

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche Scientifique

Université de Constantine 1

*Faculté des Sciences de la terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire
Département des Sciences Géologiques*



جامعة الأخوة منتوري قسنطينة
UNIVERSITÉ DES FRÈRES
MENTOURI CONSTANTINE

N° d'ordre

N° de série

MÉMOIRE DE MAGISTER

Présenté pour l'obtention du diplôme de magister en Géologie

Option : Ressources Énergétiques

Thème

Les formations sédimentaires du bassin de Timgad : étude des déformations tectoniques et repérage des pièges potentiels en hydrocarbures



Par :

BOUZIANE Hanane

Soutenu devant le jury d'examen composé de :

Mr. A. BOUREFIS	Professeur Université des Frères Mentouri, Constantine(I)	Président
Mr. R. MARMI	Professeur Université des Frères Mentouri, Constantine(I)	Rapporteur
Mr. M. CHADI	MC. ENS de Constantine	Examineur
Mr. M.S. BENZEGOUTA	MC .Univ. Oum El-Bouaghi	Examineur
Mr. H. SHOUT	Professeur Université des Frères Mentouri, Constantine(I)	Examineur

Constantine, 2015

ملخص

حوض تيمقاد يقع عند التقاء المجال قبل الأطلسي الذي يتميز بالأسلوب التكتوني الذي يختص بتراكبات السلاسل الشمالية (جبال بلازمة وسلسلة بوعريف - فجوج) والسلاسل الأصلية الأطلسية (الكتلة الصخرية الأوراسية) في الجنوب. وهو يمثل منطقة عميقة، حيث تراكمت التوضعات الرسوبية السمكية جدا من حقبة الميزو- سينوزويك. وتشمل هذه التوضعات تشكيلان أساسيان، السفلي يهيمن عليه المارل - الجير - الحجر الرملي، الذي ينتمي إلى الحقبة الوسطى، و العلوي تمثله التوضعات المارلية-الرملية الذي ينتمي إلى حقبة النيوجين. ويفصل بينهما اللاتطابق المتصل بالمرحلة التكتونية الضاغطة من عمر الميوسين السفلي.

سلسلة الطباشيري العلوي تحتوي على انقطاعات ممثلة بسطوح التصلب مما يدل على التذبذب في مستوى سطح البحر. استنادا إلى أنواع الميكروفاسياس والمحتوى الحفري، البيئة الترسيبية في كثير من الأحيان تخضع لتغيرات مستوى الأعماق البحرية. ويمكن أن يعزى ذلك إلى التكتونية و / أو تغير المستوى البحري حيث لوحظت بعض أسطح الفيضانات القصوى و يذكر أن زيادة عمق البيئة البحرية يبدأ من السينومانيان السفلي.

على الصعيد التكتوني، تتمثل مختلف التراكيب في طيات ذات اتجاه أطلسي سائد. أهم الفوالق ذات الاتجاهات ش-ش- ج غ و ش غ - ج ش. ولقد قسمت حوض تيمقاد إلى كتل مائلة. وجود حادث متداخل تكتوني كبير موجه ش غ ، ولد اضطرابات على شكل انخلاقات موجهة للجنوب.

على مستوى الإمكانات النفطية واستنادا إلى بيانات مختلفة (الجيولوجية والجيوفيزيائية)، في حوض تيمقاد المكامن المحتملة للمواد الهيدروكربونية قدرت نوعيا. النظام البترولي في حوض تيمقاد يتكون من ثلاث صخورام متوسطة الغنى بالمواد العضوية. و هي من عمر الفراكوني والسينومانيان والتيروني. هذا الأخير يبدو واعدًا.

وبالإضافة إلى الصخور الأم، توجد خزانات الحوض، مثل الالبان السفلي، السينومانيان العلوي والتيروني السفلي والتي تتميز بضعف الخصائص البتروفيزيائية، مما يجعل محاصرة المواد النفطية صعبة بعض الشيء أو حتى إذا كان سيكون عائد التراكم منخفضا هناك.

المكامن التي تم تحديدها في الحوض هي من النوع المختلط، حيث نجد التراكيب التكتونية مثل الطيات المحدبة والمكامن الطبقيّة المتعلقة باللاتطابقات وذلك في وجود الغطاء الطيني والمارلي الذي يمنع الهجرة الهيدروكربونية.

كلمات البحث: حوض تيمقاد، ، حقبة الحياة الحديثة-الوس

RESUME

Le bassin de Timgad se trouve à la convergence du domaine pré-atlasique qui se caractérise par un style tectonique marqué par des chevauchements des massifs septentrionaux (Monts de Bélezma et les Chaînon Bou Arif-Fedjoudj) et du domaine atlasique autochtone (Massif de l'Aurès). Il correspond à une zone subsidente où se sont accumulés des dépôts sédimentaires très épais d'âge méso-cénozoïque. Ces derniers comprennent deux principales séries, l'une inférieure à dominante calcaro-gréso-marneuse, appartenant au Mésozoïque, l'autre supérieure représentée par des dépôts gréso-marneux néogènes. Elles sont séparées par une discordance majeure se rapportant à la phase compressive du Miocène inférieur.

La série du Crétacé supérieur comporte des discontinuités représentées par des surfaces durcies indiquant une fluctuation du niveau marin. En se fondant sur les types de microfaciès et sur le contenu paléontologique, l'environnement de dépôt est souvent soumis à des variations bathymétriques qui pourraient être attribuées à la tectonique et/ou à un eustatisme où certaines surfaces d'inondation maximale (*maximum flooding surface*) sont signalées. L'approfondissement du milieu marin s'amorce dès le Cénomaniens inférieur.

Sur le plan tectonique, les différentes structures sont représentées par des plis de direction atlasique dominants. Les accidents sont de directions NE-SW et NW-SE dominantes et ont compartimenté le bassin de Timgad en blocs basculés.

Un grand accident tectonique chevauchant, orienté sensiblement E-W, a généré des dislocations en rampes orientées vers le sud.

Sur le plan potentialités en hydrocarbures et sur la base des différentes données (géologiques et géophysiques), les potentialités de piégeage des hydrocarbures dans le bassin de Timgad ont pu être estimés qualitativement. Le système pétrolier dans le bassin de Timgad est constitué de trois roches mères moyennement riches en matière organique ; le Vraconien, le Cénomaniens et le Turonien. Cette dernière paraît plus prometteuse. En outre des roches mères, les réservoirs de ce bassin, tel l'Albien inférieur, le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur représentent des paramètres pétrophysiques faibles, rendant le piégeage un peu délicat ou même s'il y aurait une accumulation le rendement sera faible.

Les pièges repérés dans le bassin sont de type mixte, où l'on trouve les structures dues à la tectonique tel que les anticlinaux, ainsi que les pièges stratigraphiques relatifs aux discordances, à l'existence d'une couverture argilo-marneuse qui bloque la migration des hydrocarbures une fois piégés.

Mots clés : Bassin de Timgad, Méso-Cénozoïque, Sédimentologie, Tectonique, pièges

Abstract

Timgad basin is located at the convergence of the pre-Atlas domain which is characterized by a tectonic style marked by massive overthrusting northern (Monts Belezma and links Bou Arif -Fedjoudj) and the autochthonous domain Atlasic (Aurès massif) in south. It corresponds to a subsiding area, where are accumulated is very thick sedimentary deposits of Meso-Cenozoic age. These include two major series, a lower-calcareous marl grésé-dominant, belonging to the Mesozoic, the other upper grésé represented by Neogene marl deposits. They are separated by a major discordance related to the Miocene compressive phase. The Upper Cretaceous series has discontinuities represented by hard -sdnuorg indicating a fluctuation in sea level. Based on the types of microfacies and the paleontological content, the depositional environment is often subject to bathymetric changes. That could be attributed to tectonic and / or a eustatism where certain maximum flooding surfaces are reported. The deepening of the marine environment starts from the Lower Cenomanian.

On the tectonically, different structures are represented by the dominant direction of Atlas folds. Accidents are directions NE-SW and NW-SE dominant and have compartmentalized the Timgad Basin tilted blocks. A great tectonic accident overlapping oriented substantially EW, generated dislocations ramps facing south.

On the hydrocarbon potential and based on different data (geological and geophysical), potential trapping fo hydrocarbons in the Timgad basin were estimated qualitatively. The petroleum system in the Timgad basin consists of three source rocks moderately rich organic matter; the Vraconian the Cenomanian and the Turonian. The latter seems more promising.

In addition ot source rocks, the reservoirs of the basin, such as the Lower Albian, Cenomanian upper and lower Turonian represent weak petrophysical parameters, making it a bit tricky trapping or even if there would be an accumulation yield will be low .

The traps identified in the basin are of mixed type, where we find the structures due to tectonics as anticlines and stratigraphic traps related to unconformity in the existence of clay and marl cover that blocks the hydrocarbon migration once trapped.

Keywords: Timgad Basin, Meso-Cenozoic, Sedimentology, Tectonic, Trap.

Remerciements

Dieu merci ; pour le courage, la force et la patience qu'il m'a donné pour entreprendre et achever ce modeste travail.

Au terme de ce travail, une tâche m'est bien agréable, celle d'exprimer ma sincère gratitude à toute personne ayant contribué à la réalisation de ce mémoire par leurs compétences et leurs sérieux.

Mr. MARMY. R. mon encadreur ; je vous adresse mes vifs remerciements de m'avoir initié à la géologie durant mon cursus universitaire en tant qu'enseignant. Je vous suis très reconnaissante d'avoir accepté de diriger mon travail de recherche malgré vos nombreuses occupations, ainsi que de m'avoir guidé et conseillé dans toutes les étapes de mon travail. Je remercie beaucoup Mr. A. BOUREFS, d'avoir accepté de présider le jury d'examen.

Mes remerciements vont aussi aux membres du Jury ; Mr. H. SHOU7 Mr. M. CHADI, et Mr. M. S. BENZEGOUTA qui ont bien voulu accepter d'examiner et juger mon travail de recherche.

Mes sincères gratitudes vont à Mme DJEBBAR, qui a accepté d'observer mes lames minces.

Un grand merci pour Mme et Mr. BELHAMACHI, Mr. BENACEF et Mr. BENABBAS.

Mes remerciements vont également à tout l'ensemble des enseignants pour leurs conseils, leurs critiques et leur patience durant toute ma formation.

Merci pour tous

SOMMAIRE

SOMMAIRE	
REMERCIEMENTS	
LISTE DES FIGURES	
LISTE DES PLANCHES	
LISTE DES MICROPHOTOS	
LISTE DES TABLEAUX	
1. Introduction	1
1er CHAPITRE : GENERALITES	
2. But et méthodologie de travail	2
3. Cadre géographique	3
4. Historique des travaux	9
5. Cadre géologique régional	12
5.1. Les grands domaines morphostructuraux	12
5.1.1 Domaine interne	12
5.1.2 Domaine des flyschs	15
5.1.3 Domaine externe	17
5.2 L'avant pays des Maghrébides	20
5.2.1 L'avant pays septentrional	20
5.2.1.1 Unités des Sellaoua	20
5.2.1.2. Les séries néritiques Constantinoises	20
5.2.1.3. Unités sud Sétifiennes	20
5.2.1.4. Zone de convergence Môle néritiques Constantinois-Aurès	22
5.2.2. L'avant pays méridional (Atlasique)	22
5.2.2.1. Monts d'Ain Yagout	22
5.2.2.2. Monts de Batna-Bellezma	22
5.2.2.3. Massif de l'Aurès	23
5.2.2.4 Bassin de Timgad	23
6. Cadre lithostratigraphique général	25
6. 1. Les formations mésozoïques	25
6. 1. 1. Trias	25
6. 1. 2. Jurassique	25
6. 1. 3. Crétacé	29
6. 1. 3.1. Crétacé inférieur	30
6. 1. 3.2. Crétacé supérieur	36
6. 2. Les formations cénozoïques	39
6. 2. 1. Paléogène	40
6. 2. 2. Néogène	40
6. 2. 2. 1. Miocène	41
6. 2. 2. 2 Pliocène	42
6. 3. Les formations du Quaternaire	42
6. 4. Conclusion Paléogéographique	44
7. CONTEXTE TECTONIQUE GENERAL	51
7.1 Évolution géodynamique de la marge nord algérienne	51
7.2 Contexte géodynamique de l'Atlas Saharien Oriental	55
7.2.1. Le sillon présaharien	56
7.2.2. L'accident sud atlasique	56
7.2.3 Domaine atlasique	57
7.2.4. Plis	58
7.2.5. Cassures	60
7.2.6. Pointements triasiques	60
7.3. Phases tectoniques et cinématique	61
7.3.1. Les événements tectoniques durant le Mésozoïque	61

7.3.2. Les événements tectoniques durant le Cénozoïque	62
7.4. Les événements tectoniques durant le Quaternaire	63
7.4.1. La phase post villafranchienne	63
2ème CHAPITRE : ETUDE DES FORMATIONS GEOLOGIQUES	
1. Les coupes lithostratigraphiques	66
1.1. La coupe De Kef Menchar	66
1.1.1. Le découpage lithostratigraphique	66
1.1.2. Synthèse lithostratigraphique	72
1.2. Coupe de Guabel Amrane	77
1.2.1. Découpage lithostratigraphique	77
1.2.2. Synthèse lithostratigraphique	80
1.3. Coupe de Yabous	83
1.3.1. Découpage lithostratigraphique	83
1.3.2. Synthèse lithostratigraphique	87
1.4. Coupes antérieurement réalisées dans la région	90
1.4.1. Coupe de Dj. Amrane (versant SE)	90
1.4.2. La coupe de Lahbassi à Dj. Amrane (versant S)	91
1.4.3. Coupe de Dj. Amrane (versant NW)	91
1.4.4. La coupe du Kef Menchar (flanc sud du Bou Arif)	93
1.4.5. La coupe de Chemora sud (nord de Boulefraïs)	95
2. Corrélations lithostratigraphiques	98
2.1. Corrélation des séries miocène des coupes : Kef Menchar-Chemora Sud-Yabous	98
2.2. Corrélation des séries du Sénonien: coupes de Bou Arif-Yabous	98
2.3. Corrélation des séries turoniennes: coupes de Bou Arif-Amrane	98
3. Conclusion	102
3ème CHAPITRE : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE	
1. Notions de bases	104
1.1. Le milieu de dépôt	104
1.1.1. Les critères biologiques	104
1.1.2. Les critères lithologiques et stratonomiques	104
1.1.3. Les critères pétrographiques	105
1.2. Les principaux milieux de dépôt	105
1.2.1. Les milieux continentaux	105
1.2.2. Les milieux marins	105
1.2.3. Les milieux intermédiaires	108
1.3. Classification de roches carbonatées	109
1.3.1. Classification de Folk	109
1.3.2. Classification de Dunham	109
1.4. Les microfaciès standards	111
1.4.1. Modèle de Wilson	111
1.4.2. Modèle de Boulvain	113
1.5. Diagenèse	114
1.5.1. Définition	114
1.5.2. Environnements diagenétiques	115
1.5.3. Stades de la diagenèse	115
1.5.4. Les principaux processus diagénétiques observés dans les roches carbonatées	116
2. Analyse faciologique	117
2.1. Caractérisation des microfaciès carbonatés et interprétation paléoenvironnementale	117
2.1.1. Les indices des microfaciès	117
2.1.2. Faciès du Cénomanién supérieur	118

2.1.3. <i>Facies du Cénomano-Turonien</i>	122
2.1.4. <i>Facies du Sénonien</i>	123
2.1.5. <i>Facies du Miocène</i>	127
2.2. <i>Caractérisation des microfaciès conglomératiques, gréseux et marneux</i>	130
2.2.1. <i>Les indices des microfaciès</i>	130
2.2.2. <i>Description des faciès conglomératiques</i>	130
2.2.3. <i>Description des faciès gréseux</i>	131
2.2.4. <i>Fossiles récoltés dans les faciès marneux</i>	132
3. <i>Analyse diagenétique</i>	132
3.1. <i>Phénomènes diagenétiques de l'Eogénèse</i>	132
3.1.1. <i>Micritisation des éléments figurés</i>	132
3.1.2. <i>Cimentation synsédimentaire</i>	132
3.1.3. <i>Néoformisme de l'aragonite</i>	133
3.2. <i>Phénomènes diagenétiques de la Mesogénèse</i>	134
3.2.1. <i>La compaction mécanique</i>	134
3.2.2. <i>La compaction chimique</i>	134
3.2.3. <i>La recristallisation</i>	135
3.2.4. <i>Perforation</i>	136
3.2.5. <i>Bioturbation</i>	136
3.2.6. <i>Dolomitisation</i>	136
3.2.7. <i>Silicification</i>	137
3.3. <i>Phénomènes diagenétiques de la Telogénèse</i>	137
3.3.1. <i>Fracturation, recristallisation et oxydation</i>	137
4. <i>Conclusion</i>	138
4ème CHAPITRE : ETUDE TECTONIQUE	
1. <i>Notions de base</i>	161
1.1. <i>Les failles</i>	161
1.1.1. <i>Types de failles</i>	161
1.1.2. <i>Rejet d'une faille</i>	162
1.1.3. <i>Indicateurs de mouvement</i>	163
1.2. <i>Les fentes de tension</i>	163
1.3. <i>Les diaclases</i>	164
1.4. <i>Modèle de Riedel</i>	164
1.5. <i>Les plis</i>	165
2. <i>Étude photogéologique</i>	165
2.1. <i>Documents utilisés</i>	165
2.2. <i>Méthodologie de la photo-interprétation et de l'analyse linéamentaire</i>	166
2.3. <i>Analyse structurale du Bassin de Timgad</i>	166
2.3.1. <i>Analyse de la carte linéamentaire (photos aériennes)</i>	166
2.3.2. <i>Analyse des rosaces directionnelles (photos aériennes)</i>	166
2.3.3. <i>Analyse de la carte linéamentaire (image satellite)</i>	167
2.3.4. <i>Analyse de la rosace directionnelle (image satellite)</i>	168
3. <i>Étude structurale</i>	173
3.1. <i>Les structures plicatives du Bassin de Timgad</i>	173
3.1.1. <i>Les plis E-W</i>	173
3.1.2. <i>Les plis NE-SW</i>	175
3.2. <i>Relation des phases tectoniques avec les directions des linéaments recensés</i>	179
3.2.1. <i>La phase compressive de l'Éocène supérieur</i>	179
3.2.2. <i>La phase compressive du Miocène inférieur</i>	179
3.2.3. <i>La phase compressive du Miocène supérieur</i>	179
3.2.4. <i>La phase tectonique villafranchienne</i>	179
4. <i>Proposition d'un modèle tectonique pour le Bassin de Timgad</i>	180
4.1. <i>Histoire paléogéographique et tectonique du Bassin des Aurès</i>	180

4.1.1. <i>Le Vraconien</i>	180
4.1.2. <i>Le Cénomano-Turonien</i>	180
4.1.3. <i>Le Sénonien</i>	181
4.1.4. <i>Le Paléogène</i>	183
4.1.5. <i>Le Néogène</i>	183
4.2. <i>Reconstitution tectonique du Bassin de Timgad</i>	184
5. <i>Conclusion</i>	189
5ème CHAPITRE : REPERAGE DES PIEGES POTENTIELS EN HYDROCARBURES	
1. <i>Notions de base</i>	191
1.1. <i>Les hydrocarbures</i>	191
1.1.1. <i>Définition et classification</i>	191
1.1.2. <i>Formation du Kérogène</i>	191
1.1.3. <i>Maturité thermique du Kérogène</i>	193
1.2. <i>Système pétrolier</i>	194
1.2.1. <i>La roche mère</i>	195
1.2.2. La migration primaire	196
1.2.3. <i>Les roches réservoirs</i>	196
1.2.4. Migration secondaire	197
1.2.5. <i>Les roches couvertures</i>	197
1.2.6. <i>L'accumulation et piégeage des hydrocarbures</i>	198
1.2.7. <i>La préservation des hydrocarbures</i>	199
2. <i>Système pétrolier du Bassin de Timgad</i>	200
2.1. <i>Description des niveaux roches mères à partir des données de forages</i>	200
2.1.1. <i>Caractéristiques géochimiques des niveaux Roches mères</i>	200
2.1.2. <i>Étude d'évaluation des roches mères</i>	204
2.2. <i>Description des niveaux Roches réservoirs</i>	205
2.2.1. <i>Le réservoir Albien</i>	205
2.2.2. <i>Le réservoir Cénomancien supérieur</i>	205
2.2.3. <i>Le réservoir Turonien inférieur</i>	206
2.3. <i>Les roches couvertures</i>	206
2.4. <i>Les pièges potentiels en Hydrocarbures</i>	207
2.4.1. <i>Méthodes sismiques</i>	207
2.4.2. <i>Méthodologie de travail</i>	208
2.4.3. <i>Travaux sismiques réalisés</i>	209
2.5. <i>Essai de repérage des pièges potentiel en hydrocarbures</i>	216
3. <i>Conclusion</i>	219
CONCLUSION GENERALE	
BIBLIOGRAPHIE	

LISTE DES FIGURES		
N°	FIGURE	PAGE
CHAPITRE 1 : GENERALITES		
1	<i>Localisation de la région d'étude</i>	4
2	<i>Climat de la région d'étude et ses environs</i>	5
3	<i>Toponymie de la région d'étude et ses environs</i>	6
4	<i>Le réseau hydrographique de la région d'étude</i>	7
5	<i>Trafic et agglomération de la région d'étude</i>	8
6	<i>Schéma structural de la chaîne des Maghrébides</i>	14
7	<i>Carte structurale schématique de la chaîne Maghrébides montrant la disposition des zones internes et externes; d'après Durand Delga et Fontbonté (1980)</i>	16
8	<i>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)</i>	19
9	<i>Carte géologique simplifiée montrant les différentes formations de l'Avant pays de la chaîne des Maghrébides (Vila, 1980)</i>	21
10	<i>Carte géologique simplifiée montrant les différentes formations de l'Avant pays méridional de la chaîne des Maghrébides</i>	24
11	<i>Carte géologique au 1/500000^{ème}</i>	26
12	<i>Corrélation lithostratigraphique du Jurassique (Marmi, 1995)</i>	28
13	<i>Corrélation lithostratigraphique du Crétacé au Nord des Aurès (Marmi, 1995)</i>	31
14	<i>Corrélation des séries miocènes au Nord des Aurès (Marmi, 1995)</i>	43
15	<i>Enchaînement géodynamique (a) au jurassique et (b) au Crétacé</i>	53
16	<i>Enchaînement géodynamique à l'Oligocène (a) et au Quaternaire (b)</i>	54
17	<i>Carte structurale des Monts du Hodna et des Aurès (Marmi et Guiraud, 2006)</i>	58
18	<i>Les principales phases orogéniques synthétisées d'après les travaux antérieurs (Bouziane et Reguig, 2004)</i>	64
CHAPITRE 2 : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE		
19	<i>Image satellitaire représentant la coupe de Kef Menchar dans son cadre géographique</i>	66
20	<i>Image satellitaire représentant les formations lithologiques traversées par la coupe de Kef Menchar</i>	66
21	<i>Plaquage de coquilles</i>	67
22	<i>Encroutement ferrugineux</i>	67
23	<i>Membre 3A de la formation 3</i>	68
24	<i>Débris de coquille et colonie de coraux dans le terme basal, membre 4A</i>	69
25	<i>Éléments noduleux</i>	70
26	<i>Photo représentant le banc conglomératique avec un détail des différents éléments</i>	70
27	<i>Niveau glauconieux du membre 4D</i>	71
28	<i>Pectens probables du membre 4D</i>	71
29	<i>Tracé de la coupe sur un extrait de la carte géologique d'El Madher au 1/50000^{ème}</i>	72
30	<i>Discordance angulaire de Tortonien sur le Coniacien</i>	73
31	<i>Coupe géologique DE Kef Menchar (flanc SE Dj. Bou Arif) avec un détail de la série miocène</i>	74

32	<i>Légende des coupes géologiques</i>	75
33	<i>Colonne lithostratigraphique de Kef Menchar (flanc SE. Dj. Bou Arif)</i>	76
34	<i>Image satellitaire représentant la coupe de Guabel Amrane dans son cadre géographique</i>	77
35	<i>Image satellitaire représentant les formations lithologiques traversées par la coupe de Guabel Amrane</i>	77
36	<i>Position des formations F1, F2 et F3 de la coupe de Dj. Amrane</i>	78
37	<i>Traces de coraux dans les calcaires du membre 3A</i>	79
38	<i>Calcaires du membre 3D riches en coquilles</i>	79
39	<i>Joint stylolithique</i>	79
40	<i>Coupe géologique de Dj. Amrane</i>	81
41	<i>Colonne lithostratigraphique de Guabel Amrane (versant SE de Dj. Amrane)</i>	82
42	<i>Image satellitaire représentant la coupe de Yabous dans son cadre géographique</i>	83
43	<i>Image satellitaire montrant les formations lithologiques traversées par la coupe de Yabous</i>	83
44	<i>A : Faciès marno-calcaire du membre 1A de la F1; B: Faciès marneux à nodules carbonatés du membre 1B de la F1 C : Biseautage d'une barre de calcaire gréseux</i>	85
45	<i>A : Grosse coquilles dans les calcaires du membre 1A de la F1 ; B : Moule externe d'une coquille d'Inocérames (probable) dans les calcaires du membre 1A de la F1</i>	85
46	<i>A : Enveloppe marneuse autour de nodule calcaire B : Nodule calcaire argileux enveloppé de marne membre 1B de la F1</i>	85
47	<i>Photo panoramique montrant la discordance angulaire du Miocène sur les formations du Sénonien supérieur (région de Yabous)</i>	86
48	<i>Photos prises sous différents angles montrant la discordance angulaire du Miocène sur les formations du Sénonien supérieur (région de Yabous).</i>	86
49	<i>A : Litage entrecroisé dans les grés du Membre 4B de la formation F4 B : Terrier vertical dans les marnes du Membre 4A de la F4 C : Débit en frites des marnes du Membre 4B de la formation F4</i>	87
50	<i>Coupe géologique de la région de Yabous</i>	88
51	<i>Colonne lithostratigraphique de la coupe de Yabous</i>	89
52	<i>Coupe de Dj. Amrane (versant SE), (Marmi, 1995)</i>	90
53	<i>Coupe Lahbassi à Dj. Amrane (versant S) (Djaiz, 2011)</i>	92
54	<i>log stratigraphique de Kef Menchar (flanc sud du Bou Arif), (Marmi, 1995)</i>	94
55	<i>log stratigraphique de Chemora Sud (flanc nord de Dj. Amrane), (Marmi, 1995)</i>	97
56	<i>Corrélation lithostratigraphique des séries miocènes Coupes : Kef Menchar, Chemora Sud et Yabous</i>	99
57	<i>Corrélation lithostratigraphique des séries sénoniennes, Coupes : Bou Arif et Yabous</i>	100
58	<i>Corrélation lithostratigraphique des séries turoniennes Coupes : Bou Arif et Amrane</i>	101

CHAPITRE 3 : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE		
59	Répartition des environnements sur une plate forme avec barrière (Turcker ,1995)	106
60	Classification des roches calcaires selon Folk (1959)	109
61	Classification des roches calcaires selon Dunham (1962)	111
62	Microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975)	112
63	Microfaciès standards de rampe, (Boulvain, 2008)	114
64	Modèle conceptuel des principaux environnements diagénétiques (Moore, 2001)	115
65	Profil de la plate forme (Yahiaoui, 1990)	117
66	Chronologie des phénomènes diagénétiques affectant le bassin de Timgad. (Bouziane. H, 2015)	139
67	Positionnement des microfaciès du bassin de Timgad su un profil idéalisé d'une marge continentale montrant les sites sédimentaires marins et les trois phases de diagenèse : (Serra ; 2003, Burley et Worden ; 2003). (Modifié par Bouziane. H, 2015)	140
CHAPITRE 4 : ETUDE TECTONIQUE		
68	Schéma illustrant des failles verticales	161
69	Types de Failles résultant des différents mouvements tectoniques	162
70	Rejets des failles	163
71	Microstructures de failles	163
72	Fentes de tension en échelon le long d'une faille potentielle avec un détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes	164
73	Système de diaclases	164
74	Système de Riedel	165
75	Structure d'un pli	165
76	Carte linéamentaire réalisée à partir des photos aériennes	169
77	Rosaces directionnelles des linéaments recensés dans différents secteurs de la région d'étude	170
78	Image satellite de la région étudiée	171
79	Carte linéamentaire réalisée à partir de l'image satellite	171
80	Rosace directionnelle réalisée à partir de la carte linéamentaire de l'image satellite	172
81	Vue 3D de la structure de Dj. Bouhmar sur image satellite de Google Earth	173
82	Vue 3D de la structure de Dj. Foum Toub sur image satellite de Google Earth	174
83	Vue 3D de la structure de Dj. Amrane sur image satellite de Google Earth	175
84	Vue 3D de la structure de Dj. Tagratine sur image satellite de Google Earth	175
85	Vue de la structure de Dj. Bou Arif sur image satellite de Google Earth	176
86	Coupes interprétatives des structures plissées du bassin de Timgad, montrant un chevauchement vers le sud. (Ghandriche, 1991)	176
87	Carte géologique de la partie occidentale du Bassin de Timgad, réalisée à partir de l'étude photogéologique (Bouziane, 2015)	178
88	Esquisses paléogéographiques du Maghreb oriental, (Herkat, 1991)	182
89	Esquisses structurale du Maghreb oriental au Crétacé supérieur, (Herkat, 1991). (Modifiée par Bouziane, 2015)	183

90	<i>Localisation du bassin de Timgad dans son contexte tectonique régionale,</i>	184
91	<i>Carte linéamentaire de Dj. R'dam tracée sur une image Satellite</i>	185
92	<i>Image Satellite en 3D montrant la faille NE-SW de Khenchela-Ouenza</i>	185
93	<i>Essai d'interprétation structurale et positionnement du Bassin de Timgad dans un contexte régional</i>	187
94	<i>Modèle structural montrant les éléments tectoniques à l'origine de la mise en place du Bassin de Timgad</i>	188
CHAPITRE 5 : REPERAGE DES PIEGES POTENTIELS EN HYDROCARBURES		
95	<i>Schématisation de la formule brute de l'Octane</i>	191
96	<i>Fractions d'hydrocarbures</i>	192
97	<i>Diagramme de Van Krevelen indiquant la composition élémentaire des quatre principaux types de kérogène</i>	193
98	<i>Évolution générale de la matière organique en fonction de la profondeur (D'après Tissot & Welte et Edman & Surdam in Baudin, Tribovillard & Trichet)</i>	194
99	<i>Pyrolyse programmé, exemple d'un pyroprogramme</i>	196
100	<i>Modèle d'un système pétrolier</i>	198
101	<i>Différents types de pièges structuraux</i>	199
102	<i>Coupe schématique de pièges stratigraphiques et structuraux</i>	199
103	<i>Carte d'isorichesse en COT de la roche mère vraconienne</i>	201
104	<i>Carte d'isorichesse en COT de la roche mère cénomanienne</i>	202
105	<i>Carte d'isorichesse en COT de la roche mère turonienne</i>	204
106	<i>Colonne lithostratigraphique du flanc sud de Bou Arif, (Marmi et al, communication en cour)</i>	206
107	<i>Plan de position des sections sismiques interprétées</i>	208
108	<i>Transect EW</i>	210
109	<i>Section A</i>	210
110	<i>Section C</i>	211
111	<i>Section D</i>	212
112	<i>Section 71AB05</i>	213
113	<i>Section 71AB12</i>	215
114	<i>Section 71AB11</i>	216
115	<i>Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur le transect EW</i>	217
116	<i>Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur la section C</i>	218
117	<i>Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur la section 71AB05</i>	218
118	<i>Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur la section 71AB12</i>	219

<i>N°</i>	<i>LISTE DES PLANCHES</i>	<i>PAGE</i>
<i>CHAPITRE 1 : GENERALITES</i>		
<i>1</i>	<i>PLAN DE SITUATION DES FORAGES DE PROSPSCTION</i>	<i>46</i>
<i>2</i>	<i>CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE (AMK-1, AMR-1 ET MTL-1) ET LES COUPES METLILI ET AMRANE</i>	<i>47</i>
<i>3</i>	<i>CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE (HTG-1, JHF-1bis ET AMR-1) ET LES COUPES HAMIMMAT GUERRA, FOURHAL, AMRANE, BOU ARIF ET HANOUT KEBIR</i>	<i>48</i>
<i>4</i>	<i>CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE (DTK-1, DTA-1 ET AMR-1) ET LES COUPES, FOURHA ET AMRANE</i>	<i>49</i>
<i>CHAPITRE 3 : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE</i>		
<i>PLANCHES : MICROFACIES</i>		
<i>5</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME DISTALE CENOMENIEN DE DJ. AMRANE</i>	<i>142</i>
<i>6</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME PROXIMALE CENOMANO-TURONIEN DE DJ. AMRANE ET DJ. BOU ARIF</i>	<i>143</i>
<i>7</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME PROXIMALE MIOCENE DE DJ. AMRANE</i>	<i>144</i>
<i>8</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE CENOMANIEN DE DJ. AMRANE</i>	<i>145</i>
<i>9</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE SENONIEN DE DJ. BOU ARIF</i>	<i>146</i>
<i>10</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE SENONIEN DE YABOUS</i>	<i>147</i>
<i>11</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE MIOCENE DE DJ. BOU ARIF</i>	<i>148</i>
<i>12</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME INTERNE SENONIEN DE YABOUS</i>	<i>148</i>
<i>13</i>	<i>MICROFACIES DE PLATE FORME INTERNE MIOCENE DE DJ. BOU ARIF</i>	<i>149</i>
<i>14</i>	<i>MICROFACIES CONGLOMERATIQUES</i>	<i>150</i>
<i>15</i>	<i>MICROFACIES GRESEUX</i>	<i>151</i>
<i>FOSSILES RECOLTES DANS LES MARNES</i>		
<i>16</i>	<i>ASPIDISCUS CRISTATUS</i>	<i>153</i>
<i>17</i>	<i>EXOGYRA</i>	<i>154</i>
<i>18</i>	<i>OURSINS</i>	<i>155</i>
<i>19</i>	<i>GASTEROPODES</i>	<i>156</i>
<i>20</i>	<i>AMMONITE</i>	<i>157</i>
<i>21</i>	<i>DIVERS</i>	<i>158</i>
<i>22</i>	<i>ECHANTILLONS</i>	<i>159</i>

LISTE DES MICROPHOTOS		
CHAPITRE 3 : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE		
<i>N°</i>	<i>MICROPHOTO (Mph)</i>	<i>PAGE</i>
<i>1</i>	<i>Micritisation des éléments figurés</i>	<i>132</i>
<i>2</i>	<i>Ciments calcitiques</i>	<i>133</i>
<i>3</i>	<i>Néoformisme de l'aragonite</i>	<i>133</i>
<i>4</i>	<i>Réorientation des grains</i>	<i>134</i>
<i>5</i>	<i>Fissuration</i>	<i>134</i>
<i>6</i>	<i>Joints microstylolithiques</i>	<i>135</i>
<i>7</i>	<i>Dissolution</i>	<i>135</i>
<i>8</i>	<i>Recristallisation</i>	<i>135</i>
<i>9</i>	<i>Perforation</i>	<i>136</i>
<i>10</i>	<i>Bioturbation</i>	<i>136</i>
<i>11</i>	<i>Dolomitisation</i>	<i>137</i>
<i>12</i>	<i>Des cristaux subautomorphes de quartz dans un calcaire glauconieux</i>	<i>137</i>
<i>13</i>	<i>Fracturation, recristallisation et oxydation</i>	<i>138</i>

LISTE DES TABLEAUX		
CHAPITRE 3 : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE		
<i>N°</i>	<i>TABLEAUX</i>	<i>PAGE</i>
<i>1</i>	<i>La relation éléments-processus dans un système pétrolier</i>	<i>194</i>
<i>2</i>	<i>La relation PRV / phase de maturation</i>	<i>195</i>
<i>3</i>	<i>Caractéristiques géochimiques de la roche mère vraconienne</i>	<i>201</i>
<i>4</i>	<i>Caractéristiques géochimiques de la roche mère cénomanienne</i>	<i>203</i>
<i>5</i>	<i>Caractéristiques géochimiques de la roche mère turonienne</i>	<i>204</i>

1. INTRODUCTION

Le bassin de Timgad occupe une aire géographique d'un millier de Km² environ et orientée globalement E - W. Il se trouve à la convergence du domaine pré-atlasique qui se caractérise par un style tectonique marqué par des chevauchements des massifs septentrionaux (Monts de Bélezma-Chaïnon de Bou Arif) et du domaine atlasique autochtone (Massif de l'Aurès). Il est bien individualisé et bordé par des accidents diagonaux NE-SW et NW-SE, lui conférant une forme globalement losangique. Cette structuration est le résultat des différentes phases tectoniques du Mésozoïque et du Cénozoïque.

Ce bassin comprend un substratum crétacé, à dominante carbonatée, surmonté en discordance par des dépôts du Néogène, représentés essentiellement par des sédiments détritiques où dominent les dépôts silicoclastiques. La puissance de la série dépasse 1000 m.

Un ensemble de massifs percent les dépôts du Tertiaire, isolés et bordés le plus souvent par des accidents longitudinaux, parmi eux nous citons : Djebel Tagratine, Koudiate Safia, Kef Lakhal, le massif de Bouhmar et Djebel Amrane. Ces massifs à ossature calcaire sont représentés par des plis de direction atlasique et dont les cœurs érodés laissent apparaître des formations marines marno-calcaires mésozoïques. Cependant une érosion tardive, post-miocène, a favorisé l'installation, dans certains secteurs, d'une « dalle » formée par une sédimentation détritico-argilo-conglomératique continentale du Plio-Quaternaire, généralement discordante sur les argiles rouges du Messinien.

Le contact, entre les deux séries lithostratigraphiques, crétacées et néogènes, est représenté par une discordance majeure soulignée tantôt par des conglomérats polygéniques tantôt par des dépôts calcaires à éléments moins émoussés. Cette limite caractérise une transgression marine aquitano-burdigalienne, scellant les formations du Crétacé supérieur (Sénonien). L'hétérogénéité des faciès de la base des dépôts néogènes serait en relation avec la paléotopographie héritée lors de la transgression marine miocène.

L'étude que nous avons entreprise, sur le bassin sédimentaire de Timgad, prend en considération toutes les données antérieures : lithostratigraphiques, géophysiques et tectoniques. Cela nous permet de compléter certaines hypothèses et de développer de nouvelles conceptions à partir d'une étude détaillée se rapportant aussi bien à la sédimentation que sur l'aspect structural du bassin.

Le principal objectif de notre travail de recherche est de ressortir les pièges potentiels en hydrocarbures. Ainsi la caractérisation des différentes formations géologiques et les structures associées constitueront des guides dans l'exploration de ces ressources.

2. BUTS ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL

Le bassin de Timgad, orienté E-W se trouve à la convergence de deux domaines structuraux, le domaine pré-atlasique au nord et le domaine atlasique au sud, bordé par la chaîne des Aurès au sud, le trend structural : Djebel Bouarif-Djebel Fedjoudj-Tarf au nord, Guaraat Tarf à l'est et les monts de Batna à l'ouest.

Ce bassin correspond à une zone subsidente marquée par des dépôts de séries sédimentaires très épaisses d'âge méso-cénozoïque. Il comprend deux principales séries géologiques l'une inférieure mésozoïque, calcaire-marneuse, surmontée par une série néogène détritico-marneuse et sont séparées par une discordance majeure.

Le bassin s'est individualisé suite à la succession de plusieurs phases tectoniques d'âge méso-cénozoïque, dont les plus importantes sont la phase atlasique et la phase post Miocène.

Caractérisé par sa forme losangique, résultat des mouvements des accidents longitudinaux et transversaux qui le limitent des quatre côtés. Ce bassin est marqué par la présence de différentes structures plis et failles, générant des blocs basculés accompagnés de lacunes de sédimentation.

Les travaux antérieurs tel que les études faites sur le massif des Aurès (Laffitte, 1939 ; Ghandriche, 1991 ; Aissaoui, 1984 ; Marmi, 1994 et 1995, Djaiz, 2010) et celles effectuées sur le Sud Est Constantinois, ont porté sur des études stratigraphiques, tectoniques et sédimentaires et par conséquent ils nous permettront d'orienter nos travaux de recherche.

L'étude qui sera entreprise, dans le cadre de mémoire de magister, aura comme objectif d'essayer de déterminer l'histoire tectono-sédimentaire, de comprendre le fonctionnement du bassin. Ce travail va se focaliser sur l'analyse des structures tectoniques remontant aux différentes phases de déformation génératrices de ces dernières. Donc le but est l'estimation qualitative des structures potentielles de piégeage des hydrocarbures dans le bassin de Timgad.

La méthodologie de travail à suivre consistera en :

- l'élaboration de coupes géologiques sur terrain afin de caractériser les différents faciès,
- les mesures tectoniques et l'étude photogéologique, pour en déterminer les différentes familles de contraintes,
- l'interprétation de documents de géophysique, pour comprendre le modèle structural du bassin et sa géométrie profonde,
- Le volet de travail au laboratoire consistera au traitement des données récoltées, une analyse de la documentation existante et la consultation des travaux auprès de certains organismes (SONATRACH, ORGM....).

3. CADRE GEOGRAPHIQUE

▪ **Localisation :**

Le bassin de Timgad se situe dans la partie orientale de l'Atlas saharien, Il est limité :

- Au Nord par la ligne de Dj. Bouarif, Dj. Fedjoudj et Dj. Tarf ;
- Au Nord Ouest par les Monts de Bellezma ;
- Au Sud par les Monts des Aurès-Nementchas ;
- A l'Ouest par les Monts de Batna et
- A l'Est par Guaraat Tarf.

Le bassin de Timgad s'étend sur une longueur de 80 Km et une largeur de 30 Km soit une superficie de 2400 km²

Coordonnées géographiques selon Google Earth (**Fig. 1**)

A= 35° 33' 07. 12'' N	6° 10' 00. 97'' E
B= 35° 23' 33. 58'' N	6° 24' 25. 16'' E
C= 35° 23' 17. 61'' N	7° 08' 47. 42'' E
D= 35°433' 07. 51'' N	7° 00' 46. 87'' E

▪ **Climat, pluviométrie et végétation:**

Le climat du **bassin de Timgad** est semi aride, (**Fig. 2**) contrasté, conditionne des hivers très froids pluvieux avec des chutes considérées de neiges et de grêle dans les régions montagneuses ainsi que des étés chauds et secs. Le total des précipitations se manifeste par une faible pluviométrie ne dépassant pas 400 mm/an.

C'est une région presque dénudée où la couverture végétale est peu abondante, il s'agit de steppes, deflas et armoises rencontrés dans les plaines steppiques, les montagnes sont couvertes de denses forêts renfermant différents types d'arbres tel que le Pin, les chênes et le Cèdre de l'Atlas pur (*Cedrus atlantica*) ou mélangé avec le Houx (*Ilex aquifolium*) ou chêne vert (*Quercus Ilex*).

Deux parcs nationaux se localisent sur les bordures du bassin de Timgad celui de Bellezma à Batna au NW et celui de Ouled Yaagoub à Khenchela au SE, ces parcs contiennent un grand nombre d'espèces protégées assez rares, de plantes médicinales et d'espèces de champignons.



