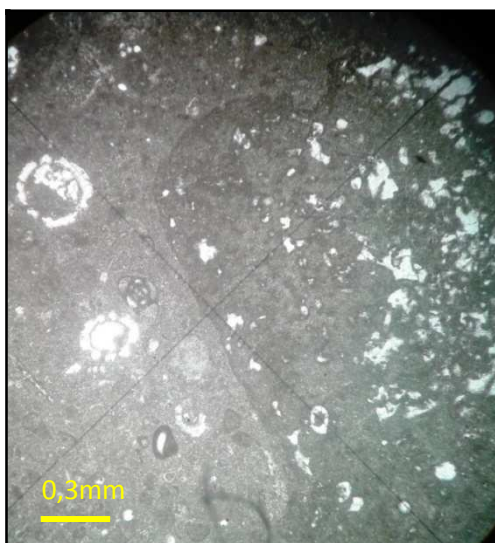
**Photo 81** : Wackstone à milioles qui montre la micritisation des bioclastes : (1) entouré par la micrite (enveloppe micritique) ; (2) déformé par la micrite ; (3) transformé en peloides.



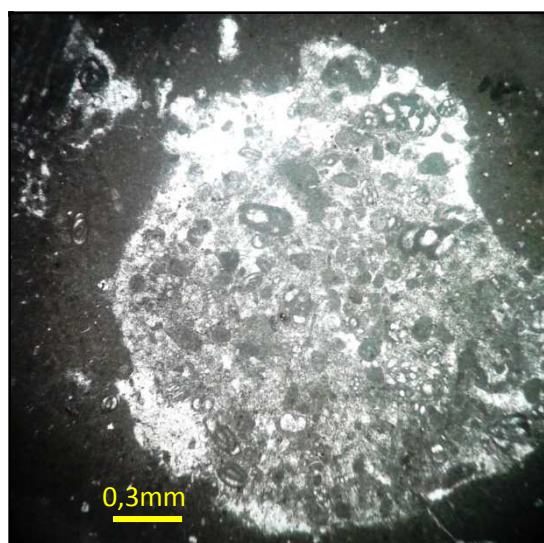
**Photo 82** : Packstone à mud coated grain qui montre l'enveloppe micritique les flèches noire.

### ➤ La bioturbation :

C'est un aménagement des sédiments créant un contraste entre le sédiment encaissant et le sédiment de remplissage. Il est développé surtout dans les facies Wackstone, packstone, associés généralement aux surfaces durcies.



**Photo 84** : Bioturbation dans un wackstone à dasycladacées et Milioles  
LPANx5.

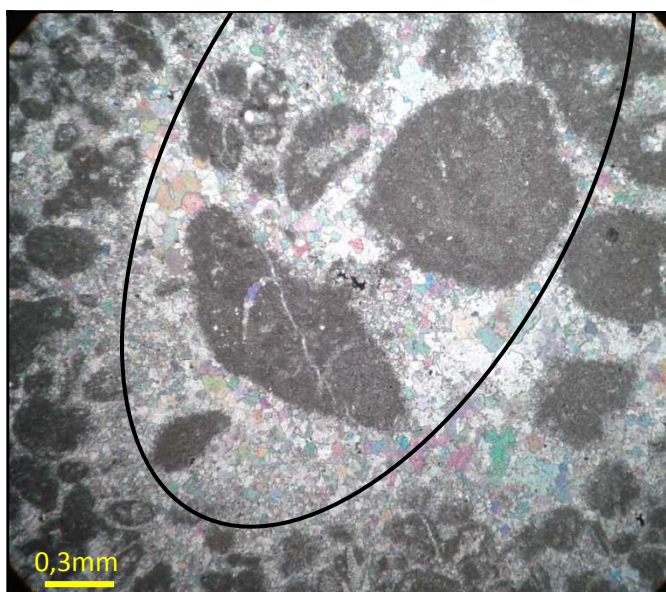


**Photo 85** : Bioturbation dans un wackstone à Milioles et foraminifères benthiques  
LPANx5.





**Photo 86** : Vue macroscopique d'un terrier.



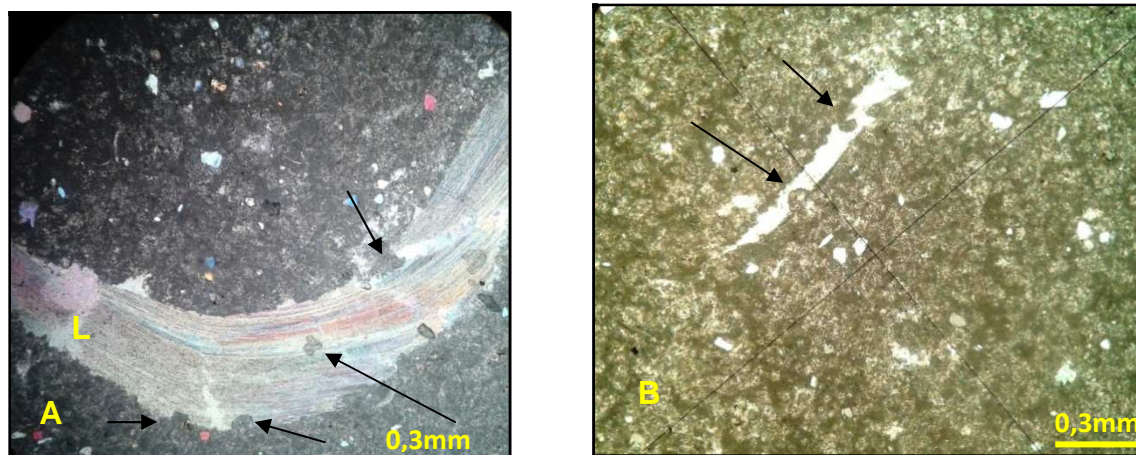
**Photo 87** : Vue microscopique d'un terrier dans un grainstone à peloides. LP Ax5.

### ➤ La bioérosion :

Le terme anglo-saxon de « bioérosion » correspond à la dégradation par un organisme d'un sédiment consolidé ou de tout autre substrat induré, par des processus mécaniques ou biochimiques (Frey, 1978 In Hamon, 2004). Les structures de bioérosion les plus répandus sont les perforations (« borings »).

Dans les carbonates néritiques de la Région d'étude, la microperforation a attaqué surtout les débris de Rudistes, les débris de Lamellibranches (Photo 88), où dans le plus souvent ont générée des pelloides et des calcisphères.

Ces phénomènes diagénétiques précoce jouent un rôle très important dans les modifications texturales du sédiment. Ce type de micro perforation caractérise le domaine de plate forme moyenne à externe.



**Photo 88** : A et B ; Microperforation sur un test de (L) Lamellibrache dans un mudstone LPx5.

### a.2. Mésogenèse :

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 (ELF Aquitaine 1977). Au cours de cette phase, les sédiments vont subir des modifications diagenétiques 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), (in A. Yahiaoui ; 1990).

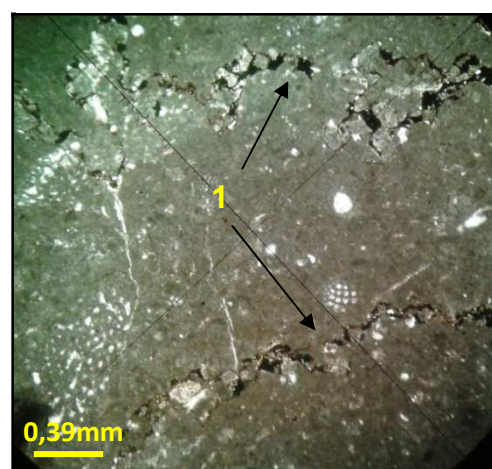
- **La compaction :**

Ce phénomène, difficile à dater, peut se produire à différentes périodes de la diagenèse, soit en diagenèse précoce, soit plus tardivement. La compaction est en générale d'origine chimique (pression / dissolution) il se manifeste soit par la dissolution des carbonates le long des contacts entre les particules, soit par l'apparition des stylolithes sédimentaires (parallèlement à la stratification).

L'analyse de nos échantillons a montré l'existence de deux types de phase stylolithique ; l'une sous forme de stylolithes affectant tout le sédiment (Photo. 89. 90) et l'autre ce sont les stylolithes bordant les débris de lamellibranche et du rudiste (Photo. 91. 92) ces structures sont associées le plus souvent avec amas d'oxydes de fer.

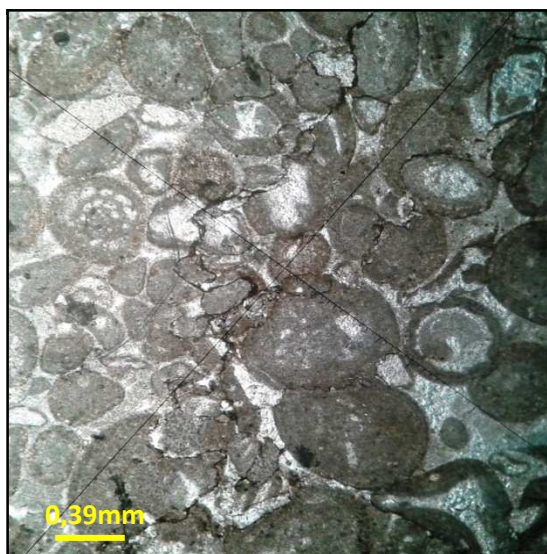


**Photo 89** : (1) Joint stylolithique affectant tout le sédiment dans un packstone dolomitique à peloides LPx5.

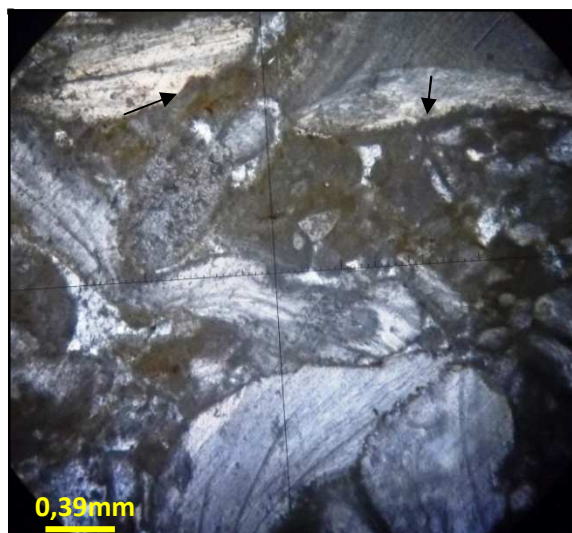


**Photo 90** : (1) Deux joints stylolithiques oxydés dans un wackstone à Orbitoline LPANx5.





**Photo 91** : Des joints au contact de grains dans un grainstone à peloides LPANx5



**Photo 92** : Des joints au contact des Lamellibranches dans un packstone à Lamellibranche LPAx5

- **La lithification** : Le résultat de l'effet du poids de la colonne stratigraphique, il est difficile de la séparer de la compaction chimique surtout dans les faciès micritique, mais elle est plus caractéristique dans les faciès bioclastiques.

### a.3. L'altération subaérien tardive : « Télogenèse » :

- **Dolomitisation :**

La dolomite, bien que figurant parmi les minéraux carbonatés les plus répandus, est certainement l'un des moins connus du fait de la grande difficulté à la synthétiser en laboratoire.

On distingue classiquement deux types de dolomitisation : la dolomitisation pénécontemporaine (précoce) ; et la dolomitisation dite « secondaire ».

- **la dolomitisation pénécontemporaine (précoce) :**

Elle se produit **au moment du dépôt** ou **très peu de temps après** : Elle est dite **pénécontemporaine du dépôt**. En général, la dolomitisation est peu poussée. Elle se marque par l'apparition de quelques minéraux de dolomite disséminés dans une composante calcitique majoritaire, ou bien elle affecte certaines zones de la roche. Les processus de dolomitisation pénécontemporaine n'impliquent que des modifications de nature minéralogique ; ils conduisent à la transformation de dépôts fins micritiques, originellement constitués d'aragonite ou de calcite magnésienne, en roches dolomitiques sans changement de la texture micritique initiale. La diagenèse dolomitique est directement sous le contrôle des conditions physico chimiques qui règnent au moment du dépôt.

Les processus à l'origine de la dolomitisation sont encore aujourd'hui très discutés.

Diverses hypothèses ont été émises pour expliquer la dolomitisation pénécontemporaine, faisant généralement appel à la circulation de saumures enrichie en magnésium à travers les sédiments micritiques : le modèle de « *seepage refluxion* » (Adams & Rhodes, 1960), le modèle de « *evaporative pumping* » (Hsü & Siegenthaler, 1969), le modèle de « *mixing zone* »

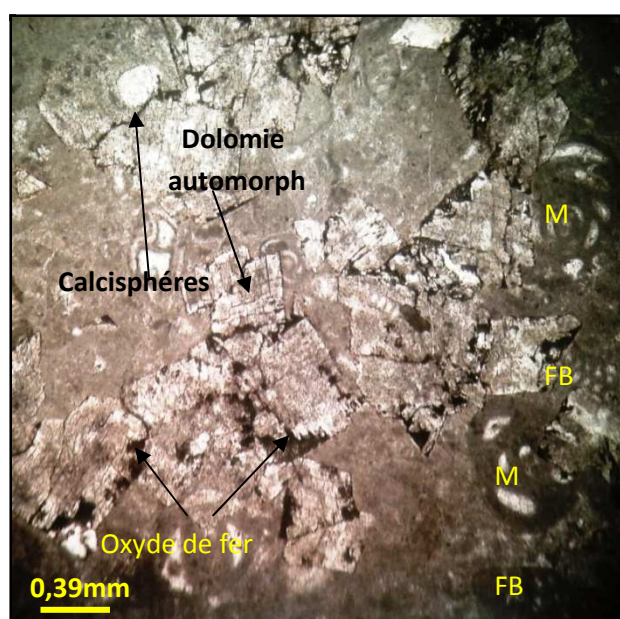
ou « *dorag model* » (dolomie formée en zone de mélange ; Badiozamani, 1973 ; Bosence & al, 2000). (In Hamon ; 2004).

La dolomitisation précoce se caractérise par :

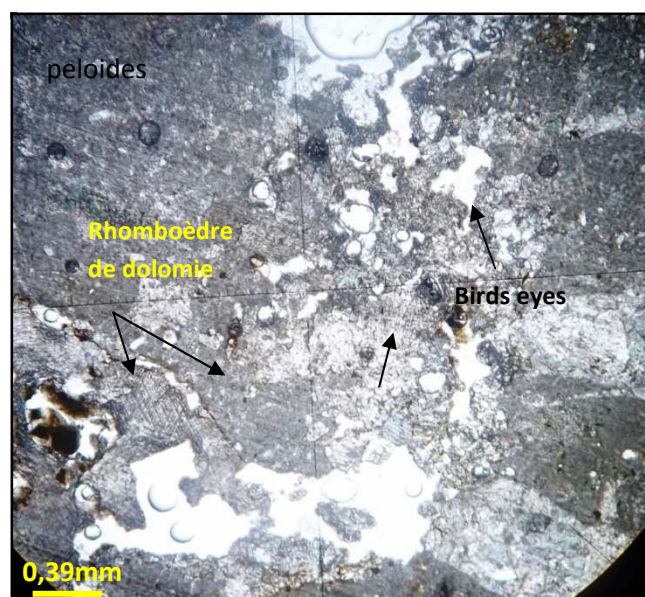
- une cristallinité peu poussée parfois non visible (exemple micrite transformée en dolomicrite) avec éventuellement des cristaux automorphes rhomboédriques dispersés ;
- Les structures sédimentaires sont conservées ;
- Les éléments figurés (bioclastes par exemple) conservent leur forme et leur structure interne.

Ce type de dolomies supratidale, ou de sebkha est aussi répandu au Mont d'Ain M'Lila (série du crétacé inférieur).

Le microfaciès s'est manifesté par des dolomies à texture micro sparitique (Photo. 93) Ces dolomies précoces sont le plus souvent associées avec des bird's eyes à remplissage sparitique.



**Photo 93** : Wackstone à milioles micritisés oxydés et dolomités.



**Photo 94** : Dolomitisation associée à des 'birds eyes' dans un packstone à peloides au Dj Fortass LPAX5.

- **la dolomitisation secondaire (dolomie métasomatique) :**

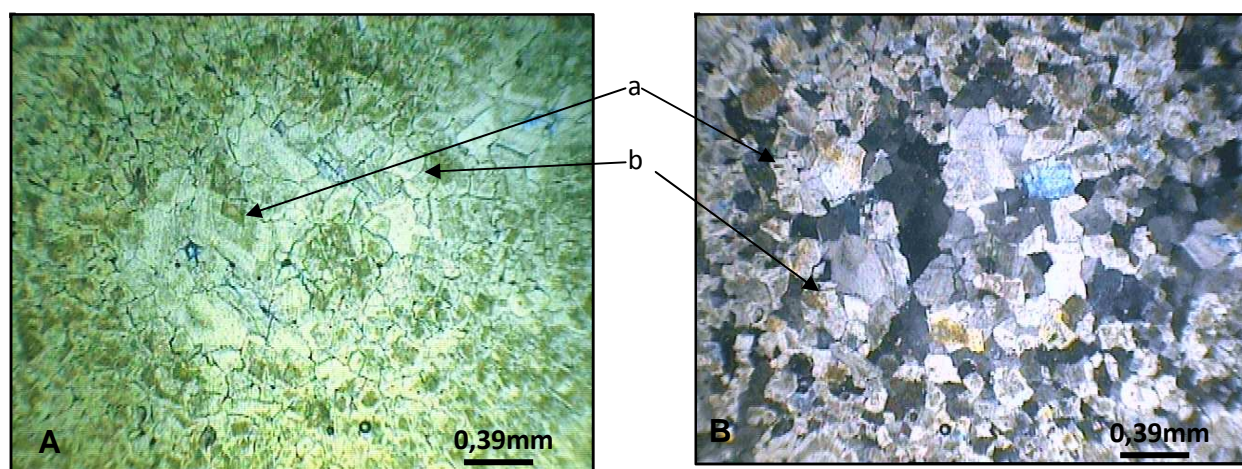
La dolomitisation dite « secondaire » se différencie par des modifications à la fois texturales et minéralogiques (acquisition d'une texture sparitique ou microsparitique). Elle est souvent « tardive ».