Cadre correspondant à la région d'étude

Fig. 1 : Localisation de la région d'étude

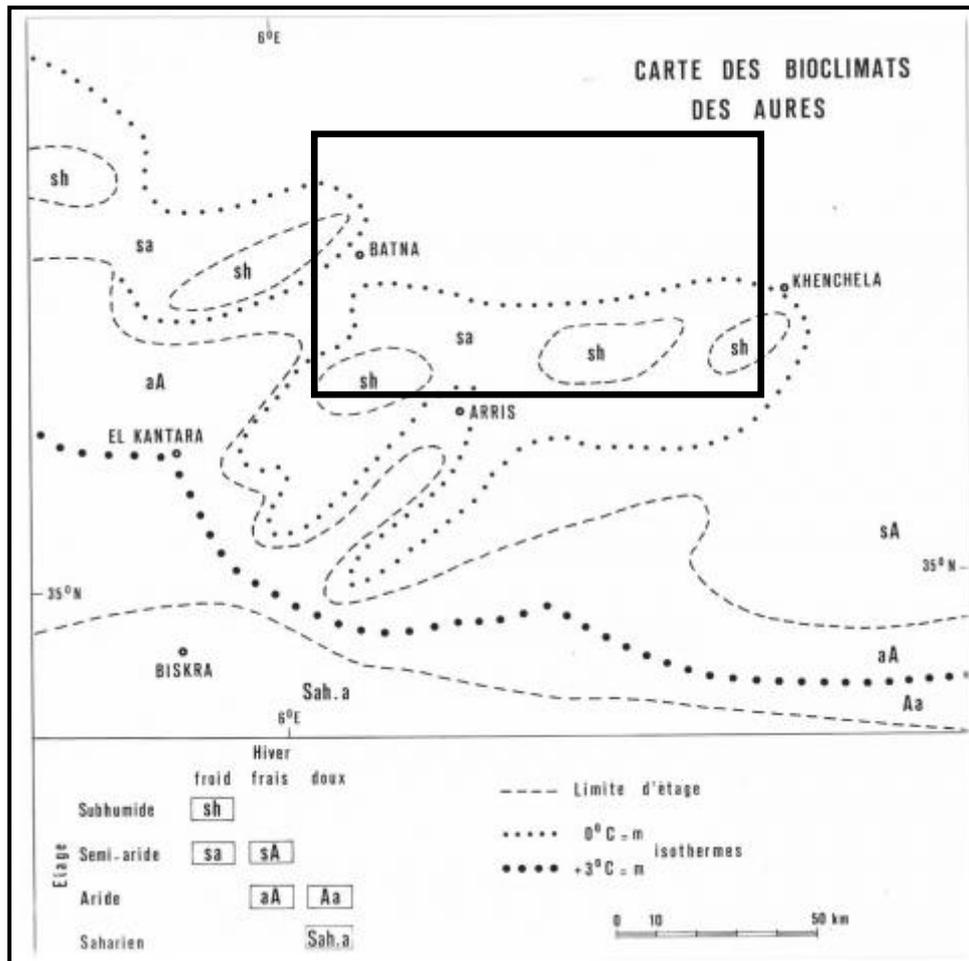


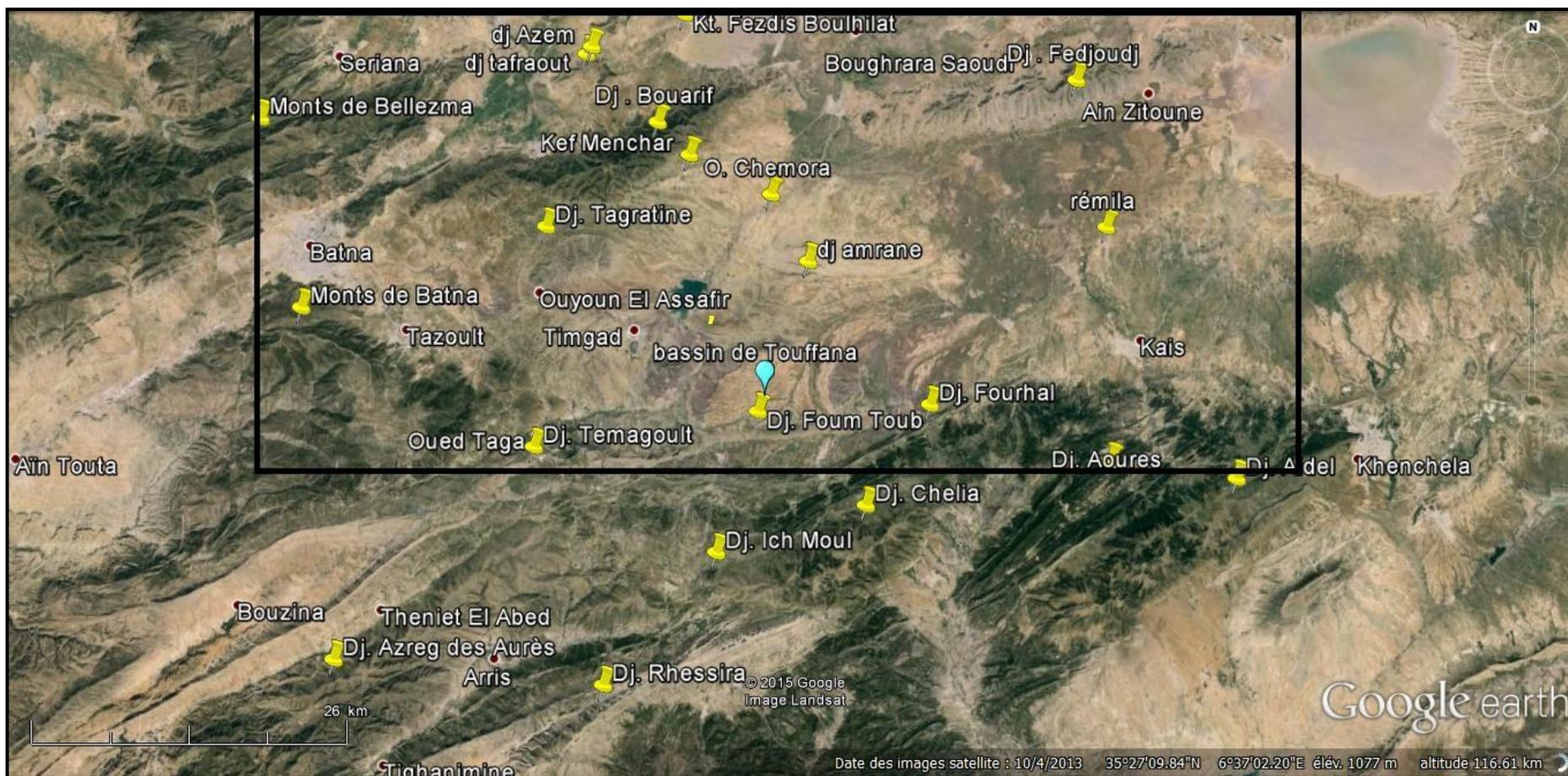
Fig. 2 : Climat de la région d'étude et ses environs



Cadre correspondant à la région d'étude

▪ **Reliefs :**

Le **bassin de Timgad** est une dépression où émergent des massifs isolés et dénudés tel que Djebel **Tagratine**, **Koudiate Safia**, **Kef Lakhal**, le massif de **Bouhmar** et Djebel **Amrane**. L'ensemble de ces massifs constitue des structures plissées de direction E-W et forment la limite entre les **Monts de Batna-Bellezma** et les **Aurès** localisés successivement au Nord et au Sud de ce bassin. Le point culminant dans la région est Dj. **Chelia** des **Aurès** (2328m) (*Fig. 3*)



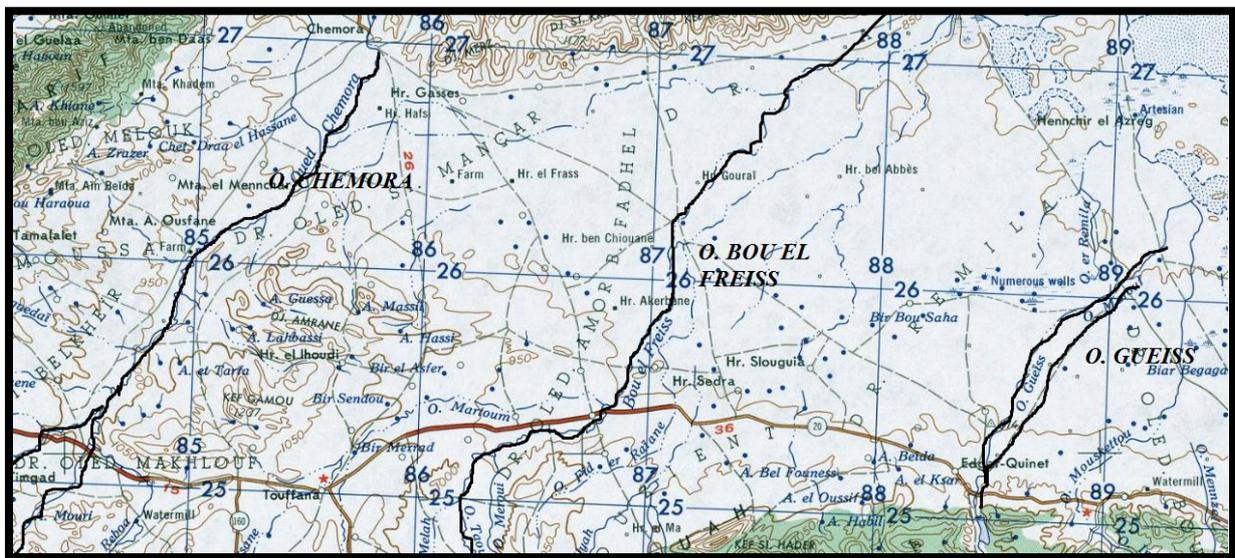
☐ Cadre correspondant à la région d'étude

Fig. 3 : Toponymie de la région d'étude et ses environs

- **Cours d'eau et Oueds :**

Le réseau hydrographique du bassin de Timgad est étroitement lié aux précipitations. Cette zone est traversée par de grands cours d'eau et oueds qui se dirigent vers le Nord et qui prennent leurs origines dans les versants septentrionaux des massifs des **Aurès (Fig. 4)**. Ils sont d'Ouest en Est :

- **O. Fesdis**, coule à partir des **Monts de Bellezma**,
- **O. Chemora**, le seul qui semble être pérenne, et qui sur la partie haute de son cours s'appelle **Oued Taga** ou **O. Reboa (Dj. Mahmel)**, avec comme affluent **Foum Toub** qui se dirige vers le bassin de **Koudiate Lamdaour**. il est aussi alimenté par les affluents du versant sud de **Bou Arif**. Oued Chemora se dirige enfin vers la dépression tel que **Guaraat Djendli** à l'Ouest et **Guaraat Ank Djamel** à l'Est,
- **O. Boulfreis**, prend son origine dans **Dj. Islaf Bou El Arouah**,
- **O. Geiss** prend son origine dans **Dj. Aidel de Khenchela** et enfin
- **O. Baghai**, ce dernier prend fin dans la grande **Guaraat Tarf**.



— Oueds principaux

Fig. 4 : Le réseau hydrographique de la région d'étude

- **Agriculture:**

Du fait que la région est un bassin intra montagneux, il favorise l'activité agricole, bien que sa pauvreté en eau, l'irrégularité des pluies et leurs insuffisances dans la plus part des cas en mettent les habitants en problème d'irrigation, en générale les cultures pratiquées au niveau de la région sont :

- La céréaliculture d'hiver caractérisée par une faible production concentrée dans les zones de pleine (le blé dur, le blé tendre, l'orge et l'avoine),
- Les légumineuses fourragères (fourrages sec et vertes) tel que le foin, la luzerne qui servent de nourriture au bétail,
- les cultures industrielles, sont à faible importance parmi lesquels on trouve Tomate industrielles et le Tabac concentrée dans les pleines,
- les cultures maraîchères dont la plus importante c'est la pomme de terre,
- l'arboriculture fruitière, (à pépins ou à noyaux) tel que les abricotiers, les pommiers

▪ L'oléiculture, qui est une activité ancestrale, constitue un moyen de satisfaction des besoins alimentaires et un patrimoine culturel. Les oliviers ont toujours bénéficié d'une attention particulière de la part des paysans montagnards.

▪ **Agglomération et Trafic**

La partie ouest de la région d'étude appartient à la wilaya de Batna, son Sud et SE font partie de la wilaya de Khenchela et la partie Nord Est appartient à la wilaya d'Oum El Bouaghi, les limites des trois wilayas se coïncident au niveau de Dj. Fedjoudj

Notre région est marquée par la présence de deux grandes villes : Batna au NW du bassin de Timgad et Khenchela au SE de ce dernier, le centre de la cuvette est occupée par la fameuse ville historique Timgad d'où notre région cible en tire son nom, il faut signaler aussi les petites agglomérations éparpillées dans la région tel que Tazoult, Fom Toub, Touffana, Chemora, Ain Yagout, El Madher, Markouna, Kais, Ain Zitoun et Boulhilet.

Le bassin est traversé par un réseau routier moyennement dense, l'axe principal est la RN 88 reliant Batna et Khenchela, elle recoupe le bassin suivant son axe transversal, cette route se coïncide avec la RN 87 dans les environs de Timgad, avec la RN 31 au niveau de Tazoult et la RN 80 au niveau de Khenchela, les différentes agglomérations sont reliées par des routes de wilaya (*Fig. 5*).



Fig. 5 : Trafic et agglomération de la région d'étude

4. HISTORIQUE DES TRAVAUX

Depuis longtemps, la région attirait l'attention par ses nombreux indices de minéralisations dont une partie était exploitée par la population locale. Cependant, il n'y a pas de renseignements sur les études et les particularités de la structure géologique de la région avant la première moitié du 18^{ème} siècle. C'est en 1743 que Shaw a mentionné quelques renseignements sur l'hydrogéologie et la minéralisation dans son ouvrage « Voyage dans certaines provinces de la Berbérie et de proche orient ». Il est mentionné, en particulier, les gîtes de plomb en exploitation dans la chaîne de Bou Taleb.

Les études géologiques plus ou moins continues ont commencés à partir des années 30 du siècle précédent par les géologues français.

Ces études de l'étape initiale concernant certaines questions de stratigraphie, de paléontologie et de minéralogie ont été synthétisées en 1848 par Renou dans son ouvrage « Structure géologique de l'Algérie ». Dans cet ouvrage est insérée une carte géologique au 1/2000000 ainsi que des notices minéralogiques et paléontologiques.

Dès 1849 Fournel dans sa description de la province de Constantine mentionne des fossiles qu'il attribuait au terrain crétacé inférieur et qui en réalité correspondent à des formes qui plus tard se sont avérées plus récentes (Crétacé supérieur). En 1862, Coquand utilise dans le massif des Aurès la notion d'étage permettant ainsi de reconnaître le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien.

La deuxième moitié du siècle précédent est caractérisée par les études plus détaillées de plusieurs problèmes de la géologie et gîtologie. En 1882 est créé le Service de la carte géologique de l'Algérie. Lors de cette période, des renseignements précieux, concernant principalement la géologie régionale, la paléontologie et la stratigraphie ont été réunies dans les publications de Coquand (1862), Péron (1883), Pomel (1889), Ficheur (1892).

La description synthétique de ces problèmes est donnée dans les ouvrages de Péron « Essai sur la géologie de l'Algérie » (1889), couvrant l'étage Tithonique dont une partie concerne le secteur qui s'étend de Batna à El Kantara. Il reprend à son compte les subdivisions introduites par Coquand mais en leur donnant davantage une acceptation faciologique.

Des synthèses régionales ont abouti à la mise au point de cartes géologiques à petite échelle (1/400000 et 1/800000), Ville (1868), Tissot (1881), accompagnées de notices explicatives dans lesquelles sont décrits de manière détaillée toutes les réalisations géologiques de l'époque. En 1849, Fournel attribua pour la première fois dans les Aurès un âge Crétacé inférieur.

Coquand reconnaît le Cénomaniens et le Sénonien de l'Aurès sans laissés aucune observation stratigraphique précise. Péron étudia les régions de Batna et El Kantara et jeta les bases d'une classification. Plus tard, Savornin (1931) étudia la région Hodenienne et précise la stratigraphie du Cénomaniens et du Turonien des environs de Batna. Laffitte (1939) complète les observations sur les Crétacé supérieur grâce à la découverte de quelque Céphalopodes, et établi une liste paléontologique grâce aux travaux de Coquand, Pervinquire et Péron.

En 1881, Tissot donne un bref aperçu sur le Crétacé inférieur. Les contours de ce dernier furent révisés par Ficheur en 1898. La même année, Péron fait connaître l'existence de l'Albien de Metlili, alors que Laffitte parle d'une probable lacune stratigraphique Albienne

dans les Aurès et le Metlili. Plus tard, Laffitte (1932) donne la composition pétrographique détaillée du Crétacé inférieur dans les Aurès.

Les recherches géologiques des années 30 aboutissent à la publication de nombreux ouvrages tels que « Géologie de l'Algérie et de l'Afrique du Nord » (Savornin, 1931), « Géologie appliquée de l'Algérie » (Dalloni 1939), (Mines et carrières de l'Algérie » (Dusser et Bétier, 1932). Ces ouvrages traitent de l'histoire de recherche géologique à partir de 1930 dont ils font la synthèse et exposent les données relatives à la géologie générale, la paléontologie, la stratigraphie et la géologie structurale.

A la fin des années 30, R.Laffitte mène des recherches géologiques dans la partie Sud-est de la de la région des Aurès. En 1939, il publia « l'aperçu de la géologie de l'Aurès » et la carte géologique afférente au 1/200000, qui reflète d'une manière fidèle les particularités de la structure géologique des Aurès. Il donne le schéma stratigraphique des dépôts rencontrés, avec argumentation paléontologiques et caractéristiques lithologiques détaillées des unités stratigraphiques délimitées, descriptions des principaux éléments structuro-tectoniques. Cet ouvrage reste une des meilleures sources d'information géologiques pour les géologues travaillant dans cette région.

L'œuvre fondamentale de Laffitte (1939) et l'esquisse géologique de l'Aurès au 1/200 000 qui l'accompagne constituent une base indéniable pour tous les travaux de la région et la première synthèse moderne sur la série sédimentaire de ce massif. C'est une œuvre fondamentale sur laquelle se sont appuyés tous les travaux géologiques postérieurs. Du Cénomanién supérieur au Sénonien inférieur ou Coniacien, plusieurs coupes intéressent le secteur entre Batna et El Kantara : Dj Bou Arif, Dj Ich Ali, Dj Metlili et Monts de Bellezma et l'Oued Berriche.

Au plan stratigraphique

Laffitte délimite les étages stratigraphiques en se basant sur les fossiles, mettant en évidence ainsi le Cénomanién, le Turonien, le sénonien et le Coniacien.

Au plan paléogéographique

Laffitte indique qu'au Cénomanién supérieur la mer était de faible profondeur vers le Sud, dans la région de Biskra. Ce milieu de sédimentation est indiqué par la présence du gypse et des brèches sédimentaires.

Au Turonien se maintiennent des conditions néritiques, suivies d'une forte subsidence, accompagnée par l'installation d'abondants rudistes dans la partie supérieure de l'étage. Dans la région de Constantine, le Turonien pour Péron (1883), Dalloni (1935, 1952), Ficheur (1897, 1898, 1901, 1902) et Savornin (1905, 1920) était émergé, par contre pour Laffitte, elle serait couverte par une mer permettant le dépôt des marnes bathyales non fossilifères, dans lesquelles existent des îlots de calcaires à rudistes. Cependant Laffitte admet l'existence des zones émergées tel que les Kabylides, dans les Babors.

Glangeaud (1951) définit les grands traits structuraux de la méditerranée occidentale, définissant ainsi les failles transversales ou géosutures disséquant le bâti nord-africain. En 1952, Alger accueille une session du congrès géologique international qui joua un rôle progressif dans l'évolution des connaissances géologiques du pays. Il fut établi et publié la carte géologique de l'Algérie du Nord au 1/500000 sous la rédaction de Laffitte, Poyé, et Termier. Ils réfutent le rôle important des structures charriées dans la géologie de la région. Ils

furent les premiers à signaler la présence des formations récifales parmi les dépôts mésozoïques.

Au début des années 50, reprennent les travaux de cartographie géologiques au 1/50000. Des cartes de cette échelle sont dressées pour les feuilles 141 (Drogger, 1952), 142 (Cruet ; Marie, 1953), 169 (Kieken, 1952).

Pendant la décennie suivante, quelques ouvrages sont publiés en étoffant essentiellement les caractères géologiques généraux. Parmi lesquels, on notera les synthèses assez complètes relatives à la géologie du Hodna et de Batna (Bertraneu ; 1955).

Les années 60-70 sont marquées par la polarisation des conceptions géologiques. Au début de cette période paraissent les ouvrages de Durand Delga (1961) et de Kieken (1960, 1962), dans lesquels, la structure géologique de l'Algérie Nord est abordée du point de vue tectonique de nappes assez complexes. Plus tard, cette conception de la géologie régionale fut confortée par la plupart des géologues.

Pour procéder aux recherches géologiques et pour l'extension des ressources minières, de l'Algérie, dès l'indépendance, met sur pied des entreprises géologiques d'état telle que la SONATRACH et la SONAREM. En 1966-72 la SONAREM entreprend des recherches géologiques dans la région de Batna, Aurès et Hodna.

Les résultats des travaux réalisés par la SONATRACH en 1971, sont exposés dans la monographie de Aliev « Géologie et potentialités gazo-pétrolifères des Atlas algériennes » mettant en évidence le schéma le plus récent de la subdivision structurale de l'Algérie du Nord établi par Moulukov et Vysotski.

La stratigraphie du Crétacé et du Tertiaire des monts de Bellezma-Batna est exposée rapidement dans la thèse de Bellion (1972).

L'introduction de la micropaléontologie avec les ostracodes comme outil bio stratigraphique revient à Donze (1973-1974) dans le sud-ouest constantinois. Les travaux de Vila (1980) n'abordent que partiellement les monts de Bellezma-Batna. Les recherches de Bureau (1967-1986) caractérisent l'évolution des monts de Bellezma-Batna selon la conception des blocs basculés. Guiraud dans sa thèse (1973) réalisa une étude structurale et paléogéographique dans la région Hodenienne, les Aurès, le Bellezma et Batna.

En 1973-1975, la SONATRACH, mène des travaux dans les parties nord Est de la région afin d'établir des cartes géologiques au 1/200000 et au 1/500000. En 1977 elle publie entre autres la feuille N°201 (Tazoult) au 1/50000 accompagné de notice explicative reflétant les résultats de toutes les recherches géologiques précédentes.

5. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Pour mieux comprendre l'histoire géologique de notre région d'étude, il est indispensable de la localiser dans son contexte régional.

L'orogène alpin comprend dans sa partie occidentale deux branches principales (Djellit, 1987) :

- **Une branche nord-méditerranéenne** : représentée par les Cordillères Bétiques du Sud de l'Espagne.
- **Une branche sud-méditerranéenne** : dite Maghrébides, dont le Nord algérien fait sa partie centrale, ce nom a été proposé par Aubouin et Durand Delga en 1971.

Les Maghrébides s'étendent du détroit de Gibraltar à l'Ouest jusqu'à la Calabre à l'Est, sur plus de 2000 Km, regroupant ainsi les segments orogéniques rifains (Maroc), telliens (Algérie), Kroumirie (Tunisie), nord siciliens et calabrais (Durand Delga et Font bonté, 1980) (**Fig.6**). L'édifice orogénique de cette chaîne résulte de la structuration du bassin maghrébin et ses marges (Bouillin, 1992), appelé « Téthys maghrébine », (le terme de Téthys est dû à E. Suess, 1893). Ce bassin se situait entre les marges continentales européennes et africaines, (Tapponnier, 1976 ; Trumpy, 1983 ; Wildi, 1983 ; et Dercourt et al, 1985), il était le siège d'un coulissage afro-européen, synchrone de l'ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys Ligure au Juras (Trumpy, 1983 ; Kazi Tani, 1986 ; Mahjoub, 1992 et Bouillin, 1992).

Dès cette époque le bassin maghrébin s'est différencié en plusieurs domaines paléogéographiques qui constituent actuellement des ensembles morphostructuraux en partie superposés (Raoult, 1975). L'ensemble de cet édifice constitue une unité orogénique caractéristique d'une chaîne à vergence sud.

Sur le vaste territoire algérien, on peut retrouver le schéma classique comprenant tous les éléments géotectonique de l'écorce terrestre.

En allant du Sud vers le Nord, c'est-à-dire du Hoggar à la mer Méditerranéenne, on distingue :

- Les massifs précambriens du Hoggar et de l'Eglab ;
- La plate-forme épihercynienne séparée de la plate-forme précambrienne par la flexure majeure Sud-Atlasique, surmontée par une couverture sédimentaire, surtout méso-cénozoïque ;
- L'avant fosse pré-tellienne ;
- Les chaînes alpines de l'Atlas.

A toutes ces unités structurales s'ajoutent les chaînes hercyniennes « intra-cratonique » de l'Ougarta.

5.1. Les grands domaines morphostructuraux

Système tellien des Maghrébides : (Domaine tellien pour Guiraud, 1973), caractérisé par une intense tectonique qui a provoqué le développement d'unités allochtones, ce système est alors divisé en trois domaines paléogéographiques qui se succèdent du Nord vers le Sud :

5.1.1. Le domaine interne : Il comprend le socle kabyle cristallin localement recouvert d'une couverture sédimentaire paléozoïque ; la chaîne calcaire. Ces éléments sont le

résultat de la dilacération ou du morcellement d'une zone septentrionale diversement dénommée :

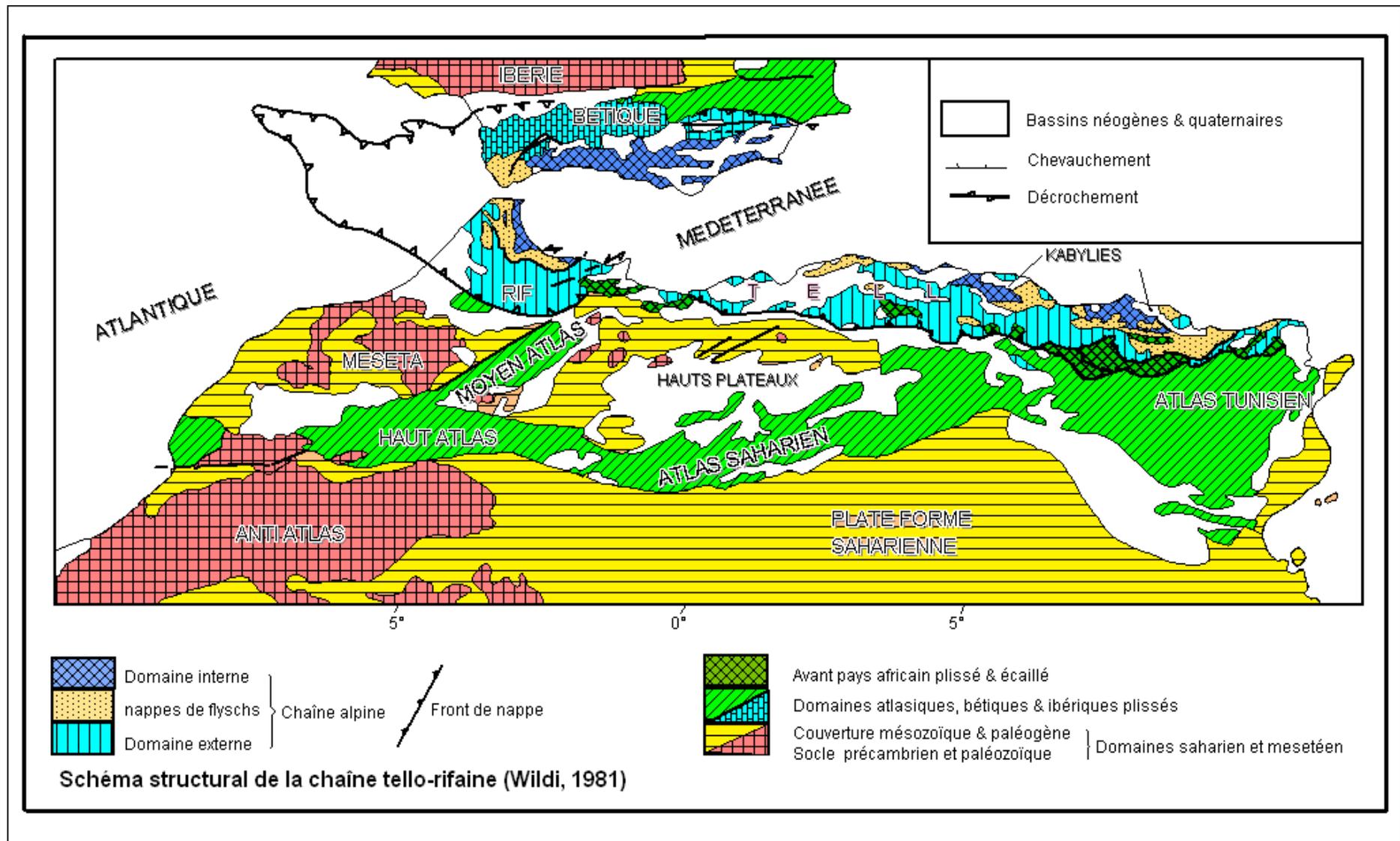


Fig. 6 : Schéma structural de la chaîne des Maghrébides

- V' microplaque d'Alboran (Andrieu et al, 1971),
- V' sous-plaque mésoméditerranéenne (D. Delga, 1980),
- V' domaine médian (Duée, 1984 in Chadi, 2004),
- V' ALKAPECA (Alboran, Kabylie, Peloritain et Calabre), (Bouillin, 1986).

Selon Durand Delga, 1980, le morcellement a eu lieu au cours du Miocène inférieur, alors que d'autres auteurs ont envisagé que ces massifs internes formaient jusqu'au paléogène, des amygdales séparées. Les unités du domaine interne affleurent en grande et en petite Kabylie et dans les pointements côtiers des massifs d'Alger, du Chenoua, de Ténès et les massifs de Annaba.

➤ **Le socle cristallophyllien** : Il correspond à l'élément le plus ancien de la chaîne des Maghrébides (Arris, 1994) est représenté par des formations cristallophylliennes. D'après Durand Delga (1969), Bouillin (1977) et Raoult (1974), le socle kabyle comporte de bas en haut les ensembles suivants (**Fig. 7**) :

- Un ensemble cristallin profond appartenant au faciès des granulites ;
- Un ensemble gneissique, admettant des intercalations de quartzites, d'amphibolites, de marbres et de pyroxénites ;
- Un ensemble phylladitique qui a subi un métamorphisme de basse pression avec une zone inférieure à biotite et une zone supérieure à chlorite.

➤ **La dorsale kabyle** : ou chaîne calcaire, constitue la couverture sédimentaire de la partie méridionale du socle kabyle. Selon Raoult, (1974) et Vila, (1980), les termes formant cette chaîne correspondent à trois domaines paléogéographiques et qui sont du Nord au Sud (**Fig. 7**) :

- **La dorsale interne** : marquée par une série complète allant du Permo-Trias à l'Oligocène.
- **La dorsale médiane** : représentée par des dépôts constants à dominante marneuse et à microfaune pélagique du Turonien ou Lutétien, avec une lacune du Crétacé moyen.
- **La dorsale externe** : caractérisée par des terrains du Jurassique et du Crétacé supérieur et par un Éocène détritique et lacuneux.

5.1.2 Le domaine des flyschs: (sillon de flyschs), marqué par des terrains allochtones d'âge Crétacé-Paléogène (Raoult, 1972). Leur position originale a fait l'objet de nombreuses hypothèses controversées. Ainsi Durand Delga leur donnait une position plus externe relativement au socle kabyle, tandis que Bouillin, indique qu'ils sont charriés sur les zones externes avec un rétrocharriage partiel sur le socle lors de la structuration des Maghrébides (**Fig. 7**).

Ce domaine se caractérise par des formations de plaines abyssales, mises en place par des courants de turbidités (Bouillin, 1986). Ces flyschs ont rempli du Néocomien à l'Éocène un large sillon, que l'on divise transversalement, d'après le faciès et l'origine des apports en une partie relativement interne ; flysch mauritanien ; une autre partie relativement externe ; flysch massylien et une troisième nappe dite numidienne. Il est à noter que ces trois flyschs ne sont pas synchrones.

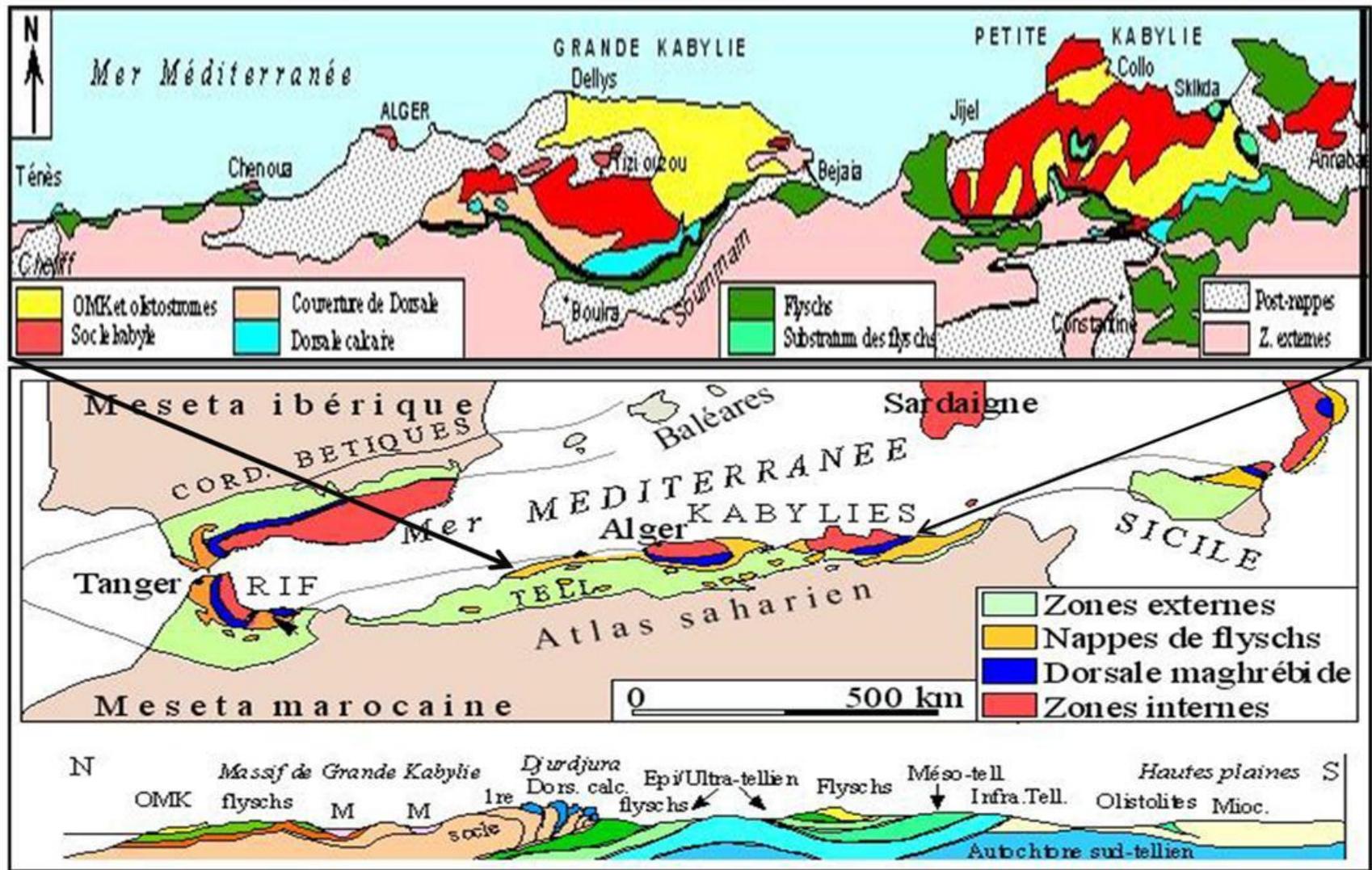


Fig. 7 : Carte structurale schématique de la chaîne Maghrébides montrant la disposition des zones internes et externes; d'après Durand Delga et Fontbonté (1980)

- **Le flysch mauritanien : (flysch terrigène proximal)** représenté par une série allant du Malm au Priabonien, comportant de bas en haut :
 - Des calcaires du Tithonique-Néocomien, surmontés par une puissante masse de pelite et de grès (flysch de Guerrouch) de l'Albo-Aptien.
 - Des microbrèches silicifiées à ciment sparitique à quartz détritique du Cénomaniens et Turonien inférieur.
 - Un ensemble complexe de Marnes, de calcaires microbréchiques et sableux, des conglomérats au sommet et enfin des grès micacés du Turonien au Lutétien supérieur.
- **Le flysch massylien : (flysch distal)** terme proposé par Raoult en 1969, pour caractériser les formations détritiques schisto-quartzeuses (flysch albo-aptien de Glangeaud, 1932). comportant les termes lithologiques suivants :
 - Argiles et grès plus ou moins quartzitiques de l'Albo-Aptien ;
 - Des phanites argileuses et conglomérats avec des marnes à bancs calcaires du Cénomaniens ;
 - Des marnes et des argiles schisteuses à lits de grès calcaireux et de conglomérats du Sénonien.
- **Le flysch numidien : (flysch discordant)** appelé aussi nappe numidienne, est formée à l'Oligocène, par des sédiments pélitiques et des grès, ce matériel gréseux s'est déposé au cours du Miocène inférieur au Sud du bassin massylien et au Nord du domaine externe tellien, il proviendrait probablement du continent africain après un transit par la Tunisie orientale. Cette nappe correspond aux formations les moins tourmentées, du fait qu'elle n'est pas impliquée dans le jeu des accidents affectant l'ensemble allochtone, sauf au Nord-est de Constantine et au Nord d'El Aria où elle se présente sous forme d'écaillés.

5.1.3. Le domaine externe : A l'échelle des Maghrébides, le domaine externe tello-rifain représente la marge téthysienne du continent africain (Wildi, 1983). C'est un domaine de grandes nappes à vergence Sud, bien exprimées au Rif marocain, au Tell algérien et en Kroumirie tunisienne. Ainsi les séries telliennes en Algérie ont été divisées, par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléogène et de l'Éocène (Wildi, 1983 ; Villa, 1980). Ce sont du Nord vers le Sud :

- **Les unités Ultra-telliennes (Fig. 8) :** Définies en premier lieu au Kef Sidi Driss (Raoult, 1968) et au Dj. Bousbaa à Guelma (Villa, 1968). Leurs formations typiques forment un ensemble particulièrement homogène contenant un Crétacé inférieur marno-calcaire à Ammonites (Valanginien à Vraconien) ; un Crétacé moyen à Rotalipores ; un Sénonien marneux et micritiques riche en microfaunes de Globotruncana et d'Hétérohélécidés et un Éocène montrant trois termes : marnes noires à boules jaunes dano-paléocènes, yprésien-lutétien inférieur formé de calcaires à silex noirs et un Lutétien supérieur marneux sombre.
- **Les unités telliennes Sensu Stricto (Fig. 8) :** définie par Vila en 1980, ce sont l'équivalent de la série méso-tellienne dans la nomenclature de D. Delga en 1969. Elles sont caractérisées par un Crétacé inférieur riche en dépôts terrigènes et où les enchevêtrements de faciès néritiques restent modérés, du Crétacé sup à l'Éocène. Ces

séries forment une couverture très importante qui va des chaînes côtières des Babors jusqu'aux premières pentes des Monts du Hodna, elles peuvent être rassemblées en six groupes du Nord au Sud :

- Les séries de type Gouraya-Arkalon ;
- Les séries de type Barbacha ;
- Les séries de type Drâa-el-âarba ;
- Les séries de type Béni-Abdellah ;
- Les séries bibaniques ;
- Les séries de Djemila.

➤ **Les unités péni-telliennes (Fig. 8)** : Selon Vila en 1977, ces formations s'étalent sur une étendue de 150Km d'Est en Ouest, et sur environ 40 Km du Nord au Sud. Le terme péni-tellien a été créé pour désigner une série occupant le versant sud de Dj. Zouaoui dans le massif de Chettabah près de Constantine, elles assurent ainsi la transition entre le faciès néritique constantinois et les faciès septentrionaux plus profonds d'affinité bibanique (Kazi-Tani, 1986). Ces séries se caractérisent par des faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Oligocène, les unités méridionales à Nummulites ne sont localisées que dans les confins méridionaux du Môle néritique constantinois. Du point de vue affleurements ces unités apparaissent de deux façons différentes : au Nord, en fenêtres sous les nappes telliennes, comme à Dj. Hellel et Dj. Akhal. Tandis qu'au Sud et à l'Est, en klippe sur le néritique constantinois, cas de Dj. Grouz et Dj. Chettabah.

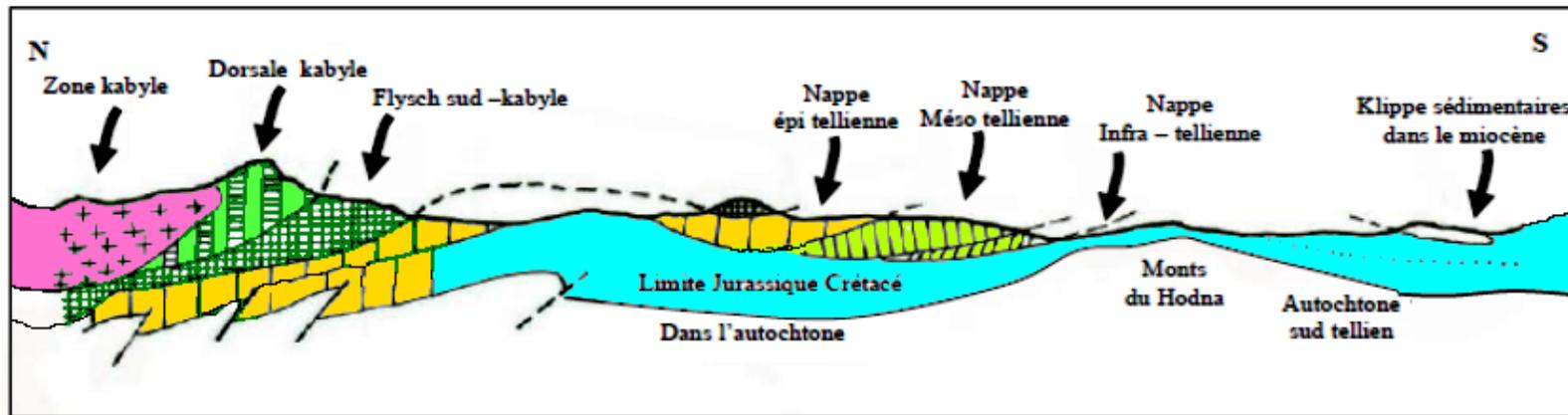


Fig.8 : Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale (d'après M. Durand Delga, 1969)

5.2. Avant pays des Maghrébides (Fig. 9) : situé au Sud du système tellien, il comporte des formations et des structures de nature et de comportement tectonique variables. Il correspond à des séries mésozoïques où les formations carbonatées, souvent dolomitiques, y sont largement développées. Elles constituent des môles rigides qui ont plus ou moins résisté aux compressions alpines. Ce domaine est subdivisé en deux grands ensembles :

5.2.1 L'avant-pays septentrional (Fig. 9) : ce domaine qui a fait l'objet de plusieurs études dont l'ancienne est celle de Savornin en 1920, correspond à un vaste domaine d'unités allochtones (Villa, 1980), regroupant : les unités Sétifiennes, le Môle néritique constantinois et les séries des Sellaoua. Des études récentes faites par Chadi (1991) et Coiffait (1992), dans le constantinois, ont met en doute l'allochtonie du Néritique et de ses confins méridionaux, sans écarter, bien sur, l'idée des chevauchements locaux. Ils ont établi que la couverture marneuse est la continuité normale des calcaires néritiques sous-jacents du Môle constantinois. Cette étude n'a pas été admise par Vila (1993).