Elle est engendrée par une évolution de la roche, déjà lithifiée, parfois longtemps après le dépôt. Elle se marque par une cristallinité très poussée qui gagne l'ensemble de la roche qui devient d'aspect grenu pouvant être confondu avec un grès. En lame mince on observe une mosaïque de cristaux jointifs qui affectent l'ensemble de la lame et pouvant oblitérer



partiellement ou totalement toute structure ou trace d'éléments figurés. Cette mosaïque apparaît comme un assemblage de polygones jointifs, aux limites nettes : ce sont des cristaux de dolosparite xénomorphe (Photo.95) ; ou bien de forme rhomboédrique.

On constate souvent que la forme des cristaux dépend de leur origine et du contexte dans lequel s'est faite la diagenèse. Si la dolosparite provient de la transformation d'une sparite déjà constituée en mosaïque, les cristaux de dolomite prennent la forme des cristaux de calcite qu'ils remplacent, n'ayant pas la place de s'accroître ils conservent la forme d'origine (toujours xénomorphe). Si les cristaux de dolosparite de cristaux en frange tapissant un vide (intergranulaire vacuolaire ou autre) ils ont alors la place de s'accroître et donnent une forme automorphe rhomboédrique caractéristique de la dolomite (Photo 96).

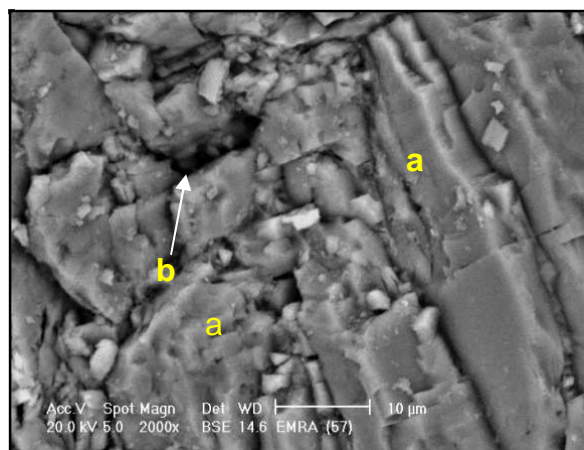


**Photo 95 A** : En LPNA et **Photo 95B** en LPA : La très forte recrystallisation de l'échantillon se marque par une mosaïque de cristaux très dense. La presque totalité des cristaux sont xénomorphes, la présence de quelques cristaux, assez rares, de forme rhomboédrique ou dérivée du rhomboèdre, donc automorphe indiquerait une nature dolomitique pour cette mosaïque, Remarquer également, au centre des cristaux, les "nuages" brunâtre (b) provenant d'impuretés contenues dans la boue micritique qui constituait, à l'origine, une matrice qui, postérieurement, par transformation diagenétique a donnée une mosaïque de cristaux de de dolosparite.

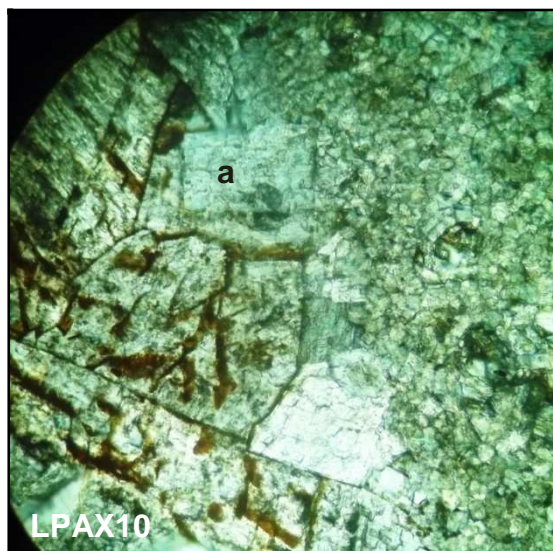
**Photo 96** : même lame, MEB

a : Des cristaux de forme rhomboédrique de dolomie.

b : vide.








**Photo 97** : Détail du ciment qui montre la présence de cristaux automorphes rhomboédriques (a), isolés. Ces cristaux présentent une zonation soulignée par des précipitations de fer ; Lame 57 LPAX10

- **La dédolomitisation :**

La dédolomitisation nommée « calcitisation des dolomites » par Hamon est le phénomène inverse de la dolomitisation. Elle correspond au remplacement de la dolomite par de la calcite. Entraîne des échanges Mg/Ca qui tendent à diminuer, voire supprimer la teneur en magnésium de ces carbonates. Ce processus se réalise lorsque la dolomite devient métastable en présence de fluides météoriques, ce qui est d'autant plus fréquent qu'elle se forme en conditions superficielles (conditions physico chimiques du milieu changent catégoriquement : conditions devenant oxydantes ou diminution de concentration en ion magnésium entre autre).

On observe alors des fantômes de rhomboèdres de dolomite entièrement pseudomorphosés en calcite (Arenas & al, 1999 ; Alonso-Zarza & al, 2002). Dans certains cas, la mosaïque calcitique inclut des reliques du sédiment originel (Dolomicrite par exemple).

	CHRONOLOGIE DES PHENOMENES DIAGENETIQUES	PHASE DIAGENETIQUES
 TEMPS	<ul style="list-style-type: none"> <li>✚ MICRITISATION</li> <li>✚ BIOTURBATION</li> <li>✚ PERFORATION</li> <li>✚ CIMENTATION PRECOCE</li> </ul>	EOGENESE  (DIAGENESE PRECOCE)
	<ul style="list-style-type: none"> <li>✚ MICROPERFORATION</li> <li>✚ STYLOLITHISATION</li> <li>✚ FRACTURATION</li> <li>✚ SILISIFICATION</li> <li>✚ CIMENTATION</li> <li>✚ DOLOMITISATION SECONDAIRE</li> </ul>	MESOGENESE  (DIAGENESE D'ENFOUISSEMENT)
	<ul style="list-style-type: none"> <li>✚ DOLOMITISATION</li> <li>✚ DEDOLOMITISATION</li> <li>✚ FRACTURATION(DIACLASES)</li> <li>✚ KARSTIFICATION</li> </ul>	TELOGENESE  (DIAGENESE TARDIVE)

**Fig.57 : Succession des phases diagenétiques affectant la série crétacé inférieure des monts d'ain m'lila.**

### 7.3. Porosité :

#### Introduction :

Les roches carbonatées susceptible de constituer des réservoirs sont les calcaires et les dolomies. Elles ont des propriétés de masse qui peuvent être de deux origine : ou bien la texture et la porosité qui en résulte étaient acquises dès la diagenèse, ou bien elles sont postérieures. Il semble que le dernier cas soit le plus fréquent. Cette porosité secondaire peut être due à des phénomènes de dissolution, ce qui suppose une période d'exondation, ou à une fracturation.

En vue de connaître leurs propriétés réservoirs, l'espace poreux des roches carbonatées fait l'objet d'études poussées de la part des compagnies pétrolières ou d'organismes chargés de gérer le gaz naturel ou l'eau. Ces études ont pour but, d'une part cerner l'extension géographique des formations poreuses et perméables, et d'autre part, d'appréhender la capacité de la roche à contenir un fluide.

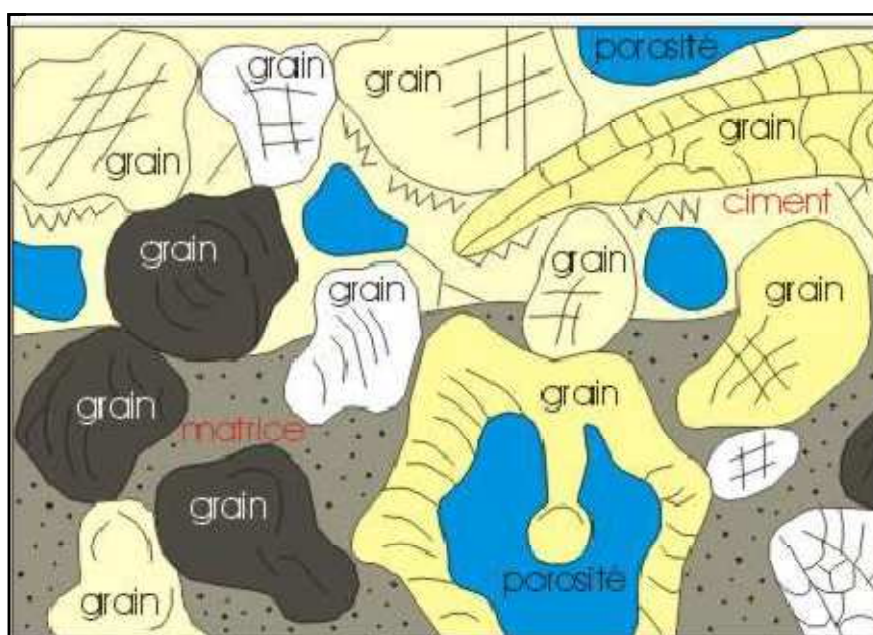
### a. Définition de la porosité :

Les roches sédimentaires sont constituées par des particules, de forme quelconque, plus ou moins cimentées entre elles, et entre lesquelles existe des espaces vides qui ont la faculté de contenir un ou plusieurs fluides interstitiels tels que de l'air, de l'eau ou des hydrocarbures liquides ou gazeux, et de les laisser circuler: la roche est alors dite poreuse et perméable (Monicard, 1965 ; Deveughele, 1992).

La porosité ( $\Phi$  ou  $f$ ) : correspond au volume total occupé par les vides de la roche ( $V_p$ ) divisé par le volume total de la roche ( $V_t$ ), elle s'exprime le plus souvent en pourcentage mais on peut la trouver sous forme de fraction (Monicard, 1965).

$$\Phi = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100 = \frac{V_t - V_s}{V_t} \cdot 100$$

- $\Phi$  : porosité [%]
- $V_t$  : volume total (ou apparent) de l'échantillon [m<sup>3</sup>]
- $V_p$  : volume des vides (ou volume des pores) entre les grains solides [m<sup>3</sup>]
- $V_s$  : volume réel des grains [m<sup>3</sup>].



**Fig.58 : Représentation schématique de la porosité dans une roche**

La porosité peut évoluer de façon réversible dans le temps : soit en diminuant, en se colmatant par cimentation : c'est la **poronécrose** ; soit en augmentant de volume par Dissolution, fracturation ou rétraction : c'est la **porogenèse**.

L'équilibre diagenétique entre dissolution et précipitation (cimentation) est très important, parce que c'est lui qui gère l'évolution de la porosité.

**b. Les différents types de porosité :**

On reconnaît deux origines de la porosité : elle peut résulter de l'agencement textural du sédiment au moment du dépôt : elle est dite **primaire** ; ou bien elle résulte d'une modification postérieure au dépôt par diagenèse, dissolution ou fracturation, elle dite **secondaire**.

**La porosité utile** (connectée ou effective) de l'échantillon est le rapport du volume des pores qui sont reliés entre eux au volume total de l'échantillon. Il peut exister des pores qui ne communiquent pas entre eux.

On peut ainsi définir une **porosité résiduelle** (ou occluse) due aux seuls pores non reliés. Il peut s'agir soit de vides intra cristallins (inclusions fluides ou gazeuses par exemple), soit inter cristallins mais reliés au reste du réseau poreux par des accès trop étroits. La porosité totale (utile + résiduelle) est celle qui est mesurée par les procédés de diagraphies électriques ou nucléaires (Monicard, 1965).

**c. Classification de la porosité en fonction de la nature sédimentologique de la roche :**

De nombreux auteurs ont élaboré leur propre classification sans réellement pour autant aboutir à une classification unique mondialement reprise. Cependant, les trois classifications régulièrement utilisées sont celle d'Archie (1952) ; Lucia (1995) ; et celle de Choquette et Pray (1970) c'est la plus fréquemment utilisée (les classifications seront affichées dans l'annex)

La classification de la porosité réalisée par Choquette et Pray (1970) reste la référence (fig. 59). Cette classification, différencie les porosités liées à la nature du calcaire : Morphologie des grains, croissance des ciments... des porosités indépendantes du sédiment initial : fractures, karsts...

**d. Descriptions des principaux types basiques de porosité selon Choquette et Pray (1970) :**

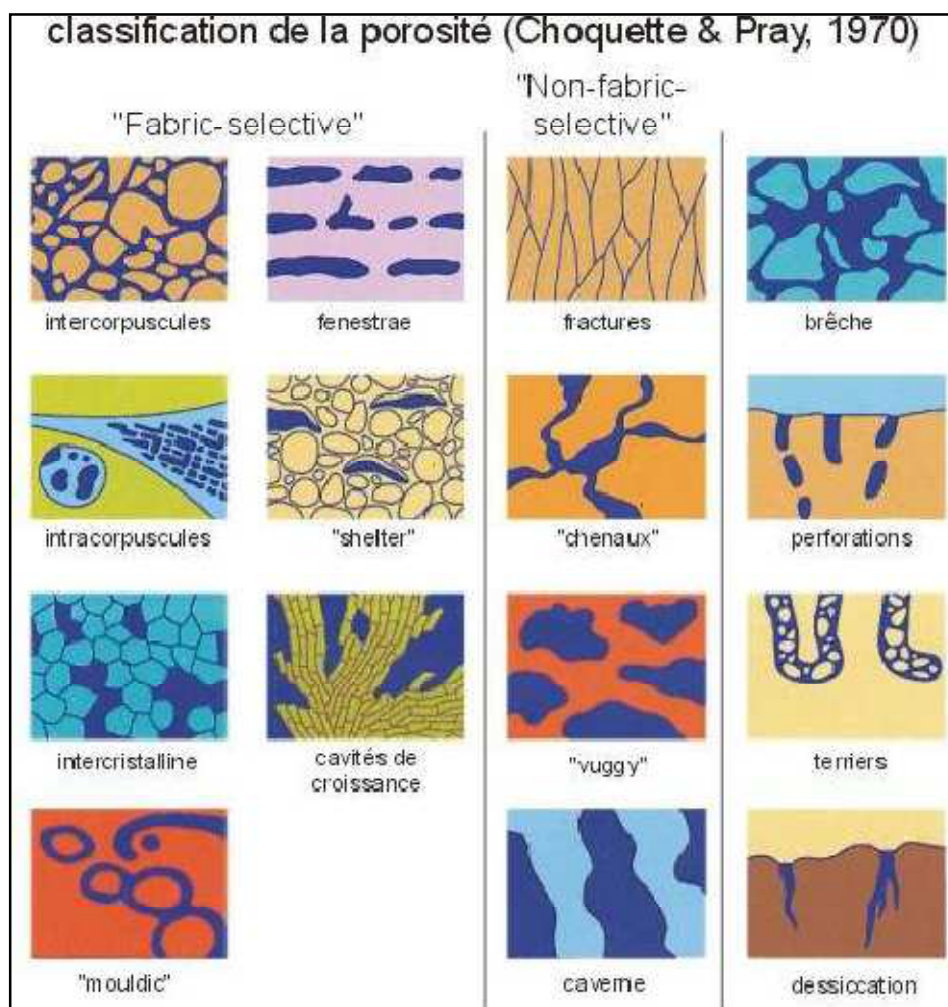
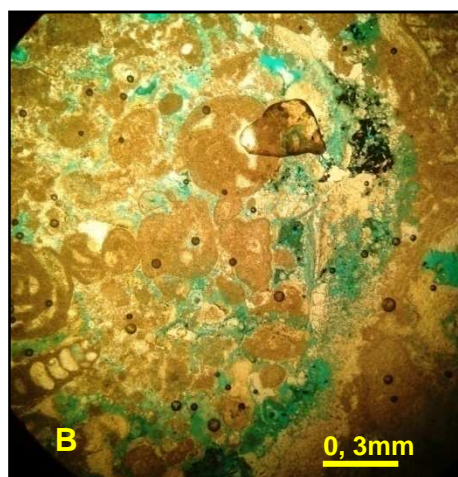
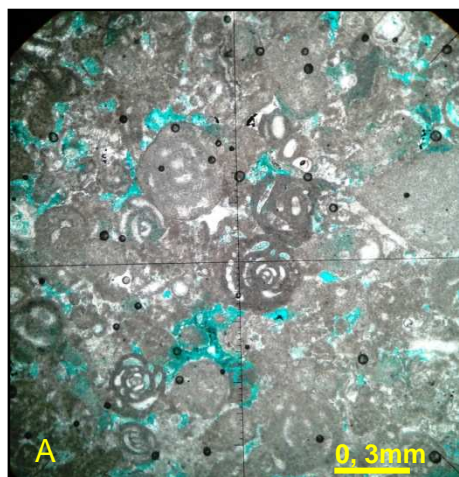


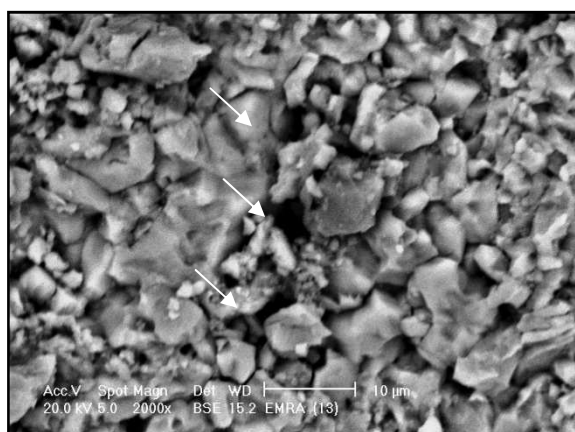
Fig. 59 : classification de porosité selon (choquette et pray, 1970).

➤ **La porosité intergranulaire** : C'est une porosité qui correspond à l'espace laissé libre entre les éléments figurés, elle résulte de l'arrangement textural de ces éléments au moment du dépôt, elle est **primaire**. Cependant, nous avons vu qu'elle peut évoluer, soit en augmentant de volume par dissolution partielle ou totale des éléments figurés, soit en diminuant de volume par cimentation. Elle donne une information sur la position et non sur son origine génétique. La porosité interparticulaire est le type de porosité dominant dans la plupart des sédiments carbonates (Photo 98).

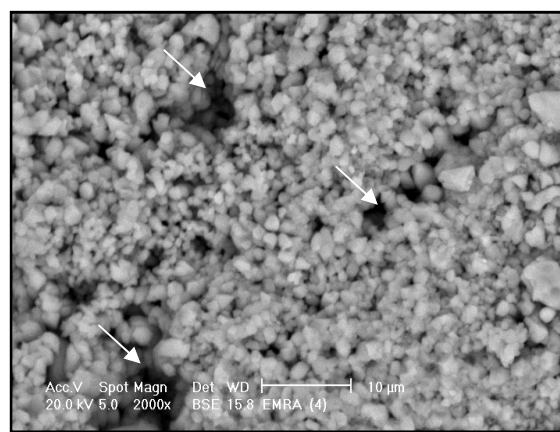




**Photo. 98 (A et B)** Porosité intergranulaire issue de la dissolution du ciment entre les grains, le bleu de méthylène infiltre dans le vide lissé par la dissolution. Dans le microfacies de l'Aptien du djebel fortass vue en LPANx 5.



**Photo 99** : La lame 13 vue en MEB la porosité intergranulaires est bien représenté par vide noire issue de la dissolution des cristaux de la calcite.



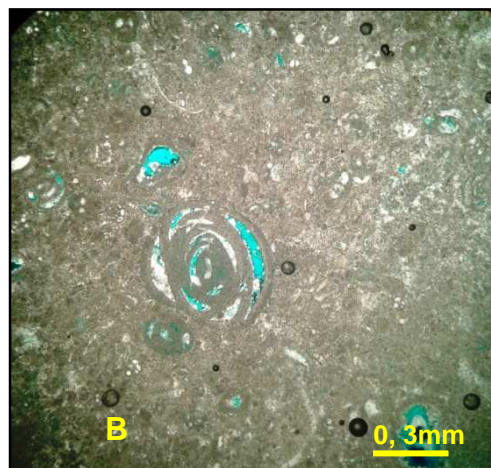
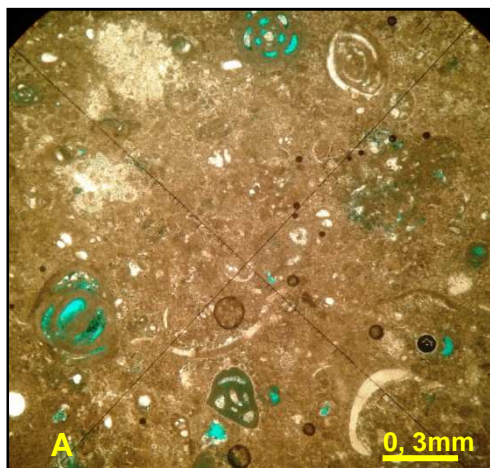
**Photo 100** : La lame 98 b vue en MEB les cristaux automorph de calcite et des vides noirs qui représente la porosité intergranulaires.

### ➤ Porosité intra particulaire:

La porosité a l'intérieur d'une particule ou d'un grain. La porosité intra particulaire donne une information sur la position et non sur son origine génétique.

Elle est abondante dans les sédiments carbonates et peut être une partie importante de la porosité préservée dans les roches carbonatées.

L'essentiel de la porosité intra particulaire dans les carbonates correspond à des chambres internes ou d'autres ouvertures à l'intérieur d'un squelette d'organisme colonial ou individuel. Cependant, une quantité appréciable de porosité intra particulaire dans les sédiments carbonates consiste en des espaces poreux à l'intérieur de pellets, d'intraclastes, ooides et autres grains non squelettiques.

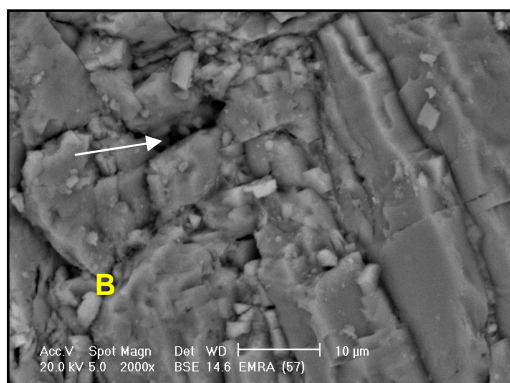


**Photo 101(A et B) :** porosité intrabioclastique issue de la dissolution des tests des milioles et le vide est représenté par le bleu de méthylène.

- **Porosité inter cristalline:** Porosité entre les cristaux. La porosité inter cristalline peut être une porosité primaire ou secondaire. Dans notre région d'étude elle se développe dans les facies dolomitique.



**Photo 102 :** Porosité intercrystalline entre les cristaux de calcite dans une biomicrite à milioles (lame 4) précédente en MEB.



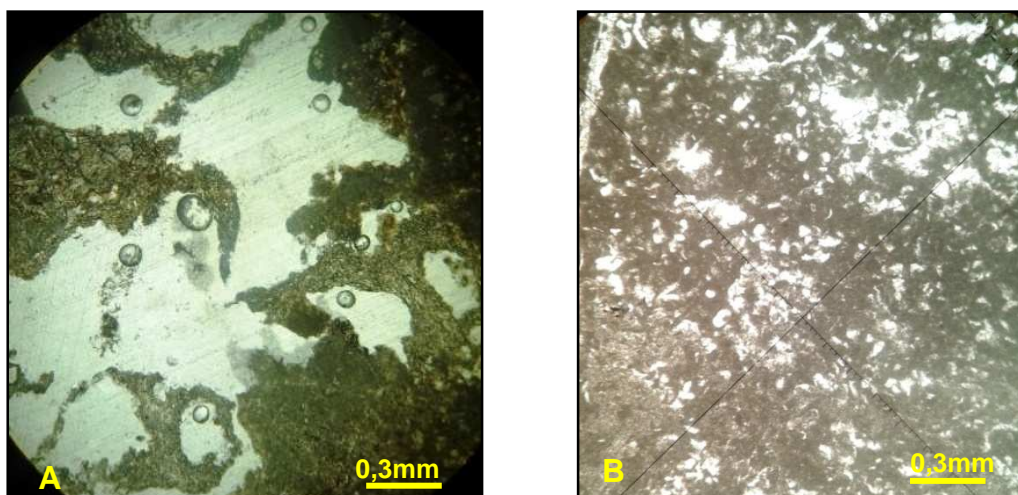
**Photo 103 :** Porosité intercrystalline entre les cristaux de dolomite dans une dolosparite vue en MEB (lame 57)

- **Porosité intra cristalline:** Porosité à l'intérieur d'un cristal, pores dans les grands cristaux d'échinodermes, et inclusions fluides forme la plus grande partie de cette catégorie de porosité.
- **Porosité moldique :** il s'agit le plus souvent de macroporosité obtenue par dissolution, la matière dissoute pouvant être de l'aragonite (comme les coquilles de gastéropodes), de la calcite hautement magnésienne ou de la dolomite... Généralement, la porosité moldique est comblée par la croissance de la calcite de



blocage ou par d'autres cimentations, mais parfois elle est partiellement ou totalement conservée.

- **Porosité fenestrée** : cette macroporosité est le plus souvent totalement occluse par de la calcite sparitique, donnant ce que l'on appelle des birds-eyes ou structure fenestrée. Il s'agit de bulles d'air piégées lors de la sédimentation et qui forment des pores plus ou moins sphériques entre les éléments.



**Photo 104** : a ; Porosité fenestrée dans un calcaire dolomitique de l'Aptien  
b ; dans une biomicrite pelloïdale.

- **Porosité de fracture** :

C'est une porosité secondaire ou tardive représentée par les microfractures générées par la tectonique (Photo 105 et 106) Sur le terrain, et dans certaines roches, on observe des macrofractures ouvertes mais, dans la plupart des cas, colmatées par de la calcite sparitique et forment des veines de calcite.

Cependant, la fracturation a joué un rôle majeur dans l'augmentation de la porosité des formations du Crétacé inférieur des massifs calcaires du néritique constantinois. En effet, sur le terrain, d'innombrables fractures qui affectent les formations carbonatées sont visibles et, microscopiquement, sur les lames minces, les stylolithes d'origine tectonique sont fréquents.



**Photo 105** : Fracture sans remplissage dans un calcaire dolomitisé.



Photo 106a : fracture remplie de calcite

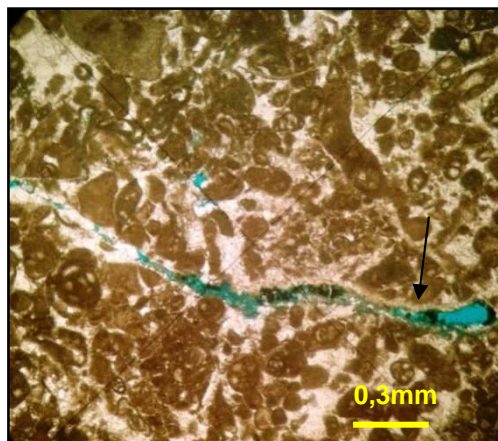


Photo 106b : aspect microscopique d'une fracture dans un grainstone à miliole

- **Porosité stylolithique** : d'origine sédimentaire ou tectonique, les stylolithes sont des figures de compaction formées par pression/dissolution. Ouverts, ils forment la porosité fissurale. Parfois, ils sont colmatés par des oxydes de fer ou par de l'argile résiduelle.

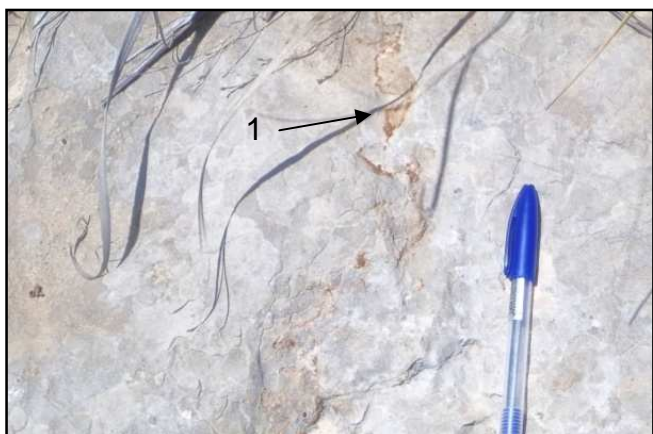


Photo 107 a : vue macroscopique d'un joint stylolithique dans les calcaires Aptien (Dj .Fortass)

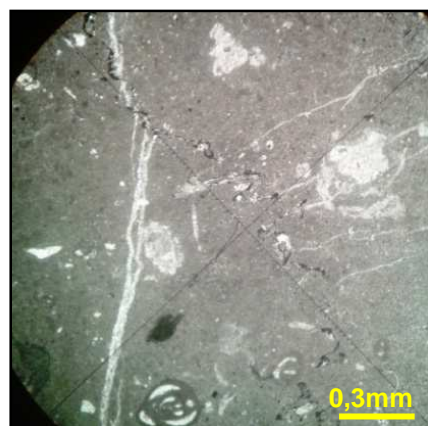
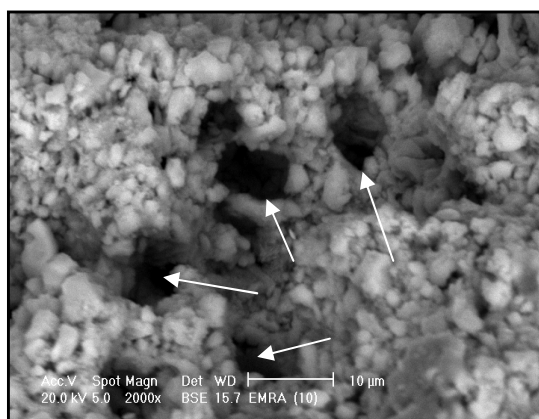


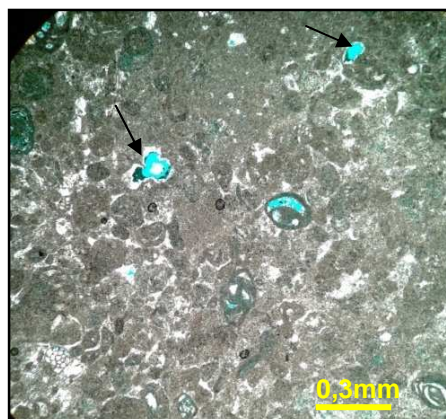
Photo 107 b : joint stylolithique qui contient d'argile résiduelle.

- **La porosité vacuolaire** :

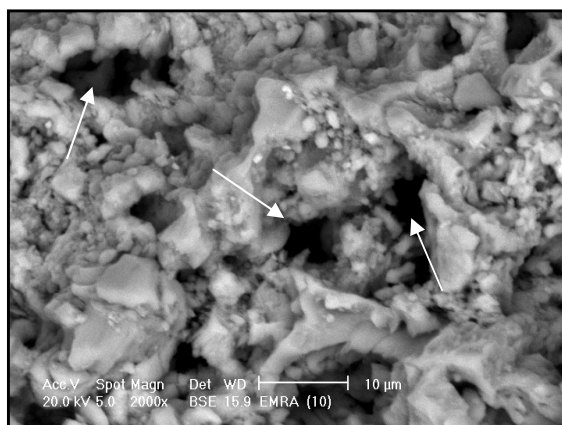
C'est une porosité constituée par les vides laissés par la dissolution partielle ou totale de certains éléments figurés. La forme de ces espaces peut, parfois, épouser la forme de l'élément d'origine. Les vacuoles peuvent également correspondre à des poches gazeuses (air, méthane, ...)



**Photo 108** : porosité vacuolaire dans un calcaire biomicritique à milioles.



**Photo 109** : porosité vacuolaire (Flesch) dans un biomicritique à milioles.



**Photo 110** : porosité vacuolaire (dissolution des bioclastes).

- **Porosité karstique** : il s'agit de pores caverneux de grande taille pouvant atteindre Plusieurs mètres de haut ; il peut s'agir de paleokarst, remplis par des argiles ou laisses vides.

Dans notre étude la porosité karstique joue un rôle très important dans la formation des réservoirs.

Cette classification de la porosité montre bien que la taille, la nature et les propriétés des pores des calcaires sont fonctions de la nature sédimentologiques de la roche : taille et nature des grains, présence de matrice ou de ciments. Elle met en évidence que la porosité d'un calcaire est nettement liée aux phases diagénétiques qu'il a enregistré : calcaire est nettement liée aux phases diagénétiques qu'il a enregistré (obturation de la porosité par des cristallisations ou des recristallisations, phases de dissolutions de la calcite ou de l'aragonite...) Donc, l'étude fine du microfaciès d'un calcaire et l'analyse des ses composants sédimentologiques et diagénétiques donnent de nombreuses indications qualitatives sur la porosité : facteurs qui la contrôlent, morphologie du réseau poreux.



### e. Facteurs contrôlant et modifiants la porosité :

La complexité de la taille et de la forme des pores dans les roches carbonatées est induite par beaucoup de facteurs. Premièrement, elle est reliée en partie à la large gamme de taille et de forme des particules carbonatées, les quels créent les pores par leur assemblage ou leur dissolution, de plus elle est aussi reliée en partie à la variation de taille et de forme des pores intra granulaires.