5.2.1.1. Les unités des Sellaoua (Fig. 9) : Elles forment l'avant pays parautochtone plissé et écaillé vers le Sud, elles sont issues d'un sillon subsident à sédimentation pélagique, argilo-marneuse durant tout le Crétacé. Elle se développe dans la région d'Ain M'Lila, Ain Fakroun, Ain Beida et Souk Ahras. Le Djebel Djaffa offre une image des faciès de transition entre les séries néritiques constantinoises méridionales et les séries septentrionales des Sellaoua.

5.2.1.2. Les séries néritiques Constantinoises (Fig. 9)

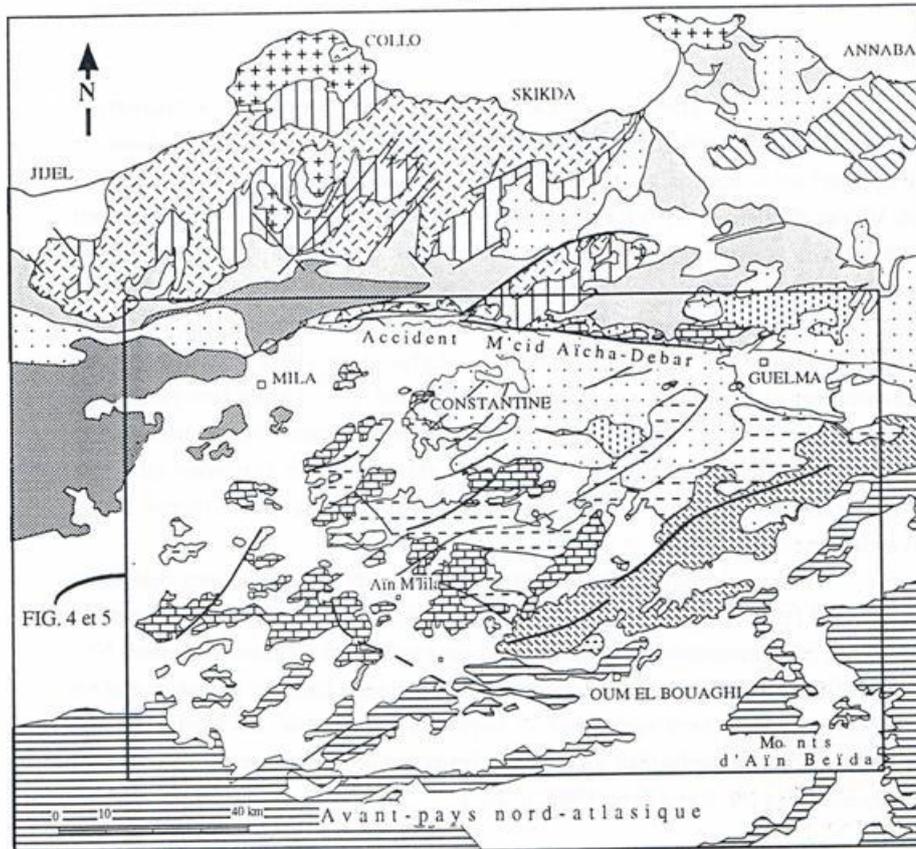
Sur plus de 160 km d'Est en Ouest, et sur 30 km du Nord au Sud, le môle néritique est formé de massifs isolés de tailles variables. Cette unité fut considérée comme un ensemble autochtone par Durand Delga en 1969, elle est allochtone à vergence sud pour Vila ; 1980. L'autochtonie de cette unité est reprise par Chadi en 1991 et Coiffait en 1992.

Du côté faciès ces séries sont constituées d'épaisses dalles formant une plate-forme carbonatée, bioconstruite, récifale, allant du Jurassique au Cénomaniens., surmontée par une couverture marneuse à marno-calcaire, à intercalations d'argiles fossilifères (rap. Int. Sonatrach ; 2001). Cette couverture datant le Crétacé supérieur, pouvant atteindre l'Oligocène supérieur (Coiffait ; 1992).

Durant le Mésozoïque cette zone se comportait comme un haut-fond entre les sillons plus subsidents qui l'encadrent. Malgré les nombreuses phases tectoniques qui ont affecté cette région, elle se comportait toujours de façon rigide.

5.2.1.3. Les unités sud-Sétifiennes :

Ont été décrites par J.M. Vila, (1980) sous l'appellation «ensemble allochtone sud-Sétifien». Elles sont caractérisées par des séries sédimentaires mésozoïques de plate-forme subsidente admettant des intercalations pélagiques. Ces unités ne présentent des variations significatives qu'à leurs parties méridionales annonçant l'autochtone Hodnéen plus méridional à l'Ouest (Djebel Tafourer). Elles s'intercalent entre l'unité néritique constantinoise et les écailles atlasiques des Sellaoua (Wildi, 1983).



- Roches éruptives miocènes : granites, grano-diorites, micro-granites, dolérites et rhyolites.
- Oligo-Miocène-Kabyle : Olistostromes à flyschs.
- Nappe numidienne (Oligo-Miocène).
- Nappe des flyschs massyliens et maurétaniens (Crétacé-Paléocène).
- Nappe ultra-tellienne : marno-calcaires (Crétacé-Éocène).
- Péni-tellien et tellien de type babar : calcaires et marno-calcaires (Jurassique à Crétacé supérieur).
- Plate-forme constantinoise (Jurassique à Crétacé).
- Couverture de la Plate-forme constantinoise (Crétacé-Éocène).
- Avant-pays nord aurésien : calcaires et marnes (Jurassique à Miocène).
- Formations de type sellaoua : marnes et marno-calcaires (Crétacé à Miocène).
- Socle du Djebel Edough.
- Socle paléozoïque de la Petite Kabylie.
- Péridotites et Kinzigites (Socle basique).



Fig. 9 : Carte géologique simplifiée montrant les différentes formations de l'Avant pays de la chaîne des Maghrébides (Vila, 1980)

5.2.1.4.Zone de convergence Môle néritique-Aurès :

Cette zone comporte une entité morphostructurale ; les hautes plaines constantinoises ; et les Sebkhas qui forment des alignements en gouttières sur 200 km environ, orientés Est Ouest, (Marmi, 1995). Constituant une vaste dépression à écoulement endoréique (Djaiz. 2011). Cette zone est bordée au Sud par le « bâti présaharien », (Savornin, 1920) qui regroupe les Monts de Batna-Bellezma et les Aurès, au Nord-ouest par le Sud Sétifien et au Nord-est par le Môle néritique constantinois, (Marmi, 1995).

On rencontre dans cette région des chaînons à ossature calcaire d'âge Crétacé, ainsi que des affleurements triasiques jalonnant les djebels de la limite nord, soulignant ainsi des contacts anormaux. Le Mio-Plio-Quaternaire continentale et détritique vient combler les dépressions et les synclinaux dont le cœur est occupé par les Garâas inondables en saisons humides. (Djaiz. 2011).

5.2.2. L'avant-pays méridional :

5.2.2.1.Les Monts d'Aïn Yagout

Ils forment la bordure méridionale des Monts d'Aïn M'Lila avec une zone de transition latitudinale (Les lacs) marquée par le Chott Gadaïne à l'ouest et la Sebkhet ez Zemoul à l'est. Les Monts d'Aïn Yagout regroupent du nord au sud les Djebels Tarbent, El Haouïa, Azem-Gountas, Tafraout et Toumbaït. Ces chaînons sont constitués de séries calcaire-dolomitiques à grésocarbonatées, Jurassico-crétacées sur lesquelles repose en discordance, par endroit, le Miocène et le Pliocène (**Fig. 10**).

Janiak (1951) attribue au Lias les grosses masses dolomitiques qui constituent l'essentiel du Djebel Toumbaït. Les terrains triasiques affleurent largement aux abords immédiats du village d'Aïn Yagout et à Koudiate el Beïda (extrémité orientale de Toumbaït) où le gypse est exploité par carrières et traité sur site Les structures appartenant à cet axe héritent d'une évolution tectonique résultant de deux phases séparées par érosion. La première phase est anté-miocène, donnant des structures de direction atlasique dont témoignent les axes des Djebels Toumbait et Hanout.

La deuxième est postérieure à la genèse d'une surface d'érosion et le dépôt du Miocène, caractérisée par une compression nord-sud disloquant en baïonnette cette structure anticlinale et induisant des écailles, des plis dont les flancs méridionaux sont verticalités et des décrochements dextres.

5.2.2.2.Les Monts de Batna-Bellezma

Ces massifs constituent le prolongement oriental des monts du Hodna, limitant le bassin de Barika à l'Est, (**Fig. 10**). Ils sont structurés en plis anticlinaux à grands rayons de courbure, avec une orientation générale des axes NE-SW. Les terrains formant ces massifs sont essentiellement Jurassico-crétacés. La coupe de référence de la série jurassique de la région est décrite au Ravin bleu par plusieurs auteurs dont Bellion (1972), Guiraud (1973) et Vila (1980).

Au cours du Secondaire, ces terrains forment la majeure partie des affleurements, avec une série initialement marine associée à des apports détritiques qui seront perturbés par le début de la période orogénique. Pendant la même époque, les épaisseurs et les faciès de ces dépôts forment des zones parallèles à la direction WNW-ESE, en particulier les séries

cénomaniennes et turoniennes (Bureau, 1975). Ces dépôts montrent l'existence de deux domaines subsidents différents dont la partie méridionale est dix fois plus épaisses que la partie septentrionale (300m).

5.2.2.3. Le Massif des Aurès

Il constitue le cœur du domaine atlasique, occupant une aire géographique s'étendant des Monts du Hodna à l'Ouest jusqu'aux Monts de Nememcha-Ain Beïda à l'Est. Son versant sud du côté de Biskra est limité par l'accident sud atlasique (flexure saharienne). Ce dernier comporte des dépôts détritiques marins miocènes constituant une couverture discordante sur les formations crétacées, allant du bassin de Timgad jusqu'au nord-est de Khenchela. La bordure septentrionale est affectée par des anticlinaux crétacés comprenant d'Ouest en Est les Djebel Bou Arif, Fedjoudj et Tarf. (**Fig. 10**).

La structure de l'Aurès est matérialisée par de vastes anticlinaux et synclinaux, réguliers et bien individualisés, d'axes N 50° à N60° E. Cette direction est engendrée par la phase atlasique (Laffitte, 1939), ayant abouti à l'émersion de ce massif. La direction Atlasique est affectée par plusieurs systèmes de failles qui s'organisent autour de trois directions: failles directionnelles NE-SW, failles transversales NW-SE, failles E-W. Leur terminaison vers le Nord est provoquée par la genèse du synclinal de Timgad où la sédimentation post-tortonienne atteint le Pliocène (Guiraud, 1973). Le Trias dans ces plis est extrusif et générateur de haut fond recouverts de formations récifales (Guellal et Megartsi, 1972 ; Guellal et Vila, 1973).

5.2.2.4. Bassin de Timgad :

C'est une gouttière de direction Est-Ouest, formée essentiellement par des sédiments autochtones tortoniens, post-tortoniens et probablement pliocènes (Guiraud, 1973).

Cette dépression syn-orogénique est située à la limite nord des Aurès et au sud des massifs de Ain Yagout, Bou Arif, Fedjoudj, Tarf et Amrane (Laffitte, 1939) (**Fig. 10**). La direction des axes des plis anticlinaux du bassin miocène de Timgad est N 55° E incurvant à N 75° E. Ces plis sont le résultat d'une phase tectonique anté- miocène probablement éocène terminal.

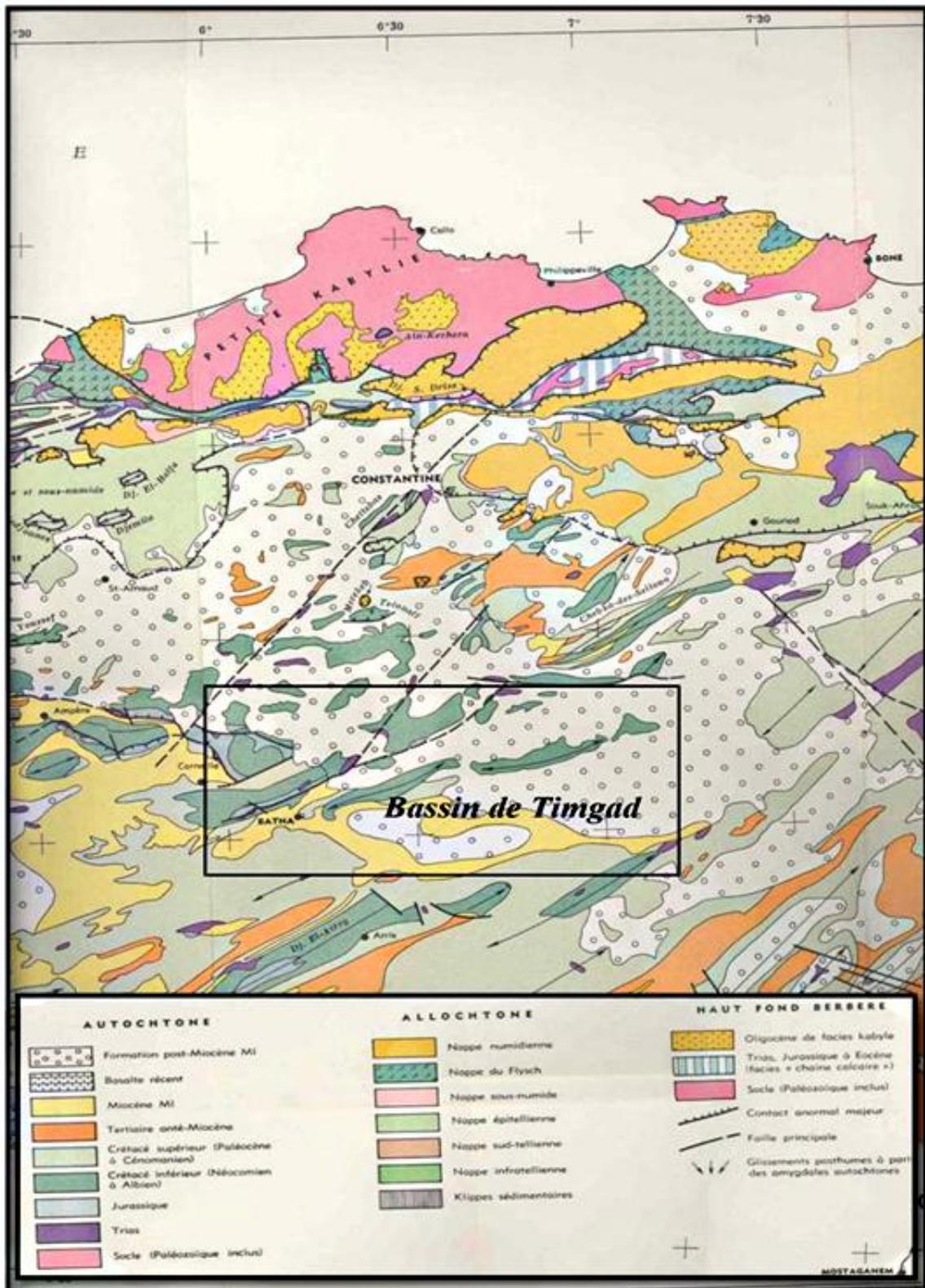


Fig. 10 : Carte géologique montrant les différentes formations de l'Avant pays méridional de la chaîne des Maghrébides

6. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE GENERAL

D'après les études antérieurement réalisées par plusieurs géologues dans la région (Laffitte, (1939) ; Herkat, (1982), Marmi, (1995) et Guiraud, (1997)), l'inventaire stratigraphique dressé a révélé que les séries les plus anciennes affleurant dans le secteur sont attribués au Trias. Les dépôts les plus récents sont d'âge Quaternaire.

6.1. Les formations mésozoïques

Les formations du *Secondaire* se caractérisent par une sédimentation essentiellement marno-calcaire à gréseuse par endroits.

6.1.1. LE TRIAS

Une masse chaotique qui affleure toujours en position anormale, on le trouve sous forme de pointements ou de dômes très localisés dans les flancs des grands plis (Ghandriche, 1991). Il affleure aussi sous forme de lames injectées le long des grands accidents. De ce fait, le Trias n'affleure qu'à la faveur des accidents tectoniques ou des diapirs. Ces séries sont très répandues dans l'Aurès septentrional : la région des lacs, les Monts de Bellezma-Batna, exactement à Dj. Tuggurt et Dj. Sarif et dans la région de Khenchela, (Marmi, 1995) à Dj. Krouma-Knif et Tazouguert. Dans les Aurès il affleure à Maafa, Menaâ et Arba (Yahiaoui, 1990). L'épaisseur du Trias reste indéterminée avec précision. Probablement elle peut atteindre quelques centaines de mètres. (*Fig.11*)

Ces formations sont constituées d'une association de faciès différents (Marmi, 1996) :

- Des argilites bariolées de teintes vives (violette et rouge, « lie-de-vin », rarement jaunâtres à verdâtres), associées à du gypse fibreux et du sel ;
- Du sel gemme bien développé, comme dans Dj. Melah (El Outaya). Il est accompagné de lambeaux de marnes varicolores renfermant des cristaux d'Anhydrite, d'Aragonite, de Dolomite, de Quartz bipyramidé et de Pyrite (Djaiz, 2011) ;
- De minces bancs de grès fins, micacés et se débitent en plaquettes centimétriques ;
- Des dolomies sombres, saccharoïdes, avec une rare minéralisation métallifère ;
- Des bancs plurimétriques de calcaires gris-verdâtres, très dur et à cassure conchoïdale. Dans la région de Khenchela on trouve des blocs de calcaire récifal emballés dans les argilites, enfin
- Des roches éruptives, dites Roches Vertes ou Ophites, ce sont généralement des roches basiques altérées.

6.1.2. LE JURASSIQUE

Les formations jurassiques affleurent dans les Monts de Batna-Bellezma ; particulièrement au cœur du Ravin Bleu qui a été maintes fois étudié et est devenu un site privilégié d'étude du Jurassique dans l'Atlas Saharien oriental (Bureau, 1986). On les rencontre dans la région d'Ain Yagout à Dj. Sarif, Dj. Toumbait et Dj. Ras Tarbent, (Marmi, 1996). Ces séries affleurent dans les Aurès particulièrement au cœur du grand Azreg, où Laffitte (1939) a signalé que les formations jurassiques les plus anciennes affleurant en position normale sont comprises entre la vallée d'Oued Abdi et Oued Labiod, (*Fig.11*).

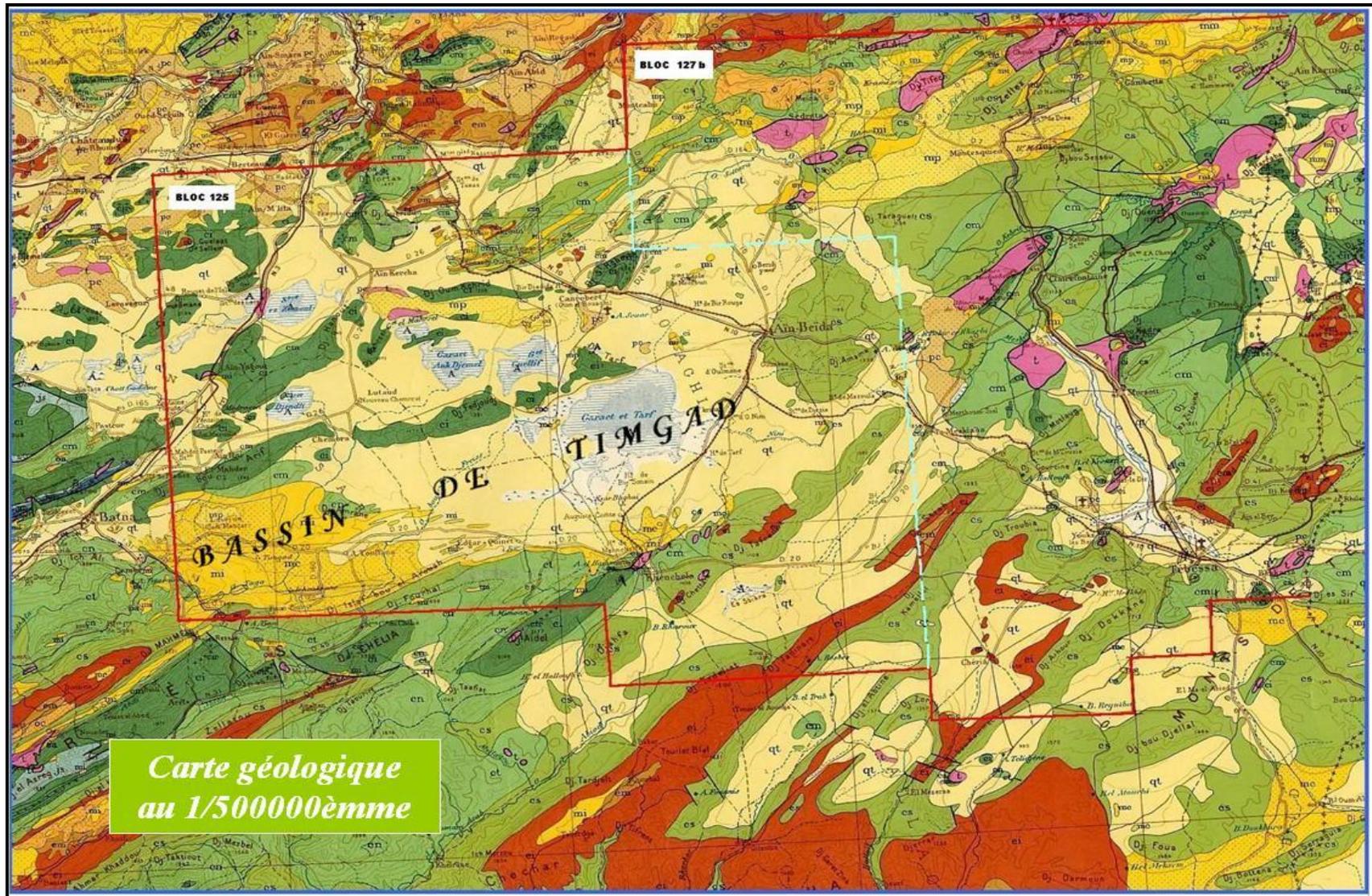


Fig. 11 : Carte géologique au 1/500000ème

Le **Jurassique** est atteint grâce à des forages d'exploration implantés dans le **bassin SE Constantinois** par les campagnes de recherche pétrolière de la **SONATRACH**, toutefois sa subdivision est sans grande précision et cela est dû à la pauvreté de ces séries en fossiles ce qui rend la datation délicate.

La lithologie des formations Jurassiques oscille entre des faciès calcaires argileux, siliceux, bréchiq ue et des dolomies cristallines à microcristallines. Les calcaires Jurassiques renferment des fois des intercalations de marnes jaunes et rouges dont l'épaisseur peut atteindre jusqu'à 400 mètres (**Dj. Azreg**).

Données de subsurface (PLANCHES 1, 2, 3et 4)

Le forage d'exploration **DTK-1**, implanté à **Dj. Taktiout**, situé à l'ouest des **Aurès**, a atteint le toit du **Jurassique supérieur** vers une profondeur de **3098m**. Trois formations distinctes traversées par ce puits :

- **Kimméridgien Inferieur** : une série épaisse de **310m** à prédominance de calcaire argileux présentant des trace de Pyrite ;
- **Kimméridgien supérieur** : alternance de calcaire et d'argile avec des bans de dolomie d'une épaisseur de **200m**;
- **Portlandien** : des dolomies massives sur presque **560m** d'épaisseur, renfermant des traces de Pyrite, Anhydrite et lignite (rapport inédit SONATRACH).

Les forages implanté à l'est des **Aurès**, **HTG-1** ; implanté à **Dj. Hammimat Guerra** ; et **JHF-1bis** à **Dj. Djahfa** ont touché le toit du jurassique, respectivement à **4224m** et à **3745,5m** de profondeur. Ils ont révélé la présence de dolomies massives parfois argileuses à intercalations de marnes et de calcaires argileux marquées par la présence de la Pyrite et des passées d'anhydrite. Il faut signaler de fines intercalations gréseuses à **JHF-1bis**. Ces deux puits ont touché le sommet du **Portlandien**

La coupe de Dj. Toumbait

Une coupe levée par Mr. Marmi (1995) (**Fig. 12**) dans la partie orientale de **Dj. Toumbait** présente une série plus ou moins complète par rapport à celle levée par Vila et Maupin (1978) dans la partie occidentale. Il a subdivisé le **Jurassique** en Cinq unités qui sont de bas en haut :

Lias: comprend les unités **U1** et **U2**

- **U1 : Lias inférieur à moyen**, (70-80m) dolomie cristalline et calcaire dolomitique présentant des niveaux calcaréo-gréseux et des niveaux laminés à **Stromatolithes**. Les lamines sombres sont riches en matière organique.
- **U2 : Lias moyen à supérieur**, (120-130m) calcaire à joints marneux refermant dans sa partie médiane une barre dolomitique décamétrique, vers le sommet les calcaires deviennent légèrement rosâtres.

Dogger: correspond à l'unité **U3**, reste sans division précise.

- **U3** : (150-160m) elle débute par des calcaires fins micritiques clairs bien stratifiés puis ils deviennent sombres avec une présence discrète de grains fins de Quartz. Au sommet les bancs de Calcaires sont légèrement rosâtres témoignant de l'**Ammonitico Rosso** comparable à celui décrit au **Ravin Bleu**.

Il deux barres décamétriques de calcaire à silex se présentent dans la partie médiane et sommitale de cette unité.

Fig. 12 : Corrélation lithostratigraphique du Jurassique (Marmi, 1995)

Malm: comprend les unités U4 et U5.

- **U4 : Oxfordien**, (50-60m) essentiellement calcaire et renferme des niveaux à *Filaments* et *Radiolaires*.
- **U 5 : Kimméridgien à Tithonique**, (80-90m) débute par des bancs décimétriques à métriques de calcaire à silex et devient marno-calcaire vers le sommet.

La coupe grand Azreg des Aurès

Selon une coupe de Boudjema (1985), les formations du Jurassique au cœur du Dj. Azreg se limitent au Malm

L'Oxfordien supérieur

- Débute par des calcaires argileux et des marnes jaunâtres, puis deviennent violacées plus en haut. Le sommet est formé de calcaires et marnes pseudo bréchique marquant le passage vers le **Kimméridgien**.

Le Kimméridgien

- 400m de marnes à rares intercalations de calcaires et de calcaires marneux.
- 400 m de calcaires sublithographiques en petits bancs.

Le Portlandien

- 500m de calcaires marneux à sublithographiques à intercalation de marnes, à la base on note la présence de calcaire limonitisé, tandis qu'au sommet c'est la dominance de marnes.

La coupe du Ravin bleu

Cette coupe est considérée comme une référence pour l'étude du Jurassique, elle révèle :

- Une série calcaro-dolomitique azoïque à la base, le sommet est daté par *Involutina liasica* donnant un **Lias inférieur** à cette unité.
- Le fameux *Ammonitico Rosso inférieur* daté **Toarcien** (Laffitte, 1939).
- *Ammonitico Rosso supérieur* daté **Argovien** (le passage entre l'Oxfordien et le Kimméridgien)(Savornin, 1920).
- Une série de marnes et marno calcaire à *Ammonites*.
- Calcaire micritique à *Calpionelles* du **Berriasien**. (Fig.13)

6.1.3. LE CRÉTACE

Contrairement au Jurassique, les formations crétacées affleurent largement dans la région d'étude et ses environs (Fig. 11). Le passage Jurassique-Crétacé n'est pas délimité avec précision. En Tunisie, où le domaine est nettement plus marin, cette limite a pu être positionnée grâce au Calpionelles.

Le Crétacé est constitué d'une succession concordante allant du **Berriasien** au **Maastrichtien**. (Fig. 13)

Laffitte a subdivisé le Crétacé en deux ensembles distincts, sur la base de critères faciologiques :

- **Le Crétacé inférieur** : (Néocomien, Barrémien, Aptien et Albien), correspond à une unité lithologique d'importance régionale. Il affleure au sud du bassin de Timgad à Dj.

Azreg des Aurès, à Dj. Chelia, à l'anticlinal de Khenchela. On le rencontre sur l'axe de Dj. Bouarif, Fedjoudj et Tarf au nord du même bassin ainsi qu'aux Monts de Batna-Bellezma.

Généralement le Crétacé inférieur est caractérisé par une monotonie des séries où les formations détritiques sont dominantes (Guiraud, 1975).

- **Le Crétacé supérieur** : (Cénomaniens, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien et Maestrichtien).

6.1.3.1. *Crétacé inférieur*

A- Le Néocomien : la subdivision de cet étage en *Berriasien*, *Valanginien* et *Hauterivien* demeure difficile bien qu'il affleure au cœur des grands plis aurésiens et est atteint par plusieurs forages (MTL-1 et DTK-1 à l'Ouest et FDJ-1, JHF-1bis et HTG-1 à l'Est). La datation a été faite approximativement, par extrapolation vu le manque de données paléontologiques. L'épaisseur globale du Néocomien varie de 1000 à 1200m à l'Est et de 450 à 970m à l'Ouest.

a- Berriasien

Composé généralement d'argiles grises à gris foncé, indurées avec des intercalations de siltstones. Dans le Ravin Bleu il correspond à des calcaires de faciès pélagique (Donze et al, 1975). Au SW des Aurès il apparaît sous un faciès néritique à Brachiopodes (Kefer Rihane, Dj. Azreg). L'épaisseur de cet étage est estimée à 500m d'après les données de subsurface.

La base du *Berriasien* à Dj. Toumbaït est identifiée grâce aux Radiolaires et Tintinoïdiens, *Calpionella alpina* et *C. elliptica*. L'apparition des Calpionelles peut correspondre au *Portlandien inférieur* (Vila et Guellal, 1973) Néanmoins les Ammonites telles que *Spiticeras sp. Et Berriasella aff. Privasensis*, présentes dans ces niveaux indiquent le *Berriasien moyen* (Vila, 1977).

b- Valanginien

Ces formations affleurent rarement dans la région d'étude, on les trouve uniquement dans Dj. Azreg des Aurès ainsi qu'au Nord d'Ain Yagout à Dj. Tarbent (Marmi, 1995) et dans les Monts de Bellezma. Dans les Aurès, le *Valanginien* est caractérisé à la base par une assise marneuse avec un niveau à fossile pyriteux, par des argiles blanches à Ammonites pyriteuses et à petits cristaux de gypse, surmonté par des calcaires à Ostracées et des grés (Djaiz, 2011). Le sommet est formé de grés et de calcaires pisolithiques. (Djaiz, 2011).

Plusieurs auteurs ont identifié cet étage par une faune Valanginienne caractéristique. Dans les marnes gréseuses de l'anticlinal de Bellezma, Coquand (1862) avait signalé des Hoplites Neocomiensis et Laffitte (1931) a trouvé des Bélemnites subfusiformis. Vila et Guellal (1973, 1980) ont cité la présence des Ammonites pyriteuses, dont *Neolissoceras grasi*, *Phylloceras tethys*, *Neocomites neocomiensis*, *Lytoceras sp.*, *Olcostephanus sp.*, *Valanginites sp.* (Dét. Busnardo, Guellal et Vila, 1973 in Vila, 1980).

Le Valanginien est bien représenté dans l'anticlinal de Dj. Bou Arif. Il est constitué essentiellement par des faciès détritiques (argilites et grés quartzeux) à la base et carbonatés au sommet riche en fossiles. L'épaisseur des sédiments varie entre 80 à 480m. L'assise des dépôts valanginiens est considérée comme un bon repère stratigraphique. Les roches terrigènes, essentiellement argileuses du Valanginien ne sont pas résistantes au processus d'érosion. Elles se décomposent facilement et dessinent dans l'assise des vallées étroites. (Djaiz, 2011).

Fig. 13 : Corrélation lithostratigraphique du Crétacé au Nord des Aurès (Marmi, 1995)

Les données de sub surface récoltées à partir des forages (MTL-1 et DTK-1 à l'Ouest et FDJ-1, JHF-1bis et HTG-1 à l'Est) révèlent un Valanginien marqué par des calcaires argileux gris à brunâtre, compacts, localement pyriteux avec des intercalations de marnes grises à gris foncé parfois silteuses. Son épaisseur est estimée à 770m. (**voir planches 1, 2, 3 et 4**)

c- Hauterivien

Le passage *Valanginien-Hauterivien* reste indéfini par insuffisance de données paléontologiques, ainsi qu'à la ressemblance des faciès. (Marmi, 1995). Les formations hauteriviennes sont constituées par des dolomies prédominantes, des calcaires et des marnes moins répandues. Par endroits, les grès quartzeux alternent avec des argiles.

Dans les Aurès, cet étage est marqué à la fois par un faciès calcaro-gréseux au SW qui varie de 200 à 500 mètres, formé essentiellement par des calcaires pisolithique à Algues, et un faciès gréseux et dolomitique peu fossilifère au NE formant les crêtes de Chelia et de Bordjem (Bureau, 1975). indiquant un milieu de sédimentation néritique peu profond qui persiste toujours après le Valanginien (Laffitte, 1935).

Dans les Monts de Bellezma, il se présente sous forme de calcaire à *Toxaster Africanus* et Polypiers, mais il est souvent dolomitique (Djaiz, 2011).

Dans les Monts de Batna, Bureau (1986) a attribué les niveaux silteux valanginiens à l'Hauterivien en se basant sur une faune de polypiers solitaires *Montivaltia* sp. (Dét. Mr et Mme Beauvais).

Dans les Monts d'Ain Yagout, à l'Ouest de Dj. Toumbaït, la microfaune dégagée dans une série marno gréseuse, représentée par des Ostracodes ; *Lenticulina eichenbergi* BART et BRAND, *Lenticulina ouachensis* SIGAL, *Vagunila kochii* ROEMER, *Lenticulina diaffensis* SIGAL ; a permis à Guellal et Vila, 1973 de rapporter ces terrains au Valanginien-Hauterivien (Marmi, 1995).

La colonne stratigraphique du forage FDJ-1, implanté à Dj. Fedjoudj révèle un Hauterivien estimé à 570m d'épaisseur, constitué de dolomie calcaire, cristalline, dure, compacte avec des passées d'argiles tendres indurées et silteuses, ainsi que des grès quartzeux alternant avec des calcaires gris beiges

B- Le Barrémien

Les formations barrémiennes couvrent une surface beaucoup plus vaste que celles du Néocomien. Elles affleurent à Dj. Azreg des Aurès, à Dj. Chelia, dans l'anticlinal de Khenchela et dans les terminaisons périclinales sud des anticlinaux de Bou Arif et Bellezma. Ce faciès de milieu très peu profond est essentiellement formé de grès, de marnes versicolores et des grès ligniteux représentant une période régressive.

Le Nord et le centre de Dj. Azreg des Aurès sont caractérisés par une sédimentation quartzitique, passant vers le SW à des marnes, des sables et des bancs de gypse, lui attribuant un faciès lagunaire et continental. Le NE du massif est caractérisée par une sédimentation carbonatée marine (Laffitte, 1935).

Le Barrémien apparaît à la fois sur les versants Est de Dj. Ich Moul et au Sud de Dj. Chelia, respectivement sous forme de quartzites à grains fins et de grès qui est identique à celui de l'Aptien.

L'anticlinal de Bellezma (Ras Zvizef) montre un Barrémien (400m) gréseux, quartzeux à grains fins sans fossiles. Laffitte (1936) parle d'un Barrémien régressif dans les

zones méridionales (Sud des Aurès, Bellezma) et de l'abondance de gisement d'Ammonites pyriteuses dans les zones septentrionales. Ce fait a permis à Laffitte de le rapprocher à la loi de HAUG qui veut que les mouvements régressifs sur les aires continentales soient accompagnés d'approfondissement de la mer.

Dans le massif de Bou Arif, le Barrémien (250m) représenté par des alternances de grès et des calcaires à débris de coquilles qui ont fourni une ammonite indéterminable (Bureau, 1975). Pour Vila, (1981) ce dernier constitue le cœur de l'anticlinal avec environ 400m d'épaisseur, de bas en haut :

- 150 m de grès en bancs métriques. Ces grès présentent des stratifications obliques et entrecroisées, des plages ferrugineuses, les grains de quartz sont peu arrondis et ne dépassent pas 2mm.
- 50 m de calcaires micritiques, légèrement gréseux et noduleux. Ces derniers se présentent sous forme de plaquettes centimétriques et métriques à débris de mollusques. Ces micrites grises contiennent une microfaune typiquement barrémienne décrites par Vila (1980), avec *Choffatella Decipiens* (SCHLUMB), *Neotrocholina friburgeensis* (GUILLAUM et REICHEL), des *Milioles*, *Lituola sp.*, *Salpingoporella dinarica* (RADOICIC).
- 200 m de grès massifs, blancs métriques analogues à ceux de la base. Au sommet, ils sont décimétriques, ferrugineux et plus fins, à ciment argilo-carbonaté. Vers le haut, le ciment dolomitique et de plus en plus persistant avec de moins en moins de silt dans le ciment. Une surface ferrugineuse à piste de vers lithophages au toit marque la limite entre les grès et la série marneuse de l'Aptien inférieur (Rapport ORGM, 1972). L'ensemble des caractères des grès de base montre une tendance de type deltaïque (argiles silteuses, quartz luisant de diamètre inférieure à 2 mm). Les grès supérieurs à ciment dolomitique et à passées d'argiles silteuses sont de type pro-deltaïque annonçant la transgression aptienne.

Le barrémien a été traversé par différents puits tels que JHF-1bis et HTG-1 qui ont permis d'identifier trois termes : **(PLANCHES 1, 2, 3 et 4)**

- Des dolomies et des grès à JHF-1bis passant à des quartzites et grès à passées d'argiles silteuses à HTG-1.
- Des calcaires dolomitiques parfois argileux à JHF-1bis passant à des dolomies parfois gréseuses à HTG-1.
- Des grès à intercalations d'argiles et de dolomies renferment du gypse, pyrite et d'anhydrite à JHF-1bis passant à des grès quartzitiques à HTG-1 (voir planche).

Le Barrémien dans les forages MTL-1 et DTK-1 est formé de grès à intercalations dolomitiques, de dolomies parfois gréseuses surmontées par des argiles et des grès fins renfermant la lignite, la pyrite et l'anhydrite.

Les séries barrémiennes ont des épaisseurs relativement importantes variant de 120-310m au SE, de 390-580m au NW et de 750-1000m au SW.

C- Aptien

Affleure beaucoup plus dans les Aurès et dans l'avant pays atlasique en général (Marmi, 1995). Il est caractérisé par deux ensembles lithologiques distincts :

- Ensemble inférieur marneux, à passées gréseuses. Il est à noter que les affleurements marneux de l'Aptien inférieur dans le centre des Aurès (Dj. Azreg) sont caractérisés par la

présence des Ammonites. Dans les anticlinaux de Bellezma, de Khenchela et de Bou Arif, les marnes sont dépourvues d'Ammonites mais occupent la même position.

- Ensemble supérieur calcaireux à Céphalopodes, à Orbitolines et des sections de Rudistes (Polyconites), surmontée par une barre gréseuse à Koudiate Tenoune Knine (Bou Arif) au NE de Batna (Laffitte 1936).

Des datations faites par Killian (1931) qui parle d'Ammonite *Parahaplites Deshayesi* caractérisant l'Aptien inférieur, Pervinquire désigne une *Orbitolina Discoidea-Conoidea* (*d'O. Lenticularis*) datant l'Aptien supérieur, enfin Laffitte (1936) désigne un Rudiste (Polyconites *Verneuili*) caractérisant toujours l'Aptien supérieur. Ces formations occupent les parties de voûte des soulèvements anticlinaux de Bou Arif.

Une description lithostratigraphique de l'aptien représentée dans un rapport de l'ORGM (1972), révèle aussi la présence d'une assise marneuse basale surmontée par des formations de calcaires de bas en haut :

- A la base de l'assise, au passage du Barrémien à l'Aptien apparaît un ensemble marneux de 70 m d'épaisseur de teinte beige-verdâtre et grise, plus haut, on distingue deux barres calcaro-dolomitiques riches en débris de Lamellibranches et Brachiopodes dont le mur et le toit sont noduleux.

- Au dessus, des calcaires épais d'environ 300 m, ils sont représentés par des variétés massives pélitomorphes et organogènes. La coupe se caractérise par l'abondance des calcaires à orbitolinidés. Leur présence se renforce graduellement du NW au SE et forme souvent des minéraux très riches en cette microfaune dans les soulèvements anticlinaux de Bou Arif. En lame mince, les calcaires sont représentés par un agrégat cryptocristallin de calcite qui contient une quantité variable de débris organiques. Les restes organiques ne dépassent pas ordinairement les 15 à 25 % du volume de la roche.

Ces derniers sont grossièrement stratifiées reconnaissables dans le relief. Ces barres recèlent d'importants indices de minéralisation telle que la baryte.

- Les dolomies forment des couches d'épaisseur métrique. Elles sont représentées par des variétés massives brunâtre à la surface et grisâtre ou gris foncé à la cassure, à grains fins et moyens. En lame mince, la structure est mosaïque soulignée par des cristaux rhomboédriques de dolomie de dimension allant de 0.1 à 0.4 mm, associées aux pélites ferrugineuses.

Le haut de l'assise est généralement représenté par l'alternance de faciès marno-carbonatés. Il s'agit d'alternance de marnes gris verdâtre, de grès quartzeux à grains fins, de calcaires gris bioclastiques et de dolomies beiges. L'épaisseur des couches varie de quelques mètres à des dizaines de mètres. L'assise aptienne est très riche en restes fossiles tel que les échinodermes, lamellibranches, gastéropodes et brachiopodes.

Au SE, les puits HTG-1 et JHF-1bis montrent un Aptien épais de 450-520m, constitué par des calcaires parfois argileux ou dolomitiques à passées de grès glauconieux, vers le sommet les formations deviennent dolomitique.

Au NW l'épaisseur de L'Aptien est en moyenne 350m à Dj. Hanout Kebir, alors qu'à Dj. Amrane, elle est estimée à 420m. Il est représenté par des argiles carbonatées et des dolomies parfois gréseuses.

A Bou Arif la série aptienne est comprise entre deux surfaces de ravinement et marquée au toit par un Hard Ground à Hanout Kebir. Elle est caractérisée par une base

marneuse surmontée par une série de grosses barres de calcaires parfois dolomitique et de dolomie ferrugineuse (voir planche3) ;

Au SW les forages MTL-1, DTA-1 et DTK-1 révèlent un Aptien d'une épaisseur réduite par rapport au autres puits sus cités (de 80-135m) ; il formé de calcaires surmontés par des grès à passées marno-calcaires à Dj. Taktiout, par des dolomies fissurées argileuses à intercalations de marnes à Dj. Metlili (**PLANCHES 1, 2, 3et 4**)

L'Aptien est caractérisé par des faciès de mer profonde principalement infra-néritique ou pélagique témoignant d'une transgression soulignée dans l'Aurès, par la présence d'Algues bleues à Iguelfène, les calcaires à Orbitolines, les dolomies et les grès à Orbitolines. Selon Laffitte (1939), l'accumulation de 300 à 400m de sédiments à l'Est et au Nord Ouest, prouve un mouvement d'affaissement du fond, ou une subsidence compensée toujours par un important apport de sédiment qui ne permet pas l'approfondissement de la mer. Alors qu'au Sud Ouest à Dj. Taktiout, Tafrent et Metlili, la région a joué comme un Haut fond durant cette période, ce qui peut être lié au jeu de la transversale Bejaïa-Negrine.

D- Albien

L'Albien est mieux représenté dans tous les anticlinaux de l'Aurès, où il est généralement bien daté. On le rencontre aussi à Dj. Bou Arif, Dj. Hanout Kebir, les massifs du Bellezma, Khenchela et Ich Moul-Chelia (Laffitte, 1935). Du point de vue faciès l'Albien peut être divisé en deux termes :

- Un Albien inférieur : dont l'épaisseur varie de 140m (Dj. Bou Arif) à 240m (AMR-1), caractérisé par des argiles silteuses à intercalations de calcaires oolithiques et lumachelliques à Dj. Hammimat Guerra (HTG-1).