La complexité physique au sein d'une roche carbonatée augmente grandement avec les processus de dissolution (Choquette et Pray, 1970). Morphologiquement et quantitativement, la porosité est extrêmement variable d'une roche à l'autre.

### f. Diagenèse et porosité :

L'influence de la diagenèse sur la porosité est majeure. En effet, elle peut en créer (dissolution, fracture,...) ou l'oblitérer (recristallisation, cimentation, ...) ou alors complètement la transformer.

Tous les types de porosité sont particulièrement susceptibles de subir l'altération diagenétiques depuis leur temps de formation.

La plupart des roches carbonatées révèlent une histoire complexe de l'évolution de leur porosité. La porosité préexistante peut être augmentée par de la dissolution, de la dolomitisation ou de la fracturation. Cependant, la plupart des processus diagenétiques favorisent fortement la réduction ou l'occlusion totale des pores. Ces processus sont par exemple l'infiltration de boue, la recristallisation, la compaction physique et chimique ou encore la cimentation partielle ou complète par de l'aragonite, de la calcite, de la dolomite, ...

### ➤ La Dolomitisation :

La dolomitisation joue un rôle très important en ce qui concerne les réservoirs. A Parentis, dans le bassin d'Aquitaine, par exemple, par place, de la porosité et la perméabilité peuvent atteindre, par suite de la dolomitisation, respectivement 35% et 35darcys.

Afin de mieux comprendre le rôle de la dolomitisation comme l'un des facteurs contrôlant la porosité (augmenté ou réduire), une étude pétrographique au microscope polarisant, avec coloration différentielle sur lames minces, et au microscope électronique à balayage, complétée par des analyses diffractométriques à été réalisée sur des échantillons d'âge aptien prélevés sur les deux tronçons de la coupe du Dj. Fortass.

Les échantillons de 1 à 13 relevés sur le flanc Est et les autres sont relevé du flanc Sud-Est (la partie la plus affectée par la dolomitisation).

Les microfaciès font partie de la plate-forme interne, du milieu récifal, au dessus d'une surface d'érosion, jusqu'au milieu intertidal à supratidal.

Les résultats des analyses diffractométriques sur les échantillons de cette zone, qui ont été soumis aux différents traitements indiqués précédemment, ont été consignés dans les tableaux ci-après :

Les résultats de diffractométrie montrent :

Selon ce tableau, on remarque que le pourcentage en Ca est supérieur à 50% dans les échantillons de 1 à 30, cela signifie que c'est un calcaire.

Dans les échantillons 38, 40, 44, 50 et 57, on remarque que le pourcentage en Mg augmente et en Ca diminue, ceci implique un remplacement du Ca par le Mg.

Au cours de ce processus, le carbonate de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) est transformé en carbonate double de calcium et de magnésium par remplacement de la moitié des ions  $\text{Ca}^{2+}$  par des ions  $\text{Mg}^{2+}$  : c'est le phénomène de la dolomitisation (formation des dolomies secondaires).

Pour confirmer ces résultats, nous avons taillés des lames minces sur ces échantillons que nous avons étudiés au microscope polarisant et au microscope électronique à balayage, avec des mesures de la calcimétrie.

Element	Elemental Gama Ray	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	SO3	Cl	K2O	CaO	Ca/sr	Ca/Mg
Dimension		%	%	%	%	%	%	%	%	%		
1	35.02	0.50	0.32	0.00	0.09	0.07	0.22	0.01	0.00	56.09	2360.69	176.22
2	36.59	0.47	0.26	0.03	0.15	0.06	0.12	0.02	0.00	56.14	3312.09	217.43
3	35.02	0.48	0.33	0.06	0.29	0.04	0.14	0.02	0.00	56.09	2814.35	168.54
4	40.13	0.42	0.21	0.00	0.08	0.06	0.07	0.00	0.00	56.41	3939.25	269.52
5	39.74	0.48	0.29	0.00	0.10	0.06	0.13	0.01	0.00	56.54	2714.35	192.44
8	34.63	0.47	0.29	0.05	0.16	0.04	0.13	0.01	0.00	55.88	3324.21	194.16
10	36.21	0.48	0.30	0.05	0.23	0.04	0.16	0.01	0.01	56.82	3414.66	188.77
11	35.84	0.52	0.39	0.12	0.48	0.04	0.18	0.04	0.04	56.01	2897.57	143.39
12	33.10	0.47	0.38	0.27	0.58	0.04	0.15	0.02	0.06	55.64	2976.99	146.58
13	35.05	0.49	0.34	0.15	0.47	0.07	0.18	0.02	0.04	55.83	3136.52	166.16
17	33.94	0.45	0.78	0.36	1.35	0.07	0.08	0.01	0.11	53.65	2735.85	68.62
24	33.12	0.45	0.49	0.21	0.68	0.08	0.06	0.01	0.07	54.92	1255.31	112.38
30	37.27	0.45	1.74	1.28	3.57	0.08	0.07	0.01	0.37	50.29	2956.50	28.89
38	35.29	0.46	12.92	1.28	3.57	0.06	0.13	0.01	0.30	33.07	2358.77	2.56
40	30.77	0.39	14.22	0.33	2.70	0.03	0.03	0.03	0.09	32.15	6825.90	2.26
44	33.91	0.45	8.59	0.32	0.96	0.06	0.03	0.02	0.09	39.91	12832.80	4.65
50	40.12	0.48	13.10	0.64	1.75	0.06	0.24	0.02	0.15	33.17	1915.13	2.53
57	31.19	0.45	14.56	0.56	1.53	0.12	0.04	0.02	0.12	33.35	6904.76	2.29

**Tableau 1** : Tableau des résultats de l'analyse des échantillons par diffractométrie des rayons X.

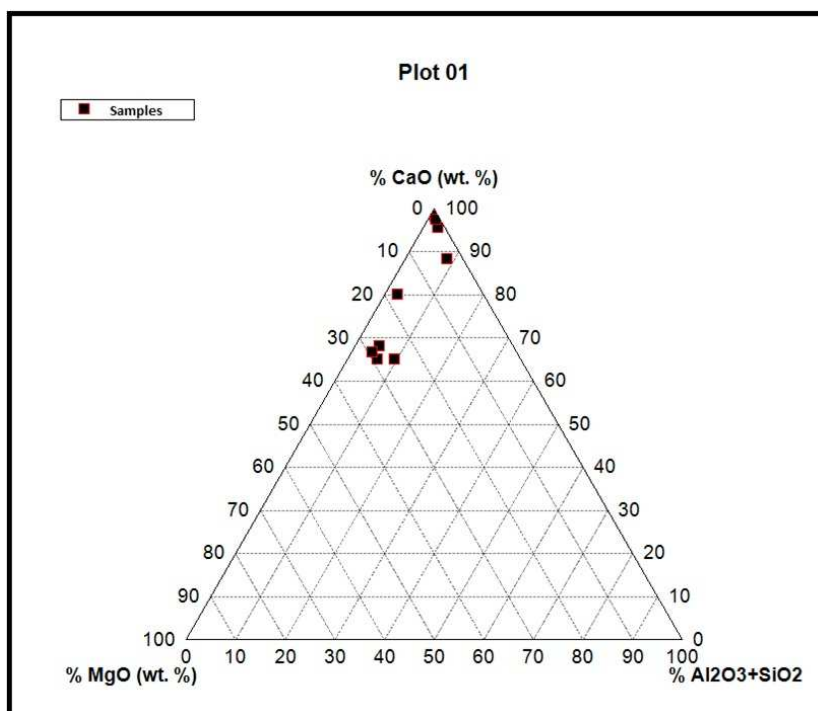


Fig. 60 : Diagram de la relation entre CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + SiO<sub>2</sub>

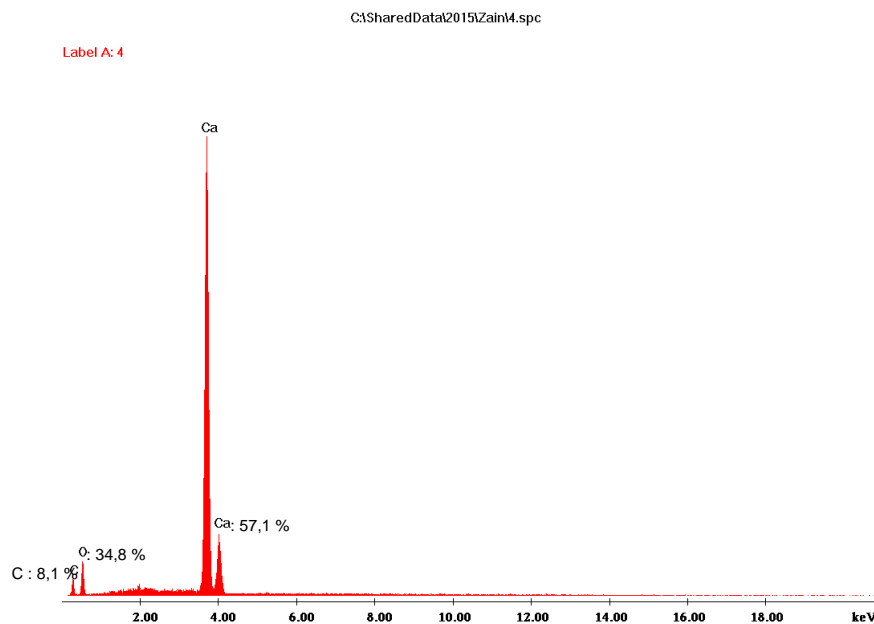
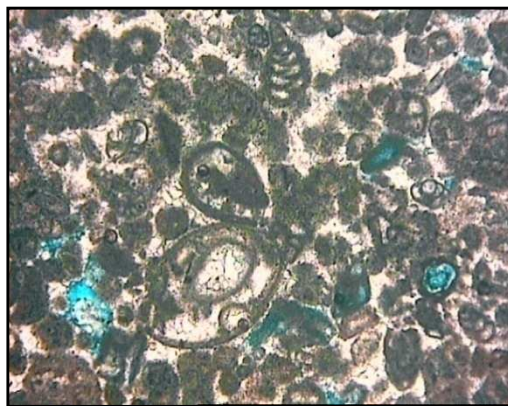
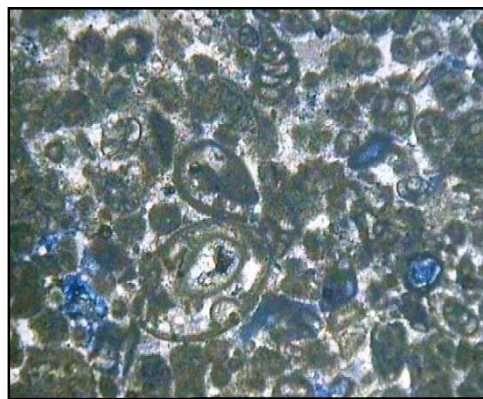


Fig. 61 A : diffractogramme de l'échantillon 4

**Ech 4** : c'est un calcaire fin, grainstone à peloides et foraminifères benthiques la calcimétrie montre des valeurs de : 98% calcaire. La diffractométrie montre que les valeurs de Cao est supérieur à 50% ;



**Photo 111** : LPAN x5 (ech 4)

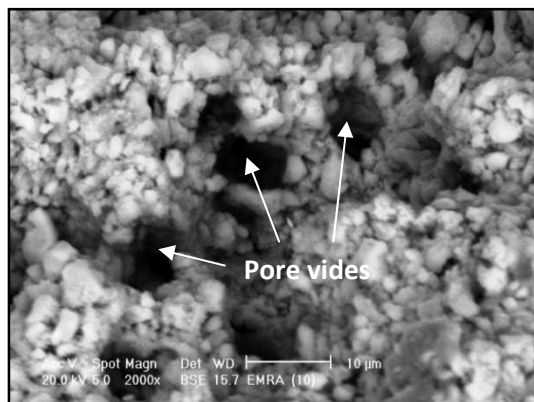


**Photo 112** : LPA x5 (ech 4)

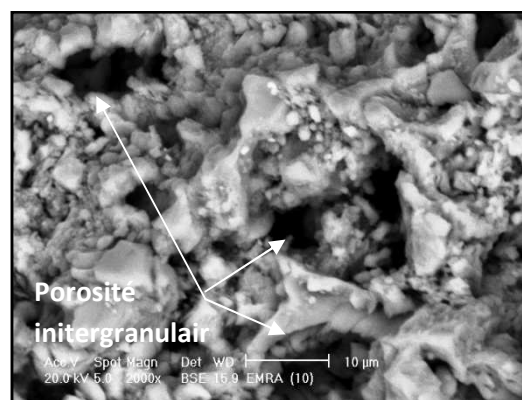
Photo 111 et 112: grainstone à peloides et foraminifère benthiques et milioles.

Porosité inter granulaire développée entre les grains cette porosité est occluse par un ciment microsparitique qui présente des dissolution par endroit (coloré par le bleu).

Cette porosité vacuolaire et inter granulaire sont bien visibles en MEB.



**Photo 113**: Micrographie MEB de l'échantillon n° 4

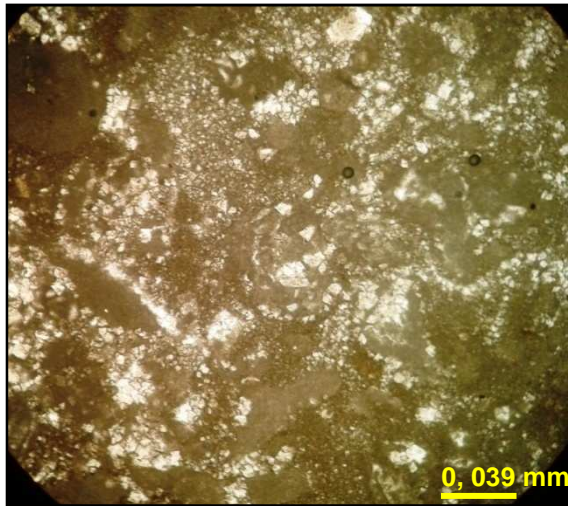


**Photo 114** : Micrographie MEB de même échantillon

Echantillon n° :30

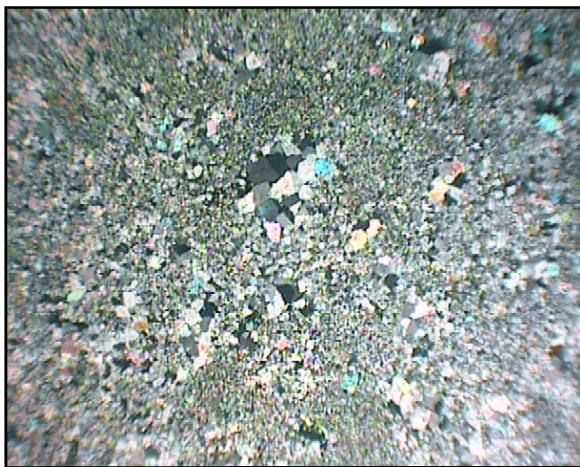
Cette échantillon est prélevé du premier tronçon de la coupe du djebel fortass, d'après la calcimétrie qui montre les valeurs de Ca : 84% Calcaire et 10% dolomite il s'agit bien d'un calcaire qui à subit une dolomitisation.





**Photo 115** : Biomicrite a peloides et dasycladale micritisé dolomitisé

Echantillon n° 38 :C'est un calcaire qui à subit une dolomitisation secondaire et s'est transformé en calcaire dolomitique. La diffractométrie montre une diminution dans le Ca et une augmentation dans le Mg, tandis que la calcimétrie donne les valeurs de 52%calcaire et 46% dolomite.



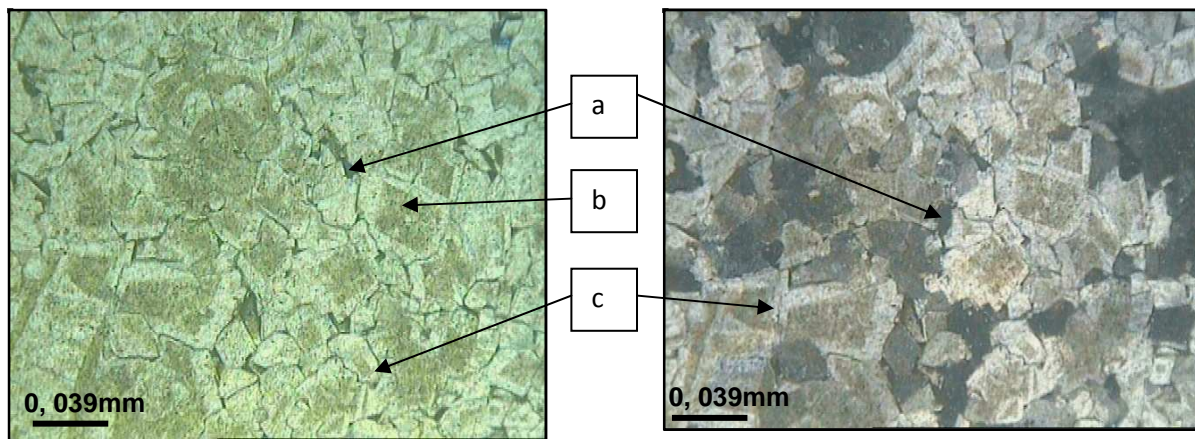
**Photo 116** : Calcaire dolomitique dolomicrosparite et calcite LPAx5



**Photo 117** : Dolosparite LPANx5 le développement de la porosité intercrystalline entre les cristaux de dolomite.

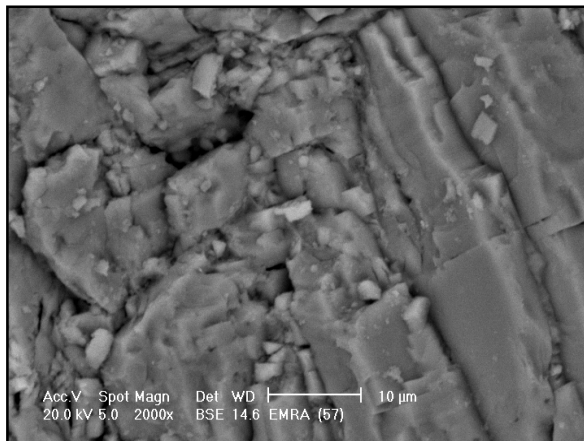
On remarque également, au centre des cristaux, les “nuages” grisâtres (c) provenant d'impuretés contenues dans la boue micritique qui constituait, à l'origine, une matrice qui, postérieurement, par transformation diagénetiques a donnée une mosaïque de cristaux de dolomite.