Au Sud il est représenté par des grès fins localement argileux à passées de calcaires et d'argiles, marqués par la pyrite, la lignite, la glauconie et la calcite. Cependant au Nord, à Dj. Bou Arif, se sont des grès à intercalations de marnes et de dolomies, surmontés par des calcaires noduleux et des dolomies indiquant le faciès de mer peu profonde (voir planche3).

- Un Albien supérieur : dont l'épaisseur varie de 100-170m à l'Ouest et de 240-520m à l'Est dans les régions de Djahfa, Hammimat Guerra et Ammammat Kebir, le terme supérieur de l'Albien est caractérisé par des bancs de calcaires argileux silteuses, oolithiques à intercalations de marnes silteuses à HTG-1, à passées de calcaires argileux, des grès à passées d'argiles et de marnes à JHF-1bis. (**PLANCHES 1, 2, 3et 4**)

Au Sud Ouest de la région il est représenté par des calcaires parfois cristallins, argileux à passées gréseuses (MTL-1, DTK-1 et DTA-1) (**PLANCHES 1, 2, 3et 4**)

Au Nord Ouest, il correspond à des faciès marno-calcaires à intercalations de calcaires argileux. Les marnes sont silteuses à Dj. Bou Arif, surmontées par une surface durcie (HG) dans la série de Dj. Fourhal où l'on signale la présence d'un niveau glauconieux bien marqué.

A Hanout Kebir, les marnes renferment un grand banc à Brachiopodes ferrugineux. Il faut noter l'absence de l'assise inférieure de l'Albien gréseux et que l'albien supérieur repose en discordance sur les carbonates aptiens. Selon Tawfiq et Fahmy, 1972, c'est la discordance intra-albienne

L'anticlinal de Dj El Azreg montre un Albien développé dans les environs d'Arris. La base est gréso-marneuse avec de rares bancs de calcaires peu fossilifères, surmontée par des calcaires se substituant progressivement aux grés. Le sommet se compose de marno-calcaires.

L'Albien de Dj Metlili (Oued Merdedou) forme le cœur de l'anticlinal. Péron l'a signalé dès 1898 par la présence de *Mortoniceras Rostratum*. Le même affleurement a fourni des moules internes de Gastéropodes et des débris d'Ostracées.

Le versant Sud du massif du Bellezma (Tizourette) est souligné par des assises albiennes. Cette coupe montre la présence d'un Radiolite (*Praeradiolites*) indiquant le Vraconien (Laffitte, 1935). L'Albien de l'Aurès est caractérisé par une alternance marno-gréseuse associée à des calcaires à Ammonite. Le sommet passe à des calcaires riches en Céphalopodes, à Algues et à Orbitolines. Ces caractères impliquent des mouvements d'affaissement du fait du dépôt d'une sédimentation épaisse (300m) dans un fond ne dépassant pas 200m.

L'Atlas Saharien est souligné à cette époque par une sédimentation marine néritique qui devient sub-bathyaux aux extrémités W et E, tandis que dans sa partie centrale s'accumule des sédiments continentaux dans un fossé subsident. A la base apparaissent des calcaires grumeleux, sub-récifaux, organogènes et bioclastiques, au sommet, ils deviennent pélitomorphes, argileux, oolithique, organogènes et bioclastiques.

La limite inférieure de l'étage est difficile à préciser, cependant, elle a été définie à la base de Koudiate Tenoune Knine (Dj Bou Arif) par des bancs de calcaires et de marnes à *Acanthoplites aschiltaensis* (ANTHULA), au sommet par des alternances de calcaire à débris de coquilles contenant des Orbitolines et de marne avec des nodules d'oxydes de fer (Laffitte, 1935). La limite supérieure est visible car elle correspond à une rupture de pente de relief due à l'érosion des marnes cénomaniennes. L'absence des dépôts albiens dans les flancs périclinaux de Bou Arif et l'apparition des faciès détritiques avec la glauconite, au contact du Crétacé témoignent de la présence d'une lacune stratigraphique locale de sédimentation.

Plus au Nord, dans le néritique méridional, précisément dans les Monts d'Ain M'Lila, Chadi (1991) n'a jamais signalé de l'Albien ; au dessus des calcaires aptiens reposent directement le Cénomaniens marneux par l'intermédiaire d'un HG d'ampleur régionale. Toutefois il reconnaît l'existence d'un Albien calcaro-marneux à DJ. Tolba (communication orale) (Marmi, 1995).

La répartition des faciès et la variation des épaisseurs durant l'Albien sont peut être contrôlées par la phase **Autrichienne** responsable de phase inverses NS et des décrochements NE-SW qui ont probablement affaissé le compartiment est par rapport au compartiment ouest (Guiraud, 1973). Ce sujet a été évoqué par Laffitte (1939), où il a noté que le grand paquet de sédiments albiens ait pu s'accumuler dans une mer peu profonde, nous mène à admettre un affaissement du fond marin, qui devait être irrégulier et parfois accompagné de légers mouvements de signe contraire, livrant ainsi à l'érosion sous marine des couches nouvellement formées.

6.1.3.2. Crétacé supérieur

Au point de vue répartition géographique le Crétacé supérieur affleure sur une grande aire dans le massif aurésien ou dans l'avant pays atlasique et même au cœur du bassin néogène de Timgad ; notre région d'étude dans ce travail.

Le caractère d'une sédimentation marno-calcaire de type plate-forme (milieu hémipélagique) a permis aux anciens auteurs d'établir une stratigraphie exhaustive grâce à une association faunistique abondante et varié (Marmi, 1995).

A- Le Cénomanién

D'après les données de forages d'exploration géologique dans la région on peut en déduire :

Au Nord Est et au Sud Est le Cénomanién est presque identique représenté par des marnes parfois lumachelliques, dolomitiques alternant avec des calcaires graveleux, noduleux et des marno-calcaires riches en Pyrite et en Gypse (AMR-1, AMK-1). A Dj. Fourhal, la série débute par des marnes et marno-calcaires et se termine par des calcaires marneux légèrement bitumineux traduisant un milieu infra-néritique à bathyal.

Dans les puits HTG-1 et JHF-1bis les marnes deviennent silteuses légèrement dolomitiques à passées de calcaires argileux fossilifères ; il est à noter la présence de Calcite et de la Pyrite. **(PLANCHES 1, 2, 3et 4)**

Au Nord Ouest à Dj. Hanout Kebir, les marnes sont indurées à débris d'Ammonites, alors qu'à Dj. Bou Arif, les formations du Cénomanién n'affleurent que sporadiquement autour de cet anticlinal dans sa partie occidentale. Il comprend à la base deux barres marno-calcaire à niveau glauconieux séparées par des marnes grises (150 m). Le sommet est caractérisé par une alternance de calcaire et de marne gris beige (150 m) en bancs métriques. (Djaiz, 2011)

Au Sud Ouest à DTK-1 et DTA-1, le faciès devient argileux à intercalations de calcaires et de marnes, par contre à MTL-1, le cénomanién est argileux à la base avec des passées lumachelliques surmonté par une formation carbonatée parfois argileuse, c'est des calcaires oolithiques et des dolomies. **(PLANCHES 1, 2, 3et 4)**

Cet étage est marqué par de grandes épaisseurs variant de 400-1000m. Il est bien caractérisé dans les Aurès grâce à la présence abondante de Céphalopodes, des Hemiasters, des Huitres et des *Aspidiscus cristatus* dans une sédimentation marneuse à la base surmontée par des marno-calcaires. Ce qui témoignent d'un paléoenvironnement infra-néritique à bathyal.

Laffitte (1939) a signalé aussi la présence de Pectens, de Plicatules, des Gastéropodes et des Lamellibranches ainsi que les Ammonites dans les marnes du Cénomanién.

Sur le flanc septentrional du Dj. Bou Arif ; exactement à l'Ouest d'El Madher ; Marmi (1995) a récolté deux Ammonites dans un niveau marneux incluant quelques bancs de biomicrite ? Il s'agit de *Neolobites vibrayanus* d'ORB et *Newboldiceras spinosum* KOSSMAT, caractérisant le Cénomanién moyen

De façon générale le milieu marin installé à l'Albien supérieur se maintient au cours du Cénomanién (Addoum, 1995). Il est à noter que cet étage surmonte en concordance le Crétacé inférieur.

D'après Laffitte (1939), la superposition des marnes à Céphalopodes et des calcaires à Ostracées, indique que la profondeur de la mer diminuera progressivement durant cette période. Ceci semble être en rapport avec la rapidité de la sédimentation qui fait qu'en certains points l'épaisseur atteigne 1km (Aurès Dj. Azreg). Malgré ceci les grès ne se sont jamais observés dans cet étage. Laffitte explique l'absence des sédiments détritiques pendant le Cénomanién, contrairement aux étages inférieurs comme étant une modification de la nature de sédimentation due à des changements régionaux. Ce dernier très répondu dans l'atlas Saharien est caractérisé par une transgression largement développée pendant toute sa durée

B- Turonien

Le Turonien occupe de grandes surfaces dans les Aurès et le bassin de Timgad. Il s'observe dans les massifs de Dj. Bou Arif, Dj. Amrane, Dj. Ich Ali, Dj. Bellezma, Dj. Metlili, Dj. Azreg, Dj. Ich Moul-Chelia et Dj. Khenchela.

Il est à noter que les faciès du Cénomaniens et du Turonien sont très comparables (Marmi, 1995). Laffitte et Coquand déterminent la limite inférieure à partir de la disparition de la faune cénomaniens et l'apparition du faciès à Rudistes (*Praeradiolites biskarensis*). La limite supérieure est déterminée par la présence des faciès récifaux ou subrécifaux à Hippurites et Céphalopodes succédant aux marnes à Ammonites du Coniacien.

A la périphérie du massif Dj. Azreg, affleurent des récifs composés de calcaires à Rudistes (100 à 300 m), à l'intérieur du massif dominant des marno-calcaires (80 m) peu fossilifères à rares Céphalopodes.

Le Turonien correspond à un ensemble de 150 m d'épaisseur qui affleure sur les versants nord et Sud de la partie SW du massif de Dj. Bou Arif. (Djaiz, 2011). Il est à dominante marneuse avec des niveaux de calcaires marneux en plaquettes bitumineuses, contenant des niveaux glauconieux. Les niveaux sommitaux sont marqués par deux barres de calcaires zoogènes d'aspect noduleux riches en débris de mollusques.

Le massif d'Ich Ali est caractérisé par des calcaires à Échinides, surmontés par des calcaires à Hippurites. L'ensemble peut atteindre au minimum 150m. L'anticlinal des Monts de Bellezma présente les mêmes caractéristiques que celui de Bou Arif avec quelques fois la présence des calcaires à Rudistes et à Algues dans sa partie sommitale.

Les forages montrent que cet étage débute par des marnes silteuses (HTG-1, JHF-1bis) alternant avec des calcaires parfois organo-détritiques, marneux, dans ces marnes s'intercalent des barres récifales (barre bifide de Dj. Fourhal).

Les épaisseurs diminuent selon la direction Nord Ouest-Sud Est elles sont de 600m à MTL-1 et de 200m à HTG-1. Elles sont presque constantes selon l'axe Nord-Sud (JHF-1bis, Dj. Fourhal, Amr-1 et Dj. Bou Arif)

Enfin le passage cénomano-turonien est progressif, indiquant une sédimentation continue liée à une phase transgressive débuté vers le sommet de l'Albien, prend de l'ampleur au cénomaniens et atteint ses limites au Turonien sur une grande étendue.

C- Le Sénonien

Dans la région d'étude la série complète du Sénonien apparaît à Dj. Hammimat Guerra et à Dj. Metlili. Il est signalé aussi dans Dj. Azreg, M'Chouneche, à Bellezma et dans la région de Khenchela.

La base du Sénonien est généralement caractérisée soit par l'apparition de *Barroisceras Haberfellneri* indiquant la première zone à Ammonite où les Tissotia datent le Coniacien moyen. Le sommet est difficile à préciser suite à l'absence des fossiles et la ressemblance des faciès.

Dans le Metlili et El Kantara, ces affleurements furent étudiés respectivement par Fournel (1849) qui a recueilli des fossiles et étudiés par Bayle, lui attribuant un âge Céno-mano-Turonien que Coquand (1862) rapporte au Sénonien. Plus tard, Péron (1883) détermina la base du Sénonien grâce au niveau des Tissotia (in Laffitte, 1935). La sédimentation sénonienne s'est déposée sous une faible profondeur d'eau, mais l'épaisseur considérable des sédiments (2000m), impliquerait un affaissement du fond marin. Ainsi, le

début du Sénonien (Coniacien-Santonien) serait en relation avec une subsidence rapide provoquant le dépôt des marnes à Céphalopodes et Échinides. La formation des lagunes à gypse au début du Campanien est dû à la rapidité de la sédimentation par rapport à l'affaissement, lui succédant une sédimentation de mer franche où se déposent des marnes et des calcaires crayeux au Campanien, suivit des calcaires à Algues et Bryozoaires pendant le Maastrichtien.

Dans les Monts de Bellezma, le Sénonien inférieur et le Campanien sont semblables à ceux de Metlili, mais le Maastrichtien peu épais, est essentiellement calcaro-marneux soulignant la faible épaisseur d'eau sous laquelle il s'est déposé suite à sa proximité des zones des hautes plaines Constantinoises.

Stratigraphiquement, le Sénonien est divisé en trois termes : le Sénonien inférieur ; incluant le Coniacien et le Santonien ; le Campanien et le Maastrichtien.

a. Le sénonien supérieur

Essentiellement formé d'une alternance de marnes, de marno-calcaires à intercalations de biomicrite argileuse et de calcaires parfois organo-détritique, zoogènes, graveleux et même crayeux.

Les marnes à HTG-1 sont surmontées par des Argiles. A Dj. Amrane, le Coniacien est marqué par un Hard-Ground au toit du banc de calcaire, caractérisant le passage Coniacien-Santonien. (**PLANCHES 1, 2, 3et 4**)

D'Est en Ouest, l'épaisseur du Sénonien inférieur varie entre 215m à HTG-1, 385m à Dj. Fourhal à 600m à Dj. Metlili.

b. Le Campanien

Formé de marnes gypseuses à intercalations de calcaires noduleux légèrement phosphatés, lumachelliques et détritiques à silex.

L'épaisseur de cet étage est de 260m à Hammimat et de 700m à MTL-1

La série campanienne est plus marneuse, transgressive comme le sont d'ailleurs les formations d'ordre inférieur.

c. Le Maastrichtien

Représenté par des alternances de marnes et de calcaires massifs, argileux parfois et organo-détritique, cet étage est très érodé dans la région étudiée, ce qui rend la détermination des épaisseurs très délicate.

Par rapport aux séries sénoniennes précédentes, on note l'extrême pauvreté en marnes ce qui indique l'amortissement de la subsidence durant le Maastrichtien (Kazi Tani, 1986).

6.2. Les formations cénozoïques

La répartition des terrains cénozoïques est irrégulière et ceux-ci sont moins étendus comparativement aux terrains mésozoïques. Elles ne sont pas très répandues dans l'avant pays atlasique, alors qu'au Sud dans les Aurès et le ***Bassin de Timgad***, elles affleurent fréquemment.

6.2.1. LE PALEOGENE

Le Paléogène vient en continuité de sédimentation avec le Crétacé supérieur par l'intermédiaire d'une assise argileuse, difficile à distinguer des argiles sommitales du Maastrichtien quand elles existent, exemple de Dj. Dyr à Tébessa, par contre dans notre région d'étude on trouve directement le Miocène qui s'installe en discordance sur le Crétacé supérieur. (cf. Fig. 11)

a. Le Paléocène

Dans notre région, ce terme n'a pas été décrit dans aucune coupe levée. Au cours de cette période de vastes zones sont soumises à l'émersion, alors à l'érosion.

Selon un rapport inédit de Sonatrach, cet étage correspond à des argiles et des marnes noirâtres à rares intercalations de calcaires argileux avec la présence de phosphates. Son épaisseur est en moyenne de 50m. La faune enregistrée correspond à des Exogyra, Foraminifère, Globigérina et Triloculinoïdes. Ceci est décrit à l'Est dans les confins algéro-tunisiens au sud de Tébessa.

b. L'Éocène

De rares témoins de sédiments éocènes ont été rencontrés dans notre région d'étude ; sur le flanc NW de Dj. Azreg, sur la bordure méridionale du Bassin de Timgad à Dj. Chettaïa.

Le terme basal, l'*Yprésien* décrit dans la feuille de Tazoult au 1/50000ème par Vila, il s'agit de marnes et de marno-calcaires blanchâtres à Ostréa silicifiées. Plus au Nord, il est représenté par des alternances de calcaires argileux, calcaires lumachelles, calcaires à rognons de silex et surtout des calcaires phosphatés. La faune correspond à des Nummulites, Miliolites et Ostracodes. Son épaisseur est de 100m en moyenne.

Le terme moyen à sommital, le *Luthétien* correspond à des calcaires grainstones, essentiellement de gypse massif surmonté par des marnes noires. Cette formation est épaisse de 45m en moyenne.

Laffitte (1939) a décrit une série du Nummulitique (Éocène inférieur et moyen) dans les Aurès.

La sédimentation éocène a passé alors d'un régime purement distensif, accompagné d'une subsidence à une compression avec une mise en place d'un matériel détritique et évaporitique à tendance régressive.

Juste ici on peut dire qu'on a un paléogène marin qui est installé et qui change de rythme à l'Éocène supérieur ou le *Bartonien* qui devient continental.

c. L'oligocène

Connu rarement dans les Aurès et les Monts du Hodna sous forme de faciès continental, représenté par des dépôts rouges et des conglomérats grossiers. Un indice a été trouvé aux environs de Khenchela (une dent appartenant au genre *Mastodon*, dès 1891 par Gaudry) témoigne de cet étage.

6.2.2. LE NEOGENE

Le Néogène a été décrit pour la première fois par Fournel en 1849. Il regroupe les formations continentales souvent rubéfiées d'âge Mio-Pliocène (Kilian, 1931) et l'ensemble des formations rouges tertiaires de l'Aurès. Ces formations sont souvent discordantes sur un substratum déjà tectonisé lors de la phase atlasique de l'Éocène supérieur et surmontées par des dépôts quaternaires légèrement discordants (Guiraud, 1978). Les principaux affleurements

sont signalés en bordure des bassins, recouverts par des dépôts du Quaternaire, ou dans les centres des bassins. La série néogène en affleurement repose souvent en discordance sur des formations d'âges différents (Oligocène, Éocène, Crétacé supérieur). Elle comporte plusieurs ensembles lithostratigraphiques formant des séquences dont les limites sont souvent hétérochrones et les appellations diffèrent d'un auteur à l'autre. (*cf. Fig. 11*)

6.2.2.1. Le Miocène

Les contreforts qui bordent le Bassin de Timgad sont formés d'affleurements miocènes. On le trouve aussi localement sur les reliefs de la bordure sud du bassin. A Dj. Chelia, à Dj. Aïdel de Khenchela. Il faut noter que le Miocène dans ces plis se trouve même aux sommets, à 2000 m.

Les affleurements sont bien dégagés, couverts par endroits par le Quaternaires. Les forages réalisés dans la région sont tous implantés dans les structures à cœur crétacé et ne nous sont d'aucun secours. (*Fig. 14*)

Du point de vue lithologique, la série miocène est composée d'une trilogie, à savoir :

a. Aquitano-Burdigalien : C'est le terme basal correspond à une formation continentale rouge, formée de conglomérats, de poudingues, d'argiles rouges et de rares marnes. Épais de 15m environ, il est généralement érodé.

b. Langhien-Serravallien : C'est le terme moyen, correspond à une formation marine à niveaux biomicritiques et gréseux. Elle est formé à la base par des calcaires organo-détritiques à débris de Pectinidés et de Bryozoaires. Au sommet c'est une alternance d'argiles silteuses et de grès fins blancs à stratification oblique et entrecroisée. Ce paquet est de 600m d'épaisseur en moyenne.

c. Tortonien : C'est le terme sommital, correspond à une formation continentale parfois rouge, argilo-gréseuse, les argiles sont parfois violacées et les grès blancs grossiers. L'épaisseur moyenne est estimée à 350m.

- En 1862, Coquand signale pour la première fois dans les environs de Khenchela un gisement du Burdigalien à Pectens et les couches rouges du Sud de l'Aurès.

- Ficheur (1898) signale les mêmes formations sous les calcaires marins du Miocène inférieur.

- Flamand (1908) décrit ces mêmes faciès incluant un fossile caractéristique **Pecten praescabriusculus** et divers autres Pectinidés.

- Laffitte (1934) signale l'existence de ces couches et l'extension du Néogène dans l'Aurès.

- Laffitte (1936) signale aussi à Dj. Refaa, le Miocène forme un bioherme associé à des Algues, des Spatangues, des Lamellibranches et des Gastéropodes. Dans le Djebel Tuggurt, la série dépasse 250m, par contre au Sud Ouest dans l'Ech Chentouf, elle n'atteint pas les 130m.

- Le découpage établi par Guiraud (1973) basé sur l'âge des formations demeure le plus réaliste. Ce dernier a réalisé une étude détaillée sur le bassin du Hodna, subdivisant la série néogène en plusieurs ensembles nommés : Miocène 1, Miocène 2, Miocène 3, Miocène 4.

- Guiraud (1990) a mentionné les dépôts récifaux, péri-récifaux, ou des conglomérats à ciment mollassique, qui existent en de nombreux points du massif de l'Aurès et sont observés au sommet de Dj. Ahmar, Metlili, Mekrizane et Meddiane.

- Guiraud (1990) a mentionné que les limites stratigraphiques du Miocène marin sont toujours faciles à déterminer dans les Aurès, car il repose toujours en discordance sur les couches marines plus anciennes de l'Éocène inférieur ou moyen, et du mésozoïque. Ces derniers sont essentiellement à dominante détritique (argilo-gréso-conglomératique) ne contenant que rarement une faune caractéristique tel que les Pectinidés.

6.2.2.2. Le pliocène

Il s'agit d'un remplissage des paléo-reliefs, constitué par des argiles jaunâtres et des conglomérats mal cimenté de même teinte, visibles le long de la route Aïn Yagout-Batna.

Dans les chaînons de Ras Chicha et Dj. Rhélis, il est formé de conglomérats peu consolidés à lentilles gréseuses à leur base. Cet ensemble repose en concordance sur le Messinien et surmonté par des formations du Quaternaire en discordance.

6.3. Les formations quaternaires

Les dépôts quaternaires sont la couverture la plus jeune dans la région d'étude. Ces formations sont d'origine continentale et occupent d'importantes surfaces. Ils se sont développés essentiellement dans les parties bordant les massifs montagneux. On y rencontre des éboulis à blocs, éboulements et glacis polygéniques. Dans les zones basses telles les vallées et les sebkhas, on trouve des terrasses alluviales et sols salés hydro-morphes, marquant les périodes de creusement. On y trouve une croûte calcaire villafranchienne, perchée, entaillée et probablement karstifiée ainsi que des tufs carbonatés, liés à quelques sources hydrothermales. (Benabbas, 2006).

Fig. 14 : Corrélation des séries miocènes au Nord des Aurès (Marmi, 1995)

6.4. Conclusion paléogéographique

- A l'époque de la distension triasique, l'Atlas saharien oriental (dit Bassin SE Constantinois) correspondait à une vaste plate forme accidentée de quelque hauts-fonds et rides émergées. Les dépôts sont d'abord néritiques continentaux au Trias inférieur, puis une **transgression marine** provenant de l'Est envahit presque la totalité des régions autochtones de l'Algérie du Nord et le Sahara septentrional entraînant le dépôt de roches évaporitiques.

L'influence marine s'accroît, favorisant une sédimentation carbonatée, suivie par des évaporites qui correspondent à une amorce du retrait de la mer (**régression marine**)

Un Jurassique caractérisé par une succession de séquences, le plus souvent transgressives permettant ainsi l'installation de vastes plates formes carbonatées sur une grande partie de la région.

- A partir du Lias inférieur et moyen, s'amorce une **transgression marine** sur l'ensemble de l'Algérie Nord orientale. Celle-ci atteint son paroxysme au Lias supérieur et persisterait jusqu'au Dogger inférieur. La sédimentation est de type plate forme néritique passant à une sédimentation pélagique de bassin.

- Au Dogger supérieur, une amorce de **régression marine** se fait sentir et s'affirme durant le Callovo-Oxfordien, période qui voit les dépôts détritiques revenir progressivement dans le domaine

- Le Malm correspond à une nouvelle **pulsion transgressive**, plusieurs domaines se distinguent du Nord au Sud :

Un domaine pélagique au Nord (domaine tellien) où la sédimentation est de type flysch caractérisant les sillons subsidés uniquement.

Un domaine de plate forme carbonatée de type néritique à pélagique au Nord de Aïn Beïda qui passe à des dépôts détritiques continentaux de la plate forme saharienne

- Au Néocomien, la mer amorce à nouveau une **régression** qui se confirme au Barrémien. Durant ces périodes, une masse importante de matériel déritique est drainé vers le Nord par des systèmes fluvio-deltaïques, seules les zones hautes (Môle du Hodna et celui de Aïn M'lila) ne sont pas atteintes par le déritique et gardent une sédimentation carbonatée néritique

- Une généralisation de la transgression marine à l'Aptien, qui s'étale même sur la plate forme saharienne. Dans l'Atlas Saharien oriental, les faciès néritiques sont prédominants, en particulier les faciès récifaux qui peuvent être liés à des poussés diapiriques contemporaines (sur la frange septentrionale de Hodna et des Aurès ainsi que les confins algéro-tunisiens) (Rapport Sonatrach).

- L'Albien inférieur voit une dernière reprise des dépôts continentaux suite à une amorce de la **régression**

- Une nouvelle **transgression** s'opère dès l'Albien moyen qui aboutit, à l'Albien supérieur, à la mise en place d'un régime pélagique dans les Aurès, le Hodna, la frange septentrionale des Hauts plateaux et les Monts de Ouled Naïl. Cette **transgression** a créé une diversification du milieu de dépôts souligné par une discordance dite "**discordance autrichienne**" (visible en certains endroits tel Hanout Kebir) et donnant un faciès argilo-carbonaté

Le Crétacé supérieur est caractérisé par une sédimentation marneuse, à carbonatée et est marqué par :

- La maintenance du milieu marin installé à l'Albien supérieur et le développement de grandes épaisseurs des formations liées à une *transgression eustatique* qui s'est généralisée sur tout le bassin et atteint son apogée au Cénomaniens supérieur-Turonien. Période où la totalité de l'Algérie du Nord « autochtone », dont la sédimentation est marno-calcaire, et une grande partie de la plate forme saharienne, à sédimentation lagunaire, sont recouvertes par une mer ouverte vers la Mésogée.

- Le Sénonien inférieur est marqué par un net régime régressif, et est caractérisé par des constructions récifales liées à la remontée diapirique (récif Santonien de Khenchela). Cette régression se poursuit au Campanien.

- Le régime devient transgressif au Maastrichtien, durant lequel on signale un épaissement relatif des séries et l'absence des influences pélagiques, vers la fin du Crétacé, on note le ralentissement de la subsidence (Addoum, 1995 ; Kazi Tani, 1986).

- Les dépôts paléogènes sont absents dans le bassin de Timgad et affleurent rarement. Toutefois le Paléocène dans les environs est marqué par une phase *transgressive*.

- Pendant l'Éocène inférieur, la mer se retire et laissant se déposer des évaporites et des éléments détritiques, sans doute en réponse aux prémisses de la première phase de compression de l'Éocène moyen.

- L'Éocène supérieur et l'Oligocène correspondent surtout à des périodes de structuration de l'érosion, dont les produits vont alimenter entre autre « les flyschs numidiens » du sillon tellien septentrional.

- Le Miocène est très développé dans le bassin de Timgad, il repose en discordance sur le Crétacé. Le dépôt était continental puis une *transgression marine* au Burdigalien envahie la région et occupe les dépressions en bordures des reliefs atlasiques dans l'Avant pays de la chaîne alpine, tels que le Hodna et les Aurès.

- L'extension maximale du domaine marin se place lors du Langhien. Au cours du Miocène se mettent en place par phases successives, les édifices allochtones dans les zones telliennes pendant que les reliefs atlasiques s'affirment

- Cette période est suivie par la surrection de la plupart des régions montagneuses actuelles et ceci pendant le Pliocène qui correspond à une *période régressive* amorcée au Messinien avec des dépôts continentaux, avec des conglomérats et grès.

- Les dépôts quaternaires anciens seront pris par une phase compressive (post-villafranchienne) visible surtout dans l'Algérie du Nord Est. Induisant alors à une surrection accompagnée d'un comblement définitif des bassins marins formant ainsi l'ensemble de la physionomie des reliefs et des paysages actuels de la région.

PLANCHE N° 1 : PLAN DE SITUATION DES FORAGES DE PROSPSCTION

***PLANCHE N°2 : CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE (AMK-1, AMR-1 ET MTL-1) ET LES COUPES
METLILI ET AMRANE***

***PLANCHE N°3 : CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE (HTG-1, JHF-1bis ET AMR-1) ET LES COUPES
HAMIMMAT GUERRA, FOURHAL, AMRANE, BOU ARIF ET HANOUT KEBIR***

***PLANCHE N°4 : CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE (DTK-1, DTA-1 ET AMR-1) ET LES COUPES,
FOURHA ET AMRANE***



7. CONTEXTE TECTONIQUE GENERAL

7.1. Évolution géodynamique de la marge nord algérienne :

Selon l'équipe de recherche de la Campagne MARADJA (Marge Active de l'Algérie, 2003), les différents éléments structuraux présentés ci-dessus résultent d'une évolution géodynamique comportant :

- Une histoire distensive jurassique (*Fig. 15, a*), avec un rifting débutant au Lias inférieur et moyen et une ouverture océanique, probablement assez limitée au Jurassique supérieur. On a ainsi la formation du bassin profond dans lequel se sont déposés les flysch crétacés paléogènes. Les deux marges de ce bassin donneront respectivement les unités des zones externes de la chaîne Maghrébides et celles de la Dorsale calcaire.
- Des épisodes tectoniques crétacés sont avérés (déformations dans le chaînon des Babors, près de Bejaia et recristallisations métamorphiques datées) mais leur nature distensive ou compressive et leur importance restent conjecturales, même si certaines interprétations leurs donnent une grande importance, (*Fig. 15, b*).

En Calabre et en grande Kabylie, des cisaillements dans le socle, datés de l'Oligocène jouent en faille normales ductiles (Platt et Compagnoni, 1990 ; Saadallah et Caby, 1996 in maradja). Les massifs Kabyles se détachent de la marge Sardaigne-Baléares dont ils sont séparés par le bassin Nord-algérien à valeur de bassin d'arrière-arc (Vergés et Sàbat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al, 2000 in maradja). On peut supposer que la subduction de la Téthys Maghrébine poursuit au Sud d'un arc montagneux formé par la partie Sud du socle Kabyle et le domaine de la Dorsale.

Au Sud, la série détritique numidienne se dépose dans la partie restante du bassin maghrébin et sur une partie de la marge tellienne (Aïté et Gélard, 1997 in maradja).

- Au Burdigalien supérieur (-18 Ma), des olistostromes et des nappes gravitaires constituées par des flyschs crétacés-paléogènes, des marnes du domaine tellien et du flysch numidien glissent vers le Nord dans le bassin de l'Oligo-Miocène kabyle qui s'est progressivement approfondi au cours du Miocène inférieur.

Ce phénomène peut être attribué au blocage de la subduction, les zones internes étant alors accrétées à l'Afrique. Les bassins Langhiens scellent effectivement les chevauchements dans les zones internes et dans la partie la plus septentrionale des zones externes.

Le magmatisme se développe à partir de cette époque (16 Ma). Différents auteurs envisagent alors un retrait de la subduction vers l'Est (Doglioni et al, 1997 in maradja), accompagnée de la formation de l'arc calabro-Peloritain et de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne, ou un retrait à la fois vers l'Est et vers l'Ouest, pour rendre compte des déplacements vers l'Ouest observés dans l'arc de Gibraltar (Frizon de Lamotte et al, 2000 in maradja).

Des chevauchements se poursuivent cependant, dans la partie Sud des zones externes au Serravallien et au Tortonien (Vila, 1980 ; Thomas, 1985 in maradja) et atteignent alors le domaine des chaînes atlasiques, ce qui implique une poursuite de la convergence entre le bloc interne et la marge africaine. Les zones internes restent également en régime compressif, marqué par des plis à grand rayon de courbure (Aïté et Gélard, 1997 in maradja). Le Pliocène paraît avoir enregistré une compression N-S dans le Cheliff (Meghraoui et al, 1986 in maradja).

- Au Pléistocène et au Quaternaire inférieur (*Fig. 16, b*), la poursuite de la convergence entre Europe et Afrique se localise principalement au Sud de la Chaîne Maghrébides, mais elle est également enregistrée dans les bassins néogènes (Meghraoui et al, 1986 in maradja). Enfin la sismicité actuelle se concentre le long d'une bande E-W, traversant la mer d'Alboran et les zones externes Maghrébides, correspondant probablement à la limite de plaques actuelle. Des chevauchements et des plis de rampes quaternaires se localisent le long de cette zone, principalement dans le bassin du Cheliff (Meghraoui et al, 1986, 1996 in maradja) et en bordure du bassin de la Soummam (Boudiaf et al, 1999 in maradja).
- Enfin la sismicité actuelle se concentre le long d'une bande E-O traversant la mer d'Alboran et les zones externes Maghrébides, correspondant probablement à la limite de plaques actuelle. Des chevauchements et des plis de rampes quaternaires se localisent le long de cette zone, principalement dans le bassin du Cheliff (Meghraoui et al, 1986, 1996) et en bordure du bassin de la Soummam (Boudiaf et al, 1999 in maradja).
- En résumé et selon Frizon de Lamotte et al, (2000), il ressort que les deux phases majeures de construction de l'Atlas se corrélient bien avec le début et la fin de la formation des bassins Méditerranéens Néogènes, et s'accompagnent d'une importante distension Néogène dite parfois "post-collisionnelle" entre -28 et -11 Ma. Le débat central entre les auteurs porte finalement non seulement sur les mécanismes majeurs à l'origine de la déformation, notamment autour du domaine d'Alboran (Platt et al.,1998 , Maury et al., 2000, et Lonergan et White., 1997, et Frizon de Lamotte et al., 2000 in maradja), mais aussi sur les causes et les modalités de la mise en place des bassins Néogènes et de la séquence de chevauchement des nappes dont les directions de transport varie d'une région à l'autre. Dans le système du Tell, à terre, il est important de noter que ce transport se fait vers le Sud, aussi bien lors de la phase compressive du Serravallien que lors de la phase Pliocène (Meghraoui et al., 1986, 1996; Meghraoui, 1991; Yielding et al., 1989 in maradja).

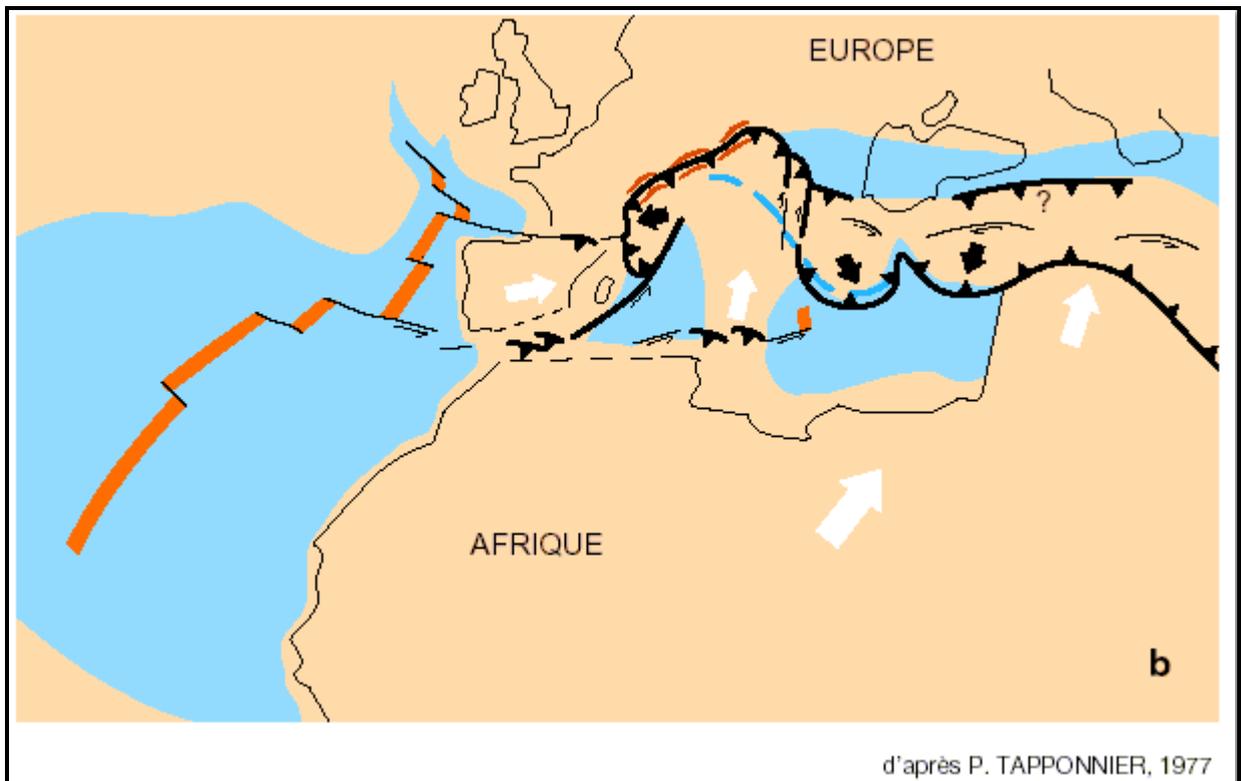
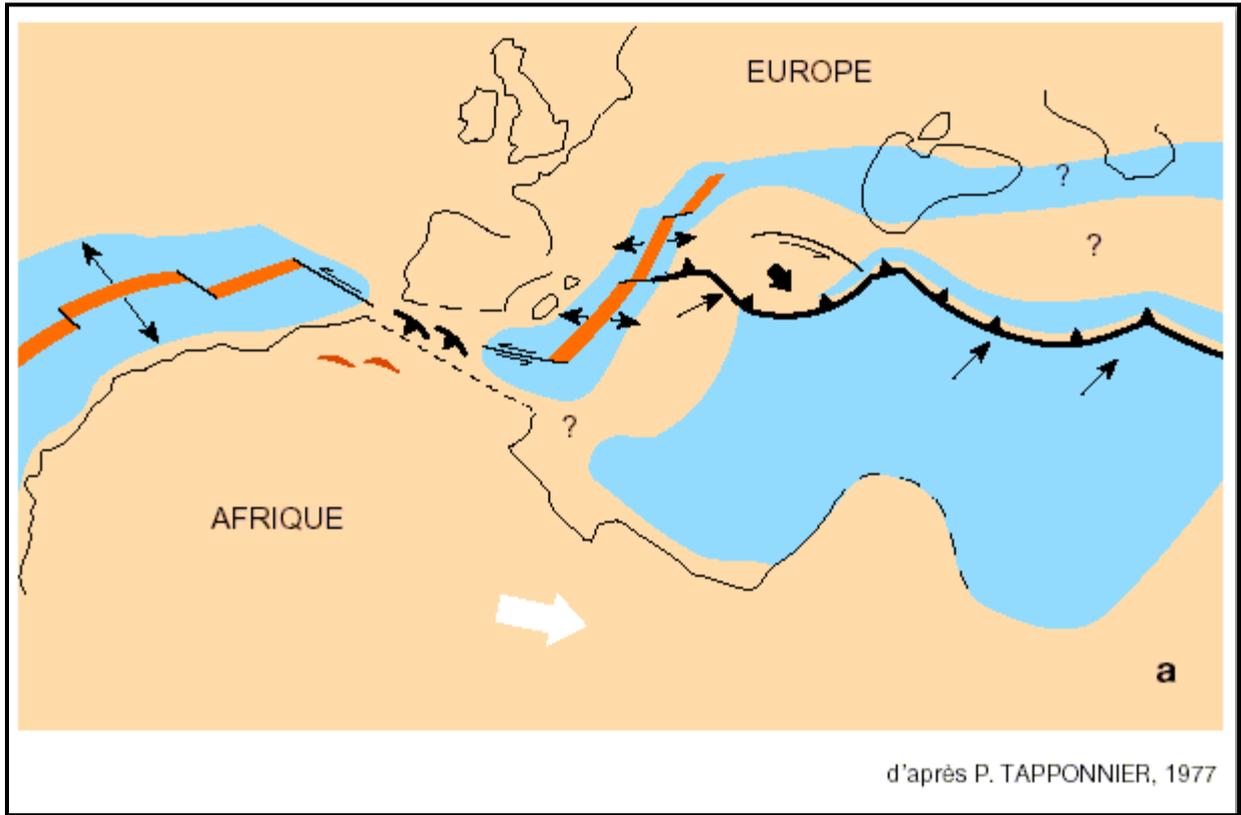


Fig15.: Enchaînement géodynamique (a) au jurassique et (b) au Crétacé

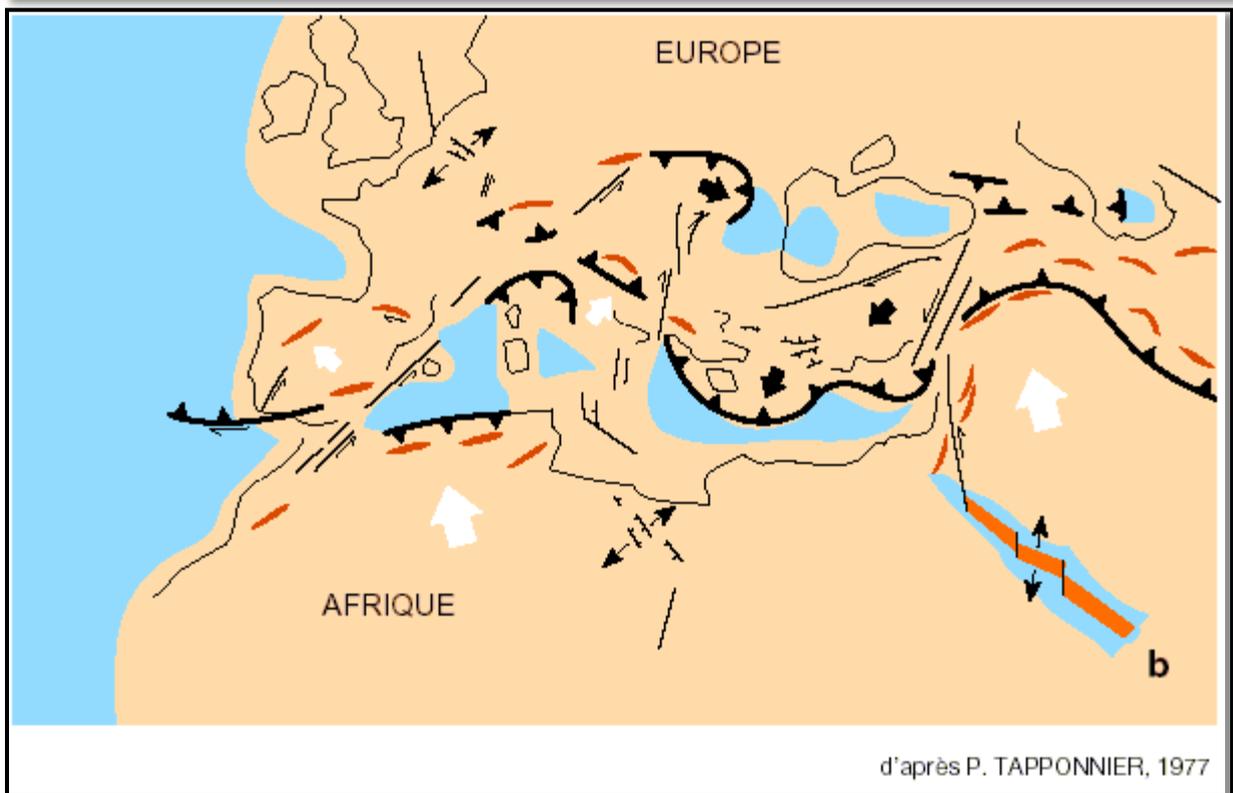
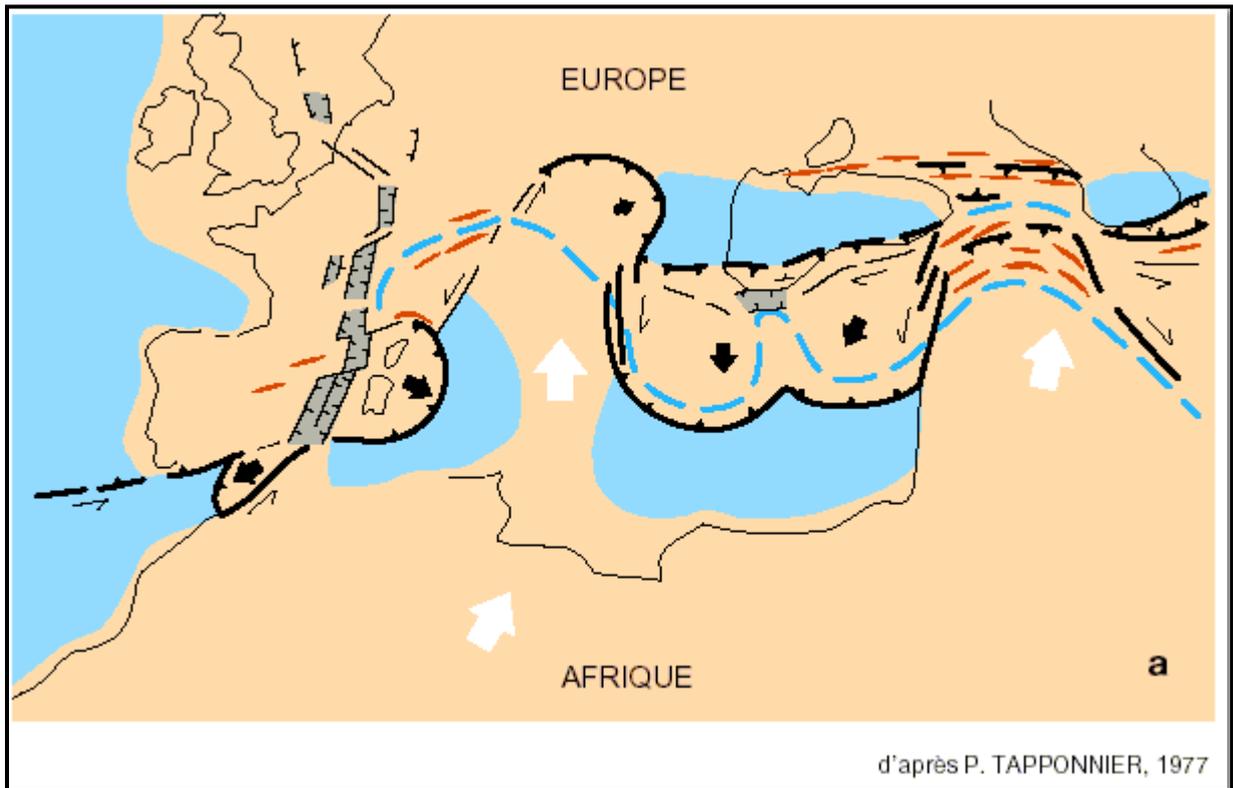


Fig.16 : Enchaînement géodynamique à l'Oligocène (a) et au Quaternaire (b).

7.2. *Contexte géodynamique de l'Atlas Saharien Oriental*

Le bassin de Timgad se situe dans l'Atlas saharien qui fait partie de la marge de la plaque africaine. Ce bassin est influencé essentiellement par la tectonique alpine vu son appartenance au domaine actif se localisant à la convergence du domaine allochtone au Nord et du domaine paraautochtone au sud. Son évolution structurale est liée à des événements tectoniques se succédant au cours des temps, depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à nos jours. Cette évolution s'inscrit dans le contexte géodynamique de la marge téthysienne arabo-africaine résumé par Guiraud (1997) comme suite :

- ❖ Stades de rifting liés à la rupture de la Pangée du Paléozoïque jusqu' au début du Crétacé, soulignant ainsi la débâcle glaciaire de la Pangée et de la Gondwana, accompagnés de déformations à l'intérieur du continent correspondant aux :
 - Rejeu des accidents hercyniens (Trias-Dogger) reconnu dans l'Atlas marocains, dans le domaine atlasique occidentale Algérien. Cependant non soulignés dans le domaine atlasique oriental.
 - Phase tectonique distensive (Jurassique supérieur) correspondant à une ouverture en forme losangique des bassins le long de transformantes liées à l'Atlantique. Cette déformation se traduit par une extension de direction NW/SE (Harkat, 1999).
 - Affaissement progressif des bassins (Crétacé), entrecoupé par des phases distensives, entraînant un rejeu des accidents du bâti antétriasique produites suite à la rotation de la plaque africaine et aux translations des blocs du socle qui la constituent (Guiraud et Bellion, 1995).
- ❖ Début de la collision (fin du Santonien) entre la plaque arabo- africaine et la plaque euro-asiatique.
- ❖ Stades de rifting et/ou phases orogéniques alpins (fin du Santonien) provoquant des renversements, des charriages et du métamorphisme associés à des déformations synchrones intraplaques, localisées le long des zones affaiblies.

Ces derniers correspondent aux phases tectono-orogéniques majeures de la structuration actuelle de la marge alpine en Algérie et se sont produites au Crétacé supérieur, à l'Éocène, à l'Aquitainien, au Tortonien et à la base du Quaternaire.

Au cours de ces phases initiées à l'échelle de la plaque africaine au Sénonien supérieur, se produit un rejeu senestre des grands accidents subméridiens du socle africain (Guiraud et Bellion, 1987) qui se traduisent par des structures plicatives largement connues dans la chaîne alpine du Maghreb, notamment dans les zones telliennes (Obert, 1974).

Dans le domaine atlasique les plissements sont localisés mais les indices d'une compression s'accroissent nettement depuis la phase du Santonien jusqu'à la phase de la fin du Maastrichtien. Cette évolution se marque par un élargissement des aires concernées par les contraintes compressives qui débutent dans la zone préatlasique et gagnent ensuite le bassin atlasique.

Cette tectonique s'inscrit dans la dynamique globale de la convergence et la collision de la plaque africaine et de l'Eurasie résultant des importants changements qui sont intervenus dans les taux et les axes d'expansion de l'Atlantique. Cette convergence qui a débuté au Santonien s'est effectuée avec des vitesses variables autorisant une alternance de périodes transpressives et d'épisodes transtensifs (Guiraud et Bellion, 1995).

Une relaxation des contraintes intervient entre le Campanien et le Maastrichtien moyen entraînant la réouverture de certains rifts en Afrique. La convergence marque la fin

d'une longue période de calme de la tectonique globale dite « Zone de Calme Magnétique Normale du Crétacé » initiée à 120 Ma au cours de l'Aptien et qui est en relation avec une réorganisation majeure au niveau des couches du manteau et du noyau du globe (in Guiraud et Bosworth, 1997).

Les traces de ces événements qui se sont manifestées par un certain nombre de structures (plis, cassures) bien caractéristiques dans le domaine atlasique, sont facilement décelables à différentes échelles d'observation.

Cette particularité et la qualité des structures en affleurement ont attiré, dès la fin du XIX siècle, l'attention de nombreux géologues qui se sont orientés dès le début de leur travaux vers l'étude structurale de la région. Cependant, les travaux de Laffitte (1939), de Guiraud (1973) et en partie ceux de Aissaoui (1984) sont les plus importants. Ils donnent des descriptions détaillées de l'ensemble des structures présentes dans la région.

De ce fait, dans ce qui suit, nous donnerons une synthèse de ces travaux. Comme, nous l'avons mentionné plus haut, la région d'étude s'étale sur deux domaines structuraux séparés par l'accident sud atlasique ou flexure saharienne des anciens auteurs :

Le domaine atlasique au Nord et le sillon pré-saharien au Sud ; avec ci après les principales caractéristiques structurales de chaque domaine.

7.2.1. Le sillon présaharien

Le sillon présaharien correspond à l'ensemble de synclinaux ou de grabens qui forment un alignement continu et s'interpose depuis Agadir au Maroc jusque dans la région de Tripoli en Libye entre le domaine saharien franc et le domaine atlasique, que Guiraud (1972) dénomme « Sillon préafricain ». Il comporte d'Ouest en Est :

- Les synclinaux de fond du Sous, Oursenis, de Ksar es Souk-Boudenib ;
- Synclinorium de Bechar- Kenadza La gouttière synclinale longeant l'atlas saharien entre Figoug et Messaad ;
- La fosse sud-aurasienne ;
- La Tunisie pré-saharienne ;
- La marge effondrée de la Djefara en Libye.

Cet ensemble de structures est limité tant au Nord qu'au Sud par une succession presque continue d'accidents ou de flexures qui ont pu jouer localement à diverses reprises. Il représente l'adaptation de la couverture sédimentaire post-triasique à une grande ligne de fractures responsable en profondeur de l'effondrement plus ou moins rapide du socle africain vers le Nord.

La limite méridionale de ce sillon correspond au premier accident nord saharien et sa limite septentrionale à l'Accident sud atlasique. Cependant, si cette dernière, mentionnée et décrite dans plusieurs travaux dès la fin du XIX siècle, la limite méridionale est peu étudiée en Algérie et le manque d'une analyse d'ensemble qui fait encore défaut ne permet pas pour le moment de connaître le rôle de ce sillon dans la structuration actuelle de la région (Guiraud, 1990).

7.2.2. L'accident Sud Atlasique

L'accident Sud Atlasique (ou Flexure sud-atlasique) est une ligne continue de failles et de flexures qui met en contact les vastes étendues monotones du domaine saharien et les chaînes montagneuses du domaine atlasique. Il s'agit d'un alignement très remarquable désigné le plus souvent par l'une des expressions suivantes : Accident Sud-atlasique (ou

atlasien), Flexure Saharienne ou Accident Nord-saharien ; La description de cet accident par Laffitte semble la plus complète, et de laquelle Guiraud (1990) tire les conclusions suivantes :

- Continuité de l'accident entre Agadir au Maroc et Khanget Sidi Nadji à l'Est de Biskra
- Difficultés de fixer parfois le tracé précis ou un tracé unique suite à la présence de plis assurant un effondrement assez progressif des structures, au sud de l'atlas saharien.
- Présence d'une gouttière synclinale discontinue aux pieds des premiers reliefs du domaine atlasique (domaine pré-africain)
- Age fini pliocène de la surrection du domaine atlasique avec cependant des mouvements antérieurs à des époques variables dans des secteurs localisés.
- Obliquité de l'accident par rapport aux plis atlasiques mais parallélisme avec les chaînes récentes (chaîne de Rhémiss).

Dans le détail, il s'agit d'une ligne brisée dont les tronçons successifs de celle-ci se répartissent en trois familles principales de cassures de directions proches d'E – W, NE – SW et NW – SE (cette direction ne se rencontre que dans la région de Biskra). Aussi, il représente une limite assez complexe tant du fait de son tracé que de son histoire, car il correspond à une succession d'accidents indépendants les uns des autres ayant joué ou rejoué lors de diverses phases tectorogéniques. Il représente sensiblement la limite méridionale du tectorogène alpin (tellien) et probablement hercynien en Algérie (Guiraud, 1990).

Dans la région de Biskra on note, qu'entre Chaiba (Ouest) et Fom El Gherza (Est), les accidents NW – SE à WNW – ESE sont liés à des décrochements dextres et se poursuivent dans le domaine atlasique. Cependant, il semble que la faille de Chaiba, limitant le bassin d'El Outaya à l'Ouest, n'ait pas rejoué après le Miocène, ce qui n'est pas le cas pour les décrochements qui se manifestent à l'Est de Biskra (Chetma, Fom El Gherza) et qui décalent les séries pliocènes de façon dextre en les laminant parfois (principalement entre Biskra et Chetma) (Guiraud, 1973).

L'âge des déformations est atlasique - Eocène moyen - dans le secteur Ouest (Chaiba) et fini pliocène ailleurs (Biskra – Khanguet Sidi Nadji).

7.2.3. Le domaine atlasique

Le domaine atlasique correspond à deux grands ensembles morphostructuraux bien individualisés : au Nord le domaine préatlasique faiblement tectonisé et au sud le domaine atlasique fortement tectonisé où on observe des accidents dextres et des plissements de direction atlasique (phase éocène supérieur) (*Fig. 17*). Les principales structures rencontrées dans cette région sont regroupées comme suit :

- L'accident sud – atlasique (ou flexure saharienne) au Sud
- Le faisceau de failles sur lesquelles s'interposent les plis de l'Aurès, entre Kef Nsara et Fom el Kherza.
- L'accident de Roumana- Chaiba à l'Ouest
- L'accident nord – atlasien qui longe tout d'abord le flanc sud du Djebel Meharga, et ensuite légèrement décalé de façon senestre à partir de l'Oued el Melah et se poursuit au Nord des djebels Saoura et Fozna en direction de la pointe nord –occidentale du Djebel Metlili.
- L'accident NW-SE Négrine-Béjaia dextre passant par Khangat Sidi Nadji et Khenchela – Meduine – Gafsa. Il fut signalé par Laffite (1939) et Dubordieu (1956) ; Vila (1981), Ghandriche (1991) et Marmi (1995).

- L'accident NE-SW senestre passant par Souk Ahras- Batna-Outaya. (Glangeaud, 1951) qui se prolonge vers Béja en Tunisie (Delteil et Al Turki, 1986). Le bassin de Timgad est donc limité par deux grands accidents régionaux orientés NW-SE, l'un à l'Ouest passant par Batna – Oued Mellegue, l'autre à l'Est l'accident, celui de Negrine-Bejaïa.

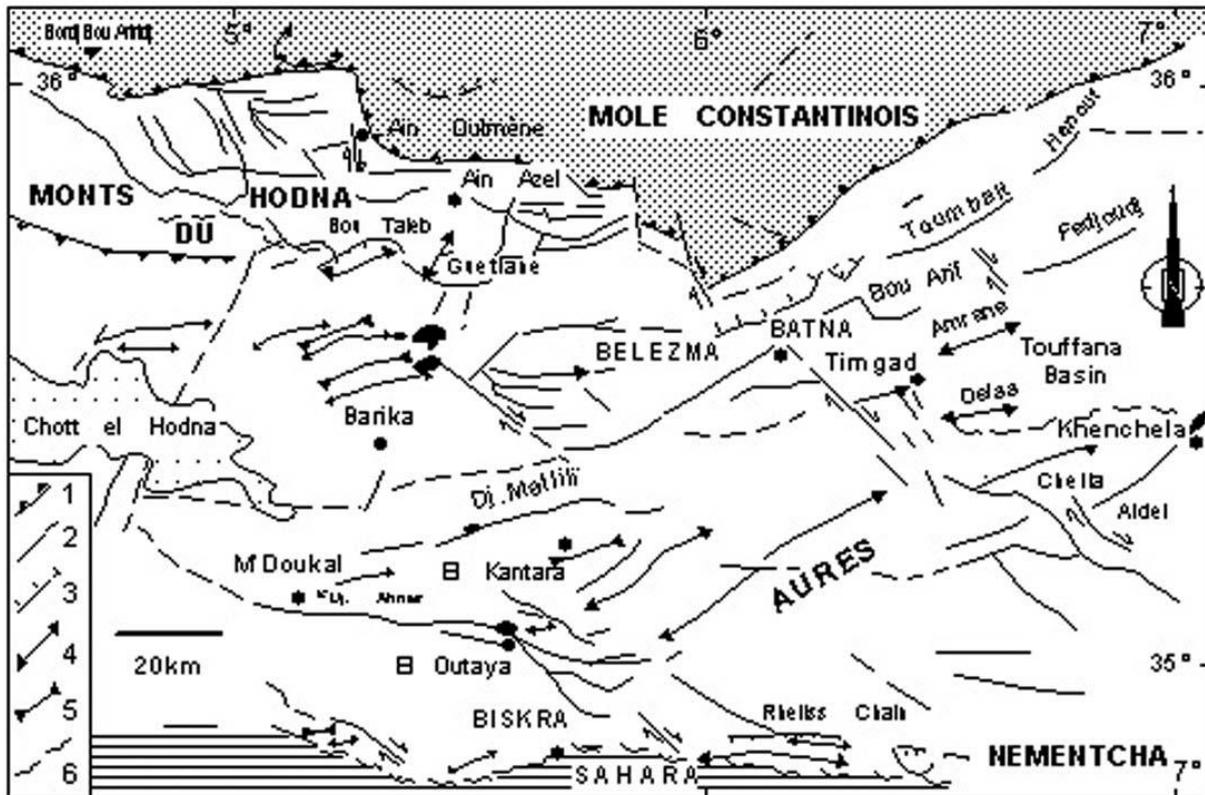


Fig. 17– Carte structurale des Monts du Hodna et des Aurès (Marmi et Guiraud, 2006) ;
1- front de nappe, 2- Faille, 3- Faille inverse, 4- Axe Anticlinal, 5- Axe Synclinal, 6- Flexure

7.2.4. Les plis

Dans la région d'étude comme dans l'ensemble du domaine atlasique, on distingue deux types de plis présentant des dimensions et une géométrie différentes qui se sont succédés en se superposant ou en s'interférant.

7.2.4.1. Les plis atlasiques

Les terrains anté-néogènes dessinent diverses structures plus au moins masquées par le Miocène et découpées par de nombreuses cassures. On peut reconnaître, en se déplaçant du NW vers le SE :

- Une zone élevée culminant dans le jurassique à proximité de Djebel Zarhouane, tronquée par l'accident nord-atlasique formant un vaste périantoclinal. Des anticlinaux et synclinaux qui prennent naissance dans le Cénomano-turonien des massifs de Sahbana, Dokhane; une large dépression au fond de laquelle se dépose le Sénonien sous les formations néogène.
- Un long synclinal qui se poursuit depuis le Djebel Chems jusqu'au Djebel Gueraat el Guetoul.
- Une série de chaînons (Ksoum, Lefaa, Moddiane, Mekrizane) constituant un anticlinal dont le flanc nord est découpé contrairement au flanc.
- Un vaste synclinal de Bled el Mazouchia, se prolongeant sous la plaine d'El Outaya. Ce dernier est rempli par les formations du Crétacé supérieur et de l'Eocène.

- Des plissements affectant le Sénonien au Nord de Tolga, pris en écharpe par la flexure sud atlasique.
- La dépression synclinale de Bled Selga.
- L'anticlinal des djebels Tenia et Bou Rhezal.

Ces structures décrites en détail par Laffitte, sont toutes assez souples et opaques. Elles correspondent à des plis vastes (quelques dizaines de kilomètres) assez réguliers et souples dont leur orientation moyenne est voisine de N 60 E et dont les anticlinaux sont légèrement déjetés vers le sud.

Dans les Aurès, des phénomènes d'étranglements et/ou de dilatations de plis sont souvent présent dans des zones où certaines structures s'annoient (un anticlinal pouvant ainsi se trouver dans le prolongement d'un synclinal ou réciproquement). Ces anomalies traduisent selon Guiraud (1972) le rejeu d'accidents profonds au niveau de la couverture post-triasique. Cette phase de plissement est intra (infra) lutétienne. Période où se forment des horizons détritiques grossiers concordants sur leur substratum et résultant donc principalement de mouvements de surrection verticale. La phase de serrage majeure doit se placer immédiatement après les dépôts de ces derniers qui sont recouverts en discordance très nette par le Miocène.

Elles présentent des directions qui varient de N10 E à N 80 E, cet éventail pouvant se rencontrer en partie au sein du même pli (Bou Rhezal par exemple) ; ce qui démontre l'intervention de torsions probablement contemporaines des plissements ; ceux ci se sont produits lors de la phase atlasique ; l'apparition en concordance de formations conglomératiques grossières rouges à la base comme au sommet de la série éocène à divers endroits, démontre l'existence de mouvements prémonitoires, à composante principalement verticale.

7.2.4.2. Les plis post-pliocènes

Dans l'Aurès le Miocène supérieur est plus ou moins déformé. Ainsi apparaissent dans certaines structures atlasiques et sur les bordures du massif de nouvelles structures obliques sur les précédentes ; ce deuxième épisode de plissement, dans lequel le Pliocène est impliqué lorsqu'il est conservé, est attribué à la phase du Plio-Quaternaire.

La chaîne de Djebel Rhélis, dont la formation est liée pour l'essentiel à cette dernière phase, mérite une attention particulière ; orientée d'Est en Ouest, elle comporte une succession discontinue de petits chaînons montrant un net déversement vers le Nord et tendant à recouvrir en faille inverse des séries du Miocène supérieur ou de la base du Pliocène. Cette chaîne est limitée à ses deux extrémités par des sortes de couloirs NW-SE jouant en décrochements dextres.

Les structures affectant franchement le Néogène se limitent à la partie orientale de la région. Plus à l'Ouest, les séries mio-pliocènes ne présentent que de légers gauchissements accentués parfois au contact de certains accidents. Ces plissements sont plus inclinés sur l'Est dans l'ensemble que les structures liées à la phase atlasique ; ce caractère est plus net lorsque le Miocène s'est déposé sur des vestiges de plis atlasiques démantelés antérieurement par de grandes cassures comme c'est le cas dans le bassin d'El Outarde depuis Bled Salaouine jusqu'à Branis. Cependant, il est à noter les inflexions très nettes du profond synclinal d'El Outaya qui montre en outre la particularité de s'orienter au Sud Est sur près de 20 kilomètres de longueur.

La phase de déformation majeure se situe à la base du quaternaire. Mais l'instabilité des rivages qui se manifeste dès la base du Miocène moyen (Miocène 3) implique la présence de mouvements verticaux dans une aire très vaste ; Enfin, la subsidence locale de la plaine d'El Outaya jusqu'à la fin du quaternaire moyen a provoqué une accentuation de la cuvette synclinale post-pliocène.

7.2.5. Les cassures

De nombreux accidents anté, intra ou post Miocène, de directions différentes se font sentir dans les Aurès. Cet ensemble de fractures se répartit en quatre familles principales selon leur orientation : N-S à N 30° E, N 45 ° E, N80 à 100° E et N 120 à 160° E. les deux dernières directions, les plus fréquentes, montrent dans plusieurs secteurs un passage progressif de l'une à l'autre

- Des cassures rares, faiblement inclinées à l'Est (N – S à N 30° E). Elles sont anté-miocènes.
- Les cassures à N 45° E et N60°E se rencontrent surtout dans la région de Branis. Elles montrent souvent un jeu post-miocène affectant les zones de raccordement entre structures anticlinales et synclinales.
- Les cassures orientées entre N 80 et N 100° E correspondent aux accidents nord atlasique qui avaient joué en décrochement dextre à l'ouest de Dj. El Melah pendant les plissements atlasiques et post-miocène. Aussi, apparaissent de petits grabens et bassins à matériel néogène qui sont limités par des cassures E-W dont les rejets apparents sont importants et qui se sont superposés à des accidents anciens du Lutétien et Miocène inférieur. Les mouvements les plus récents, post-pliocènes, se traduisent par des failles inverses à Biskra.
- Cassures orientées N 120 et N 160° E : Ils affectent essentiellement la région M'Doukal-
Enfin, la limite occidentale de L'Aurès est liée à la présence d'une série d'accidents obliques sur l'Ouest ayant joué avant le Miocène avec des rejeux intra, post-miocènes et post-pliocène. Les mouvements relatifs des différentes structures correspondent tantôt à des jeux de failles normales, tantôt à des jeux en décrochements dextres. Le plus important correspond à l'accident situé entre la pointe du Dj. Metlili et Sidi Khalil, résultant du jeu de plusieurs accidents NW-SE décalés par des accidents E -W qui servent de relais (Guiraud, 1990).

Le bassin de Timgad est coïncé à la fois entre deux accidents de direction NW-SE selon l'orientation N-S et des contacts de fronts de nappes en failles inverses d'orientation sensiblement E-W au Sud de Bou Arif et au Nord de Chelia,

7.2.6. Les pointements triasiques

Se sont des affleurements triasiques, perçant leurs couvertures mésozoïque et cénozoïque. Ils s'observent dans certains points des Aurès ou sur ses bordures. Le plus important correspond au dôme salifère triasique, long de 4 km, dont les sommets dominent la plaine d'El Outaya de plus de 300 m. Ce dernier est délimité par des accidents, et entouré par des formations miocènes (marno-gréso-conglomératiques). D'autres affleurements triasiques sont signalés à Khenchela, Menaa et Maafa.

7.3. Phases tectoniques et cinématique. (Fig.18)

L'évolution des Maghrébides au Mésozoïque et au Tertiaire s'intègre plus largement dans l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale, caractérisée par l'affrontement des grandes plaques européenne et africaine, d'abord par coulissage sénestre, puis en régime de collision, à partir de dates diverses dans le crétacé en fonction des dispositifs locaux, la collision devenant générale au crétacé supérieur.

7.3.1. Les événements tectoniques durant le Mésozoïque

A l'échelle des zones externes de l'Algérie nord orientale, les événements tectoniques durant cette époque sont peu étudiés. Les travaux réalisés jusqu' à présent s'accordent sur les événements suivants :

7.3.1.1. La phase antétriasique :

Pendant la période allant du Dévonien au Permien, le tectorogène Hercynien a affecté le domaine nord algérien de façon intense, plusieurs fractures ont fonctionné en décrochement de grandes ampleurs (Guiraud, 1973).

7.3.1.2. La distension triasique :

Le Trias correspond à une période d'extension généralisé qui affecte le domaine Atlasique.les bassins Triasique en Algérie ne sont connus que localement et en subsurface. 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 qui est facilitée sûrement cette période de distension généralisée. Les séries évaporitiques (sédimentation argilo-gypseuse) sont accompagnées de coulées basaltiques et de carbonates du Keuper (Benabbes ., 2006).

7.3.1.3. La phase néo-cimmérienne : Anté néocomienne,

Selon Durand Delga, 1969) cette phase est de direction N100°E à N 110°E, affecte l'Atlas Saharien (Kazi Tani, 1980) pendant le Berriasien moyen. Elle donne naissance à des plis concentriques droits orientés N18°E à N20°E (Kazi Tani, 1986) à Ouled Naïl et Dj. Radjel et une fracturation synsédimentaire.

Cette phase, fini jurassique, qui souligne la fin d'une période distensive, est caractérisée par des changements paléogéographiques majeurs du régime sédimentaire (B. Benest, 1981). Particulièrement marquée dans les Babors (Durand-Delga, 1955- Obert, 1981), et dans l'Atlas Saharien (Kazi-Tani, 1986), elle est peu mise en évidence dans les zones externes de la chaîne alpine d'Algérie orientale du fait des perturbations liées aux phases tertiaires.

7.3.1.4. La phase autrichienne :

c'est une phase compressive de direction EW liée dans l'Atlas Saharien à la rotation de l'Ibérie du moment de sa collision avec l'Afrique pendant l'Aptien- l'Albien moyen. Dans la plate forme saharienne, elle est liée à l'ouverture de l'Atlantique Sud. Cette phase provoque le développement de structures plicatives de différentes directions : NW-SE, dans les confins algéro-tunisiens (Kazi-Tani, 1986) et N-S selon Boudjema, 1987. les failles sont inverses de direction NS et décrochantes de direction NE-SW.

7.3.1.5. La phase emshérienne :

Elle correspond à une période de distension de direction NW-SE, liée à la fermeture téthysienne au Crétacé supérieur (fini-Turonien-Sénonien). Elle est visible dans l'Atlas saharien (structures synsédimentaires à Khenchela). Cette phase engendre des plis de direction

NW-SE accompagnés de fractures essentiellement des failles normales de direction NE-SW (Beghoul et Al, 1986 ; Kazi Tani, 1986).

7.3.1.6. La phase santonienne. (Laramienne)

Les travaux de Guiraud et Bosworth, 1997, mentionnent une déformation compressive au Santonien de direction sensiblement sub-méridienne, en relation avec l'ouverture de l'atlantique et la réorientation des pôles magnétiques

Dans le constantinois, une lacune régionale du Turonien et du Sénonien inférieur a été signalée depuis les travaux de Bär (1954), Van de Fliert (1955), Durozoy (1960), Bär (1955), Voûte (1967) et Guiraud (1973).

Dans les Babors, plusieurs auteurs mettent en évidence une phase tectonique anté-sénonienne accompagnée par une forte schistosité de fracture (Leikine et Velde, 1974 ; Obert, 1981).

Dans les Monts d'Aïn M'lila, au niveau des massifs du Djebel Guelaat Ouled Sellem et du Nif Enncer, Chadi (1991 – 2004) montre une lacune du Turonien et du Sénonien inférieur

7.3.2. Les événements tectoniques durant le Cénozoïque

7.3.2.1. La phase atlasique : c'est la phase atlasique, située vers la limite de l'Éocène moyen- Éocène supérieur. C'est une compression de direction N120°E à N150°E conditionnant la formation d'un système de plis orientés NE-SW les grands plis aurésiens (Dj. Azreg, Aidel, Chelia, Hammimat et Doukkane).et ENE-WSW (l'anticlinal de Boudjellal, Onk, Kemakem et Bottena) qui s'agencent en échelon le long de linéaments EW. La fracturation est parallèle ou oblique aux structures atlasiques (EW, NW-SE, WNW-ESE) (Kazi Tani, 1986 ; Bureau, 1986 et Guiraud, 1990).

7.3.2.2. La phase oligo-miocène : elle est postérieure aux déformations fini-éocènes qu'elle recoupe et antérieure à celle du Langhien inférieur. Elle est purement distensive et a créé des Grabens (graben d'El Madher au Nord de Dj. Bou Arif) (Kazi Tani, 1986).

7.3.2.3. Les phases miocènes : En Algérie du Nord sont reconnues deux phases tectoniques : une phase se situant au Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien) et une phase attribuée au Miocène supérieur (Tortonien).

7.3.2.4. Une déformation compressive générale s'est manifestée au Burdigalien à travers tout le NW de la marge de la plaque africaine (Guiraud et al. 2005). Le domaine externe de la chaîne tello-rifaine a enregistré des chevauchements vers le Sud (Vila et al. 1995). Marmi et Guiraud (2006) signalent deux phases compressives, la première dont le serrage suit globalement la direction N 40° E rapportée au Miocène inférieur, la seconde est d'orientation N-S datée au Post-Miocène. Dans l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord-orientale, Vila (1980) décrit une phase tectonique compressive post-tortonienne à l'origine de la mise en place des nappes. Dans le Constantinois Coiffait (1992) évoque une phase tectonique datée Astaracien inférieur, correspondant à une compression N-S. Aris (1994) signale une compression de direction N 170°E toujours dans le Constantinois central. Plus au sud, sur la bordure nord du massif de l'Aurès, Ghandriche (1991) met en évidence une compression majeure N-S ayant entraîné

certaines chevauchements locaux. Cette phase est responsable des superpositions anormales décrites dans le secteur de Chélia et le bassin de Timgad.

7.3.2.5. La phase pliocène : une compression NW-SE. Elle est plus importante avec la phase atlasique. Elle a affecté les régions méridionales de l'Atlas. Responsable des plis orientés EW (Dj. Ferkane) Guiraud, (1990) et les cassures de direction ENE-WSW (Burollet, 1956 ; Fleury et Bles, 1969).

7.4. Les événements tectoniques durant le Quaternaire

7.4.1. La phase post villafranchienne : La déformation du Quaternaire basal est reconnue comme un événement compressif avec une direction de raccourcissement NNW-SSE à N-S ayant réactivé certaines structures plus anciennes. Guiraud (1973 ; 1975) insiste sur les effets de cette déformation qui sont plus ressentis dans les zones septentrionales, à proximité de la méditerranée, et qui sont à l'origine d'une activité sismique plus importante tout en attribuant à la phase fini-pliocène un épisode compressif NW – SE à N-S.

Dans le même contexte, (Roussel, 1973) considère que les directions séismogéniques N130°E et N90°E sont les plus actives et sont responsables des tremblements de terre dans le Nord de l'Algérie. Dans le Constantinois, Aris (1994) puis Marmi et Guiraud (2006) décrivent cette déformation du Quaternaire basal, tout en signalant les structures générées par cette dernière.

Dans le Sud-Est Constantinois, les formations pliocènes sont généralement plissées et/ou faillées ainsi que leur substratum néogène. Les termes pliocènes ou villafranchiens sont discordants sur les dépôts conglomératiques miocènes, et sont affectés par des failles normales et des failles décrochantes N-S.

Ces dernières découpent et décalent horizontalement les axes des plis anticlinaux (axes N 100°-110°E) de façon senestres (Marmi, 1995). Ce même auteur décrit des basculements (67-75°) des bancs conglomératiques dans les formations du Mio-Pliocène des Djebels Chebka-Ahmar khadou-Guellif, témoignant en faveur d'une déformation post-pliocène.

Dans le bassin de Timgad, les plis dans les formations miocènes sont souvent recoupés par des décrochements senestres N-S et dextres E-W, qui ne peuvent être attribués à la phase post-miocène (ou villafranchienne).

*Fig.18 : Les principales phases orogéniques synthétisées d'après les travaux antérieurs
(Bouziane et Reguig, 2004)*

1. Coupes lithostratigraphiques

L'intérêt de ce sous-chapitre réside dans la description des coupes lithostratigraphiques réalisés sur terrain par nos soins. Ces coupes sont décrites et positionnées dans différents secteurs du bassin de Timgad, se répartissant à la fois dans la zone septentrionale, centrale et méridionale du bassin.

1.1. Coupe de Kef Menchar (versant SE de Dj. Bou Arif)

Cette coupe a été levée sur le versant SE de Dj. Bou Arif, le coté qui donne sur le Bassin de Timgad. Elle est à 13km, WSW de la ville de Chemora. (Fig. 19)

Le profil de la coupe est orienté NNW-SSE débuté par les formations les plus récentes en allant vers les formations plus anciennes. Les coordonnées de cette coupe à partir de l'image satellitaire de Google Earth sont les suivantes : (A : X= 35°36'35,52'' ; Y= 6°31'33,32'' et Z= 1027m) et (C : X= 35°37'6,11'' ; Y= 6°31'421,32'' et Z= 1136m).



Fig. 19: Image satellitaire représentant la coupe de Kef Menchar dans son cadre géographique

Le Crétacé constitue les principaux affleurements de Dj. Bou Arif. Ces formations montrent d'une part une série incomplète allant du Barrémien au Sénonien moyen, avec le Miocène qui se dépose en discordance.

1.1.1. Découpage lithostratigraphique : (Fig. 20)



Fig. 20: Image satellitaire représentant les formations lithologiques traversées par la coupe de Kef Menchar

- **Formation F1 : 200m** (estimée), c'est une formation marneuse en général marquée par deux grandes barres calcaires à la base

- **Membre 1A :**

Le terme 1 : 1,30m calcaire plus ou moins marneux, micritique avec un plaquage de coquilles (*Fig. 21*) et une surface durcie au sommet (E20).

Le terme 2 : 9m de marnes

Le terme 3 : calcaire marneux à argileux renferme des tests de Gastéropodes et Bivalves (E21).



Fig. 21 : Plaquage de coquilles

- **Formation F 2 : 300m :** c'est un ensemble marno-calcaire qui peut être divisé en quatre membres :

- **Membre 2A : 10m,** une série calcaireuse formée de trois termes :

Le terme 1 : une barre de calcaire constituée de quatre bancs décimétriques, marqué chacun par une surface durcie au toit (E13, E14).

Le terme 2 : Une barre de calcaire bleu micritique, formée de bancs centimétriques à pluridécimétriques, à la base on trouve 2m de marnes blanchâtres à oursins.

- **Membre 2B : 10m,** une alternance marno-calcaire

Le terme 1 : marnes blanchâtres à oursins

Le terme 2 : un banc de calcaire biomicritique riche en débris de micro-organismes marqué par une surface durcie au toit (E15), qui correspond à un encroutement d'oxydes de fer (*Fig. 22*) témoignant d'une surface d'inondation maximale. La couche est orientée N78°E et le pendage est 65° vers le S.



Fig. 22 : Encroutement ferrugineux

Le terme 3 : marnes gris bleuté, se débitent en écailles à intercalation de banc de 30cm de calcaire microsparitique grisâtre (E16).

Le terme 4 : Une barre de calcaire bleu micritique, formée de bancs centimétriques à pluridécimétriques, à la base on trouve 2m de marnes blanchâtres à oursins.

Le terme 5 : 30m de marnes fossilifères, gris bleuté à gris verdâtre, renfermant de gros oursins et d'autres tests de bivalves.

Le terme 6 : 1, 30 m, calcaire microsparitique brun tabac renfermant des débris de coquilles (E17).

Le terme 7 : 2 m, calcaire micritique gris beige, fracturé et oxydé par endroits (E18).

Le terme 8 : 1,50 m, calcaire micritique gris à aspect noduleux (E19). On note le redressement du pendage vers 45° SE, alors qu'il n'y a pas de changement de direction (N70°E).

- **Membre 2C** : marnes vari-coulores, limoneuses renferment un niveau de calcaire argileux de 20cm d'épaisseur (N85°E et P=50° S) à aspect noduleux, riche en Oursins et Brachiopodes. Les nodules ont un cœur dur avec une enveloppe argileuse tendre. Ces marnes renferment aussi un niveau de 5cm de calcaire microsparitique, légèrement siliceux avec un plaquage de lumachelles et de terriers.

Une couverture quaternaire s'installe sur cette partie de la coupe, masquant les affleurements.

• **Formation F3** : 110m correspond à une alternance de marnes avec des barres de calcaire micritique à microcristallin. Elle est subdivisée en cinq membres 2A, 2B, 2C, 2D et 2E.

- **Membre 3A** : un passage de marnes friables de couleur rougeâtre à verdâtre par endroits (présence de glauconie probable) (**Fig.23**). L'archive en macrofossiles est composé d'oursins, réguliers et irrégulier, des lamellibranches et des grosses coquilles, dont on a trouvé en surface (E6).



Fig.23 : Membre 3A de la formation 3

- **Membre 3B** : 20m, c'est une barre carbonatée, orientée toujours N60°E, avec un pendage 58° SE. On peut la subdivisée en quatre termes :

Le terme 1 : 0,50m, **terme sommital** : calcaire microcristallin, gréseux, verdâtre, se débite en écaille, puis on a un passage fin silteux grisâtre fracturé (E7).

Le terme 2 : 1,50m, calcaire microcristallin avec de rares éléments gréseux arrondis, témoignant d'un long transport, ce banc a l'aspect lité parallèlement à la stratification (E8).

Le terme 3 : correspond au faciès microcglomératique (E9).

Le terme 4 : 2m, marnes blanchâtres

Le terme 5 : banc de conglomérat polygénique, où les éléments sont carbonatés à gréseux. Ils sont d'ordre décimétrique. Le ciment varie entre carbonaté et siliceux par endroits (E10).

Le terme 6 : terme basal : 30cm, élément aplatie sous forme de lentille ayant la même direction que la stratification. Elle correspond à un faciès calcaire grainstone (E11).

- **Membre 3C : 20m** de marnes blanchâtres riches en macrofossiles tels que les bivalves, les gastéropodes et les oursins à intercalation d'un niveau de calcaire fin, très dur, siliceux de l'ordre de 4cm.

- **Membre 3D : 20m**, une barre de calcaire micritique, beige à grise très fracturée, et présente différentes directions de diaclases orthogonaux. Cette barre épaisse de 5m environ, est orientée N88°E avec un pendage de 70°S.

- **Membre 3E : 30m** de marnes blanchâtres, renfermant de petits bancs de calcaire noduleux

• **Formation F4 : 25m** correspond à une barre plus ou moins carbonatée. Elle est subdivisée en quatre membres 1A, 1B, 1C et 1D.

- **Membre 4A** : le sommet de la série, épais de correspond à un banc de calcaire à grains fins, de teinte beige, à touché silteux, se débite en écaille.

Le terme 1 : terme basal renferme de rares éléments carbonatés flottants, avec de rares débris de coquilles, des colonies de coraux (**Fig. 24**) et de petits oursins (Ech2).

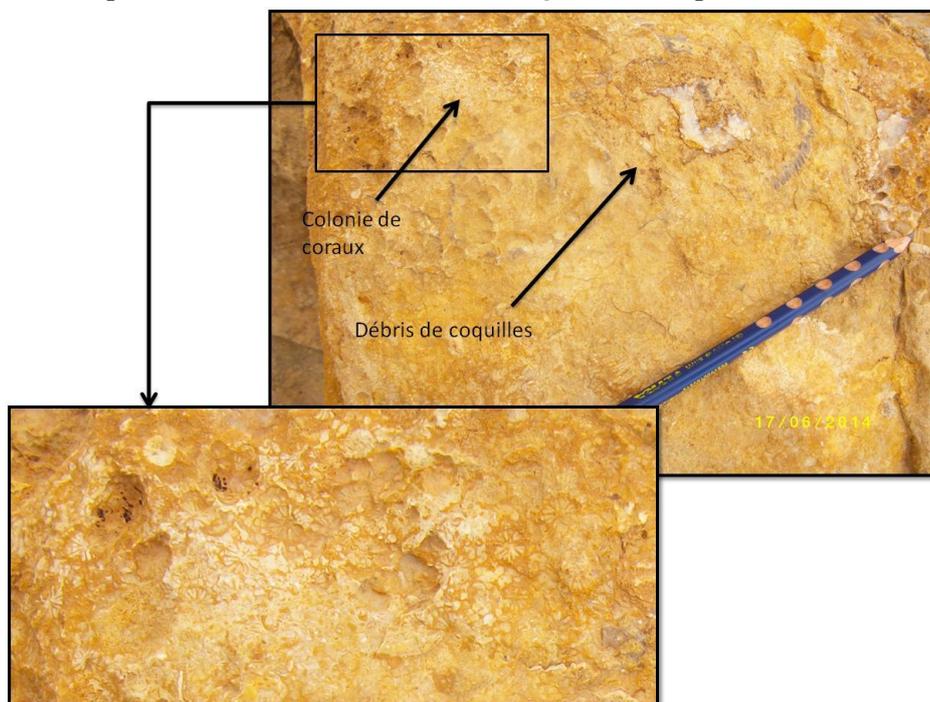


Fig. 24 : Débris de coquille et colonie de coraux dans le terme basal, membre 4A

Le terme 2 : terme sommital ; contact franc avec les marnes ; les éléments carbonaté deviennent plus grossiers et même plus abondants, ils sont d'ordre centimétrique, ils sont noyés. On trouve des débris de coquilles et de rares bioturbations avec toujours de petits oursins (?), outre les éléments carbonatés, on trouve des nodules (**Fig. 25**) bien arrondis à touché silteux au toucher, épars, qui peuvent être d'origine gréseuse (Ech1).



Fig. 25: Éléments noduleux

- **Membre 4B**: calcaire à grains plus ou moins grossier, microcristallin à patine jaunâtre et à cassure brun tabac, renfermant des galets subarrondis, gréseux et carbonaté, épars et dispersés, et qui ne sont pas jointifs. On les trouve sous des teintes variées (beiges, gris foncé, gris claire, etc.). on trouve aussi de rares éléments silicifiés subanguleux d'ordre centimétrique à décimétrique. (Ech1). Des mesures prises au niveau de ce banc, indiquant un pendage des couches de l'ordre de 58° SW et l'orientation est N80°E.