Echantillon 57 :



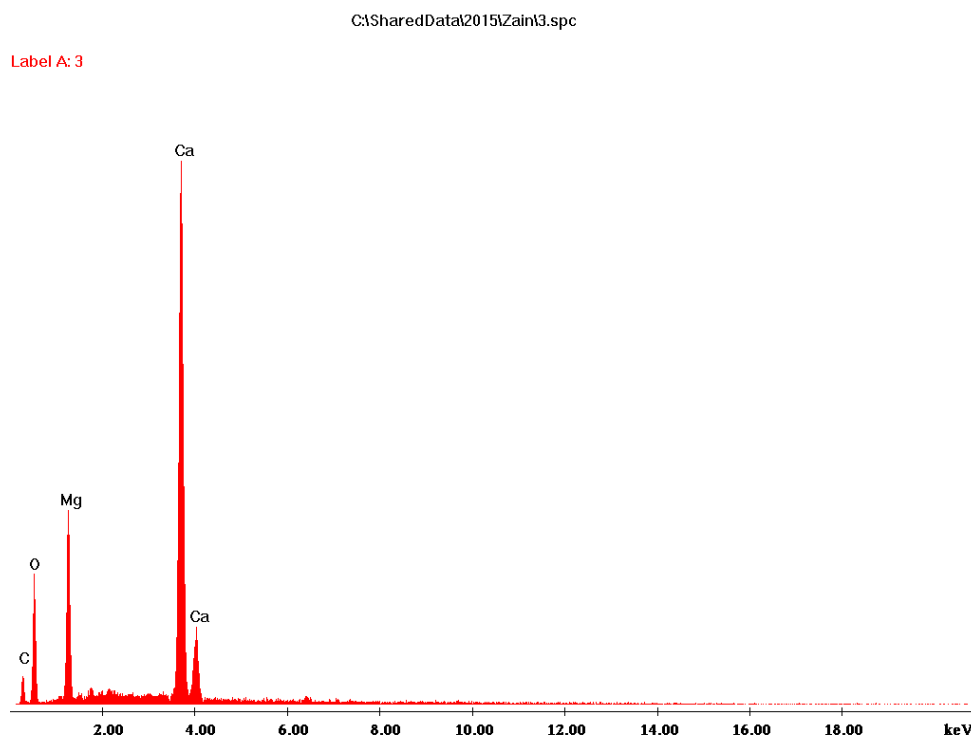
**Photo 118** : Dolosparite à cristaux automorphes de dolomite; a : vide porosité vacuolaire ;( b) cristaux rhomboédriques de dolomite automorphe , en LPAN

**Photo 119** : Dolosparite LPA (les nuages grisâtres c) déjà cités précédemment



**Photo 119** : dolomicrosparite rhomboédrique de dolomie qui montre une porosité intercrystallin MEB.

L'échantillon 57 présente les valeurs de calcimétrie de : 41% et la dolomie 58%. C'est une dolomie secondaire ; résultat de la diffractométrie se traduit par le diffractogramme ci-dessous



**Fig. 61B : diffractogramme de l'échantillon 57**

Le résultat de la diffractométrie confirme celle de la calcimétrie, la valeur de Ca est supérieure à celle de Mg.

Donc c'est un calcaire qui a subi une dolomitisation tardive est transformé en dolomies secondaires ; la transformation de la calcite en dolomite se marque par une rétraction du réseau cristallin : les cristaux de dolomites, plus petits, occupent moins de place (de volume) et libèrent ainsi des espaces entre les cristaux.

### **Interprétation :**

Le phénomène de dolomitisation s'observe dans les termes carbonaté des membres inférieurs de la formation aptienne.

Dolomite précoce : c'est le cas des dolomicrosparite identifié au sein de terme carbonaté. Cette dolomite de remplacement se présente sous forme de petits cristaux qui sont agencés dans une texture idiopique, qui est préservée dans des cas rares, suite à une cimentation précoce associée. Souvent, on distingue une recristallisation multicristalline (regroupement des petits cristaux) qui finit par effacer la structure et la texture initiale (sédimentaire et eogénétique) et conduit à la dolomite de recristallisation (dolomite de remplacement-recristallisation). Cette dolomitisation conduit à une roche cristalline et efface la structure et la texture initiales. (Cas de l'échantillon 44, 38) c'est une dolomite tardive : Cette dolomite est

intimement liée soit à la compaction (formation des stylolithes diagénétiques), soit à la fissuration tectonique développée pendant l'enfouissement ou la compression.

Elle se manifeste par une dolosparite ou une dolomicrosparite automorphe, homogène ou zonée.

On s'approchant des zones dolomitiques la dissolution jusqu'à la disparition complète de l'aragonite, se qui favorise l'accoisement de la porosité consécutive à la disparition des bioclastes.

La remobilisation et la migration des fluides magnésiens d'origine hydrothermale (en subsurface) sont à l'origine de la dolomitisation tardive. En effet, les vides (vacuoles et fissures), dans lesquels évolue cette dolomite de cimentation, ont favorise la circulation des fluides dolomitisants. Ces derniers proviennent soit d'une source interne par remobilisation après une pression-dissolution des dolomies préexistantes (certains rhomboèdres de dolomite de la première génération, situés au contact des vides sont partiellement dédolomitisés et calcitisés, et le  $Mg^{2+}$  libère participe à la dolomitisation), soit d'une source externe, cas des calcaires à fissures dolomitiques.

Le degré de dolomitisation est conditionne d'une part par l'intensité de la stylolitisation et/ou de la fracturation, la porosité et la perméabilité secondaire et d'autre part par la qualité de la solution dolomitisante (teneur en  $Mg^{2+}$ ).

## 7.4. Conclusion :

L'évolution sédimentologiques et paléogéographiques de la série carbonatée du crétacé inférieur des monts d'Ain M'Lila est représenté par les résultats de l'analyse faciologique des microfaciès étudiés.

Cette analyse nous a permis de reconstituer un environnement de plate forme interne barrée par un récif au sein du quelle nous avons pu individualiser 31 microfaciès classé par ordre de bathymétrie croissante (du plus proximale au plus distale).

- Les faciès de plate forme interne calme parfois agitée.
  - Les faciès supratidaux-intertidaux, caractérisés essentiellement par des mudstone à wackstone à calcisphères.
  - Les faciès du lagon partiellement protégé (subtidauxie), dans les quels vivaient des foraminifères benthiques, des orbitolines, des miliolles, et des algues
- Les faciés de haut fond:
 

Il peut s'agir des dunes de sable, ce sont des oolithes et pellets fins généralement peu cimentés.
- Les facies subrécifaux : ce sont des dépôts à intraclast, pellets, oncolithes, de nombreux foraminifères benthiques
- Les facies de la plate forme reexterne regroupent les packstone- grainstone à bryozoaires et rudistes, echinides, oolithes

L'évolution diagénétiques des sédiments carbonatés de notre région d'étude subit trois stades de transformation diagénétiques :

- Diagenés precoce (L'eogenése) : marquée par une micritisation des éléments figurée, des perforations, des encroutements biologiques, et des bioturbation.
- Diagenèse d'enfouissement (Mésogenése) marquée lui aussi par des compactions chimiques (stylolithes), mécaniques (fracturation) et par de la cimentation et la dolomitisation.
- Téligenése : marqué par la dédolomitisation et la fracturation.

En ce qui concerne la porosité on remarque que ; dans les grainstones du facies de la plate forme interne essentiellement les environnements récifale et les biomicrosparites des facies subrécifal interne, la porosité primaire a été complètement oblitérée par deux phases de cimentation : un ciment isopaque, suivi d'un remplissage calcitique. La première phase de cimentation intervient avant l'enfouissement.

En effet, les facies à coraux et bryozoaires qui sont aptes à la dissolution, possèdent les meilleures qualités réservoirs. Les facies qui semblent les plus protègent de la diagenèse comme les facies de la plate forme interne sont le moins poraux tout comme les grainstones du fait de leur cimentation importante. Il semblerait que la diagenèse ait rendu la porosité



moins dépendante des facies, et donc transforme complètement les propriétés petro physiques des facies.

Parmi les processus diagenétiques qui améliore la porosité ;la dolomitisation, elle conduit a la formation d'une roche cristalline

(Dolomicrosparite) issue du processus remplacement remplacement-recristallisation.

La dolomitisation n'entraîne pas obligatoirement une amélioration de la porosité et de la perméabilité (dans bien de cas, en profondeur, dans les forages, les dolomies sont parfaitement compactes et imperméable Cette dolomite est intimement liée soit à la compaction (Formation des stylolithes diagenétiques, soit à la fissuration tectonique développée pendant L'enfouissement ou le serrage tectonique. )

La fracturation semble être le principale responsable de la bonne qualité d'un réservoir calcaire.

## Conclusion générale :

L'étude de la série carbonatée du Crétacé inférieur des Monts d'Ain M'lila a été entreprise afin d'examiner les relations entre les caractères sédimentologiques (faciologiques, diagénétiques et pétrophysiques) et tectonique.

Dans ce but, une étude approfondie basée sur plusieurs coupes a, dans un premier temps, permis de définir le cadre paléogéographique et paléostructural au sein desquels se sont développés les différents faciès et microfaciès.

Dans un second temps, ces microfaciès ont été étudiés, décrits et classés afin de comprendre les processus qui ont contrôlé leur morphologie et leur répartition verticale.

Enfin, l'identification des caractéristiques pétrophysiques des faciès rencontrés. Les résultats de ce travail d'organisent donc en plusieurs volets :

**L'étude lithostratigraphique** de la série carbonatée du Crétacé inférieur des Mont d'Ain M'lila a permis de mettre en évidence trois formations datées par la microfaune :

Le Barrémien : constitué de faciès carbonatés, il débute par des calcaires à *orbitolinipis* et dasycladales et se termine par des calcaires à *Paléodictyoconus arabicus* et *Palorbitolina lenticularis*.

L'Aptien débute par une barre de calcaires noirâtres fins à Rudistes et à gastéropodes, se poursuit par un ensemble franchement calcaire gris bleuâtre, de patine clair à miliolites renfermant des Algues : *Pianelladinarica* (Radoicic), des foraminifères *Debarinahounerensis* Fourcade, de petites cunéolines et qui ont livrés vers le sommet le repère de l'Aptien supérieur Archaoalveolinareicheli de Castro et se termine par une surface durcie d'ampleur régionale.

La surface durcie au toit de la formation aptienne est caractérisée par une silicification dominante et par un placage biomicritique ferrugineux (Y. Aris, 1994). Elle est affectée par des phénomènes diagénétiques qui indiquent qu'elle est d'origine sédimentaire (M. Chadi, 2004). Elle témoigne **de l'émersion de la plate-forme constantinoise à l'Aptien terminal-Albien inférieur** (M. Chadi, 1991).

L'Albien a été mis en évidence dans le massif de Nif Enser (Dj. Tolba). Il est caractérisé par une alternance de marne et des calcaires noduleux. Ces alternances se trouvent en discordance angulaire sur l'Aptien au Nord-Ouest et au Sud-est du massif où on observe des variations d'épaisseurs et une sédimentation en lentilles conférant à l'affleurement un aspect conglomératique. Daté par des colomielles (*Colomiella recta* Bonet), il se termine par une surface durcie.

Dans les autres massifs méridionaux, l'Albien est représenté par une série condensée de biomicrite qui constitue le colmatage de paléokarst lié à une émersion de la plate-forme, suivi d'une érosion.

**L'analyse structurale** de la région d'étude laisse apparaître une structure plicative qui se résume par trois anticlinaux séparés par deux synclinaux d'orientation générale Nord-Est Sud-Ouest à E-W, affectés par de nombreuses failles dont les plus importantes sont les décrochements dextre de direction N140°E.

Ces décrochements induisent des virgations d'axes comme l'axe de l'anticlinal du massif du Nif Enser qui prend une direction NW-SE et s'enracine rapidement en direction du NW.

A ces décrochements sont clairement liés des chevauchements observés sur le terrain

Au niveau du flanc méridional du massif de Nif Enser le chevauchement de direction NW-SE s'enracine rapidement en direction NW. Il en est de même pour le chevauchement du flanc sud du massif du Guelaat Ouled Sellem à son extrémité Est.

Ces chevauchements locaux, clairement liés aux décrochements dextres de directions NW-SE, ne permettent pas d'envisager une tectonogenèse d'ampleur régionale.

**L'Etude sédimentologiques** a permis de proposer un modèle de dépôts pour la zone d'étude à partir d'analyse microfaciologique et paléoenvironnementale.

Cette analyse nous a permis de reconstituer un environnement de plate-forme interne barrée par un récif au sein de laquelle, nous avons pu individualiser 31 microfaciès classés par ordre de bathymétrie croissante (du plus proximal au plus distal).

Les milieux de dépôts, tel qu'ils ont pu être reconstitués par cette analyse, appartiennent tous à une plate-forme interne sur laquelle se succèdent plusieurs sous-environnements du plus proximal vers le plus distal :

➤ Les faciès de plate-forme interne (faciès restreint)

Haute énergie :

- Les faciès supratidaux-intertidaux, caractérisés essentiellement par des mudstone à wackstone à calcisphères. Ils comportent des fenestreae, des figures de dessiccation, des démantèlements d'algues et des articles de crustacés dans une boue.

Moyenne énergie :

- Les faciès intertidaux dans lesquels on trouve des packstone-grainstone, comportant des tapis algaires, des dépôts algaires remaniés à pellets, des intraclastes, des accumulations de pellets et de gastéropodes avec de nombreux foraminifères.

Basse énergie :

- Les faciès du lagon partiellement protégé (subtidaux), sont essentiellement constitués d'une boue micritique et d'éléments divers, dans laquelle vivaient des foraminifères benthiques, des orbitolines, des miliolles, des algues et des coquilles entières de lamellibranches. Les faciès de plate forme interne calme parfois agitée.

Haute énergie :

➤ Les faciès de haut fond:

Il peut s'agir des dunes de sable, ce sont des oolithes et pellets fins généralement peu cimentés.

➤ Les faciès subrécifaux : ce sont des dépôts à intraclast, pellets, oncolithes, de nombreux foraminifères benthiques

➤ Les faciès de la plate forme rexterne regroupent les packstone- grainstone à bryozoaires et rudistes, echinides, oolithes.

**L'analyse diagénétiques** basé seulement sur l'observation microscopique des lames minces, nous à permis de caractériser l'enchaînement de trois stade de transformation diagénétiques : Eogenèse ; Mésogenèse, Télogenèse.

Les processus diagénétiques peuvent améliorer ou détruire la porosité.

La porosité primaire va plus ou moins évoluer. Cette évolution n'est pas continue, elle se produit à des moments différents, selon des périodes plus ou mois longues, sous l'influence de phénomènes diagénétiques variables. Elle peut aboutir à une amélioration (porogenèse) ou à une détérioration (poronécrose) du réseau poreux.

Les processus diagénétiques qui améliore la porosité :

-La dissolution, qui est plus particulièrement développée dans les faciès construits où elle améliore la porosité intergranulaire et crée localement des vacuoles.

-La dolomitisation : certaines dolomitisations semble être dues à l'action des failles (remonté d'eaux) et peuvent contribuer à l'amélioration des réservoirs au droit des fissures et des stylolithes.

La fracturation et la microfracturation essentiellement liées aux fractures, aux microfailles et aux joints stylolithiques tectoniques.

## BIBLIOGRAPHIE

- ADDADI C., DELTEIL J., FENET B., GARDIA P., MAGNE J., POLVECHE J., (1968).** - Age de la mise en place des nappes dans le Tell méridional. *R. Acad. Sci.*, t. 267 D, n° 6 p 557-560
- Adams, J.E. & Rhodes, M.L. (1960).** Dolomitization by seepage refluxion. *A.A.P.G.* *qq*
- Adams, R.D. & Grotzinger, J.P. (1996).** Lateral continuity of facies and parasequences in middle Cambrian platform carbonates, Carrara formation, Southeastern California, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 1079-1090.
- AIGER T; (1982).** - Calcareous – tempestites- storm- dominated in upper Muschelkalk limestone (middletrias, SW Germany) in: PEAT ET KASSIMI
- AISSAOUI D., (1984).** - Les structures liées à l'accident Sud Atlasique entre Biskra et le Djebel Menaa (Algérie). Evolution géométrique et cinématique. Thèse, 3° Cycle, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 150p.
- ALEXANDERSSON T. (1972).** - Micritization of carbonate particles: Processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, New Series*, 3, 201±236. Awramik, S.M. (1984)
- Alonso-Zarza, A.M., Sanchez-Moya, Y., Bustillo, M.A., Sopen, A. & Delgado, A. 2002.** Silicification and dolomitization of anhydrite nodules in argillaceous terrestrial deposits: an example of meteoricdominated diagenesis from the Triassic of central Spain. *Sedimentology*, **49**, 303-317
- AITKEN J.D. (1967).** - Classification and environmental significance of cryptalgal limestone and dolomites, with illustration from the Cambrian and Ordovician of Southwester Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**: 1163-1178.
- ANNE-CHRISTINE DA SILVA, 2004:** Sédimentologie de la plate-forme carbonatée Frasnienne belge. Thèse de doctorat. Univ de Liège.234p.
- ANDDRIEU J et al. (1971)** – sur un modèle explicatif de l'arc de gibraltar, *Earth planet. Sci. Left* ; v12, p. 191-198.
- Arenas, C., Alonso Zarza, A.M. & Pardo, G. 1999.** Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, **125**, 23-45.
- Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Bourdon, M., Lemoine, M. & Megard-Galli, J. 1985.** Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. In: *Géodynamique des seuils et des hauts-fonds, Bulletin de la Section des Sciences*, **9**, Poitiers, 15-128.
- Arnaud, H. 2004.** Stratigraphie séquentielle appliquées aux plates-formes carbonatées. In: *Ecole d'été : Carbonate récifaux et de plate-forme* (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud & S.Ferry), **45**, 102-115. A.S.F., Grenoble.



- ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (2004)** - Les microfaciès des plates-formes carbonatées. In: *Ecole d'été : Carbonate récifaux et de plate-forme* (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud & S.Ferry), 45, 53-101. A.S.F., Grenoble.
- ARIS Y. (1994).** – Etude tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plio-quadernaires du Constantinois central (Algérie nord-orientale) : Caractérisation des différentes phases de déformation. . *Thèse Univ. Nancy*, Univ. Nancy, 215 p.
- AUBOUIN J. (1977).** - Méditerranée orientale et méditerranée occidentale. Esquisse d'une comparaison du cadre alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XIX*, n°3, p. 421-436.
- AUGIER C. (1967).** - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, nouv. Série, n° 34, p.47-80, 8 fig. 2 tabl. 6 pl.
- AZENDE J. M., BONNIN J., OLIVET J. L. (1975).** - La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XVII*, n°4, p.486-495.
- BADIOZAMANI .(1973)** .- Platteville dolomites fringing Upper Mississippi Valley zinc-lead ores are nearly identical: 818O = -2 to -7 and 813C = +1 to -2 (all PDB; Fig. 8; Hall and Friedman, 1969) . Although **Badiozamani (1973, p. 973)** stated that ...
- BÄR C. B. & MAGNE J. (1955).** - Découverte de niveaux à charophytes dans le Crétacé inférieur du Dj.Meimel (Constantine, Algérie).Etude de la série stratigraphique. *Bull. Soc. Géol. Fr. 6° série*, fasc. 1-3, p. 249-256.
- BÄR C. B. (1957).** - Etude géologique de la feuille 1/50.000° d'Aïn M'lila. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Série, n°9, 249 p., 55 fig., 2pl.h.t.
- BÄR C. B. (1957).** - Carte géologique de l'algérie au 1/50.000° d'Aïn M'lila n°120 et notice. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- BEGHOUL M. (1974)** - Etude géologique de la région des Hamimat (Sud-Est Constantinois). - Application à la recherche pétrolière dans les confins algéro-tuni- siens. - Thèse Doct. Ing., Univ. P. et M. Curie (Paris VI), 1 vol. texte, 1 vol. ann
- BATHURST R. G. C. (1966).** - Boring algae, micrite envelopes and lithification of moluscan biosparites. *Géol. J.*, vol. 5, pp. 15-32.
- BATHURST R. G. C. (1971).** - Carbonate sediments and their diagenesis. *Developements in sedimentology*, 12, Elsevier: Publ. Co, Amsterdam, 620 p.
- BATHURST R. G. C. (1975).** - Carbonate sediments and their diagenesis 2nd enlarged edition). *Elsevier : Publ. Co*, Amsterdam, 620 p.

- BAUDELLOT S. & GERY B. (1979).** Découvertes d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie. *C. R. Acad. Sc.*, (D), t. 288, p. 1513-1516.
- BAUDELLOT S., BOUILLIN J. P. et COIFFAIT Ph.-E. (1981).** - Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acritarches dans l'ouest de la Petite Kabylie. Conséquences structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.293, série II, p.611-614.
- BEDIR M. (1988).** – Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie orientale) de l'Aptien à l'Actuel-Sismostratigraphie, sismotectonique et structurale. Répercussions pétrolières, hydrologiques et sismiques.-Thèse de Spécial. Fac. Sci. Tunis., 416 p.
- BELLION Y., DONZE P. et GUIRAUD R. (1973).** - Répartition stratigraphique des principaux ostracodes (*Cytheracea*) dans le Crétacé supérieur du S-W Constantinois (confins Hodna-Aurès, Algérie du Nord). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Série, Bull. n° 44, p. 7-44.
- BENEST M. (1984).** - Stratigraphie et sédimentologie du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen. *Thèse ès-sciences*, Lyon, 540 p. + biblio.
- BENEST M. (1985).** - Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Docum. Lab Géol. Lyon*, 95, 1, 2 : 580.
- BENZERGA M. (1974).** - Première contribution à l'étude géologique et métallogénique des chaînons intermédiaires au sud de Sétif. *Thèse 3eme cycle*, Univ.Nancy, 195 p.
- BERTRANEU J. (1952).** - Le massif du Bou Taleb. *Publ. XIX C. G. I Alger*, monogr. rég., 1ère série. N° 5, 84 p., 22 fig., 1 carte h.t.
- BERTRANEU J. (1955).** - Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna : 1) Le massif du Bou Taleb. Thèse ès sciences Alger. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*. nouv. série. n° 4, 190 p., 4 pl.h.t.
- BERTRANEU J., GLACON J. et LUCAS G. (1952).** - A propos de la région de Batna. Définition d'un style tectonique lié à la montée verticale des horsts. *C. R. Acad. Sci. Paris*. t.234, n° 19, p.1893-1894, 1 fig.
- BIARDEAU V., BOILLIN J. P., GERY B. et TEFIANI M. (1983).** - Structure et origine paléogéographique des unités méridionales de la dorsale calcaire dans le Djurdjura, Grande Kabylie, Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XV*, n° 3, p.437-440.
- BLAYAC J. (1908).** - Observations sur les prétendus charriages dans les contrées septentrionales algériennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4ème série, 1.8, p.53.
- BLAYAC J. (1912).**- Esquisse géologique du Bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines.

- BLANC G. & REYRE D. (1952).** - Conditions de sédimentation du Crétacé de l'Est constantinois. *Alti. 7° congr. Naz. Metano & Petrolio*. Laotmina. vol. 1, p. 333-345.
- BOURQUE P.A. & SAVARD M.M. CHI G. & DANSEREAU P. (2001).** - Diagenesis and porosity evolution of the, Upper Silurian-lowermost Devonian West Point reef limestone, eastern Gaspe Belt, Quebec, Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **49**, 299-326.
- BOSSIERE G. & PEUCAT j. j. (1985).** - New geochronological information by Rb/Sr and U/Pb investigation from the Prealpine basement of Grande Kabylie (Algeria). *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.22. pp.675-685.
- BOSSIERE G. & PEUCAT J. J. (1980).** - Influence de l'orogénèse alpine sur le socle ancien de GRANDE KABYLIE, ALGERIE. *8° R. A. S. T.*, P.55.
- BOSENCE, D.W.J., Wood, J.L., Rose, E.P.F. & Qing, H. (2000).** - Low- and high-frequency sea- level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 61-74.
- BOUDJAMA A. (1987).** - Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du saha nord oriental (Algérie). Thèse Univ.Paris-Sud.
- BOUILLIN J. P. (1977).** - Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El-Milia (Algérie). *Thèse ès sciences Paris*, ronéot. 509 p. 127 fig., p.l. h.t. 1 carte au 1/100.000ème. *Mém. Soc. Géol. Fr.*
- BOUILLIN J. P. (1979).** - La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, nouv.série, t.t VII, n° 135, p. 1-84, 51 fig., 1 carte h.t.
- BOUILLIN J. P. (1982)** - Mise en évidence d'importantes structures tangentielles au sein du socle de Petite Kabylie (Algérie). *C. R. Acad. Sci.Paris*, t. 294, série II, p. 12711-274.
- BOUILLIN J. P. (1983).** - Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. *C. R. Acad. Sci.Paris*, t. 296, II, p. 1329-1332.
- BOUILLIN J. P., DURAND-DELGA M., GELARD J. P., LEIKINE M., RAOULT J. F., RAYMOND D., TEFIANI M. et VILA J. M. (1970).** - Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flysch allochtones de l'Algérie. *C. R. Acad. Sci.Paris. (D)*, t.270, p. 2249-2252.
- BOULVAIN, F. (1993).** Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasnien  
"F2j" de l'Ardenne. *Service Géologique de Belgique, Professional Paper*, 260, 427 pp.
- BOULVAIN, F. (2001).** Facies architecture and diagenesis of Belgian Late Frasnian carbonate mounds. *Sedimentary Geology*, 145: 269-294.
- BOULVAIN, F. & HERBOSCH, A. (1996).** Anatomie des monticules micritiques du Frasnien belge et contexte eustatique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 197: 391 - 398.

- BOULVAIN, F. & COEN-AUBERT, M. (1997).** Le monticule Frasnien de la carrière du Nord à Frasnies (Belgique) : Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et coraux. *Service Géologique de Belgique, Professional Paper*, 285: 47p.
- BOUKADI N. & RUHLAND M. (1984).** - Emboutissages, virgations et plis à axes verticaux dans la chaîne Bouhedma-Boudouaou (Atlas tunisien). *10° R. A. S. T.*, p. 80.
- BROQUET P., DUEE G., MASCLE G. et TRUILLET R. (1984).** - Evolution structurale alpine récente de la Sicile et sa signification géodynamique. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, vol. 25, fasc. 2, p. 75-85.
- BUREAU D. (1971).** - Le Crétacé inférieur des monts de Batna (Aurès). Lithologie, et premières observations lithostratigraphiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIII, n° 3-4, pp. 374-385.
- BUREAU D. (1972).** - Esquisse géologique des Monts du Bellezma (Aurès, Algérie). *Publ. Serv. Géol. Algérie*, nouv. Série, Bull. n° 45, p.73-92.
- BUREAU D. (1975).** - Figures et structures sédimentaires du Crétacé inférieur des monts du Bellezma (Algérie). *Publ. Serv.géol. Algérie*, nouv. Série, Bull. n° 45, pp. 93-98.
- 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, Univ. Pierre et Marie Curie*, Paris VI : 441.
- BUROLET P. F ET ELLOUZ N. (1986).** - L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale- *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf- Aquitaine, Pau*, 10.
- BUSSON G. (1969).** - Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plate-formes du Mésozoïque : l'exemple du Cénomanién-Turonien du N.E de la plate-forme saharienne et de Berbérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 11 : 687-701.
- BUSSON G. (1972).** - Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mém. Mus. nat. Hist. Nat., Sér.c, Sciences de la Terre*, 26 : 443.
- BUSSON G. (1974).** - Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe Occidentale : donnée sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XVI, n° 6, pp. 653-665.
- CAIRE A. (1957).** - Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Thèse Sci. Paris, Bull.Serv.Carte géol. Algérie.*, nouv. Série, t. I et II, pp. 1-818, 149 fig., 6 pl. Alger.
- CAIRE A. (1973).** - Les liaisons alpines précoces entre Afrique du Nord et Sicile, et la place de la Tunisie dans l'arc Tyrrhénien. In Livre Jubilaire M. SOLIGNAC., *Ann. MinesGéol.*, Tunis, n° 26, pp. 87-110.
- CAYEUX L. (1935).** - Les roches sédimentaires de France : Roches carbonatées. *Masson éd.* : 463.

- CHADI M. (1990).** – Evolution tertiaire de la plate-forme crétacée externe de la chaîne alpine d'Algérie orientale. In: Abstr. 15 Th Colloq. African Géol. , Nancy.C.I.F.E.G., Orléans, p. 443.
- CHADI M. (1991).** – Géologie structurale des Monts d'Aïn M'Lila (Algérie orientale). Thèse de l'Univ. De Nancy I, 67 fig., 10 pl., 1 pl. h.t. p. 191.
- CHADI M., (2004).**- Cadre géologique et structurale des séries crétacées néritiques du Constantinois (Est-Algérien). Doctorat d'état Université, Constantine, 219 p
- CHEVILLY F. (De), KIEKEN M. et SPENGLER A. (De) (1955).** - Géologie de la zone sud-tellienne entre Boghari et Sidi Aïssa. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie* nouv. sér. n°8, Trav.collab., p.25-88, 6 fig.13 phot. h.t.
- CHOQUETTE P.W & PRAY L.C. (1970).** – Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonate depositional environments. *Am.Assoc. Petrol. Geologists, Mem.*, 33 :454-462 ;
- COIFFAIT Ph-E., DURAND-DELGA M., FEINBERG H., LAHONDERE J. C. et MAGNE J. (1983).** - Age de la mise en place d'éléments ultra-telliens au Sud-Ouest de Constantine. *C. R. Acad. Sci.*, Paris sér. II, t. 297, pp. 735-742.
- COIFFAIT Ph-E. & VILA J. M. (1976).** - La série renversée des Azerou (région des Biban, Algérie), un témoin de la plate-forme néritique sétifienne sous la nappe bibanique. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 6 pp. 269-271.
- COIFFAIT Ph-E. (1982).** - Confirmation d'une coupure entre le Miocène supérieur et le Pliocène du Maghreb, par la découverte de nouveaux gisements de micromammifères dans le N-E de l'Algérie. *9° R. A. S. T.*, p. 146.
- COIFFAIT Ph-E. (1982)** – Etude stratigraphique du Néogène post-nappe du bassin de Constantine : une coupure dans la sédimentation entre le Miocène supérieur et le Pliocène supérieur. *9°R.A.S.T.*, p. 147.
- COIFFAIT Ph-E. (1992)** – Un bassin post-nappes dans son cadre structural : l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). Thèse Sciences, Univ. Nancy, 87 fig., p. 502.
- COQUAND H., (1854)** - Description géologique de la province de Constantine. *Mém. Soc.Géol. Fr* 2° série. t. 5. 1ère partie, p. 1-155, 4 pl. dont carte orog. et 2 fig. fossile.
- COLOMBIE C. (2002)** - Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jurasuisse et du Bassin Vocontien (France) : relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants. Thèse de doctorat, Université de Fribourg, 198 p.
- COTTEAU G. (1869)** - Note sur les échinides du terrain Jurassique supérieur de l'Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2° série, t. 26, 30 p, 2 pl.



- COTTEAU G., PERON A. et GAUTHIER V. (1874)** - Echinides fossiles de l'Algérie, description des espèces déjà recueillies dans ce pays.Considération sur leur position stratigraphique.*Masson édit.* Paris, 30 p., 2 pl.
- COTTEAU G., PERON A. et GAUTHIER V. (1885)** - Echinides fossiles de l'Algérie.9° fasc. terrains Eocènes.*Masson édit.* Paris, 89 p., 8 pl.
- COURME-RAULT M. D. (1985)** - Stratigraphie du Miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Atlasides orientales ( Algérie-sicile ). *Thèse ès-sciences*, Univ. D'orléans, 2 tomes, 456 p., 26 pl.photo.
- COURME-RAULT M. D. & COUTELLE A. (1985).** - Le Miocène de la Soummam (Algérie).Précisions sur l'âge de ses niveaux de base, existence d'un cycle inférieur anté-nappe sud telliennes.Corrélations. *Geol. Médit.*, t. IX, n° 2, p. 99-107.
- COUELLE A. (1984).** - Tectonique de balayage et tectonique de situation dans l'orogene berbère.*Rev.de Géol.dyn.et de Geog.Phys.*, vol. 25, fasc.2 p. 119-125.
- DALLONI M. (1920).** - La structure de la chaîne numidique.Observations sur les prétendus charriages de la région de Constantine. *C. R. Soc. Géol. Fr.* 17 mai 1920, n° 10, p. 107-108.
- DARESTE de la CHAVANE J. (1910).** - La région de Guelma.Etude spéciale des terrains tertiaires.*Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), n° 5, 265 p., 5 pl., Alger.
- DAVID L. (1956)** - Etude géologique des monts de la Haute Medjerda.*Publ. Serv. Carte.géol.Algérie.nouv.série*, n° 11, 304 p., 88 fig. 6 pl., 1 carte géol. 1/200.000°.
- DELEAU P. (1938).** - Etude géologique des régions de Jemappes, Hammam Meskoutine et du Col des Oliviers. [*Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2e sér. 14.]
- DELEAU P. (1952).** - Le pays constantinois.*Publ. XIX C. G. I. Alger*, 1952, Monogr. rég., 1° série, n° 13, 86 p., 3 fig.
- DELFAUD J. 1(973).** - Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur ; le Haut-fond occitan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **15**, 58-59.
- DELFAUD J. (1974).** - Les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.*C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.* séance du 4.11.1974.
- DELFAUD J. (1986).** - Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques.*Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 2, pp. 509-535, 13 fig., 4 tabl., Pau.
- DELFAUD J. (1976).** - Quelques aspects de la dynamique du Jurassique en Europe occidentale. 4e RA.S.T.