- **Membre 4C: 4,5m**, banc conglomératique avec de rares éléments gréseux, subanguleux et des éléments carbonatés plus abondants, arrondis (**Fig. 26**). Ils sont d'ordre pluricentimétrique, on trouve des fragments de coquilles, des algues rouges et des coraux (visible en microfaciès) (Ech2).

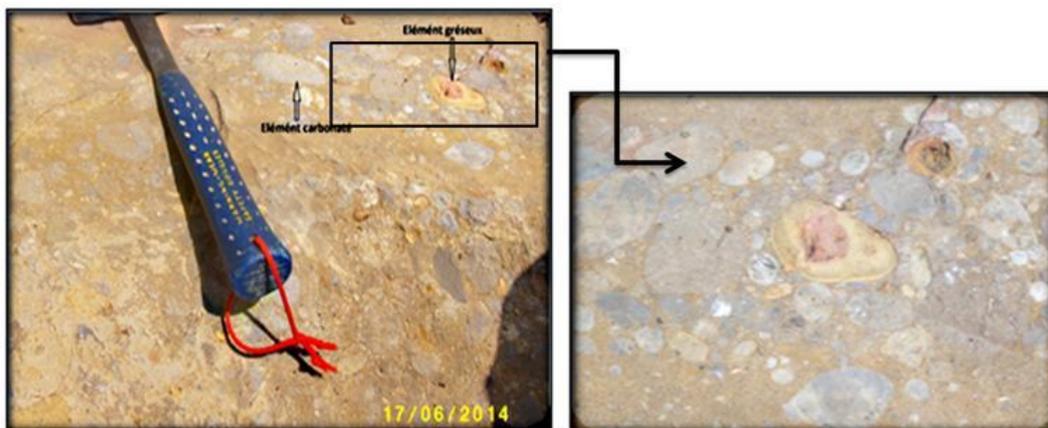


Fig. 26 : Photo représentant le banc conglomératique avec un détail des différents éléments

- **Membre 4D: 5m**, c'est la base de la formation, c'est du calcaire fin, beige avec de grosses coquilles, pouvant être des Incérâmes. Au sommet, juste au contact avec les conglomérats, on trouve un niveau de 20cm de plaquage glauconieux (**Fig. 27**),

témoignant probablement d'une diminution de la section d'eau. On note la présence de colonies de coraux et de Pectens (*Fig. 28*), (Ech3).



Fig. 27 : Niveau glauconieux du membre 4D

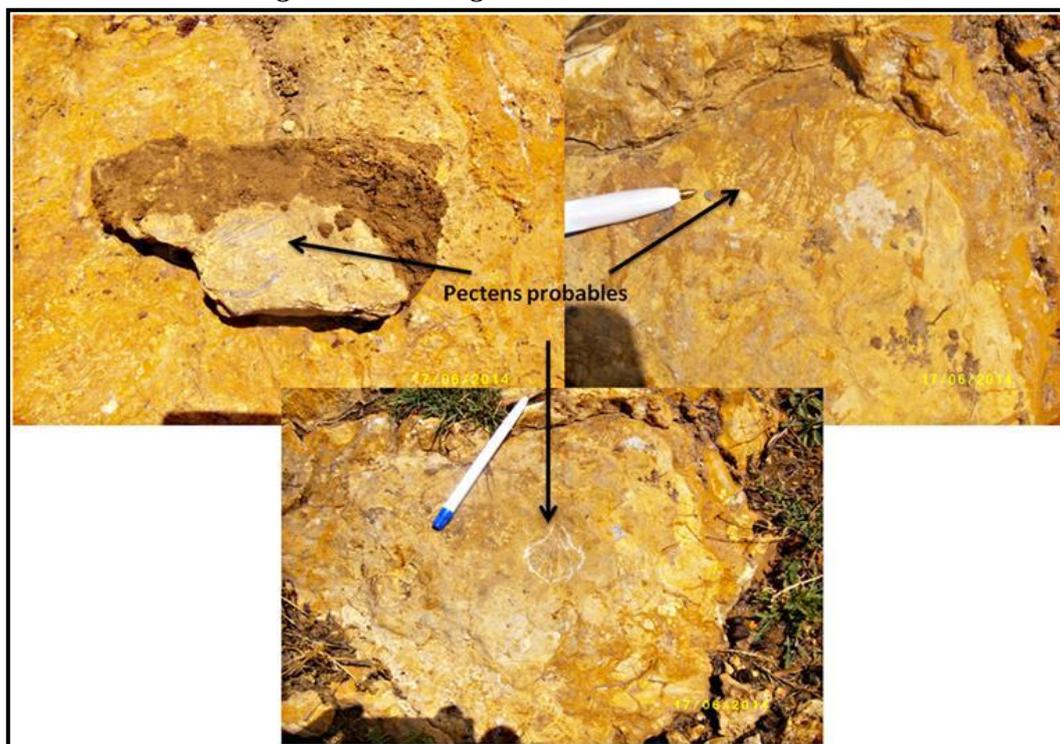


Fig. 28 : Pectens probables du membre 4D

1.1.2. Synthèse lithostratigraphique

Pour déterminer l'âge des formations de la coupe de Bou Arif on s'est référé à la carte géologique de la région, Feuille n° 173 d'El Madher, à l'échelle de 1/50000^{ème}, levée par Vila (1977) (**Fig. 29**)

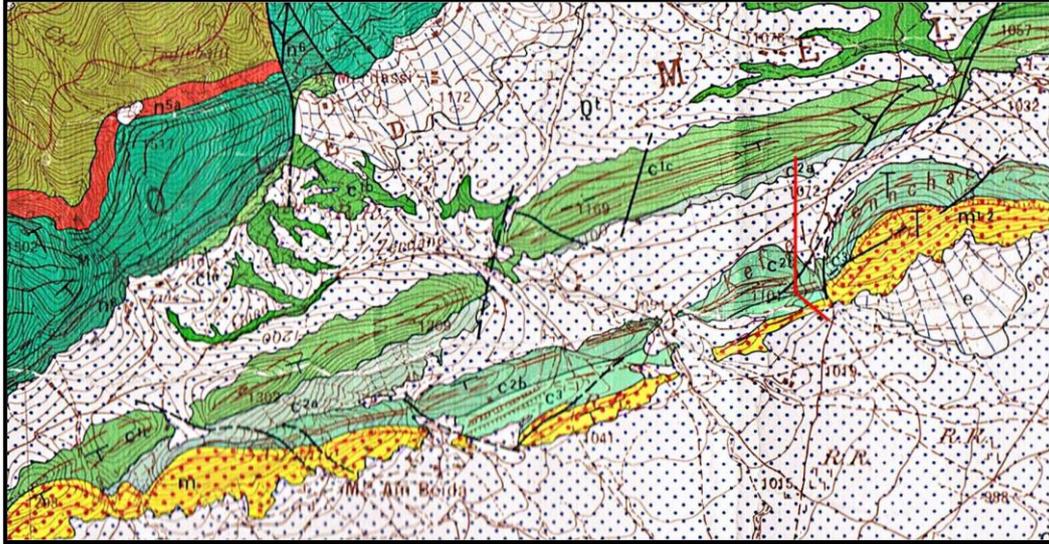


Fig. 29 : Tracé de la coupe sur un extrait de la carte géologique d'El Madher au 1/50000^{ème}

Nous avons levé la coupe géologique, (**Fig. 31, 32**) établi la colonne lithostratigraphique (**Fig. 33**), et on a essayé de délimiter les étages, en se basant en premier lieu sur les changements de faciès et microfaciès ; ainsi que sur les travaux antérieurs réalisés dans la région.

- La formation F1 : correspond au Turonien inférieur (C2a), marno-calcaire avec des marnes bleutées et des calcaires micritiques.
- La formation F2 : c'est le Turonien moyen à supérieur (C2b), caractérisé par des marnes et des calcaires noduleux zoogènes.
- La formation F3 : correspond au Coniacien de Dj Amrane (C3), une alternance de marnes et des barres de calcaire micritique à microcristallin.
- La formation F4 : correspond au Miocène (m1-2), c'est le Tortonien, discordant sur le Crétacé supérieur. (**Fig. 31, 32**).

En ce qui concerne les limites stratigraphiques, on peut conclure ce qui suit :

Le contact Crétacé supérieur –Miocène est marqué par une discordance angulaire, au niveau de notre coupe elle n'est pas visible car les couches de la formation F1 reposent sur les marnes. Par contre, vers l'Est, elle est bien exprimé (**Fig. 30**).

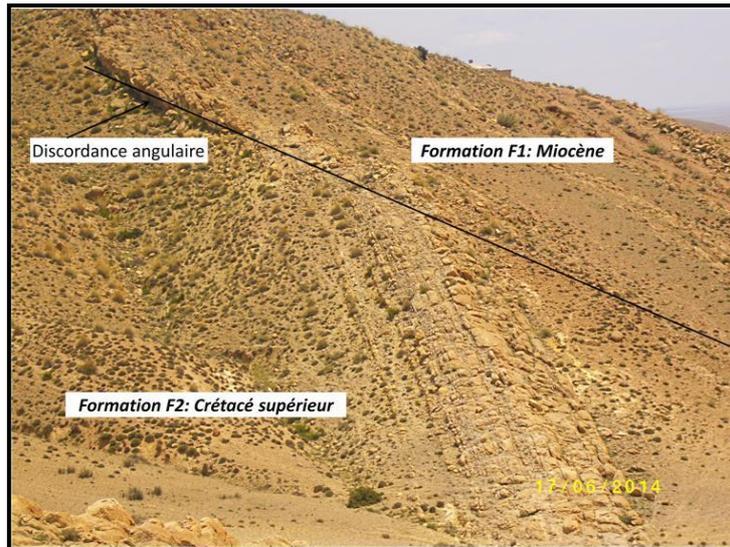


Fig. 30 : Discordance angulaire de Tortonien sur le Coniacien

La limite cénomano-turonienne, peut être représentée dans les derniers bancs de la coupe où on se manifestaient des surfaces durcies et le plaquage de coquilles.

La limite Turonien moyen – Turonien inférieur ne peut être positionnée à cause de la couverture quaternaire.

La limite Coniacien – Turonien supérieur correspondrait au niveau de la surface durcie qu'on a signalé à la base du dernier banc de la formation F2.

Ces résultats sont fondés essentiellement sur des observations de terrain et par conséquence une étude biostratigraphique détaillée pourrait apporter plus de précisions.

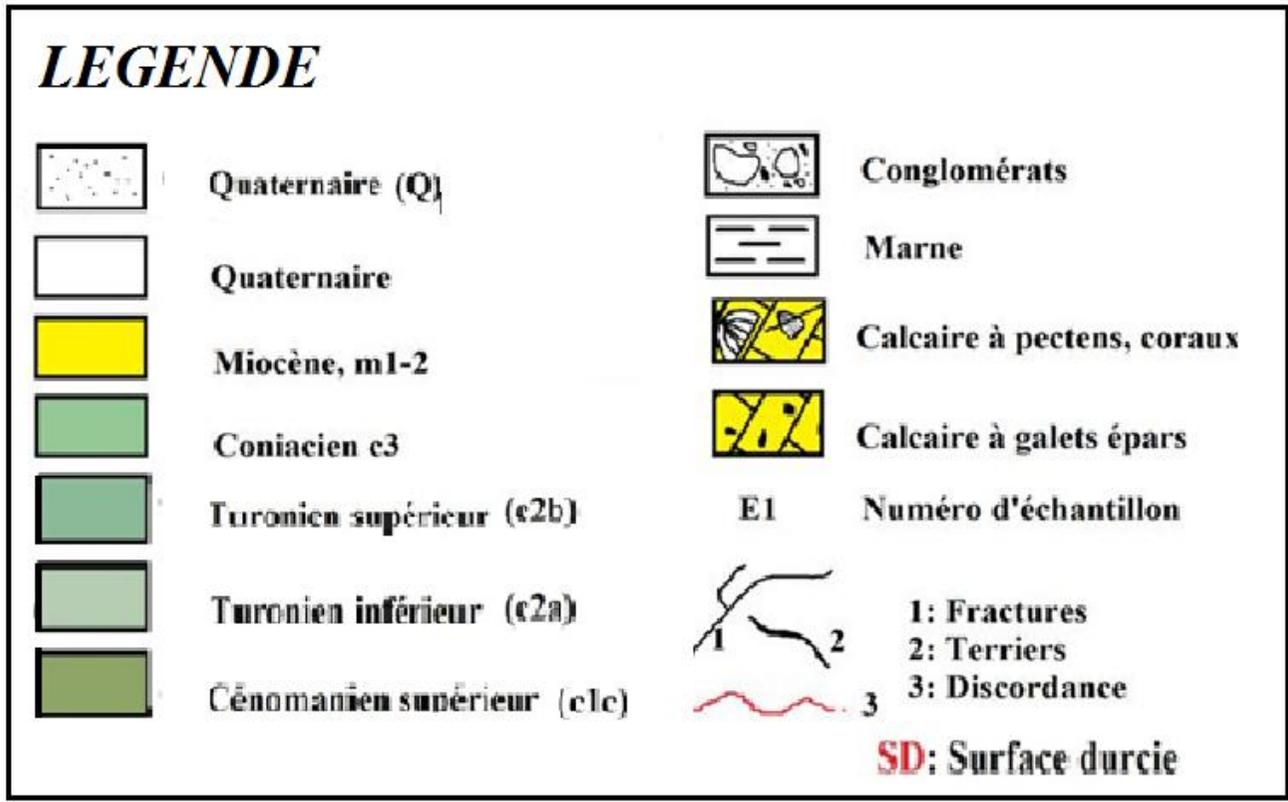


Fig. 32 : Légende des coupes géologiques

Fig. 33 : Colonne lithostratigraphique de Kef Menchar (flanc SE. Dj. Bou Arif)

1.2. Coupe de Guabel Amrane (versant SE de Dj. Amrane)

Cette coupe a été levée sur le versant SE de Dj. Amrane, l'anticlinal qui décore le cœur de bassin de Timgad. Elle est située à 13 km au SE de la ville de Chemora.

Le profil de la coupe est orienté NNW-SSE débuté par les formations les plus récentes en allant vers les formations plus anciennes. Les coordonnées de cette coupe à partir de l'image satellitaire de Google Earth sont les suivantes : (AM1 : X= 35°33'44.97"N; Y= 6°43'52.59"E et Z= 897m) et (AM2 : X= 35°34'25.00"N; Y= 6°43'35.19"E et Z= 904m). (Fig. 34)

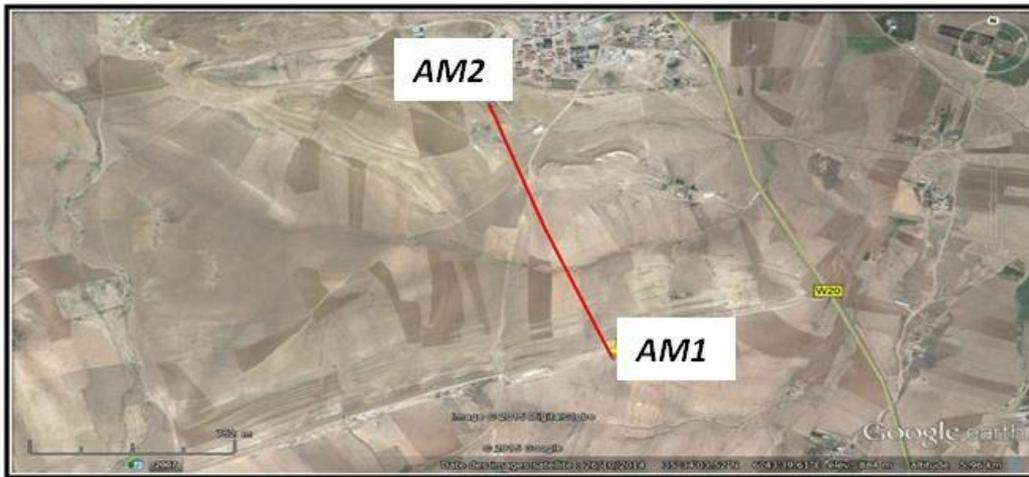


Fig. 34: Image satellitaire représentant la coupe de Guabel Amrane dans son cadre géographique

Cette coupe représente les formations du Cénomaniens supérieur-Turonien basal.

1.2.1. Découpage lithostratigraphique : (Fig. 35)

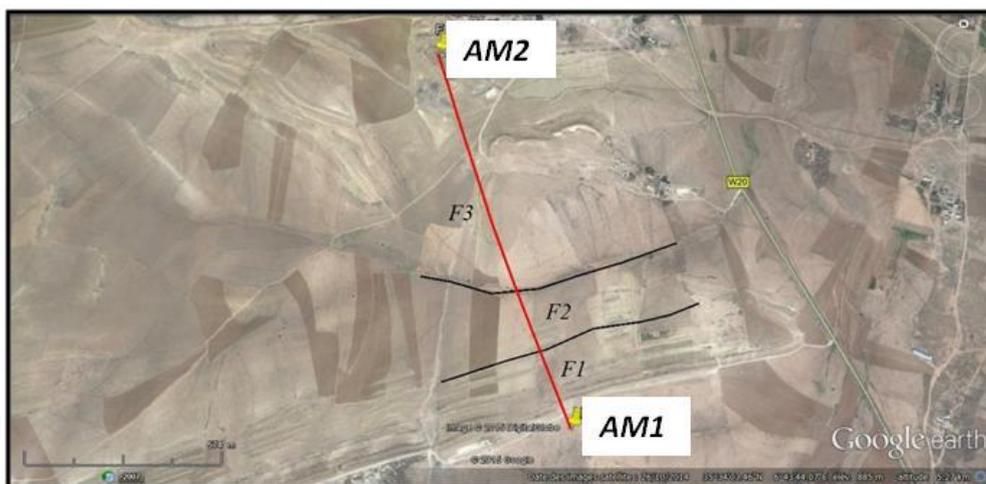


Fig. 35: Image satellitaire représentant les formations lithologiques traversées par la coupe de Guabel Amrane

- **Formation F1 : 150m (Fig. 36).**

Il est formé d'alternance marno-calcaires. Les marnes ont une couleur beige clair, riche en contenu organique. Les calcaires se présentent sous forme de bancs métriques.

Les marnes forment des intervalles métriques, de teinte beige, riche en fossiles. Elles contiennent des Huîtres, des Ostracodes, des débris de Gastéropodes et d'Échinodermes, des Coraux (*Aspidiscus cristatus*) et des Oursins en boule (**PL. 16, 17, 18 et 19**).

Cette formation se caractérise par l'abondance de faune et par la disparition des éléments détritiques dans la sédimentation.

- **Membre 1A** : c'est un ensemble plutôt marno-calcaire avec un banc métrique de calcaire fin, micritique, (**A1**), fissuré avec de rares tests de coquilles, renfermant des pigments d'oxydes de fer témoignant d'une surface durcie, surmonté par un niveau métrique de marnes. Puis un autre banc de calcaire avec une autre surface durcie à la base. Ce banc par contre est riche en débris de coquilles.

- **Membre 1B** : Une succession de bancs de calcaire, d'ordre métrique, intercalés de marnes légèrement sombres, marqué chacun par une surface durcie à la base. (**A2, A2b**).

- **Membre 1C** : c'est une série marneuse présentant un contenu organique très riche est marqué surtout par la présence de l'*Aspidiscus cristatus* (coraux), témoignant du Cénomanién supérieur.

- **Formation F2 : 120m (Fig. 36).**

Elle est constituée par des formations où on observe une nette dominance de marnes par rapport aux calcaires. Ces derniers se présentent en couches d'épaisseur décimétrique, ils sont généralement micritiques de couleur claire renfermant une macrofaune constituée d'échinodermes, de gastéropodes, de lamellibranches, d'inocérames et de foraminifères. Il s'y intercalent aussi des bancs métriques de calcaires noduleux, bioclastiques de couleurs sombres contenant des débris d'huîtres.

- **Formation F3 : 115m** correspond à une alternance marno-calcaire Elle est subdivisée en quatre membres 3A, 3B, 3C et 3D. (**Fig. 36**)

- **Membre 3A** : correspond au sommet de la série. C'est une barre de calcaire fins, biomicritique de teinte jaune à rouge rouille, à touché silteux, se débite en plaquettes, surmontée d'un encroutement calcaire, daté Villafranchien. (**E1**)

Le terme basal correspond à un banc de calcaire fin biomicrosparitique, gris clair, fissurée renferme probablement des coraux (**Fig. 37**) et des coquilles de gastéropodes oxydées (**E2**).



Fig. 36: Position des formations F1, F2 et F3 de la coupe de Dj. Amrane



Fig. 37: Traces de coraux dans les calcaires du membre 3A

- **Membre 3B** : une série marneuse formée de marnes indures jaunâtres avec de rares bancs décimétriques de calcaire fin, micritique, de teinte grisâtre à rares coquilles oxydées.
- **Membre 3C** : une barre de calcaire biomicritique fin, grisâtre avec des traces d'oxydes de fer, intercalée dans des niveaux métriques de marnes sombres, indures. (**E3**).
- **Membre 3D** : une nouvelle série marneuse de nouveau à intercalations de bancs décimétriques à métriques de calcaires à surfaces irrégulières, surmontes le membre précédent. On a échantillonné un banc de calcaire (**E4**) dont la matrice et le fond sont semblables des barres rencontrées dans le membre (**1C**), par contre il est très riche en coquilles gisant toutes sur leurs parties convexes témoignant probablement d'un milieu peu profond, chaud et oxygéné. Il est à noter qu'il y a un remplissage des creux des coquilles par un sédiment de même nature que la roche encaissante. (**Fig. 38**). Un autre banc a été échantillonné (**E5**), renfermant des joints stylolithiques (**Fig.39**). la base de ce banc est ondulée (?).



Fig. 38: Calcaires du membre 3D riches en coquilles.



Fig. 39: Joint stylolithique.

1.2.2. Synthèse lithostratigraphique

Pour déterminer l'âge des formations de la coupe de Dj. Amrane on s'est référé à la carte géologique de la région, Feuille de Touffana n°=202. Au : 1/50 000 levée par Vila (1977).

Nous avons établi une coupe géologique (**Fig. 40**) et un log lithostratigraphique (**Fig. 41**), et on a essayé de localiser les limites des étages en se référant aux travaux antérieurs et en se basant sur les données faciologiques obtenues à partir de l'étude des échantillons et des observations de terrain.

- La formation F1 : Correspond au Cénomaniens supérieur marneux (C1c)
- La formation F2 : Correspond au Turonien inférieur (C2a), alternance marno-calcaire
- La formation F3 : Turonien moyen à supérieur (C2b), alternance marno-calcaires

En ce qui concerne les limites stratigraphiques, on peut conclure ce qui suit :

La limite Cénomano-turonienne, peut être placée à l'endroit où un changement de faciès et de pendage est perceptible.

La limite Turonien inférieur – Turonien moyen peut être matérialisée par la Surface durcie de la dernière barre calcaire.

Fig. 40: Coupe géologique de Dj. Amrane

Fig. 41: Colonne lithostratigraphique de Guabel Amrane (versant SE de Dj. Amrane)

1.3. Coupe de Yabous

Cette coupe a été levée sur le versant N de Dj. Fourhal ; la limite septentrionale des Aurès ; représentant la bordure méridionale du Bassin de Timgad. Elle est située à 2,5km au SE de la ville de Yabous.

Le profil de la coupe est orienté NNW-SSE Les coordonnées géographiques de cette coupe à partir de l'image satellitaire de Google Earth sont les suivantes : (Y1: X= 35°23'3.18"N; Y= 6°38'47.70"E et Z= 1209m) et (Y2: X= 35°23'38.51"N; Y= 6°38'23.97"E et Z= 1260m) (Fig. 42).

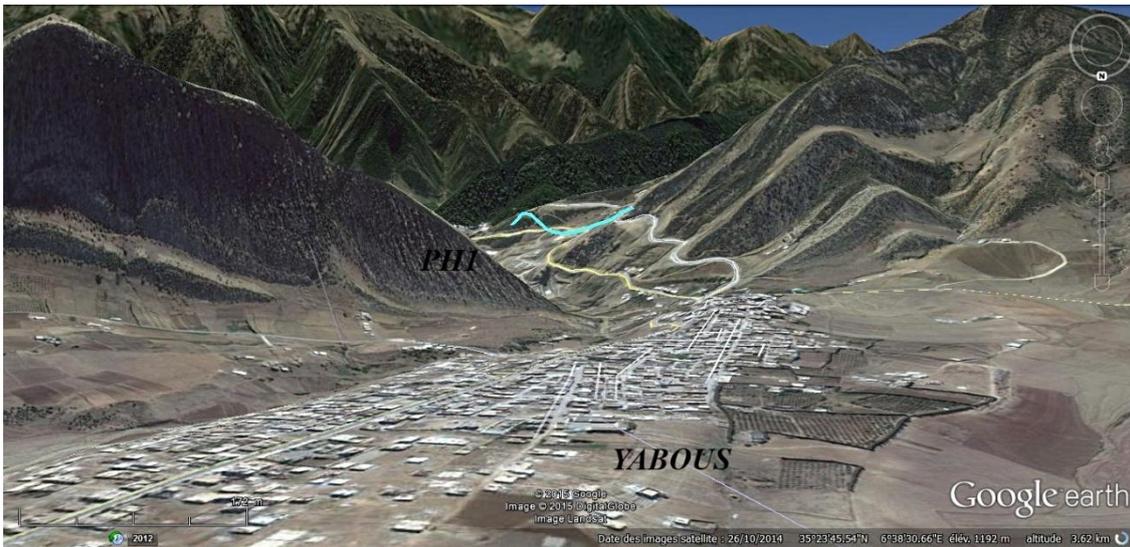


Fig. 42: Image satellitaire représentant la coupe de Yabous dans son cadre géographique

1.3.1. Découpage lithostratigraphique :

2. Cette coupe est représentée dans les formations du Sénonien supérieur et le Miocène moyen en discordance. (Fig. 43).



Fig. 43: Image satellitaire montrant les formations lithologiques traversées par la coupe de Yabous

- **Formation F1 : 230m**

- **Membre 1A** : C'est un ensemble marno-calcaire. Il correspond à une association de niveaux carbonatés formés de bancs de calcaires, grisâtres, noduleux (**Fig. 44, A**), en plaquettes centimétriques ou en bancs métriques riches en inocérames (**Fig. 45, A, B**), gastéropodes, brachiopodes, huîtres, oursins. Ces derniers alternent avec des niveaux de marnes de couleur beige de 20 à 30 mètres riches en oursin et contenant des niveaux centimétriques de gypse.
- **Membre 1B** : correspond à une série marneuse formée de marnes bleutées avec des intercalations de de niveaux calcaires argileux noduleux (**Fig. 44, B**). Les marnes forment parfois des enveloppes autour des nodules calcaires (**Fig. 46, A, B**).

- **Formation F2 : 150m**

- **Membre 2A** : Ensemble marneux incluant des bancs de calcaire massifs, et de calcaires argileux, micritiques et noduleux riches en brachiopodes, oursins aplatis, gastéropodes, et ammonites. Le sommet de cette assise montre un petit banc centimétrique de calcaires organogènes riches en Plicatules avec des traces d'inocérames,

- **Formation F3 : 160m (?)**

- **Membre 3A** : formé essentiellement de marnes grisâtres qui se débitent en plaquettes, riches en oursins, brachiopodes, huîtres, inocérames et ammonites
- **Membre 3B** : Il s'agit d'une alternance constituée de niveaux centimétriques de calcaires noduleux à huîtres surmontés par des niveaux de calcaires organogènes sombres, associés à des niveaux marneux. L'épaisseur totale de cette formation est difficile à estimer sur terrain vu les travaux de la réalisation d'un nouveau barrage dans la région. On a essayé de l'estimer à partir des images satellites de Google Earth.

- **Formation F4** : c'est une formation discordante sur les séries précédentes (**Fig. 47**)

- **Membre 4A** : Ces formations sont représentées des marnes beiges (**Fig.48**, avec des calcaires en plaquettes à Pectens. On note la présence d'une barre de calcaire gréseux sous forme de lentille dont l'épaisseur varie latéralement (biseautage). (**Fig.44, C**)
- **Membre 4B** : Formé de grosses barres de grés (**Fig.48**) à grains grossiers de couleur beige, dont l'épaisseur varie entre (7-30m) comportant à leurs toits des surfaces durcies et des traces de terriers. Ces bancs de grés montrent une stratification oblique et un litage entrecroisé (**Fig.49, A**), (pendage de 10-15°) comprise entre des niveaux grossiers sombres à terriers (**Fig. 49, B**), et d'autres argileux plus fins de teinte claires. Les intervalles marneux de 10 à 30 mètres se caractérisent par un débit en frites, (**Fig. 49, C**) sont généralement de teintes grises à sombres, renfermant parfois des bivalves.

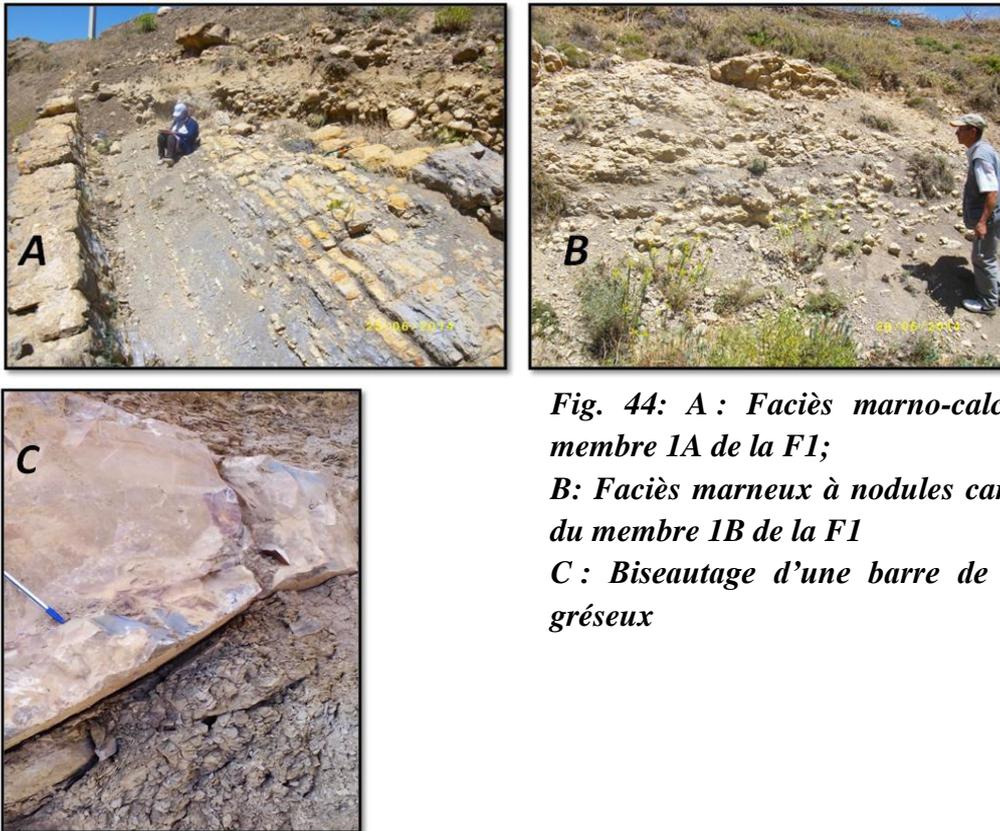


Fig. 44: *A : Faciès marno-calcaire du membre 1A de la F1;
 B: Faciès marneux à nodules carbonatés du membre 1B de la F1
 C : Biseautage d'une barre de calcaire gréseux*

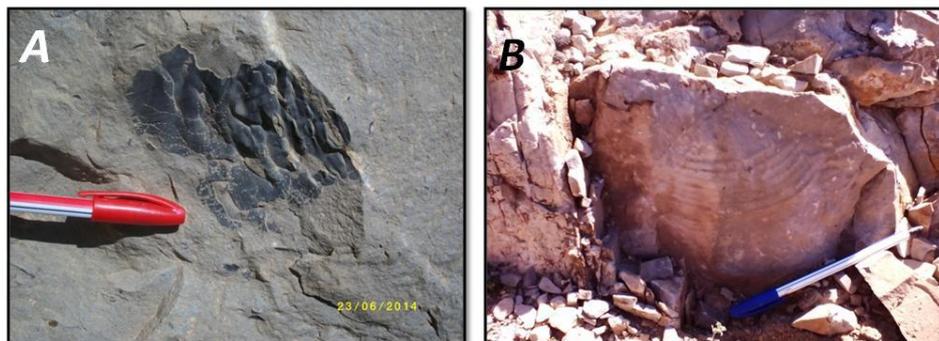


Fig. 45: *A : Grosse coquilles dans les calcaires du membre 1A de la F1 ;
 B : Moule externe d'une coquille d'Inocérames (probable) dans les calcaires du membre 1A de la F1*

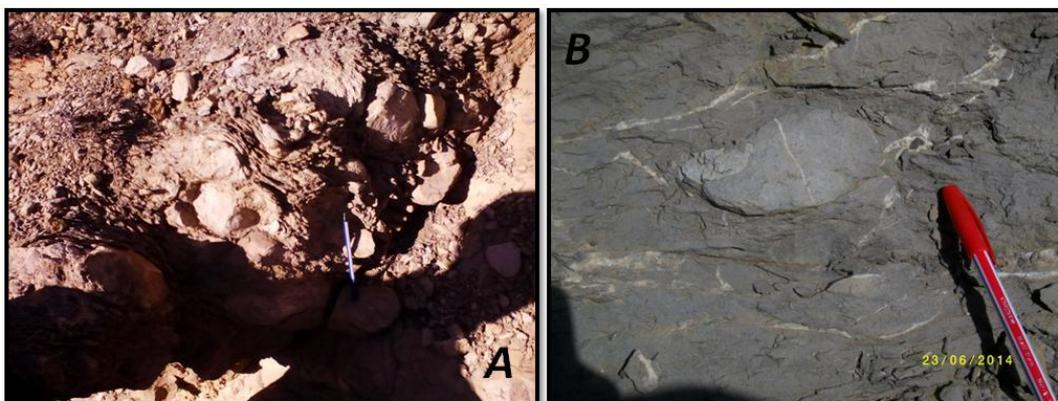
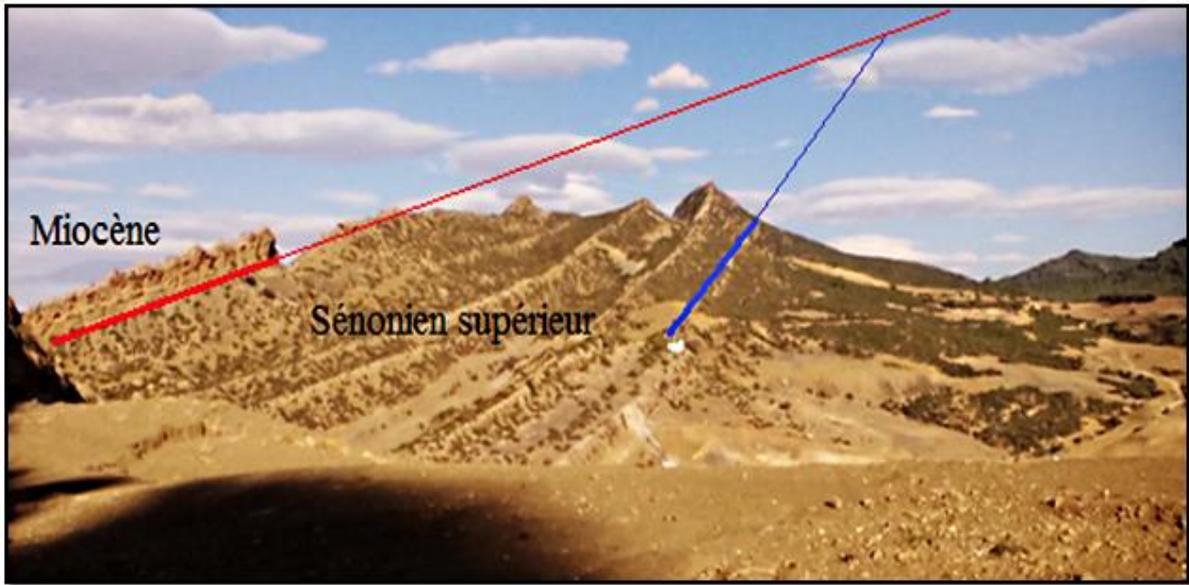


Fig. 46 : *A : Enveloppe marneuse autour de nodule calcaire
 B : Nodule calcaire argileux enveloppé de marne membre 1B de la F1*



**Fig. 47: Photo panoramique montrant la discordance angulaire du Miocène sur les formations du Sénonien supérieur (région de Yabous).
(Les traits rouge et bleu révèlent les pendages des couches)**



Fig. 48: Photos prises sous différents angles montrant la discordance angulaire du Miocène sur les formations du Sénonien supérieur (région de Yabous).

A : La barre gréseuse du Membre 4B de la formation F4 ;

B, C, D : La barre gréseuse surmonte les marnes du Membre 4A de la formation F4

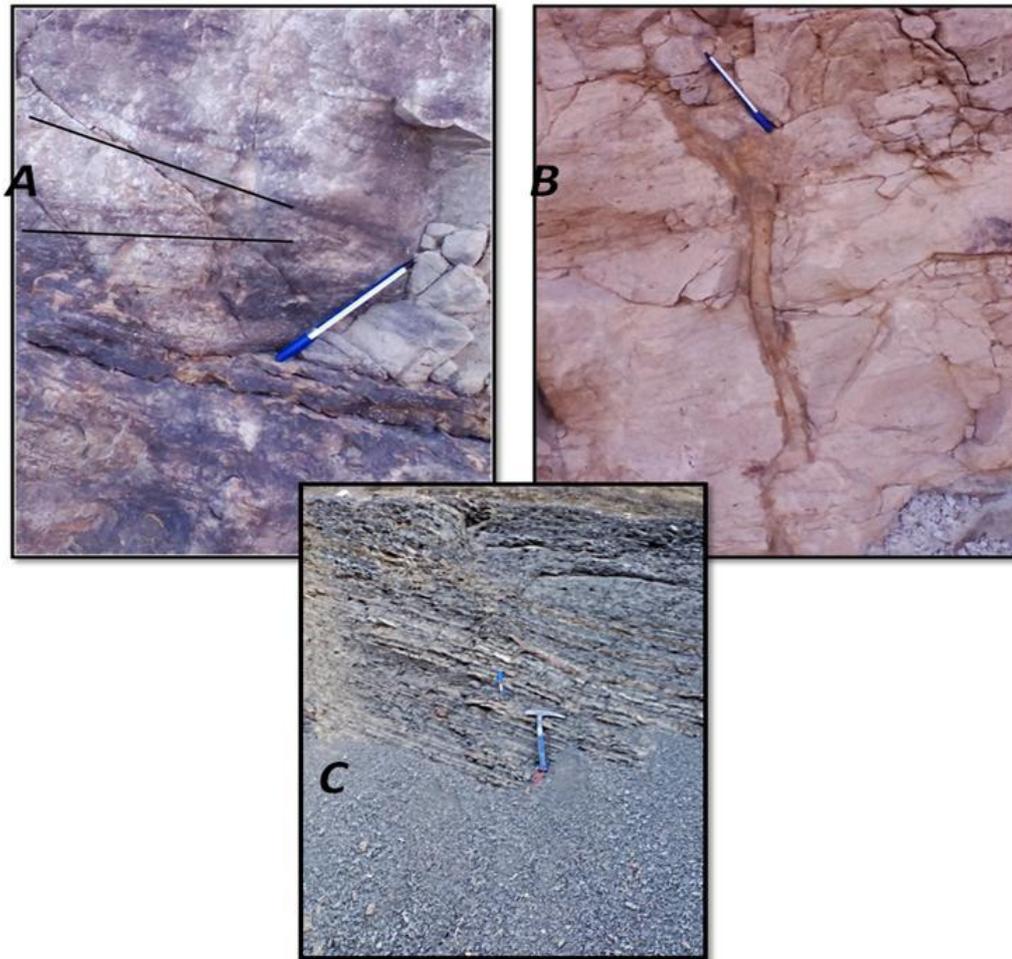


Fig. 49: *A : Litage entrecroisé dans les grés du Membre 4B de la formation F4*
B : Terrier vertical dans les marnes du Membre 4A de la F4
C : Débit en frites des marnes du Membre 4B de la formation F4

1.3.2. Synthèse lithostratigraphique

Les limites des étages dans la coupe de Yabous sont positionnées de la même manière que les coupes précédentes, voir la coupe géologique (**Fig. 50**) et le log lithostratigraphique de la région (**Fig. 51**)

- La formation F1 : Correspond au Coniacien, ensemble marno-calcaire, avec des calcaires noduleux (C3)
- La formation F2 : Correspond au Santonien (C4), une série marneuse à intercalations de nodules de calcaires argileux.
- La formation F3 : Campanien (C5), une formation marneuse à la base et calcareuse au sommet.
- La formation F4 : Miocène, Tortonien (m1-2), discordant sur le Crétacé supérieur, marqué par une série marneuse surmontée par de grosses barres gréseuses.

La délimitation stratigraphique au niveau de ce site demeure délicate et les limites des étages sont placées en se basant sur les changements lithologiques et/ou des discontinuités représentées par des surfaces durcies, discordance ou des changements de pendages.

Fig. 50: Coupe géologique de la région de Yabous



Fig. 51: Colonne lithostratigraphique de la coupe de Yabous

1.4. Coupes antérieurement réalisées dans la région

1.4.1. Coupe de Dj. Amrane (versant SE)

Cette coupe levée par Marmi en 1995 (**Fig. 52**), révèle que la série marno-calcaire du Cénomanién-Turonien, affleurante sur le flanc méridional du Dj. Amrane (x= 851 ; y= 261), est d'une épaisseur dépassant les 180 m.

Au Djebel Amrane, la limite entre le Cénomanién et le Turonien est délicate à placer vu la continuité d'une sédimentation marno-calcaire couvrant les deux étages.

La coupe comprend :

- A la base, des bancs décimétriques de calcaire fin à algues
- Dans sa partie médiane nous retrouvons des bancs métriques à plurimétriques de biomicrite.
- L'ensemble supérieur, comprend un terme argileux (~ 40 m), montrant des barres calcaires.

Fig. 52 : Coupe de Dj. Amrane (versant SE), (Marmi, 1995)

1.4.2. La coupe de Lahbassi à Dj. Amrane (versant S)

Coupe levée par Djaiz, 2011, sur le flanc sud de Dj. Amrane. (**Fig. 53**), Elle est constituée de :

- **Sous ensemble calcaire:** Il est formé de calcaires graveleux lumachelliques, montrant une texture saccharoïde à la cassure, riches en *Gastéropodes*, incluant un banc centimétrique de calcaires micritiques bioturbés, de couleur grise, d'aspect bréchiqque riche en *Gastéropodes*, *Oursins*, *Lamellibranches*. Le sommet comporte une barre calcaire noduleuse (2m) à surface ferrugineuse, de couleurs grise, riche en fossiles : Incérâmes ; Huîtres ; Coraux et des Bivalves.
- **Ensemble marno-calcaire (Cénomanién inférieur) (300 m) :**
La base de cet ensemble débute par des bancs de calcaires centimétriques, micritiques de couleur claire contenant une faune composée d'Échinodermes, de Gastéropodes, de lamellibranches, d'Incérâmes, et de foraminifères (bisériés). Ils sont surmontés par des marnes jaunes à beiges où s'intercalent des bancs métriques de calcaires marneux gris bleu, noduleux, riches en Gastéropodes.
- **Ensemble marno-calcaire (Cénomanién supérieur) (60 m) :**
Il se compose aussi de marno-calcaires, avec une fréquence beaucoup plus marquée de couches de calcaires marneux d'épaisseur métrique. Le terme supérieur est à dominante marneuse avec des alternances de calcaires micritiques gris-bleu à cassure sombre en bancs épais de 1 à 5 m. Les marnes contiennent un niveau à *Aspidiscus cristatus* et des ostracodes.