- DELFAUD, J. (1973).**- Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur ; le Haut-fond occitan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **15**, 58-59.
- DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P. et POLVECHE J. (1971).** Géodynamique de l'Algérie Nord-occidentale. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 414-417, 1 pl. Paris.
- DEVAUX J. (1969).** - Recherches sur l'organisation des contraintes dans le tréfonds de l'Algérie du Nord. Le rôle des failles de décrochement obliques sur l'Ouest. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv.série, n° 39, p.267-290.
- DEVEUGHELE, M. (1992).** - Introduction a l'etude de la porosite des sols et des roches. Cours polycopie, Ecole des mines de Paris, 27 p.
- DICKSON J.A.D. (1965).** - A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 4971: 587.
- 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 : 1697-1700.
- DROOGER C.W. (1952).** - Problèmes structuraux des Monts du Hodna.*Géol. & Mijub.* Pays-Bas, Août 1952, nouv. Série, vol. 14, n° 8 p. 291-297.
- DUBOURDIEU G. (1956).** - Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens).*Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv.série, n° 10, 659 p., 27 tabl., 89 fig., 27 pl., 8 pl.photo.1 carte au 1/200.000°. DUEE G. (1984).
- DUEE G ET COUTELLE A. (1984).** - Essai sur la tectogenèse des chaînes alpine de la Méditerranée occidentale. *Bull. Centre Rech. ExpIon-Prod. Elf-Aquitaine*. vol. 8, n° 1, p. 1-13. COUTELLE A., Ouvrar J.-L., Le CANN C. et PAUTOT G. (1986) ...
- DUNHAM R. J. (1962).** - Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In: "Classification of carbonate rocks", a symp.*Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, n° 1, pp. 108-121, 7 pl. 1 tabl.
- DURAND-DELGA M. (1955).** - Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique (Algérie).*Thèse Sciences Paris et Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2° série, n° 24, 533 p., 143 fig., 16 fig. h.t. et 10 pl. portefeuille.
- DURAND-DELGA M. (1969).** - Mise au point sur la structure du NE de la Berbérie.*Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv.série, n° 39, p. 89-131, 9 fig.
- DURAND-DELGA M. (1980).** - La méditerranée occidentale : étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. In Livre Jubilaire de la Soc. Géol. de France 1830-1980, *Mem. h. s.Soc. Géol. Fr.* (1980), n° 10.
- DURAND-DELGA M. & LAMBERT A. (1955).** - Existence d'un flysch schisto-gréseux Tithonique et Néocomien aux abords des massifs anciens kabyles.*C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 200, Paris.

- DUROZOY G. (1960).** - Etude géologique de la région de Château du Rhumel. *Thèse Sciences* Alger, 1958, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, nouv.série, n° 22, 456 p., 57 fig., 51 pl. h.t.
- DUNHAM R.J. (1962).** -Classification of carbonate rocks according to depositional texture, 108-121, in: W.E. Ham (ed.), *Classification of carbonates Rocks*. Mem. Am. Ass. Prol. Geol., 1. Tulsa, Oklahoma. DUNONT
- EMBRY A.F. and KLOVAN J.E., (1971).** - A Lalt Dévonien reef tract on northeastern Banks Islans, N.W.T. bull. Canad. Petrol. Geology, 19 : 730- 781.
- ELF-AQUITAINE (1975).** - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés.1: Eléments d'analyse, *Technip*: 172 p.
- ELF-AQUITAINE (1977).** - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés.2: Eléments d'interprétation, *Technip*: 231 p.
- ELMI S. (1978).** - Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb).*Ann. Soc.géol.Nord*, 97, 1-4 : 315-323.
- ELMI S. (1982).** - L'évolution des monts de Rhar-Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique.In : Livre jubilaire G.Lucas., *Mém.géol. Univ.Dijon*, 7 : 401-412.
- FENET B. (1975).** - Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrional du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais.Thèse Sciences Nice, 1 vol. ronéot., 301 p., 101 fig., 4 pl. h.t., 4 cartes.
- FENET B. (1977).** - La phase lutétienne est une phase majeure dans les zones externes de l'orogène nord-maghrébin.*C. R. Acad. Sci. Paris* (D), t.285, p. 283-286, 2 fig.
- FICHEUR E. (1898).** - Sur les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le sud de Constantine.*C. R. Acad. Sci. Paris*, 20 juin 1898, t.126, p.1826-1828.
- FLANDRIN J. (1948).** - Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien.*Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 1° série, n° 19, 334 p., 90 fig., 8 pl.
- FLANDRIN J. (1952).** - Les chaînes atlasiques et la bordure N du Sahara.*Publ.XIX C. G. I. Alger* 1952 .Monogr.rég. 1° série, n° 14, 82 p., fig.
- Flügel E. (1982).** - Microfacies analysis of Limestones. Berlin, (Springer), pp. 633.
- FOLK R. L. (1959).** - Practical petrographic classification of limestones.*Bull.A. A. P. G.*43, 1: 1-39.

- FOUCAULT A., RAOULT J.F. (1984).** - Dictionnaire de géologie. Paris, Masson (Coll. ... 29, n° 78, 1985, p. 460-461. Pour citer ... 29, no 78, décembre 1985)
- FOURCADE E. & J. F. RAOULT (1971).** Sur le Crétacé inférieur du Djebel Frikia (môle néritique constantinois, Algérie). *C. R. Somm. Géol. Fr.*, p. 369-370, 1 fig., Paris.
- m** - Crétacé du Kef Hahouner et position stratigraphique de "*Ovalveolina*" *reicheli* P. DE CASTRO (série septentrionale du môle néritique du constantinois. *Rev. Micropal.*, XV, P. 227-246, 5 fig., 3 pl., Paris.
- FOURNIER F; (2003).** - Evolution de l'édifice carbonaté du champ de gaz de Malampaya, Tertiaire, offshore Palawan, Philippines. Implications pour la caractérisation du réservoir .Thèse de doctorat. Univ de Provence.193p.
- FREY R.W. (1978).** - Behavioral and ecological implications of trace fossils. In: *Trace fossil concepts* (Ed P.B. Basan), 5, S.E.P.M. Short Course, Oklahoma City, 49-76.
- GALL J.C (1976).** – Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la paléocécologie, sciences géologiques, srasbourg, n° 42, 228p.
- GELARD J. P. (1979).** - Géologie du Nord-est de la Grande Kabylie (un segment interne de l'orogène littoral nord-africain). *Thèse Sciences*, Dijon, 326 p., 98 fig., 19 pl., 1 carte h.t. couleur.
- GERY B. (1983).** Situation et âge des formations sédimentaires allochtones du N de la Grande Kabylie. Exemple du Dj. Aïssa Mimoun. *R. Acad. Sci.*, t. 297, (14 nov. 1983), série II, p. 501-510.
- GLACON J. (1952).** - Les Monts du Hodna (partie orientale). *Publ. XIX C. G. I. Alger* 1952, Monogr. Reg. 1° série, n° 7, 92 p., 54 fig., 3 pl. h.t.
- GLACON J. (1967).** - Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien. *Thèse Sciences* Montpellier, *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Série, n° 32, 2 tomes, 751 p. 372 fig., 12 tabl.
- GLANGEAUD L. (1932).** - Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Thèse ès-Sciences*, Paris. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2° série, n° 8, 608 p., 110 fig., 28 pl. photo, 5 pl. h. t.
- GUARDIA P. (1975).** - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. *Thèse*, Inst. Polytech. Méditer. Nice, 286 p.
- GUELLALS S et AL. (1973a).** - Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP-SONATRACH), 19 fig., 27 pl. 167p.
- GUELLALS S., VILA J M., (1973b).** - Permis d'Ain Beida, rapport interne. (SONATRACH), 06 fig., 33 pl. 126p.

- GUELLAL S., KAZI-TANI N., LAHONDERE J. C., SIGAL J. et VILA J. M. (1977).** - Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : stratigraphie, faciès, position structurale et paléogéographique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, t. 68, fasc. 1-2, p. 101-112.
- GUIRAUD R. (1971).** - Aperçu sur les principaux traits structuraux du Hodna et des régions voisines. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, (N.S), 41 : 45-49.
- GUIRAUD R. (1973).** - Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse Sciences*, Nice, ronéot. , 270 p., 114 fig., XII pl. h.t.
- GUIRAUD R. (1975).** - 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. *Revu. Géol. dyn. Géogr.phys.*, (2), 17, 4 : 427-446.
- HALLER P. (1983).** – Structure profonde du Sahel tunisien, interprétation géodynamique. Thèse de 3<sup>e</sup> cycles. Besançon, 163 p.
- HAMON Y. (2004).** – Morphologie, évolution latérale et signifié géodynamique des discontinuités sédimentaire Exemple du Lias de la marge Ouest du bassin de SE (France) 294p
- HARDIE L.A. (1977).** - Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of northwest Andros Island, Bahamas. *The J. Hopkins University Press*, Baltmores and London, 202
- HARRIS, P.M., KENDALL, C.G.S.C. & LERCHE, I.** 1985. Carbonat cementation - a brief review. In: *Carbonate cements* (Eds N. Schneidermann & P.M. Harris), 36, S.E.P.M. Special publication, 79-95.
- Hsü, K.J. & Siegenthaler, C.** 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movements induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12, 11-25.
- JOLEAUD J. (1908c).** – Sur l'existence de nappe de charriage dans le nord-est de l'Algérie. *C. R. Acad. Scie.*, t. 147, p. 480, Paris.
- JOLEAUD J. (1912).** - Etude géologique de la chaîne Numidique et des Monts de Constantine. *Thèse Sciences*, Paris et Montpellier, *Imp. Montagne Sicard et Valentin*, 438 p., 8 fig., 3 pl. Photo h.t. 2 pl. h.t. 1 esquisse tect. 2 cartes géol.
- KAZI-TANI N. (1986).** - Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque N-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse d'Etat, Univ. Pau* : 886.
- KIEKEN M. (1960-62).** - Les traits essentiels de la géologie algérienne. Livre Mémo. *P. Fallot.1, Mém .h. sér. Géol. Fr.*, p. 445-614, 6pl.



- KIEKEN M. (1962).** - Esquisse tectonique de l'Algérie (Algérie du Nord). Exposé sur les connaissances actuelles de la structure de l'Algérie et présentation d'une carte tectonique au 1/1.000.000. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Série, n° 31, 2 pl., 1 carte.
- KIEKEN M. (1975).** - Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban. *Thèse Sciences*, Paris, 1969 et *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger 1975, n° 46, t.1, 217 p., et t. II, 281 p., pl.h.t.et cartes.
- LAFFITE R. (1939).** - Etude géologique de l'Aurès. *Thèse Sciences Paris .Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 1° série, n° 15, 484 p., 26 fig., 1 carte 1/200.000° h. t.
- LAHONDERE J. C. (1987).** - Les séries ultra-telliennes d'Algérie Nord-orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. *Thèse Sci. Univ. Paul-Sabatier Toulouse* 242 p.
- LAHONDERE J. C. & MAGNE J. (1983).** - L'évolution du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma (Algérie), à la fin du secondaire et au début du Tertiaire : conséquences paléogéographiques. *R. Acad. Sci.*, Paris., t. 197, pp.775-778, 2 fig.
- LAHONDERE J. C., FEINBERG H. et HAQ B. U. (1979).** - Datation des grès numidiens d'Algérie orientale. *C. R. Acad. Sci.* Paris, t. 289, sér. D, pp. 383-386, 3 fig.
- LEIKINE M. (1969).** — Présence de Trias resédimenté dans les sédiments crétacés des Babor occidentaux (région de Bougie, Algérie). Conséquences tectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, V sér. t. 11, p. 69-74. *Leikine M. et Velde B. (1974).*
- LEIKINE M. (1971).** - Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie). *Thèse Sciences Paris*. ronéot., 536 p., 76 fig., 4 pl. h. t.
- LEIKINE M., VELDE B. (1974).** — Les transformations post-sédimentaires des minéraux argileux du sénonien dans la NE algérien. Existence probable d'un épi-métamorphisme Antée éocène, *bull. soc. Géol. France*, (7), v. 16(2), p. 177-182.
- LEIKINE M. & MAGNE J. (1966).** - Existence d'une discordance antécénomaniennne dans les Babors (Algérie). *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 4, p. 159-160.
- LESSARD L. (1955).** - Faciès bréchiqes dans le Crétacé supérieur, âge des premières manifestations diapyriques du Trias près de Khenchela. *Publ. Serv. Cartegéol. Algérie*, nouv. Série, n° 5, p. 381-390, 1 pl. h.t.
- LONGMAN S (1980).**- Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *Bull. American Ass. Pet. Geol. (AAPG)*, vol. 64, p. 461-487..
- LUCAS G. & GROS P. & LANG J. (1976).** - Etude microscopique des roches meubles et consolidées. Edition DOIN.502.
- LUCIA, F. J. (1962).** - Diagenesis of an crinoidal sediment. *Jour. Sed. Petrology.*, vol. 32, p. 848-865.

- LUCIA, F. J. (1983).** - Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate pore space. *Journal of Petroleum Technology*, vol. 35, p. 626-637
- LUCIA, F. J. (1995).** - Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *Bull. American Ass. Pet. Geol. (AAPG)*, vol. 79, n°9, p. 1275-1300.
- MAHDJOUR Y. & MERLE O. (1990)** – Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, n° 4, pp. 629-634, 4 fig., Paris.
- MASSE J. P. & CHIKHI-AOUMER F. (1982).** - La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (S. Constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Médit. T. IX*. N° 3, p. 259-267.
- MASSE J. P. & THIEULOY J. P. (1979).** - Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud-constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XXI, n° 1, p. 65-71, 3 fig.
- Martinez et al, (1991).** - Bally-Cuif et al, 1992; Marin and Puelles, 1994). At later stages, typical elements of midbrain cytoarchitecture develop (Figures 3c; ...
- MATTAUER M. (1954).** - Remarques sur la tectonique des environs de Constantine. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 228-230.
- MATTAUER M. (1956).** - A propos de quelques récentes remarques de tectonique algérienne. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 129-130.
- MATTAUER M. (1958).** - Etude de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Thèse Sciences Paris. Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Sér. N° 17, 534 p., 214 fig., 8 pl. h.t.
- MONICARD R. (1965).** - Caractéristiques des roches réservoirs et analyse des carottes. Cours de production, tome 1, Institut français du pétrole, Technip, 169 p.
- MONTAGGIONI.(1981)**
- NEUMANN M. & VILA J. M. (1967).** - Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IX, p. 401-409, 4 fig., 1 pl. Paris.
- Nicolaides, S. & Wallace, M.W. 1997.** Submarine cementation and subaerial exposure in Oligo-miocene temperate carbonates, Torquay Basin, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 397-410.
- OBERT D. (1981).** - Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien. Algérie). *Thèse ès-Sciences Paris*, 635 p.
- OBERT D. (1974).** - Phases tectoniques mésozoïque d'âge antécénomannien dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVI, p. 171-176, 4 fig.
- Pérès, J.-M. 1961.** *Océanographie biologique et biologie marine*. La vie benthique, **1**. Presse Univ. de France, Paris, 541 p.
- Pérès, J.-M. & Picard, A. 1961.** Manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Recueil des travaux de la Station Maritime d'Endoume*, **14**, 5-122.
- Pérès, J.-M. 1961.** *Océanographie biologique et biologie marine*. La vie benthique, **1**. Presse Univ. de France Paris, 541 p.

- PERTHUISOT V. (1978).**- Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. *Trav. du Labo. De Géol. Ecole Normale Supérieure. Paris. n° 12, 312 p.*
- POMEL Ch. (1883).** - Classification méthodique et genera des échinides vivants et fossiles. *Thèse Sc. Alger.*
- POUYANNE J., POMEL A. et TISSOT J. (1882).** - Présentation de la carte géologique générale de l'Algérie avec texte explicatif pour le département de Constantine. *C.R. 10° Congr. Ass. Fr. Avanc. Sc. Alger, 1881, p. 515.*
- PURSER B.H. (1975).**- *Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne.* Thèse de doctorat, Paris Sud, Orsay, 383 p.
- PURSER B.H. (1980a).** - *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome1).* Publications de l'institut Français du Pétrole, **1.** Société des EDITIONS Technip, 366 p.
- PURSER B.H. (1980b).** - *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome2).* Publications de l'institut Français du Pétrole, **2.** Société des EDITIONS Technip, 389 p.
- PURSER B.H. & LOBREAU J.P. (1972).**- Structures sédimentaires et diagénétiques précoces dans les calcaires bathoniens de la Bourgogne. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série), N°2, 19-47.*
- PURSER B. H. (1983).** - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents. Application aux calcaires anciens. *Technip éd., 2 : 389.*
- RAOULT J. F. (1969).** - Relation entre la Dorsale Kabyle et les flyschs sur la transversale du Dj. Rhédir (Nord Constantinois, Algérie): Phases tangentielles éocènes, paléogéographie. *Bull. Soc. Géol. Fr, (7), XI, pp. 523-543, Paris.*
- RAOULT J. F. (1972).** - Précisions sur les flyschs massylien : série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). *Bull. Hist. Nat. Afr. Nord, t. 63 (1-2), pp. 73-92, 3 fig. Alger.*
- RAOULT J. F. (1974).** - Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Thèse Sciences Paris, Mém. Soc. Géol. Fr., nouv. Sér, I III, n° 121. p. 1-163. 62 fig., 9 pl. h.t. cartent géol. h.t.*
- RAOULT J. F. (1975).** - Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie Orientale). *Bull. Soc. Géol. Fr, (7), XVII, n° 3, pp. 394-409.*
- RAVEN T. (1957).** Carte géologique au 1/50.000°, feuille Le Khroub, n° 97, avec notice explicative. *Serv. Carte géol. Algérie, Alger.*

- RENOU E. (1843).** - Aperçu sur la constitution géologique de l'Algérie. *Ann. Mines. Fr.* 4<sup>o</sup> série, t. 4, p. 521-540.
- REID R.P. & MACINTYR I.G. & JAME N.P. (1990).** - Internal precipitation of microcrystalline carbonates a fundamental problem for sedimentologists. *Sedimentary Geology*, **68**, 163-170.
- REID R.P., MACINTYRE I.G. (2000).**- Current ripples; microborig versus recrystallization; futher insight into the micritization process. *Journal of Sedimentary Research*, 70,24-28;
- RAYMOND D. (1976).** - Evolution sédimentaire et tectonique du N-W de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. *Thèse ès-Sciences* Paris, 152 p.
- ROUVIER H. (1977).** - Géologie de l'extrême-nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Thèse Sc. Paris VI, 2 tomes, 898 p., 88 fig., 38 pl. fig., 10 pl. phot. cartes et coupes h. t.
- SAVORNIN J. (1913).** - Remarque sur une importante ligne architectonique au sud du Tell algéro-constantinois. *C.R.41<sup>o</sup> Congr. Ass. Fr. Avanc. Sc.* Nîmes 1912, 2<sup>o</sup> partie, p. 344-345.
- SAVORNIN J. (1920).** - Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Thèse Sciences* 1920 et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2<sup>o</sup> série, n<sup>o</sup>7, 502
- SCHROEDER R., GUELLAL S. et VILA J. M. (1975).** - *Parurgonina caelinensis* Cuviller, Pouty et Pignatti Marano 1968 dans le Malm du Dj. Teioualt (Constantinois Algérie). *Eclogae géol. Helv.*, vol. 68/2, p.319-326.
- SCHOLLE P.A., BEBOUT D.G. & MOORE C.H. (Eds) 1983.** - *Carbonate depositional environments, A.A.P.G. Memoir*, **33**. A.A.P.G., Tulsa, Oklahoma, 780 p.
- SEGURET M. (1977).** - Tectonique d'âge Albien supérieur dans les zones internes de la chaîne alpine en Grande Kabylie (Algérie).Conséquences.5<sup>o</sup> R. A. S. T., p. 424.
- SHINN, E.A. 1969.** Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, **12**, 109-144.
- SHINN, E.A. 1983.** Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites : a reevaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 619-628
- S. N. REPAL. (1952).** - Région Sud-telliennes et Atlas saharien. *C. G. I. XIX, Alger*, Monographies régionales 1 ère série, Algérie n<sup>o</sup> 20.
- TAPPONNIER AND MOLNAR (1976).** - : Active Tectonics of Central Asia. Tab 1
- TAYLOR J.C.M. and ILLING LV. (1969).** – Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, **12**, 69±108. Visscher, p .T, Reid, R.P., B

- TERMIER P. (1906).** - Sur les phénomènes de recouvrement du Djebel Ouenza (Constantine) et sur l'existence de nappes charriées en Tunisie. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 143, pp. 137-139.
- TISSOT J. (1881).** - Carte géologique provisoire au 1/800.000° de la province de Constantine et du cercle de Bou Saada et texte explicatif. Alger 1881, 136 p.
- TUCKER, M.E.** 1991. Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins ; models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society of London*, **148**, 1019-1036.
- TUCKER M.E & WRIGHT V.P. (1992).** - Carbonate sedimentology. Blackwell scientific publications, Oxford, 482 p.
- VAN DE FLIERT J. R. (1955).** - Etude géologique de la région d'Oued Athmenia. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Série, n° 3, 264 p., 19 fig., 22 pl. h.t.
- VILA J. M. & LEIKINE M. (1976).** - Sur l'allochtonie des Bibans orientaux (Algérie). *4° R. A. S. T.*, p. 393.
- VILA J. M. (1978).** - La nappe néritique constantinoise : un élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. *6° R. A. S. T.*, p. 404.
- VILA J. M. (1980).** - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse ès-Sciences*, Paris VI, 2 tomes, 665 p.
- VOUTE C. (1956-57).** Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000° Aïn Babouche n° 122 et notice. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.
- VOUTE C. (1967).** - Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Aïn Babouche et des régions limitrophes. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Série, n° 36, t.1 255 p., t. 2, 136 p., 3 cartes, 41 pl.
- WALKER K.R., ALBERSTADT L.P. (1975).** - Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. *Paleobiology*, 3: 238-257.
- WILDI W. (1983).** - La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, vol. 24, fasc.3, pp. 201-297.
- WILSON J.L. (1975).** - *Carbonate facies in Geologic History*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 471 p
- WILSON J.L. and JORDAN C. (1983).** - Middle shelf environment, in P.A.Scholle, D.G.Bebout, and C.H.Moore, eds., *Carbonate depositional environments*; AAPG Memoir 33, p., 298-343.
- 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, Univ. Nancy I.

**ZERDAZI A. (1990).** – Etude gravimétrique du Môle d'Aïn M'Lila et de l'Atlas saharien septentrional (Nord-Est de l'Algérie). Thèse Sciences Lausanne. Inéd., 227 p., 79 fig. , 19 tabl., 30 pl. h. t.

**ZOUARI H., TURKI M.M., DELTEIL J. et STEPHAN J.F. (1999)** – Tectonique transpressive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. Bull. Soc. Géol. France, t. 170, n° 3, pp. 295-301.

## ANNEXES I

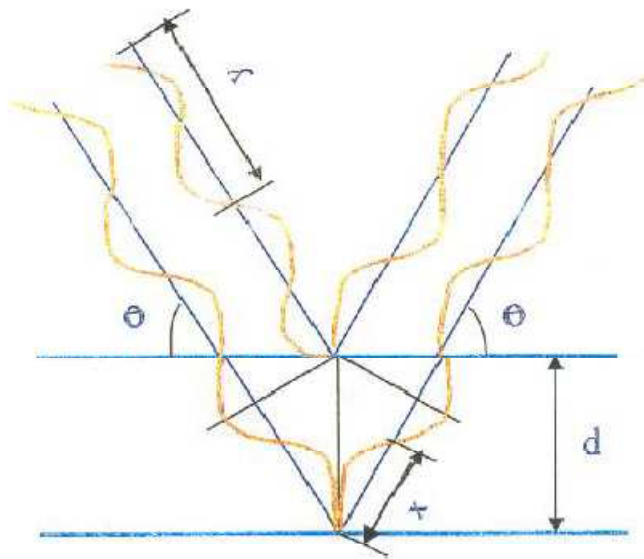
### La diffractométrie des rayons X :

#### 1-Méthodologie

La diffractométrie des rayons X est une technique utilisée pour la détermination de la nature des éléments contenus dans la roche totale. Cette technique est basée sur la diffusion d'un faisceau de rayon x monochromatique par les plans réticulaires des cristaux contenus dans l'échantillon, selon la loi de Bragg.

Source RX

RX diffuses



$$\lambda = 2d \sin \theta$$

$\lambda$  est la longueur d'onde utilisé en anguchtrom

$d$  est la distance réticulaire en anguchtrom

$\theta$  est l'angle de diffracton en degrés

*Illustration de la loi de BRAGG*

## **2-Préparation de l'échantillon :**

### **2-1-Broyage :**

La roche est broyée après concassage pour obtenir une poudre à la granulométrie optique (20 à 40  $\mu$  environ).

### **2-2-Analyse :**

Les poudres orientées sont soumises à un faisceau de rayons monochromatique selon la loi de Bragg :

$$\lambda = 2 d \sin \theta$$

- Radiation du cuivre (=1.5418Å°).
- Monochromateur arrière courbe en graphite.
- Haute tension 30KV et 20mA
- Fentes de divergence automatique (ADS).
- Fente de diffusion 1°.
- Fente de réception 0.2mm.

### **3-Les résultats :**

Les résultats de mesure obtenus se présentent sous forme de diffractogrammes (Graphe1,2,3) pour chaque échantillon traité.

Les diffractogrammes sont traités en suite par deux logiciels, le WinFit qui filtre les diffractomètres et ne garde que les pics qui caractérisent le contenu du sédiment.

Un deuxième logiciel est utilisé, il s'agit du logiciel Origine qui met les valeurs de chaque pic qui est représenté par une valeur de  $2\theta$ . La valeur de d est obtenue par la loi de Bragg citée cidessus.

Les abaques (Selected powder diffraction data for mineral, 1974) sont utilisés pour

L'interprétation des diffractogrammes obtenus ou on trouve les valeurs de d de chaque minéral.


## Annexe II

Le milieu de dépôt standard de Wilson (1975)

Model standar de Wilson (1975, basé sur 24 microfaciès standard (SMF), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès (SFB) correspondant à des grands environnements de dépôt.

- 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, récif, environnement de haute énergie.
- 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, bivalves, dasycladacées,...). 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 lagonaires.
- SMF19: loferite: 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/floatstones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière-récif.
- SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, mares hypersalines.
- SMF24: rudstones/floatstones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux



	1	2	3	4	5	6	7	8	9
"SFB"	bassin	plate-forme profonde	base de talus	talus ou ant-récif	récif	arrière-récif bancs à cloïeux	plate-forme inférieure	plate-forme inférieure restreinte	selbha ou caliche
"SMF" microfaciès standard	1, 2, 3	2, 8, 9, 10	2, 3, 4	4, 5, 6	7, 11, 12	11, 12, 13, 14, 15	8, 9, 10, 16, 17, 18	16-19, 21-24	20, 23
lithologie	shale/lithe calcaire sombres	alternances marnes calcaire fossilifère	calcaire à grain fin chert	breches sables biocalcaïques	calcaire massif bio-constructif	calcaire coarctique biocalcaïque	calcaire ou ténigènes	diatomie	diatomie évaporites
couleur	brun, noir rouge	brun, gris, vert	foncé à clair	foncé à clair	clair	clair	foncé à clair	clair	rouge brun
texture contenu	mudstone micropackstone	wackestone biocalcaïque ou fossilifère	wackestone mudstone	wackestone mudstone lithoclastes	boundstone grainstone packstone	grainstone bien classée canard	variable	mudstone grainstone peloclastes	
structures sédimentaires litage	lamination mm riches	bioturbation nodules	lentilles massif rythmique	columns oolithes forêts	massif coarctes croissance	entrecroise moyenne à grande échelle	très bioturbée	lambes, stromatolithes lamination	pseudomorphes calcaïche
ténigènes	silt et shale chert	silt et shale chert	silt et shale chert	silt et shale chert		sable et			oolite
faune-flore	pelagique	diversifiée bioturbés	détritus biocalcaïques de SFB4	biocalcaïques colonies entières	constructeurs débris commensaux	biocalcaïques zous de la bioconstruction	algues forams m. algaïques ... pas de faune marine ouverte	algues, forams coralloïdes faune spécialisée	stromatolithes

Fig. 36- Les microfaciès standards du modèle de Wilson (1975).



## Les différentes classifications utilisées pour la porosité :

La littérature portant sur la classification de la porosité dans les carbonates peut être groupée en deux types généraux basés sur :

- les propriétés physiques pour l'évaluation ou l'exploitation des fluides contenus dans la roche,
- des critères plus géologiques et génétiques.

Certaines classifications dans la littérature géologique pétrolière et hydrogéologues se concentrent sur la description exclusive du système poreux, le pourcentage volumique de la porosité ou d'autres propriétés physiques comme la taille, la forme et la distribution des pores. Le principal objectif de ces classifications est la corrélation de ces propriétés physiques avec des propriétés pétro physiques comme la perméabilité, la perméabilité relative, la pression capillaire, les saturations en fluides et les résistivités électriques. Les classifications de ce type incluent notamment celle d'Archie (1952) (Choquette et Paray, 1970).

D'autres articles ont contribué à la compréhension de la porosité, mais en accentuant les caractéristiques géologiques ; existence et origine de l'espace poreux plutôt que la classification, comme par exemple ceux de Murray (1960) ou de Lucia (1962).

De nombreux auteurs ont élaboré leur propre classification sans réellement pour autant aboutir à une classification unique mondialement reprise. Cependant, les trois classifications suivantes sont régulièrement utilisées :

- **Archie (1952)** : La classification d'Archie est basée d'une part par la description de la texture de la matrice à l'œil nu ainsi qu'au microscope, et d'autre part sur la taille des pores visibles au microscope (grossissement 10x).

On utilise encore aujourd'hui cette classification pour estimer les propriétés pétro physiques. L'avantage de cette classification est qu'elle est simple et accessible.

- **Lucia (1995)** : L'espace poreux est divisé en porosité interarticulaire (inter granulaire et inter cristalline) et en porosité vacuolaire. Cette porosité vacuolaire est séparée en pores interconnectés et en pores isolés.

- Choquette et Pray (1970) (Fig.): Cette classification est la plus fréquemment utilisée. Elle se base sur des critères génétiques et non pétro physiques. Ils divisent les pores en deux classes : la porosité est dite

« fabric selective » si une relation dépendante peut-être perçue entre la porosité et les constituants solides primaires et secondaires de la roche (par exemple : porosité interarticulaire primaire) et dans le cas contraire d'une porosité « non fabric sélective » (par exemple : fracture tectonique dans un calcaire non poreux). La majorité de la porosité primaire et dans une large proportion la porosité secondaire

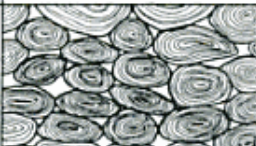

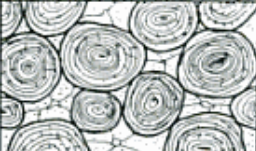

dans les faciès carbonates sont « fabric selective ». Ce concept de « fabric » sélectivité est spécialement utile pour la détermination de l'âge de l'origine des pores en relation aux autres événements de l'évolution diagénétiques de la roche.

15 types basiques de porosité sont définis. Sept d'entre eux sont extrêmement communs et volumétriquement importants, formant la majorité des espaces poreux dans les sédiments carbonates.

Il s'agit de : l'interarticulaire, l'intra particulaire, l'inter cristallin, le moldique, le fenestre, la fracture et le vacuolaire.

Comme nous pouvons le voir, ces quatre auteurs utilisent une approche totalement différente dans leur classification. Chacune de ces classifications possède leurs propres avantages ainsi que ses défauts.

Dans cette étude, la classification de Choquette et Pray (1970) a été reprise régulièrement pour sa clarté, son aspect morphologique et ses nombreux types de porosité.

FACTEURS	MECANISMES	POROSITE		FIGURES DE POROSITE	TYPE DE POROSITE
		-	+		
ENFOUISSEMENT	compaction				- $\phi$ intergranulaire
	Pression-dissolution				- $\phi$ de fissure, - $\phi$ de stylolithe...
	cimentation				- $\phi$ intergranulaire oblitérée, - $\phi$ intercrystalline
	dolomitisation recristallisation				- $\phi$ intercrystalline






FACTEURS	MECANISMES	POROSITE		FIGURES DE POROSITE	TYPE DE POROSITE MILIEUX
		-	+		
BIOLOGIQUES	- fouissage (organismes) - corrosion (microorganismes)				- $\phi$ de lithophages, - $\phi$ de fouissage, - $\phi$ de trace...  Intertidal/ Barrière interne
DYNAMIQUES	- vagues, courants, --> oblitération				- $\phi$ de brèche, - $\phi$ de moulage obstruée  Intertidal/Barrière
CHIMIQUES	- dissolution				- $\phi$ vacuolaire, - $\phi$ de moulage, - $\phi$ de cralle ...  Supratidal/Intertidal
	- cimentation				- $\phi$ intergranulaire cimentée  Intertidal/Barrière
	- dolomitisation précoce				- $\phi$ intercrystalline  Intertidal/Barrière

Figure 2 : Influence de l'éogénèse sur la porosité. *Eogenesis influence on porosity.*

Figure 3 : Influence de la mésogénèse sur la porosité. *Mesogenesis influence on porosity.*

---