1.4.3. Coupe de Dj. Amrane (versant NW)

Sur le flanc nord du Dj. Amrane, dans un niveau marno-calcaire, une **Ammonite** (*Tissotia tissoti*) a été récoltée en signant le **Coniacien moyen/supérieur** (Marmi, 1995). Nous pouvons éventuellement placer la limite Turonien-Coniacien un peu plus bas que le niveau contenant cette Ammonite. La série est couronnée par un remarquable biostrome à Rudistes, d'une exceptionnelle densité d'individus jointifs en position de vie. Il s'agit de *Vaccinites* à rapprocher probablement à l'espèce *praegiganteus* TOUCAS (dét. J. Philip in Marmi, 1995). Au point de vue stratigraphique, là où elle a été formellement reconnue (Midi de la France, Espagne) cette espèce occupe l'intervalle Turonien supérieur (terminal?)-Coniacien basal (J. Philip, com. Orale in Marmi, 1995).

- Sur le flanc sud du Dj. Amrane Marmi, (1995) a récolté une autre **Ammonite** dans un niveau marno-calcaire, *Gauthiericeras sp.* que R. Busnardo a déterminée et indiquant un **Coniacien inférieur**.
- Le Coniacien du Djebel Amrane se caractérise donc par des Ammonites telles que *Tissotia tissoti* et *Gauthiericeras sp.*
- Toutefois sur la terminaison périclinale sud de l'anticlinal du Bou Arif R. Laffitte signale une certaine confusion dans la classification des assises à *Hippurites*. Douville (1910, in Laffitte) a décrit des couches à Ammonites coniaciennes sous les calcaires à *Hippurites* qu'il attribue au Santonien, alors que Laffitte et Savornin (1939) rattachent ces couches au Turonien.
- Les attributions controversées, par différents auteurs antérieurs, quant au rattachement des couches à *Hippurites* au Turonien ou au Sénonien, sont pour nous tranchées. Nous rattachons l'assise marno-calcaire située sous les couches à *Hippurites* ainsi que ces

dernières au **Sénonien inférieur** en se basant sur les déterminations des Ammonites.
(Marmi, 1995).

Fig. 53 : Coupe Lahbassi à Dj. Amrane (versant S), (Djaiz, 2011)

1.4.4. La coupe du Kef Menchar (flanc sud du Bou Arif)

La coupe (coordonnées x = 848, y = 264-266, carte topographique d'Aïn el Ksar au 1/50 000°, feuille n°173), a été levée au lieu-dit Kef Menchar, suivant une direction NS. Elle fait apparaître deux unités lithologiques ((Marmi, 1995 ; **Fig.54**).

- **L'unité inférieure** correspond au Coniacien du Djebel Bou Arif.

- **L'unité supérieure (> 100 m)**

Cette unité supérieure comprend deux assises détritiques, et repose en discordance sur l'unité précédente.

-**L'assise inférieure** (50 m), conglomératique (pendage 30-35°S), surmonte un banc de calcaire biosparitique gréseux (grainstone, lame KM 1.3) par l'intermédiaire d'une surface érosive. Le calcaire biosparitique a fourni des Miliolidés, Bryozoaires, débris d'oursins, Ammobaculites, Ostracodes, Dasycladacées, débris d'Inocérames remaniés et différents foraminifères benthiques indéterminés (dét. R. Wernli, in Marmi, 1995).

Les éléments du conglomérat sont très hétérométriques. Leur taille varie du centimètre à quelques décimètres, atteignant parfois le mètre. Ils sont le plus souvent jointifs, arrondis à subarrondis, avec une matrice gréso-carbonatée. Ils sont d'origine variée et ceux de faciès calcaire sont dominants. Ils sont associés à des galets de grès et rarement de silex.

S'intercalent parfois, au sein de la masse conglomératique, des corps gréseux de faible extension latérale (5-6 m) et d'épaisseur variable (décimétrique à métrique). Nous n'avons pu distinguer de granoclassement franc des éléments. Sur toute l'épaisseur de l'assise s'observe une certaine alternance de niveaux à blocs et des niveaux moins grossiers à galets. Une passée marneuse (3-4 m) s'intercale vers la partie médiane de l'assise. Les deux termes conglomératiques se terminent par des surfaces durcies.

L'assise supérieure est marno-gréseuse, elle surmonte en concordance l'assise conglomératique du Kef Menchar par l'intermédiaire d'une passée marneuse qui est à son tour recouverte par un banc calcaréo-gréseux à base ravinante. Les bancs de grès, à grain fin, sont d'épaisseur décimétrique à métrique. Leur teinte, jaune délavée à la base, devient de plus en plus verdâtre au fur et à mesure que nous montons dans la série. Cette couleur est accentuée par l'abondance de grains de glauconie. Nous n'avons pu obtenir aucune précision nouvelle permettant de dater avec précision ces terrains miocènes.

Dans la dépression de Timgad-Khenchela, Ghandriche (1991) a daté le Miocène moyen avec *Globigerinoides sacculifer*, *G. subsacculifer*, *G. trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. sicanus*, *G. obesa*, *Globigerina praebulloides*, *Globoquadrina langhiana*, *Praeorbitolina transitoria* et *P. glomerosa*.

Au point de vue faciès, la série miocène du Kef Menchar est comparable à celle de Chemora sud L'assise conglomératique, sur les deux coupes, se termine par une surface durcie. Cependant l'épaisseur et la taille des éléments, du terme conglomératique, sont différentes.

La puissance de cette assise est plus importante au Kef Menchar, elle diminue progressivement en se déplaçant de Bou Arif vers Amrane. Probablement l'aire comprise entre ces deux massifs aurait constituée une structure de type "graben" (ou couloir graben), disposée est-ouest, bordée par des failles ou flexures, et caractérisée par un taux de subsidence relativement élevé. Cette manifestation tectonique a favorisé vraisemblablement le piégeage

des matériaux clastiques grossiers (conglomératiques) qui sont beaucoup plus important qu'au sud. (Marmi, 1995).

Fig. 54 : log stratigraphique de Kef Menchar (flanc sud du Bou Arif), (Marmi, 1995)

1.4.5. La coupe de Chemora sud (nord de Boulefraï)

La coupe étudiée se situe à mi-distance des localités de Chemora et Boulefraï (x= 866,5 ; y= 257,3 ; carte géologique de Boulhilet au 1/50 000) ; La série correspondant à la coupe levée a une puissance qui dépasse les 180 m. Elle est caractérisée par une sédimentation détritique et correspond à deux unités à granulométrie différente (Marmi, 1995 ; *Fig. 55*).

- **L'unité inférieure U1** (~ 80 m) à matériel clastique grossier dominant, montre une alternance de marnes grises, verdâtres à jaunâtres, sous forme de passées métriques à plurimétriques, et de bancs conglomératiques très hétérométriques à éléments subarrondis, en majorité carbonatés. Les éléments sont le plus souvent jointifs ; leur taille va du centimètre-décimètre pour les graviers-galets jusqu'à 40-50 cm pour les gros blocs (*boulders*). Parfois des corps gréseux lenticulaires, à grain grossier, s'intercalent au sein même des bancs de conglomérat et se disposent subparallèlement à la stratification ; dans d'autres cas ils se placent au toit des couches. Ils peuvent contenir des galets flottants. Les niveaux grossiers à blocs piègent de temps à autre quelques coquilles complètes de bivalves, ce qui peut indiquer qu'il n'y a pas eu de transport *post mortem*. La matrice est grésogréseuse à argilo-gréseuse.

Les bancs conglomératiques, à base érosive et présentent généralement un classement moyen, et une granodécroissance verticale (*fining upwards*). Ces gros bancs conglomératiques correspondraient à des dépôts de chenaux.

- **L'unité supérieure U2** (120-130 m) est aussi détritique, mais les sédiments y sont plus fins (argilo-gréseux). Cette unité repose en concordance sur la précédente par l'intermédiaire d'une barre calcaréo-gréseuse, à base érosive, se terminant par une surface durcie glauconieuse et ferruginisée.

Nous y avons observé des foraminifères planctoniques dont des *Globigerinacea*, beaucoup de formes globuleuses par contre il n'y a pas de forme carénée, *Globigirina*, *Turborotalia*, *Globigerinoides?*, *Rotaliidae*, *Nodosaridae* (dét. R. Wernli). S'y associent de rares *Lenticulina*, *Textularia*, *Operculina*, des plaques d'échinodermes, des radioles d'oursins, des fragments de bivalves à coquilles calcitiques, des bryozoaires et des débris de *Chlorophyta* et *Rodophyta* (Corallinacées).

Le sommet de ces niveaux grésocarbonatés est très riche en glauconie, en coraux et en traces d'oxy-hydroxydes de fer. Il s'agit d'une surface durcie caractérisant probablement une surface d'inondation maximale.

D'après le contenu paléontologique des dépôts (détritus zoogènes fins, polypiers coloniaux, foraminifères planctoniques) deux types de milieux de sédimentation sont à considérer : l'un relativement profond, soumis à l'influence d'une mer ouverte, et l'autre peu profond, calme et de faible énergie. Il pourrait s'agir d'une intercalation allodapique (matériel de milieu peu profond qui aurait été transporté par des courants dans un milieu plus profond) (Marmi, 1995).

Les niveaux grésocarbonatés inférieurs sont surmontés par un terme argileux jaune-vert, d'une cinquantaine de mètres de puissance. Ce terme est recouvert à son tour par une grosse barre (10-12 m) de grès à grain fin, renfermant de rares dragées centimétriques de quartz. Les traces de bioturbations y sont très fréquentes. Les pectens s'y rencontrent souvent. Plus haut affleure un assise argileuse de teinte jaune-verdâtre comprenant de très minces lits (centimétriques) de calcaire argileux. Cette dernière précède un banc gréseux de trois mètres

d'épaisseur. Le faciès ressemble à celui de la barre sous-jacente, avec de nombreuses empreintes de coquilles de bivalves. Cependant les grains sont assez hétérométriques, les éléments anguleux (0,1-0,3 mm) l'emportant largement sur les grains roulés. Ce type de matériel clastique aurait subi un court transport, probablement acheminé dans une mer peu profonde par des chenaux (Allen et Mercier, 1987).

La série détritique de Chemora sud montre deux séquences sédimentaires S1 et S2 correspondant aux deux unités lithologiques définies ci-dessus, se différenciant essentiellement par la granulométrie de leur sédiment. (Marmi, 1995).

L'unité inférieure à matériel grossier est plutôt continentale (?). Le matériel grossier correspondrait à des dépôts de chenaux. Dans ces derniers se trouve une rare macrofaune (coquilles de bivalves). Cette décharge grossière pourrait être liée à une zone de flexure ou de faille, avec accumulation des dépôts grossiers sur les bordures.

L'unité supérieure, à matériel relativement fin, correspond à un milieu marin peu profond à profond. Les sédiments sont essentiellement argilo-gréseux. La séquence sédimentaire est de type transgressif avec une augmentation du niveau d'énergie vers le haut. Des épisodes de mer ouverte se manifestent par la mise en place de termes argileux assez épais comprenant une abondante microfaune planctonique.

Les couches gréseuses de la partie médiane de la séquence se rapportent à un milieu peu profond (tidal) marqué par une population de pectens et une remarquable bioturbation.

Fig. 55 : log stratigraphique de Chemora Sud (flanc nord de Dj. Amrane), (Marmi, 1995)

2. Corrélations lithostratigraphiques

2.1. Corrélation des séries miocènes des coupes : Kef Menchar-Chemora Sud-Yabous

En comparant les séries miocènes du Nord au Sud du Bassin de Timgad, (*Fig. 56*) il apparaît que les formations conglomératiques basales sont présentes à Kef Menchar et à Chemora Sud, où l'épaisseur est très importante. Vers le Sud du Bassin, exactement dans la région de Yabous, ces formations sont complètement absentes. Ceci indiquerait que le centre du bassin était sous forme de cuvette où s'est accumulée une épaisse série de sédiments subcontinentaux, conglomératiques. Alors que les bordures représenteraient des haut fonds. La limite sud formerait probablement une sorte de flexure de faible profondeur

Les séries miocènes gréseuses sont de même très épaisses au cœur du Bassin alors qu'elles sont moins épaisses sur les bordures septentrionale et méridionale.

2.2. Corrélation des séries du Sénonien: coupes de Bou Arif-Yabous

Le Sénonien inférieur (Coniacien- Santonien) dans la région de Yabous est marqué par des épaisseurs plus ou moins importantes et un faciès marno-calcaire où les calcaires se présentent sous un aspect noduleux. Au Nord au Dj. Bou Arif, le Sénonien inférieur est formé d'un coniacien marneux avec de rares barres de calcaire biomicritique. On note ici l'absence du Santonien, ce qui met le Miocène en discordance directement sur le Coniacien.

Le Sénonien supérieur matérialisé par un Campanien marneux à Yabous est cependant absent à Dj. Bou Arif. (*Fig. 57*).

On peut donc émettre deux hypothèses en ce qui concerne la paléogéographie durant le Sénonien supérieur :

- La bordure méridionale du Bassin de Timgad formait une zone plus relativement profonde par rapport au Nord.
- Une forte érosion a engendré une lacune du Sénonien moyen-supérieur dans la partie septentrionale.

2.3. Corrélation des séries turoniennes: coupes de Bou Arif-Amrane

Le Turonien dans Dj. Bou Arif et Dj. Amrane révèle un faciès assez proche, il est généralement marneux avec des barres de calcaires organogènes. Du point de vue épaisseur, le Turonien ne montre pas un grand changement (*Fig. 58*).

On peut en conclure que durant le Turonien la limite septentrionale et la partie centrale du Bassin de Timgad formait une zone plus ou moins profonde.

Coupes : Kef Menchar, Chemora Sud et Yabous

Fig. 57 : Corrélation lithostratigraphique des séries sénoniennes, Coupes : Bou Arif et Yabous

*Fig. 58 : Corrélation lithostratigraphique des séries turoniennes
Coupes : Bou Arif et Amrane*

3. Conclusion

Le Bassin de Timgad a été mis à différents régimes sédimentaires au cours du Mésocénozoïque, débutés par un régime transgressif jurassique caractérisé par une succession de séquences argilo-carbonatées. Ce même régime se poursuit durant le Crétacé avec des épisodes détritiques au Crétacé inférieur.

Au Crétacé supérieur, de grandes séries marno-calcaires qui se sont déposées, suite à une transgression eustatique généralisée, atteint son apogée au Cénomano-Turonien.

Le paquet crétacé est couvert par une série miocène discordante marquée par une sédimentation plus ou moins continentale, gréseuse à conglomératique.

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1. Notions de base:

Chaque sédiment enregistre lors de sa formation, des caractères susceptibles d'orienter et d'aider à la reconstitution de son milieu de dépôt. L'étude des faciès offre des informations sur la nature des éléments qui se sont accumulés pour former ce sédiment et donc, des renseignements sur son origine.

1.1. Le milieu de dépôt :

C'est une portion de l'espace réceptacle d'une sédimentation très diversifiée. Un milieu de dépôt est caractérisé par plusieurs facteurs qui ont conditionné le dépôt d'une unité sédimentaire, on peut distinguer deux groupes de facteurs d'ordre différents :

- **Les facteurs locaux** du milieu de dépôt, dont les plus importants sont les conditions hydrodynamiques des eaux (l'énergie et le sens des courants, les conditions de transport), et chimiques (la salinité, le PH, la température, l'oxygénation), la bathymétrie, la topographie, le contenu faunistique, l'éclairement et la position géographique du lieu de sédimentation par rapport au continent, ce qui pourra s'exprimer par « l'influence de la côte »
- **Les facteurs régionaux**, correspondent aux phénomènes géologiques tels que la subsidence, l'émersion, période de non-dépôt. Ces facteurs sont contrôlés par les phases ou les crises tectoniques affectant la région

Toute roche sédimentaire alors, porte l'emprunte de ces influences. Une tentative de reconstitution de l'histoire sédimentaire et géologique d'une région sera fondée inévitablement sur l'analyse du milieu de dépôt de chaque unité sédimentaire.

Les facteurs sus cités contrôlent les critères biologiques, lithologiques, géométriques et pétrographiques des sédiments.

1.1.1. Les critères biologiques

Généralement dans les sédiments carbonatés, ces critères sont déterminés par la présence d'organismes vivants. Les bioconstituants sont caractéristiques, individuellement ou par leur association, d'environnement bien déterminé. Toute fois leur état de préservation.

Les rapports de fréquence de groupes d'organismes ; l'abondance ou la pauvreté ; est un indice très important pour reconnaître les conditions de vie. Par exemple le rapport de foraminifères benthiques aux foraminifères pélagiques donne l'indice d'océanité. Le pourcentage des foraminifères planctoniques supérieur à 70% caractérise le bas du talus continental et les plaines abyssales.

La richesse et la biodiversité ; les conditions de vie peuvent favoriser la coexistence de différentes espèces dans un même milieu de dépôt.

1.1.2. Les critères lithologiques et stratonomiques

La nature des sédiments, fonds indurés ; sableux ou vaseux ; calcaires, marnes, silts, évaporites, permet de déterminer le type d'environnement sédimentaire et les facteurs physico-chimiques qui le contrôlent. et qui sont propres à chaque type de sédiment.

La disposition des couches et leur géométrie, ou la stratonomie varie en fonction des environnements : dépôt de bancs massifs dans la zone favorable des carbonates (infralittorale), alternances de bancs minces, l'absence de stratification dans les récifs.

Au cours de la sédimentation il peut y arriver des dérangements, d'ordre tectonique, ou sédimentaire (changement des conditions), induisant la création de structures sédimentaires, tels que les slumps.

1.1.3. Les critères pétrographiques

Ces critères peuvent être étudiés sur terrain macroscopiquement (lithofaciès) ou au laboratoire, sous le microscope, où on peut déduire la nature des sédiments, la nature et la proportion de la phase liaison, ainsi que la texture diagénétique. Ces critères peuvent être associés sous le nom de microfaciès. Flügel (1982) lui donne une définition purement descriptive « le microfaciès est l'ensemble des critères paléontologiques et sédimentologiques qui peuvent figurer sur une lame mince ». Chaque lithofaciès correspond à un ou plusieurs microfaciès.

1.2. Les principaux milieux de dépôt

1.2.1. Les milieux continentaux

- milieux aériens

- * sols, piedmonts
- * pentes: éboulis, coulées de solifluxion
- * vallées torrentielles: alluvions
- * milieux glaciaires
- * dépôts éoliens

- milieux aquatiques:

- * plaines alluviales (grandes rivières permanentes)
- * lacs
- * marécages

1.2.2. Les milieux marins

1.2.2.1. milieux littoraux (plage et plate-forme littorale)

Ils sont caractérisés par deux types de sédimentation :

- Sédimentation à dominance silico-clastique quand l'apport détritique est fort.
- Sédimentation à dominance carbonatée là où l'apport détritique est faible et le climat favorable au développement des organismes constructeurs.

La variation de certains facteurs, comme la morphologie, l'hydrodynamisme, la pénétration de la lumière, est responsable de la grande diversité de la répartition des dépôts carbonatés au niveau des plates formes carbonatées

Les facteurs qui conditionnent la répartition des dépôts carbonatés au niveau des plates formes carbonatés sont :

- ***Influence de la morphologie :***

La morphologie d'une plate forme est contrôlée essentiellement par l'existence, l'absence ou la localisation variable d'une barrière ou d'un haut fond plus ou moins continue.

L'existence de cette barrière influe directement sur le niveau d'énergie, le chimisme des eaux (salinité, oxydation) et l'activité biologique. Il entraîne la distinction entre un milieu de plate forme interne et un milieu de plate forme externe ou de bassin.

- **Influence de facteurs dynamiques :**

Les facteurs dynamiques comprennent les vents, les courants de vagues et de marée. Leur résultat est surtout un tri granulométrique. La granulométrie des sédiments et certains types de figures sédimentaires donnent des informations importantes quant au niveau d'énergie du milieu souvent en relation avec la profondeur et le degré de protection.

- **Le chimisme des eaux :**

La sursalure, le manque d'oxygénation des eaux entraînent de profondes modifications dans le contenu faunistique.

- **L'influence de la lumière :**

La pénétration de la lumière permet également de distinguer deux domaines entre lesquels les conditions biologiques varieront considérablement : domaine photique et un domaine aphotique.

Le domaine de plate forme littorale est marqué par la présence d'un récif (barrière) parallèle à la côte qui isole une plate-forme interne protégée d'une plate-forme externe soumise à l'action des vagues.

Sur les plages à sédimentation silico-clastique, le balancement des marées détermine les zones infratidale, supratidale, intertidale et subtidale (Turcker ,1995) (**Fig.59**)

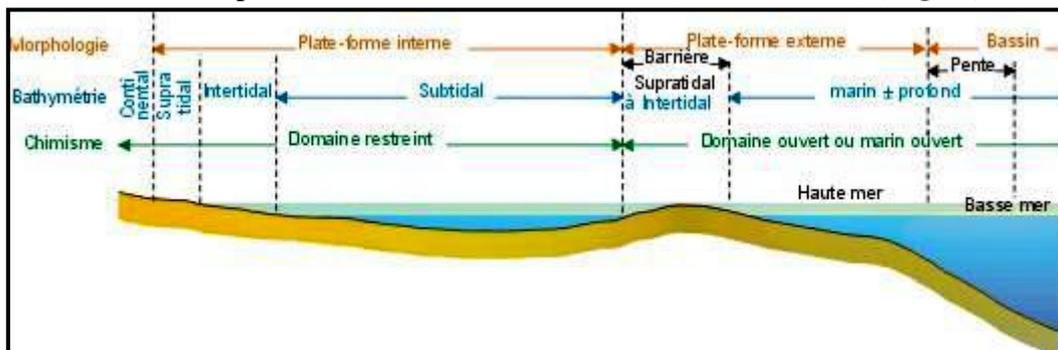


Fig.59 : Répartition des environnements sur une plate forme avec barrière (Turcker ,1995)

A- La plate forme interne

L'**hydrodynamisme** est faible, il augmente à marée haute, quand les vagues franchissent la barrière, et en face des passes.

La zone intertidale correspond à un niveau **d'énergie** moyen à faible.

Sur la plage s'accumulent un **sable bioclastique**, formé de débris de squelettes et coquilles calcaires. **Des débris** moyens à grossiers et des oolites se déposent dans les chenaux de marées.

Dans la partie supérieure de la zone intertidale peuvent se développer des **encroûtements** ou des constructions algaires (**stromatolithes**).

La zone supratidale peut inclure des **dunes éoliennes**, des **marécages** et des **lagunes** à tendance évaporitique (sebkha littorale).

La zone subtidale est un milieu très calme de décantation; il s'y dépose une vase calcaire.

En fonction des conditions sédimentaires et biologiques on peut distinguer deux environnements :

- ***Milieu très peu profond***

C'est le milieu intertidal-supratidal situé à la limite de l'émersion où il est temporairement exondé. Il couvre la zone au dessus du niveau des basses eaux, caractérisé par la présence de dolomie, évaporites, micrite laminée à pseudomorphose. Les organismes sont très rares : ostracodes, foraminifères. Par contre il est marqué par la présence de tapis algaires ainsi que les pellets algaires.

- ***Milieu peu profond protégé***

C'est la zone infratidale protégée, marquée par l'absence de l'action des vagues ou des courants, favorisant donc la présence des vases. Cette aire est définie par des miliolites très fréquentes, Cunéolines, ostracodes, gastéropodes, rares échinides fouisseurs et dasycladacées. Ce milieu se développe généralement au dessus du niveau des basses mers, il est très protégé de la houle ou des courants par des barrières hydrauliques ou par des constructions récifales plus externes.

B- La plate forme carbonatée moyenne

Cette aire est caractérisée par l'influence des deux domaines : interne et externe.

La barrière est généralement construite par les coraux; elle est recouverte à marée haute mais partiellement émergée à marée basse; elle est localement interrompue par des passées qui mettent en communication la plate-forme interne avec le large.

Le récif corallien représente une bioconstruction complexe dont la charpente est constituée par les coraux eux-mêmes (de nos jours des Hexacoralliaires) auxquels s'adjoignent des éponges, des bryozoaires, des algues encroûtantes, d'autres coelentérés. Ils s'installent généralement sur un support solide,

Les eaux sont chaudes, agitées, limpides et de faible profondeur. Un très grand nombre d'espèces vivent dans le biotope particulier que constitue le récif: mollusques, échinodermes, poissons. (Biocénose corallienne).

La face externe de la barrière, du côté de la haute mer, est détruite par l'action des vagues; les éléments fins sont mis en suspension, des blocs s'éboulent sur la pente du récif.

- ***Milieu agité***

C'est la zone infratidale élevée située entre le niveau moyen des basses mers et la limite inférieure d'action des vagues normales. Dans cette zone se développent les organismes constructeurs (spongiaires, madréporaires, rudistes, bryozoaires et algues rouges), ainsi que les foraminifères benthiques. Dans cette zone s'édifient également des dunes hydrauliques caractérisées par des stratifications obliques (oolithes et intraclastes).

- ***Milieu peu agité***

C'est l'intertidal moyen à supérieur, caractérisé par la présence d'algues verte, de foraminifères benthiques, de rudistes et d'échinodermes.

C- La plate forme externe

L'énergie sur le fond est moyenne dans la zone d'action des vagues. A partir d'une certaine profondeur, une cinquantaine de mètres.

L'hydrodynamisme est très faible.

Les sédiments se déposent en fonction de ce gradient d'énergie: éléments grossiers à proximité de la barrière, boue calcaire ou argilo-carbonatée au large.

La faune comprend des espèces benthiques et pélagiques de haute mer.

Lorsque la production et l'apport de carbonates sont importants, la plate-forme s'étend vers le large et prograde dans le bassin marin.

En fonction de la profondeur et de l'agitation de l'eau on la subdivise en trois environnements sédimentaires étagés

- **Milieu peu profond ouvert**

C'est la zone infratidale supérieure

- **Milieu ouvert**

C'est la zone infratidale moyenne, marquée par les vagues de tempêtes

NB : Les deux milieux sus cités présentent des caractères voisins de ceux de la plate forme moyenne.

- **Milieu ouvert très calme**

C'est la zone infratidale inférieure, située au dessous de la limite inférieure des actions des vagues de tempêtes proximale de la plate forme externe. Dans sa partie distale règnent des conditions calmes loin des influences de la houle.

Du point de vue biologique, la partie proximale de ce milieu est marquée par des foraminifères planctoniques et benthiques en portion presque égale, les planctonique ayant une forme plus au moins globuleuses (indice de milieu moins profond).

1.2.2.2. Milieux de talus sous-marin

Ces milieux sont marqués par des sédiments détritiques rythmés mis en place en bas du talus par les courants de turbidité.

1.2.2.3. Bassin et fosse océanique:

Un dépôt de sédiments détritiques fins venant du talus, auxquels s'ajoutent les particules fines tombant de la surface: débris planctoniques, poussières volcaniques, dépôt de boues pélagiques ou hémipélagiques

1.2.3. Les milieux intermédiaires

Ils sont situés aux limites du domaine marin et du domaine continental et présentent des caractères mixtes.

* estuaires: influence de la mer prépondérante

* deltas: le fleuve a une action dominante; sédimentation abondante.

* lagunes: très étendues si la bordure du continent est très plane.

1.3. Classification de roches carbonatées

Les roches carbonatées peuvent être classées en fonction de leur composition chimique ou minéralogique, de propriétés physiques comme leur porosité ou encore en fonction de leur texture, matrice ou ciment et grains. Actuellement, les classifications les plus utilisées font appel à des paramètres accessibles sur échantillon ou en lame mince tels que proportion matrice-ciment-grains.

1.3.1. Classification de Folk

On considère que les constituants majeurs des calcaires sont:

- les "**allochèmes**" (grains, corpuscules, éléments figurés):
 - les intraclastes: sédiments remaniés;
 - les pellets: grains ovoïdes de micrite de taille infra millimétrique;
 - les oolithes;
 - les fossiles, bioclastes et grains squelettiques;
- la **matrice** (micrite);
- le **ciment** (sparite).

Les appellations obtenues par combinaison d'un préfixe (intra-, pel-, oo-, bio-) et d'un suffixe (-micrite ou -sparite) peuvent être complétées par l'adjonction du terme "rudite" pour les grains dont la taille est supérieure à 4 mm (exemple: "biosparrudite" décrit un calcaire à grands bioclastes ou fossiles cimentés par de la sparite). (*Fig. 60*)

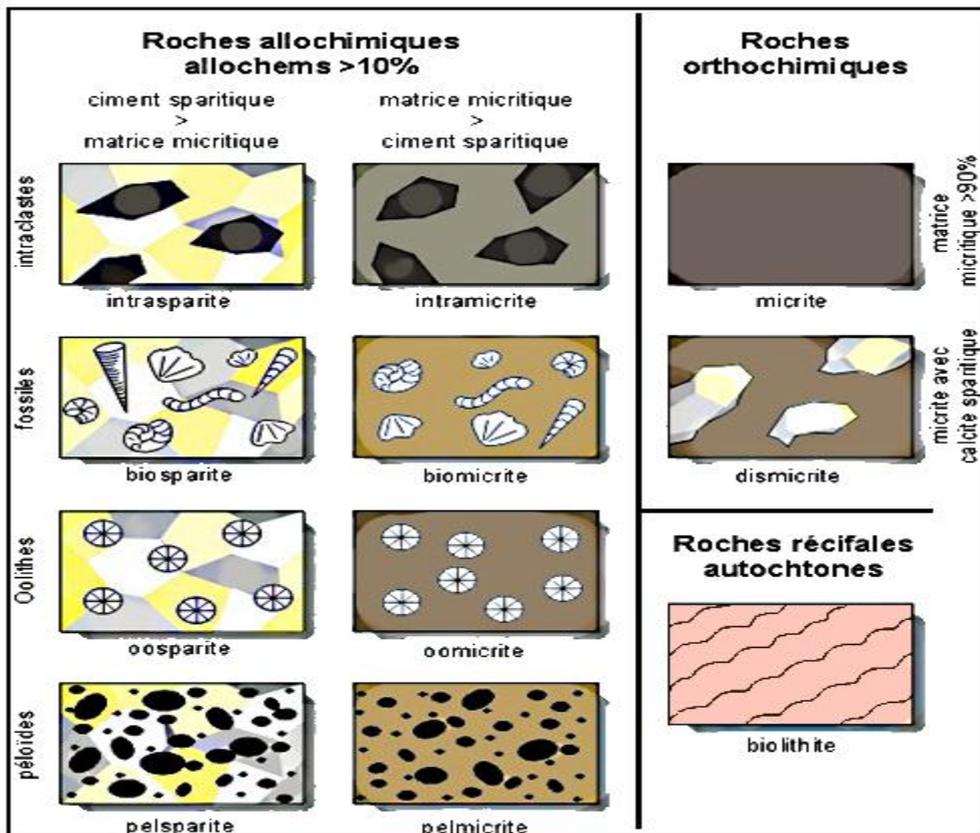


Fig. 60: Classification des roches calcaires selon Folk (1959).

1.3.2. Classification de Dunham (complétée par Embry & Klovan, 1972)

Cette classification est basée essentiellement sur la texture de la roche et sur le type de liaison entre les grains. Les différents termes de la classification sont ensuite combinés avec les noms des types de grains les plus abondants. (*Fig. 61*)

- microfaciès contenant moins de 10% d'éléments > 2 mm:

- avec une *matrice micritique*
- **mudstones**: moins de 10% de grains;
- **wackestone**: plus de 10% de grains, mais texture non jointive ("mud-supported");
- **packstones**: texture jointive, c'est-à-dire empilement des grains en équilibre mécanique ("grain-supported").
- avec *ciment sparitique*
- **grainstones**: texture jointive;
 - microfaciès contenant plus de 10% d'éléments > 2 mm:
- **boundstone**, constructions récifales, c'est-à-dire roches dont les éléments étaient liés d'une manière ou d'une autre dès le dépôt:
- **bafflestone**: organismes érigés piégeant le sédiment en suspension par ralentissement de l'écoulement du fluide transporteur (exemple: bryozoaires);
- **coverstone**: organismes lamellaires ou tabulaires stabilisant le sédiment par leur simple présence (exemple: tabulés lamellaires des monticules frasniens);
- **bindstone**: organismes stabilisant le substrat par encroûtement (exemple: algues corallines);
- **framestone**: organismes édifiant une charpente rigide (exemple: coraux constructeurs actuels).
- non construit:
- **floatstone**: texture non jointive;
- **rudstone**: texture jointive.

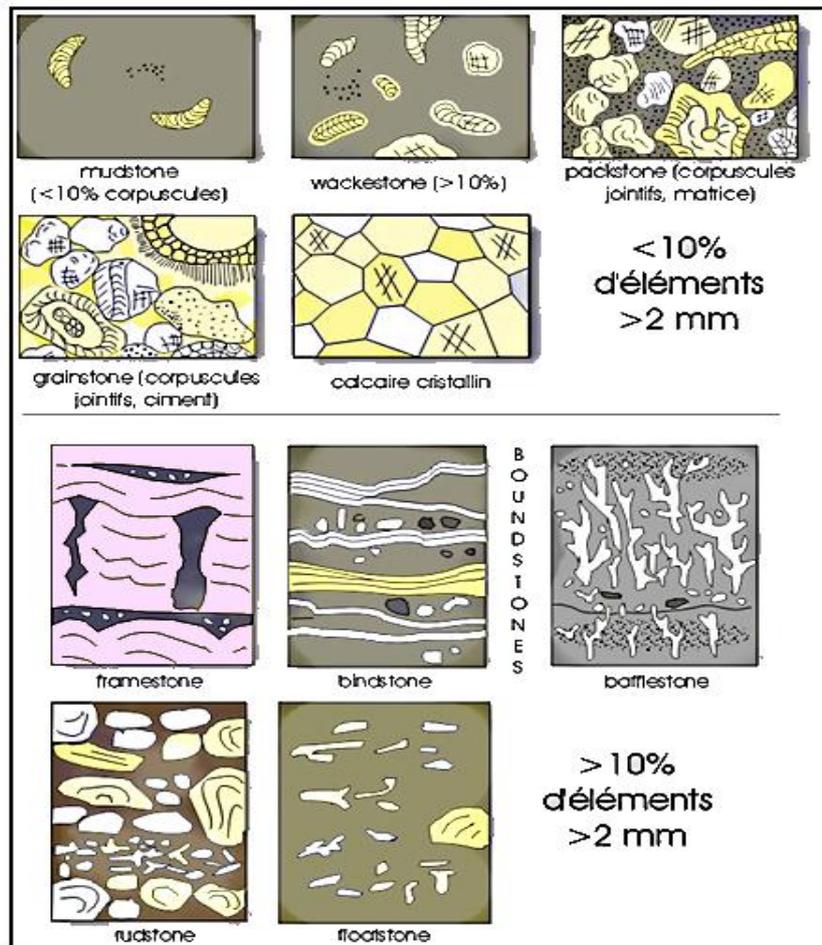


Fig. 61: Classification des roches calcaires selon Dunham (1962) et Embry & Klovan (1972).

1.4. Les microfaciès standards

Plusieurs modèles de plate forme, ont été proposés par différents auteurs afin d'arriver à une plus grande objectivité et homogénéité dans la description sédimentologique et de faciliter l'interprétation des paléoenvironnements. Ils ont proposé une série de "microfaciès standards" qui se voient cohérents avec les conditions de chaque milieu et environnement de dépôt.

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

1.4.1. Modèle de Wilson (1975)

Basé sur 24 "standard microfaciès types" ("SMF"), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès ("standard facies belts", "SFB") correspondant à des grands environnements de dépôt: "basin (SFB1)-open sea shelf (SFB2)-deep shelf margin (SFB3)-foreslope (SFB4)-organic buildup (SFB5)-winnowed edge Platform stands (SFB6)-shelf lagoon, open circulation (SFB7)-shelf and tidal flats, restricted circulation (SFB8)-sebkhas with évaporites salinas (SFB9)". Voici ces microfaciès, avec successivement leur abréviation,

leur nom et éventuellement une brève description et enfin, la ceinture de faciès où ils peuvent être observés (*Fig.62*).

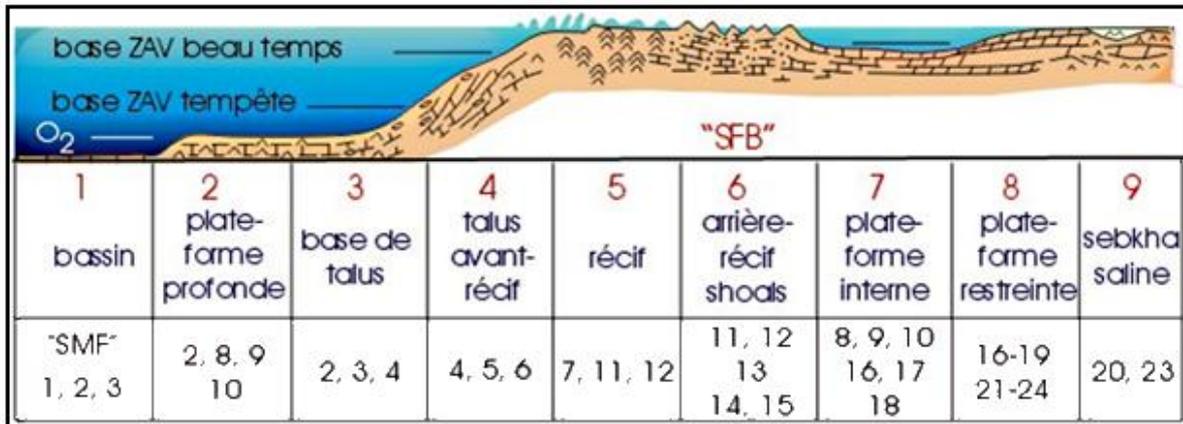


Fig.62: Microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975) (hauteurs fortement exagérées).

- 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: microbrèches 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 dû à l'infiltration de sédiments fins. SFB4, flanc récifal.
- SMF6: rudstones à éléments récifaux; gros fragments de constructeurs, peu de matrice. SFB4, talus d'avant-récif.
- SMF7: boundstone: organismes constructeurs en position de vie. SFB5, environnement de haute énergie, récif.
- SMF8: wackestones et floatstones avec fossiles bien conservés, quelques bioclastes. SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.
- SMF9: wackestones bioclastiques bioturbés; les bioclastes peuvent être micritisés. SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.
- SMF10: packstones/wackestones avec bioclastes dégradés et encroûtés. SFB2, SFB7, grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme.
- SMF11: grainstones à bioclastes encroûtés. SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, éventuellement en bordure de plate-forme.
- SMF12: grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, bivalves, dasycladales,...). SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.
- SMF13: grainstones à oncoïdes et bioclastes. SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.

- SMF14: "lags": grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes; phosphates, oxydes de fer. SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.
- SMF15: grainstones à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.
- SMF16: grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.
- SMF17: "grapestone": grainstones à grains agrégés (lumps, bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés. SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, "tidal flats".
- SMF18: grainstones à foraminifères ou dasycladales. SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux lagunaires.
- SMF19: lofélite: mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères, gastéropodes et algues. SFB8, mares et lagons à circulation restreinte.
- SMF20 & 21: mudstones à stromatolithes. SFB8, SFB9, mares intertidales.
- SMF22: wackestones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière-récif.
- SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, mares hypersalines.
- SMF24: packstones/wackestones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux.

1.4.2. *Modèle de Boulvain (2008)*

Le principe est toujours le même. Cet auteur a basé son modèle sur dix (10) « standard faciès types » (RF), intégrés dans un système de neuf (9) ceintures de faciès correspondant à trois (3) grands environnements de dépôt (rampes carbonatées), (*Fig.63*).

- *La rampe externe*

Localisée sous l'action des vagues de tempêtes, à une profondeur de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres. On y trouve des sédiments carbonatés fins, autochtones ou allochtones, associés à des dépôts hémipélagiques. Les bioconstructions sont de type « monticules micritiques ».

- RF1 : monticules micritiques : bioconstructions isolées, riche en matrice calcaire et comprend des éponges et des microbes, tous les organismes sont en position de vie.
- RF2 : marno-calcaires : mudstone et wackestone argileux microbioclastiques alternant avec des argiles. La faune est benthique, nectonique et planctonique avec un net caractère ouvert : bryozoaires, éponges, foraminifères planctoniques, échinodermes, mollusques. La bioturbation est présente.
- RF3 : tempestites distales : minces niveau granoclassés dans des sédiments fins. Les niveaux un peu grossiers peuvent inclure des sédiments remaniés issues de zones moins profondes de la rampe.

- **La rampe médiane**

Correspond à la zone située entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la base de la zone d'action des vagues de tempêtes. La profondeur y est de quelques dizaines de mètres. Les tempestites sont les dépôts les plus répandus dans cette rampe, associés souvent à des niveaux intraclastiques.

- RF4 : monticules squelettiques et récifs : il s'agit de bioconstructions à faune plus diversifiée incluant des niveaux à organismes en position de vie et d'autres remaniés par l'action des vagues. Les constructeurs comprennent des bryozoaires, coraux éponges, échinodermes, algues rouges.
- RF5 : shoals : grainstone et packstone à bioclastes remaniés (bryozoaires, crinoïdes, brachiopodes). Stratification oblique.
- RF6 : tempestites proximales : souvent amalgamés, sédiments granoclassés, transportés, structures de types HCS, grainstone et packstone. Les éventuelles périodes de calme sont représentées par des sédiments plus fins, de type wackestone bioturbé.

- **La rampe interne**

Comprend la zone située entre la plage et la base de la zone d'action des vagues de beau temps. Elle est située dans la zone photique, où le fond marin est remanié pratiquement en permanence par les vagues et les courants.

- RF7 : récifs : biostromes et patch-reefs à coraux, lamellibranches, rudistes, stromatopores, les constructeurs sont rarement en position de vie. Nombreux remaniements.
- RF8 : packstone et grainstone à bioclastes variés.
- RF9 : shoals oolithiques et bioclastiques : grainstone et packstone bien classé à stratification plane et/ou mudstone et packstone bioturbés à faune et flore plus réduite.

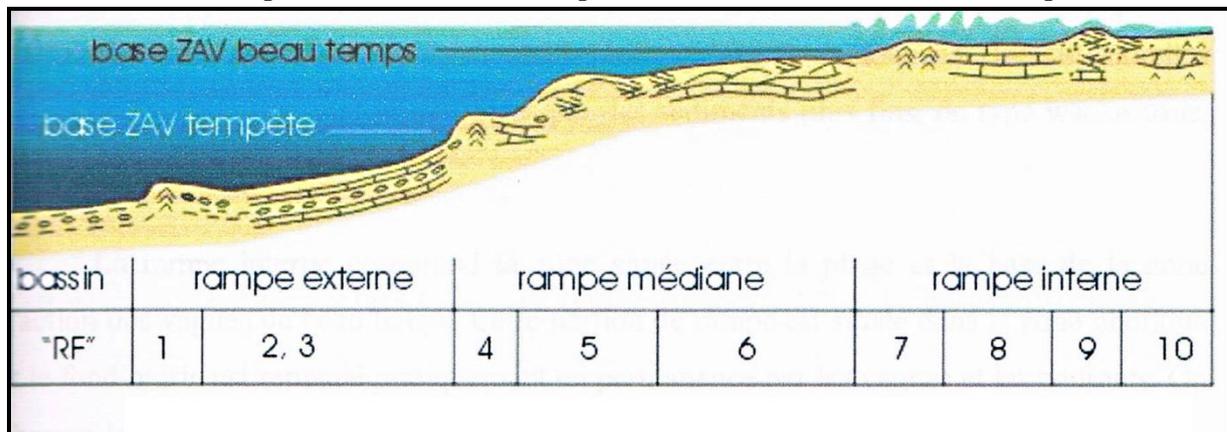


Fig.63: Microfaciès standards de rampe, Boulvain, 2008.

1.5.Diagenèse :

1.5.1. Définition

La diagenèse est l'ensemble des modifications qui affectent le sédiment après son dépôt et avant son éventuel métamorphisme. La limite diagenèse métamorphisme est arbitraire. Elle correspond à des processus physico-chimiques et physiques auxquels on doit ajouter les transformations dues aux organismes.

Ces modifications se traduisent soit par un changement minéralogique, soit par un changement de texture.

L'évolution diagenétique permet de maintenir la composition et les Conditions physiques des sédiments en équilibre avec le champ de contrainte extérieures. Le produit final possédera une texture et une composition qui dépendra de la provenance des matériaux mais aussi de leur évolution post-dépôt (Cojan et Renard 2006).

1.5.2. Environnements diagenétiques

Longman (1980) distingue quatre environnements diagenétiques majeurs, suivant la composition chimique et la distribution des fluides dans les pores. (Fig.64)

2. La zone vadose caractérisée par la circulation temporaire d'eau douce.
3. La zone phréatique d'eau douce caractérisée par la circulation permanente d'eau douce.
4. La zone mixte ou de mélanges caractérisés par la présence d'eau douce et d'eau marine.
5. La zone phréatique marine caractérisée par la circulation permanente d'eau marine.

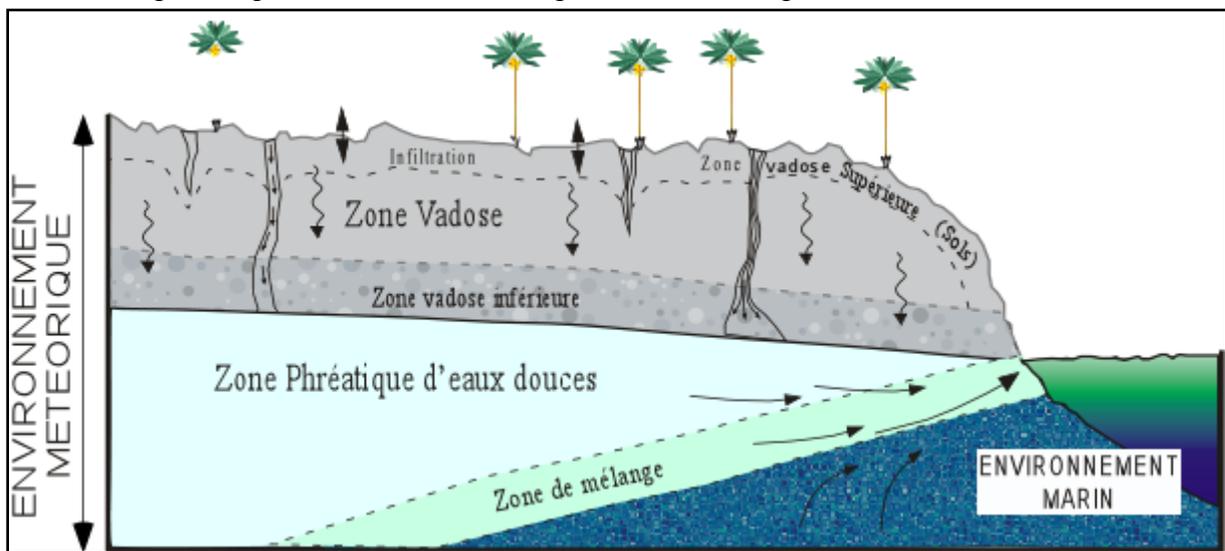


Fig.64 : Modèle conceptuel des principaux environnements diagenétiques (Moore, 2001)

1.5.3. Stades de la diagenèse

Selon Choquette et Pray (1970) ainsi que ELF Aquitaine (1977), on distingue trois stades diagenétiques :

- **L'Eogenèse** : Appelée aussi la syndiagenèse (diagenèse précoce), c'est un processus qui se produit dans la tranche superficielle des sédiments parcourus par des fluides en connexion avec la tranche d'eau. Elle débute dès la mise en place du sédiment, c'est également le siège de nombreuses réactions bactériennes lesquelles contribuent de façon considérable à l'équilibre des carbonates. 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.
- **La Mesogenèse** : est aussi appelée l'anadiagenèse. C'est un processus qui prend place au cours de l'enfouissement, loin de la zone où interagissent sédiment et tranche d'eau. Certains considèrent que cette phase est la phase majeure de la diagenèse ce qui est vrai pour les roches sédimentaires argileuses et silicoclastiques sauf que dans le cas des carbonates, une grande partie des processus diagenétiques ont déjà eu lieu de façon

précoce pendant l'Eogénèse (Carrio, 2004). Elle est contrôlée par le poids de la colonne lithologique engendrant des phénomènes de compaction, fracturation et de dolomitisation. La Mesogénèse est une étape durant laquelle la compaction s'effectue lentement, simultanément avec l'expulsion des eaux interstitielles.

- **La Telogénèse** : Ce processus se produit lors de la remontée des roches à la surface où elles sont remaniées et soumises à l'action de la décompression, de la pédogénèse, et des eaux agressives. C'est-à-dire qu'elle résulte d'une interaction entre la roche et les eaux météoriques. Cette étape représente l'une des deux voies d'évolution d'une roche sédimentaire après sa lithification. Elle concerne une roche, ce qui la différencie des autres étapes qui concernent un sédiment. Les phénomènes y correspondant sont la dissolution et dédolomitisation.

1.5.4. Les principaux processus diagénétiques observés dans les roches carbonatées

L'émersion, les mouvements tectoniques ou le simple rapprochement de la surface par érosion vont provoquer l'intervention plus ou moins marquée des eaux météoriques (Choquette et Pray, 1970). Les eaux météoriques, déjà saturées en CO₂ et en O₂, vont enclencher un nouveau cycle « géochimique » où l'on voit le pH baisser et l'oxydation se généraliser.

Dissolution, cimentation et minéralisation vont reprendre, d'où un nouveau type de lithification. Cependant, un facteur limitant intervient ici : la perméabilité ; en effet, étant déjà été très altérée lors des deux derniers processus, la migration des fluides sera très atténuée. La perméabilité de fracture jouera alors un rôle très important pour permettre l'introduction des fluides de surface, qui vont ensuite, par leurs propriétés chimiques, engendrer un nouveau réseau poreux (porosité secondaire). En milieu carbonaté, un environnement très important prend alors naissance : le karst

- **Cimentation** : correspond à une mise d'une nouvelle phase minérale dans la porosité ; lithification (induration du sédiment).
- **Remplacement** : dissolution (microdissolution) d'une phase minérale et précipitation concomitante d'une nouvelle phase à la place, soit de même nature soit de nature différente, il n'y a donc pas de création d'une porosité secondaire liée à la dissolution
- **Compaction mécano-chimique** : dissolution sous contrainte conduisent une réduction de la porosité et à une diminution de volume de la roche
- **Recristallisation** : processus consistant en une modification de la taille et/ou de l'orientation des cristaux d'un élément figuré, d'une matrice ou d'un ciment. La recristallisation correspond à un type particulier de remplacement

1.5.1.1. Les types de ciments :

- **Ciments syntaxiques** : c'est une calcite croissant en continuité de réseau optique avec l'élément substrat (ELF AQUITAINE ; 1975) « échinidé dans notre cas », il est caractérisé par la taille relativement grande des cristaux calcitiques

- **Ciments granulaires** : est formé par de grands cristaux subautomorphes ou xénomorphes avec des limites irrégulières. La formation de ce type de ciment du a la dissolution des bioclastes (Yahiaoui ; 1990).
- **Ciments en frange** : ce sont des cristaux généralement avec une forme moyenne, qui se développe a partir d'une base quelconque.

2. Analyse faciologique

2.1. Caractérisation des microfaciès carbonatés et interprétation paléoenvironnementale

L'étude sédimentologique s'est effectuée à partir d'une description macroscopique et microscopique de chaque entité lithologique appartenant aux différents étages constituant notre terrain d'étude.

L'objectif de cette analyse est de préciser les caractéristiques du milieu de dépôt en tenant compte des travaux antérieurs réalisés sur la région d'étude.

Une analyse faciologique faite au laboratoire sur au total 57 lames minces dont 37 ont été confectionnées au niveau du laboratoire ORGM au siège de la Direction Générale sis à Boumerdès.

Outre l'analyse microscopique, une étude macroscopique initiée systématiquement sur des sections polies réalisées à partir des échantillons collectés systématiquement sur terrain.

2.1.1. Les indices des microfaciès

Les microfaciès sont regroupés en fonction de leurs contextes paléogéographiques (*Fig.65*) et symbolés par des lettres :

- **EXD** : plate forme externe, zone distale.
- **EXP** : plate forme externe, zone proximale.
- **MO** : plate forme moyenne, zone récifale.
- **IN** : plate forme interne.

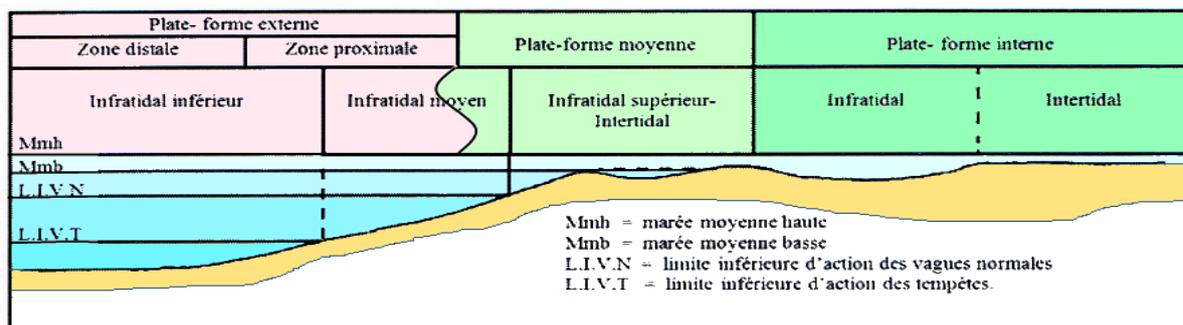


Fig.65 : Profil de la plate forme (Yahiaoui, 1990).

2.1.2. *Facies du Cénomanién supérieur*

2.1.2.1. *Facies de plate forme externe distale*

A. *Dj. Amrane.*

- **EXD1 : *Biomicrorite à foraminifères planctoniques***

- **Description :**

La texture est wackestone, les éléments figurés constituent 40% du volume, et se représentent généralement en différentes tailles, les bioclastes sont représentés par des foraminifères planctoniques. (*Whiteinella praehelvetica*, *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella. sp.*, *Assilia .sp.*) (PL.5, Mph : 1,2). Ces éléments sont imprégnés dans une matrice micritique.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une lithification, due probablement à la compaction, manifestée par la réorientation des bioclastes en une direction préférentielle, ainsi qu'une recristallisation totale des tests de foraminifères rendant délicate leur détermination. La phase diagenétique : ***Mésodiagenèse, diagenèse d'enfouissement***

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique et les foraminifères pélagiques suggère un milieu de plate forme externe distale, calme modérément ouvert aux échanges. C'est la zone infratidale inférieure où règne généralement une énergie faible à moyenne. (SMF3/ SBF1)

- **EXD2 : *Biomicrorite à biomicrosparite à foraminifères planctoniques***

- **Description :**

La texture est packestone, les éléments figurés constituent plus de 40% du volume, et se représentent généralement en différentes tailles, les bioclastes sont représentés par des foraminifères planctoniques. (*Whiteinella praehelvetica*, *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella. sp.*, *Assilia .sp.*), des gastéropodes, débris d'algues rouges, des foraminifères benthiques, des plaques de crinoïdes et des piquants d'oursins. La matrice est micritique, avec un début de recristallisation par endroits en microsparite. (***Lame E2***)

- **Phénomènes diagenétiques**

Naissance d'un joint stylolithique oblique par rapport à S0, souligné par des oxydes de fer pouvant être d'origine tectonique. Des micro-veinules toujours obliques à S0 apparaissent sous forme de faisceau. La phase diagenétique : ***télo-diagenèse, diagenèse d'émergence ou tardive***

- **Signification paléoenvironnementale**

La texture packstone et la matrice micritique témoignent d'une énergie moyenne à relativement forte. La présence des foraminifères planctoniques témoigne d'un milieu de plate forme externe distale. C'est la zone infratidale moyenne. (SMF4/ SFB4)

- **EXD3 : *Biomicrorite à calcisphères***

- **Description :**

La texture est wackestone, les éléments figurés constituent 20% du volume. Les bioclastes sont représentés par de rares fragments de tests de rudistes et rares formes globuleuses interprétées en calcisphères probables.

La phase de liaison a un caractère micritique, quoique l'on remarque un début de recristallisation par endroits en microsparite. (**Lame E3, mfb**)
- **Phénomènes diagenétiques**

Un joint stylolithique souligné par des oxydes de fer, oblique. Des microfissures remplies par la calcite post sédimentation. La phase diagenétique : **télodiagenèse, diagenèse d'émersion ou tardive.**
- **Signification paléoenvironnementale:**

L'importance de la phase micritique suggère un milieu de plate forme externe distale, plus ou moins calme, de basse énergie. La présence des calcisphères C'est la zone infratidale inférieure. (SMF3/ SBF1, SFB3).
- **EXD4 : Biomicrite à foraminifères planctoniques et ostracode**
 - **Description :**

La texture est wackestone, les éléments figurés forment 30% du volume de la roche. La faune observée se résume dans : foraminifères planctoniques (*Whiteinella praehelvetica*, *Hedbergella. sp*), Des ostracodes. (**Lame E6**). Tous ces éléments baignent dans une matrice micritique. (**PL.5, Mph : 3,4**).
 - **Phénomènes diagenétiques :**

Recristallisation, par endroits de la micrite en microsparite La phase diagenétique : **Mésodiagenèse, diagenèse d'enfouissement.**
 - **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique et les foraminifères pélagiques suggère un milieu de plate forme externe distale calme. La présence d'ostracode, témoigne d'un milieu peu profond ; C'est la zone infratidale moyenne. (SMF4/ SFB4)
- **EXD5 : Biomicrite à foraminifères planctoniques et ostracode**
 - **Description :**

La texture est wackestone, les éléments figurés forment 30% du contenu de la roche. La faune observée se résume dans : foraminifères planctoniques (*indéterminés*), de rares foraminifères benthiques (*Textularia*). Des fragments de tests d'ostracodes, de gastéropodes et d'Algues rouges. (**Lame A1**).
 - **Phénomènes diagenétiques :**

Joints stylolithiques souligné par des oxydes de fer, début de recristallisation, par endroits de la boue calcaire en microsparite et sparite, puis une dissolution affecte les cristaux de la sparite générant une porosité secondaire (**PL.5, Mph.4**). La phase diagenétique : **télodiagenèse, diagenèse d'émersion ou tardive.**
 - **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique et les foraminifères pélagiques suggère un milieu de plate forme externe distale, calme modérément ouvert aux échanges. La présence d'ostracode, faune benthique, témoigne d'un milieu peu profond à profondeur .C'est la zone infratidale moyenne. (SMF4/ SFB4)

2.1.2.2.Facies de plate forme externe proximale :

A. Dj. Amrane.

- **EXP1 : Biomicrite à foraminifères benthiques et échinides**

- **Description :**

La texture est packstone, les éléments figurés forment 20% du contenu de la roche. La faune observée se représente par : foraminifères benthiques (*Textularia*), des plaques de crinoïdes, différentes sections de piquants d'oursins, des fragments de tests de bivalves (*Lamelibranches*), de gastéropodes et d'Algues rouges. (*Lame E3, mfa*). Le liant entre ces éléments figurés est micritique.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une porosité sous forme de *Fenestrae* probable apparait dans ce microfaciès, montant une certaine orientation. La phase diagenétique : *Eogenèse, diagenèse précoce, de faible profondeur.*

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique suggère un milieu de plate forme externe,. Mais la présence d'échinides et de microfaune benthique, témoigne d'un milieu peu profond, avec une énergie moyenne à élevée. C'est la zone infratidale moyenne. (SMF5/ SFB4).

- **EXP2 : Biomicrite à grand débris d'huitres**

- **Description :**

La texture est packstone à rudstone, les éléments figurés forment 15- 20% du volume. Ce microfaciès se distingue par la présence de débris d'huitres de grande taille. Sur la (*PL.6, Mph.1*) la structure interne du test de la valve d'huitre apparait bien nette avec les deux couches, lamellaire et vésiculaire. Outre les huitres on trouve une faune diversifiée renfermant de rares foraminifères benthiques, des fragments de test de rudistes, de rares dasycladacées, (*Lame E4*). Le liant entre ces éléments figurés est micritique.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une micritisation de quelques tests de foraminifères benthiques, accompagnée d'une perforation des tests d'huitres et de rudistes. Ces pores sont remplis ensuite par de la micrite. On note le début de recristallisation en microsparite aux contacts des tests d'huitres. La phase diagenétique : *Eogenèse, diagenèse précoce, de faible profondeur.*

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique suggère un milieu de plate forme externe,. Mais la présence d'huitres et rudistes nous mène à proposer un milieu peu profond dans la zone proxy-barrière et de microfaune benthique, témoigne d'un milieu peu

profond, avec une énergie moyenne à élevée. C'est la zone infratidale moyenne. (SMF6/ SFB4).

- **EXP3 : Biomicrite à bivalves, foraminifères benthiques et calcisphères**

- **Description :**

La texture est wackestone à packstone, les éléments figurés forment 30% du volume. Ce microfaciès se caractérise par la présence de débris de bivalves, huitres, lamellibranches, (**Lame E5**). La phase de liaison est micritique.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une recristallisation en microsparite par endroits. La phase diagenétique : **Eogène, diagenèse précoce, de faible profondeur.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique suggère un milieu de plate forme externe. La présence de faune diversifiée suggère un milieu peu profond où l'énergie est moyenne à élevée. C'est la zone infratidale moyenne. (SMF5/ SFB4).

- **EXP4 : Biomicrite à foraminifères benthiques et bryozoaires**

- **Description :**

La texture est packstone, les éléments figurés, jointifs forment plus de 40% du volume. Ce microfaciès se caractérise par la présence de foraminifères benthiques (Unisériés, probablement *Cuneolina*, bryozoaires dont la structure interne est micritisée par endroits, couvrant ainsi les zoécies (**PL.6, Mph.2, 3**). On trouve aussi des débris de bivalves, huitres, (**Lame A2**). La phase de liaison est micritique à microsparitique par endroits.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une recristallisation en microsparite par endroits est signalée, ainsi qu'une micritisation de tests de bioclastes. Ils existent aussi des éléments oxydés. Une perforation de tests d'huitres et le remplissage par de la micrite. (PL ;;;**Fig...**) La phase diagenétique : **Eogène, diagenèse précoce, de faible profondeur.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique suggère un milieu de plate forme externe. La présence de faune diversifiée suggère un milieu peu profond. L'apparition de grands débris de macrofaune (Bryozoaires) est révélateur d'un milieu de dépôt pouvant être au niveau de la zone externe proximale c'est à dire l'arrière barrière (plate forme externe proximale). Cette zone est généralement caractérisée par une énergie modérée à forte. C'est la zone infratidale moyenne. (SMF5/ SFB4).

NB : Les microfaciès EXP1 et EXD3 sont observés sur la même lame E3. Ils sont juxtaposés côte à côte sans limite nette et le passage se fait subitement.

2.1.2.3. Facies de plate forme externe moyenne (Récif)

A. Dj. Amrane

- **MO1 : biomicrite à algues**

- **Description :**

La texture est packestone à rudstone, renfermant le de nombreux débris de bioclastes : Algues rouges, vertes, huitres, et lamellibranches annélides, gastéropodes, bivalves, échinides. La microfaune correspond à des foraminifères benthiques ; milioles, Cuneolina. Sp, bisérié, Textularia, Alvéolina. Des pellesoïdes se présentent discrètement. (**Lame A2b**). La phase de liaison a un caractère micritique, quoique l'on remarque un début de recristallisation par endroits en microsparite. (**PL 8, Mph 1**).

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une recristallisation en microsparite par endroits. Les contacts des grains ne sont soulignés par fois par des oxydes de fer. Phénomène de bioturbation. La phase diagenétique : **Eogenèse, diagenèse précoce, de faible profondeur**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique suggère un milieu de plate forme ouvert, tandis que la présence d'algues et d'une riche faune, diversifiée témoigne d'un milieu récifal. Le milieu alors est peu profond agité. C'est la zone infratidale supérieure-intertidale. (SMF7/ SFB5).

2.1.3. Facies du Céno-mano-Turonien

2.1.3.1. Facies de plate forme externe proximale :

A. Dj. Bou Arif

• **EXP5 : biomicrite à algues et annélides**

- **Description :**

La texture est wackestone, renfermant le de nombreux débris de fossiles. Parmi ces éléments bioclastiques on note les Algues, annélides, gastéropodes, bivalves, échinides et ostracodes. La microfaune correspond à des foraminifères benthiques ; milioles, Cuneolina. sp. (**Lames KM 1.6-1.9**). La phase de liaison a un caractère micritique, quoique l'on remarque un début de recristallisation par endroits en microsparite. (**PL.6, Mph.4**).

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une recristallisation en microsparite par endroits. Les contacts des grains ne sont pas droits et sont soulignés par fois par des oxydes de fer, c'est dû à la compaction. La phase diagenétique : **Eogenèse, diagenèse précoce, de faible profondeur.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de la boue micritique suggère un milieu de plate forme externe distale, tandis que la présence d'une faune et flore diversifiée en prouve qu'on est dans un milieu périrécifal. Le milieu alors est peu profond sub agité. C'est la zone infratidale moyenne. (SMF6/ SFB4).

2.1.4. Facies du Sénonien

2.1.4.1. Faciès de plate forme moyenne (Récif)

A. Dj. Bou Arif

- **MO2 : Bio-intramicrosparite à dasycladacées et annélides**

- **Description :**

La texture est packestone, présentant une variété de fossiles. Parmi ces éléments bioclastiques on note les Algues vertes ; dasycladacées ; des annélides, des bryozoaires, des fragments de tests de bivalves, des échinides (plaques de crinoïdes et différentes sections de piquants d'oursins) et des foraminifères benthiques ; miliolles, Textularia. (*Lame Ech7*). Les intraclastes correspondent à des fragments de roches calcaires, micritiques, biomicritique. (*PL.9, Mph.1, 2*). On note la présence de cristaux d'anhydrite (gypse probablement) et de rares grains de glauconie. La phase de liaison a un caractère microsparitique quoique l'on remarque par endroits une matrice micritique.

- **Phénomènes diagenétiques :**

On note l'influence de la compaction qui est très intense, représentée par des contacts suturés entre les grains et qui sont soulignés par fois par des oxydes de fer. Par endroit la forte compaction a engendré la dissolution des grains en contact. La micritisation est aussi fortement manifestée surtout pour les foraminifères benthiques. La phase diagenétique : **Mesogenèse, diagenèse d'enfouissement.**

- **Signification paléoenvironnementale :**

La microfaune benthique présente témoigne d'une sédimentation de très faible profondeur pouvant être subtidale et une énergie modérée. La présence d'une faune et flore diversifiée en prouve qu'on est dans un milieu récifal. Le milieu alors est peu profond sub agité. C'est la zone infratidale supérieur à intertidal, milieu de barrière. (SMF12/ SFB5).

- **MO3 : Biomicrite à lamellibranches, dasycladacées et échinides.**

- **Description :**

La texture est packestone, marquée par de nombreux bioclastes, dont les lamellibranches avec leurs tests en section prismatique, les Algues vertes ; dasycladacées ; des bryozoaires, des échinides (plaques de crinoïdes et piquants d'oursins) et rares gastéropodes. (*Lame Ech8*). (*PL.9, Mph.3*). Des intraclastes micritiques apparaissent dans ce microfaciès, ainsi que des grains de quartz, de la glauconie, la calcite et l'aragonite, des oxydes de fer, soit en traces, soit le long de microfissures. Ce microfaciès renferme aussi de rares oolithes brisées et des bahamites probables. Le ciment a un caractère micritique à microsparitique.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Le phénomène diagenétique le plus visible c'est l'influence de la compaction sur les contacts des grains. La micritisation est aussi présente dans les dasycladacées. La phase diagenétique : **Eogenèse, diagenèse De faible profondeur.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence d'une faune et flore diversifiée en prouve qu'on est dans un milieu récifal. Le milieu alors est peu profond sub agité. C'est la zone infratidale supérieur à intertidal, milieu de barrière. (SMF12/ SFB5).

• **MO4 : Biomicrosparite à lamellibranches**

- **Description :**

La texture est grainstone, marquée par de nombreux bioclastes, dont les lamellibranches avec leurs tests en section prismatique (**PL.9, Mph.4**). les Algues vertes ; dasycladacées ; des bryozoaires, des échinides (plaques de crinoïdes et piquants d'oursins), des rudistes et rares gastéropodes. (**Lame Ech11**). Des intraclastes micritiques, et microsparitiques apparaissent dans ce microfaciès, de la glauconie, la calcite et des oxydes de fer. Le ciment est claire microsparitique à sparitique.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Il n'est visible que l'influence de la compaction sur les contacts des grains. La phase diagenétique : **Eogenèse, diagenèse De faible profondeur.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence d'une faune et flore diversifiée en prouve qu'on est dans un milieu récifal. Le milieu alors est peu profond sub agité. C'est la zone infratidale supérieur à intertidal, milieu de barrière. (SMF12/ SFB5).

B. Région de Yabous

• **MO5 : Biomicrosparite à lamellibranches**

- **Description :**

La texture est probablement wackestone, correspond à un calcaire recristallisé marqué par de rares bioclastes, dont les lamellibranches avec leurs tests en section prismatique, des piquants d'échinodermes micritisés, de probables rudistes et des fantômes de bioclastes indéterminés (**Lame YI**). Des microcristaux de dolomite constituent la quasitotalité du microfaciès. Il est à noter que leur forme n'est pas automorphes, on trouve de rares cristaux à forme losangiques. (**PL.10, Mph.1**).

- **Phénomènes diagenétiques :**

Un phénomène de dolomitisation apparait dès la première vue, rendant la description du microfaciès délicate, vu la recristallisation complète des bioclastes. Un autre phénomène, est celui de la micritisation qui forme comme une voile sur la roche. Une chronologie des évènements diagenétiques peut être ressortie : au début notre microfaciès correspondait à une biomicrosparite à lamellibranches et rudistes, il y a eu une micritisation (stade précoce de la diagenèse) puis une recristallisation de la microsparite en calcite, suivie d'une dolomitisation. La phase diagenétique: **Telogenèse, diagenèse d'enfouissement.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de lamellibranches et rudistes témoigne d'un milieu subrécifale. Le milieu alors est peu profond agité. C'est la zone infratidale supérieur à intertidal,

milieu de barrière. Il y a eu une submersion post-dépôt de ces faciès générant la dolomitisation. (SMF12/ SFB5).

- **MO6 : Biomicrite à dasycladacées, lamellibranches et crinoïdes**

- **Description :**

La texture est packestone, ce microfaciès est proche de MO5, par contre là les bioclastes sont plus abondants : les dasycladacées, les lamellibranches (section prismatique), des huitres dont la structure interne du test n'est pas bien nette. La microfaune est caractérisée par de très rares formes benthiques, bisériés (**Fig.**) et des échinides (plaques de crinoïdes et piquants d'oursins), (**PL.10, Mph.2**). (**Lame Y2**). Des intraclastes micritiques de forme subanguleuse sont présents dans ce microfaciès, ainsi que des oxydes de fer. La dolomite se manifeste par des cristaux xénomorphes. Le ciment est micritique microsparitique par endroits.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une recristallisation de la micrite en microsparite, et une dolomitisation post micritisation et recristallisation. La roche obtient alors un nouveau nom, celui de dolomicrite ou dolomicrosparite. La phase diagenétique : **Telogenèse, diagenèse d'enfouissement**.

- **Signification paléoenvironnementale:**

Ce microfaciès correspond à un milieu de mer peu profond. L'association d'encroutement d'algues vertes et d'huitres caractérise les pentes récifales. On peut placer ce microfaciès dans la zone infratidale supérieure à intertidale, milieu de barrière. Les huitres sont de bons indicateurs de milieu semi-restreint, associés en grande proportion aux autres bioclastes elles témoignent d'un ralentissement ou d'un arrêt de la sédimentation, chose prouvée aussi par la présence de dolomite qui indique la submersion, un replat de marée ou des lagons restreints. (SMF12/ SFB5).

- **MO7 : Biomicrite à rudistes et ostracodes**

- **Description :**

La texture est packestone, les bioclastes les plus abondants sont: les rudistes et les ostracodes, dont la forme est intacte avec les deux valves fermées. La microfaune est caractérisée par de très rares formes benthiques, bisériés, unisérié et des échinides (plaques de crinoïdes et piquants d'oursins), (**PL.10, Mph.3**). (**Lame Y3**). Des cristaux de dolomite xénomorphes sont présents mais avec une faible proportion par rapport à MO5 et MO6. Le ciment est micritique à microsparitique par endroits.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une enveloppe micritique entoure généralement les foraminifères benthiques. Une recristallisation de la micrite en microsparite, et une dolomitisation post micritisation et recristallisation. Ce microfaciès présente des microfissures ouvertes sans remplissage, témoignant d'une porosité secondaire de fracturation. La phase diagenétique : **Telogenèse, diagenèse d'enfouissement**.

- **Signification paléoenvironnementale:**

Ce microfaciès n'est pas loin de MO6. L'association de rudistes et d'ostracodes caractérise un milieu peu profond, assez agité. On est alors sur les pentes récifales c'est-à-dire la zone infratidale supérieure à intertidale, milieu de barrière. La présence de dolomite indique la submersion. (SMF12/ SFB5).

• **MO8 : tempestites proximales**

- **Description :**

Ce microfaciès correspond à une alternance de minces niveaux granoclassés de couleur claire avec d'autres niveaux sombres.

Les niveaux sombres, dont la texture est packestone, sont formés de grains plus fins de quartz, glauconie, dolomite et rares foraminifères benthiques. Une forte oxydation affecte ces niveaux. Le ciment est micritique à microsparitique.

Les niveaux claires, grainstone, avec presque les mêmes éléments figurés alors que le taux d'intraclastes augmente ; fragments de calcaire micritique sombre. Le ciment est sparitique, (PL.10, Mph.4). (Lame YA)

- **Phénomènes diagenétiques :**

Des microfissures remplies de calcite secondaire traversent toute la lame perpendiculairement à la stratification. Ceci témoigne de la compaction de la phase diagenétique *Eogenèse, diagenèse de faible profondeur*.

- **Signification paléoenvironnementale:**

On peut placer ce microfaciès sur les pentes récifales c'est-à-dire la zone infratidale supérieure à intertidale, milieu de barrière. La présence de laminations souvent ondulées, parallèles et obliques, biseautées par fois, indique la sédimentation héli-pélagique. Ce type de dépôt est dû généralement à l'action des eaux sur le fond sous-marin, notamment les turbidités. On est alors entre la limite inférieure de la zone d'action des vagues de beau temps et la limite inférieure de la zone d'action des vagues de tempêtes La présence de dolomite indique la submersion. (RF6).

2.1.4.2. Faciès de plate forme interne

• **INI : Intra-pelmicrosparite**

- **Description :**

La texture est packestone à grainstone. C'est un faciès complètement dolomitisé, on n'observe que des fantômes de bioclastes. Seuls quelques foraminifères à test micritisé qui apparaissent (*Praeglobotruncana ?*). Des pellets et des intraclastes sont les éléments figurés les plus répandus. (PL.12, Mph.1). Le ciment est d'origine microsparitique (Lame YB, YC).

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une dolomitisation a atteint ce microfaciès effaçant ainsi toute sorte de bioclastes. La phase diagenétique *Mesogenèse, diagenèse d'enfouissement*.

- **Signification paléoenvironnementale:**

La texture grainstone et la présence de quelques pellets et quelques foraminifères indique un milieu de plate forme à circulation restreinte « tidal flats ». La dolomite témoigne d'une émergence ou d'un milieu lagunaire restreint.

2.1.5. Facies du Miocène

Les dépôts du Miocène se mettent en discordance sur ceux du Crétacé supérieur, précisément le Sénonien dans notre région d'étude. A Dj. Bou Arif il est en contact avec les marno-calcaires du Coniacien, tandis que dans la région de Yabous, il discordé le Campano-maastrichtien.

2.1.5.1. Les faciès de plate forme proximale

A. Dj. Amrane (flanc SE)

- **EXP6 : Biomicrite à huitres et rudistes**

- **Description :**

La texture est packstone à rudstone. Ce microfaciès est formé d'une matrice micritique où se sont présents des fragments de tests d'huitres avec les deux couches (lamellaire et vésiculaire), des fragments de test de rudistes, de rares fragments d'ostracodes, (**Lame BC 1.6**), (**PL 7, Mph 1**)

- **Phénomènes diagenétiques :**

Recristallisation de la micrite en calcite microsparitique à sparitique. La phase diagenétique **Eogenèse, diagenèse de faible profondeur.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

Ce microfaciès témoigne d'un milieu peu profond, peu agité. Il peut être placé sur les pentes externes d'une barrière dans la zone infratidale supérieure. Cela est prouvé par les bioclastes y présents. La présence de la boue micritique indique une sédimentation héli-pélagique à pélagique (SMF6/SFB4).

- **EXP7: Biomicrosparite à bivalves et rares fénestelles**

- **Description :**

La texture est grainstone. Ce microfaciès comprend des débris de bivalves, d'échinodermes, de miliolidés, de bryozoaires, de gastéropodes et de rares fénestelles. Il comprend aussi des grains de glauconie et des lithoclastes dont des grains de silex. (**PL 7, Mph 2**) (**Lame BC 1.4**). Le ciment est microsparitique clair.

- **Phénomènes diagenétiques :**

La compaction est manifestée là où les grains sont collés les uns aux autres. Les contacts sont rarement soulignés par des oxydes de fer, témoignant d'une dissolution due à la compaction. Des microfissures remplies de la calcite traverse le microfaciès, obliquement à la stratification. La phase diagenétique : **Mesogenèse, diagenèse d'enfouissement.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

Les éléments micropaléontologiques composant le matériel bioclastique, dont leur forme est plus ou moins arrondies, laissent penser à des sédiments remaniés ayant subi un transport relativement long. Ce microfaciès témoigne d'un milieu peu profond,

peu agité. Il peut être placé sur les pentes externes d'une barrière dans la zone infratidale moyenne à supérieure. (SMF5/ SFB4).

- **EXP8: Biomicrite à foraminifères planctoniques, benthiques et rudistes**

- **Description :**

La texture est packstone à éléments bien triés. On a observé des foraminifères planctoniques dont des *Globigerinacea*, beaucoup de formes globuleuses. (PL 7, Mph 3) S'y associent de rares *Lenticulina*, *Textularia*, *Operculina*, des plaques d'échinodermes, des radioles d'oursins, des fragments de bivalves à coquilles calcitiques, fragment de rudistes des bryozoaires et des débris de *Chlorophyta* et *Rodophyta* (Corallinacées). Il comprend aussi des grains de glauconie et de rares grains de quartz. On a observé aussi des formes bien arrondies avec un noyau micritisé pouvant être des bahamites, (Lame BC 1.3). Le ciment est micritique sombre.

- **Phénomènes diagenétiques :**

La compaction est manifestée là où les grains sont collés les uns aux autres. Les contacts sont rarement soulignés par des oxydes de fer, témoignant d'une dissolution due à la compaction. Des microfissures remplies de la calcite traverse le microfaciès, obliquement à la stratification. La phase diagenétique : **Mesogenèse, diagenèse d'enfouissement.**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence du matériel bioclastique, riche en plancton nous mène à localiser notre microfaciès dans un milieu de plate forme ouvert aux échanges permettant l'installation de foraminifères pélagiques. Tandis que la mise en place de divers bioclastes de milieu peu profond dont les rudistes constructeurs et les bryozoaires témoigne de la zone infratidale moyenne à supérieure. C'est-à-dire que le milieu de dépôt correspond aux pentes externes. (SMF4/ SFB4).

2.1.5.2. Les faciès de plate forme moyenne

A. Dj. Bou Arif (flanc SE, Kef Menchar)

- **MO9: Biosparite gréseuse à milioles, bryozoaires et débris d'inocérames.**

- **Description :**

La texture est grainstone. Ce calcaire biosparitique a fourni des miliolidés, des bryozoaires, des débris d'oursins, des *Ammobaculites*, des ostracodes, des dasycladacées, débris d'inocérames remaniés, des sections de gastéropodes, des fragments de lamellibranches et différents foraminifères benthiques indéterminés. Il comprend des éléments lithoclastiques arrondis à sub anguleux : cristaux de calcite, oxydes de fer), des oolithes et des grains de quartz, dont la proportion est plus élevée par rapport aux autres lithoclastes. (PL.11, Mph.1). (Lame KM 1.3) Le ciment est sparitique clair.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une enveloppe micritique enrobe la totalité des foraminifères suivie d'une forte oxydation qui a atteint ce calcaire. La phase diagenétique : **Telogenèse, diagenèse tardive**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de miliolites qui sont des formes marines d'eaux peu profondes et chaudes à salinité anormale, indique le milieu peu profond. Les gastéropodes sont des indicateurs de très faible profondeur, milieux littoraux ou lagunaires. Les bivalves témoignent d'un domaine néritique. Les bryozoaires qui sont des organismes coloniaux, encroûtants, témoignent d'un milieu calme, sous la zone d'action des vagues. On peut alors placer notre faciès dans la zone infratidale supérieure. C'est-à-dire que le milieu de dépôt correspond à la partie plus interne d'une barrière. (SMF12/ SFB6).

2.1.5.3. Les faciès de plate forme interne

A. Dj. Bou Arif (flanc SE, Kef Menchar)

• **IN2: Intrabiosparite à foraminifères benthiques et bryozoaires**

- **Description :**

La texture est grainstone. Un calcaire biosparitique avec des foraminifères benthiques très abondants : unisériés, bisériés, *Textularia*, *laffiteines* ?, *Ammonia beccaria* ? Des bryozoaires, des débris d'oursins, des fragments de lamellibranches et différents foraminifères benthiques indéterminés. Il comprend des éléments endoclastes et des exoclastes de nature différentes, arrondis à sub anguleux, des cristaux de calcite, de rares grains de quartz, (**PL.13, Mph.1**). (**Lame Ech1**) Le ciment est sparitique clair.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une oxydation a atteint ce microfaciès et couvre surtout la phase. La phase diagenétique : **Telogenèse, diagenèse tardive**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de foraminifères benthique prouve que le milieu est peu profond. Les bryozoaires qui sont des organismes coloniaux, encroûtants, témoignent d'un milieu calme, sous la zone d'action des vagues. Ce faciès appartient à la zone infratidale supérieur à intertidale, un milieu de plate forme à circulation restreinte « shelf and tidal flats ». (SFB7).

• **IN3: Intrabiosparite à foraminifères benthiques et bryozoaires**

- **Description :**

La texture est grainstone. Un calcaire biosparitique avec des foraminifères benthiques très abondants : unisériés, bisériés, *Textularia*, *laffiteines* ?, *Ammonia beccaria* ? Des bryozoaires, des débris d'oursins, des fragments de lamellibranches et différents foraminifères benthiques indéterminés. Il comprend des éléments endoclastes et des exoclastes de nature différentes, arrondis à sub anguleux, des cristaux de calcite, de rares grains de quartz (**PL.13, Mph.1**). (**Lame Ech1**) Le ciment est sparitique clair.

- **Phénomènes diagenétiques :**

Une oxydation a atteint ce microfaciès et couvre surtout la sparite. La phase diagenétique : **Telogenèse, diagenèse tardive**

- **Signification paléoenvironnementale:**

La présence de foraminifères benthique prouve que le milieu est peu profond. Les bryozoaires qui sont des organismes coloniaux, encroûtants, témoignent d'un milieu calme, sous la zone d'action des vagues. Ce faciès appartient à la zone infratidale supérieur à intertidale, un milieu de plate forme à circulation restreinte « shelf and tidal flats ». (SFB7).

2.2.Caractérisation des microfaciès conglomératiques, gréseux et marneux

2.2.1. Les indices des microfaciès

Des indices seront attribués au microfaciès pour en faciliter leur étude :

- CG : conglomérats
- GR : grès
- M : marnes

2.2.2. Description des faciès conglomératiques

2.2.2.1.Faciès turonien de Dj. Bou Arif

- **CG1 : microconglomérat polygénique à ciment carbonaté**

- **Description**

Il présente un microfaciès renfermant des microgalets mous à contours diffus, des grains de quartz arrondis à subanguleux (quartz détritique), des lithoclastes carbonatés, des foraminifères remaniés indéterminés, des fragments de coquilles calcitiques et des débris de gypse. Une cristallisation de calcite dans les vides intergranulaires est assez bien exprimée. On note la présence de deux types de vides à remplissage différent : l'un avec des cristaux de calcite orientés (remplissage centripète), l'autre à croissance différentielle. La matrice est carbonatée. (*Lame Ech 9*).

- **Interprétation**

Le remplissage centripète en calcite indique apparemment un milieu de sédimentation phréatique. Alors la croissance différentielle caractérise un milieu de sédimentation vadose.

2.2.2.2.Faciès miocène de Dj. Amrane

- **CG2 : microconglomérats à ciments argilo-carbonaté oxydé**

- **Description**

Correspond à un microfaciès renfermant différents microgalets subanguleux, des grains de quartz arrondis à subanguleux (quartz détritique), des lithoclastes carbonatés, des fragments de coquilles d'huitres. Le liant est carbonaté, micritique, et oxydé renfermant des débris d'Algues, de bryozoaires, lamellibranches, milioles (*Triloculina*). La matrice est argilo-carbonatée. (*Lame BC 1.5*). (*PL.14, Mph.1, 2, 3 et 4*).

- **Interprétation**

Le remplissage en calcite indique un milieu de sédimentation phréatique.

2.2.2.3. Faciès miocène de Dj. Bou Arif

- **CG3 : conglomérat polygénique**

- **Description**

Ils sont en général polygéniques avec des éléments de taille variable, arrondis à subanguleux. Leur faciès est très varié : calcaire (dominant), grès, calcaire à silex, calcite massive ou fibreuse (de remplissage de fractures ouvertes) et calcaréo-dolomitique. Les éléments calcaires présentent des microfaciès différents : biomicrite packstone à oolithes et gastéropodes, calcaire X-stone, biomicrosparite grainstone à foraminifères benthiques...etc.

Le tout est emballé dans une matrice argilo-carbonaté comprenant des débris de gypse, de bioclastes et lithoclastes. (**Lame KM 1.1**)

- **Interprétation**

Le matrice argilo-carbonatée témoigne de la zone phréatique. La nature et la forme des grains indique que la pluparts d'eux n'ont pas connu un long transport

2.2.3. Description des faciès gréseux

Les grès que nous allons décrire appartiennent aux terrains Miocène.

2.2.3.1. Région de Yabous

- **GR1 : grès à brachiopodes**

- **Description**

Un grès fin à grains de quartz de taille différente, Leur forme est subanguleuse et Le classement est bon à moyen. Renferme des fragments de tests, probablement de brachiopodes et de rares grains de glauconie. Le ciment est argilo-carbonaté. (**Lame YD**). (**PL. 15, Mph.1**)

2.2.3.2. Dj. Amrane

- **GR2 : grès à ciment argileux**

- **Description**

Un grès fin à grains de quartz de taille presque identique, Leur forme est subanguleuse à arrondies et Le classement est bon. Le ciment est argileux sombre. (**Lame BC 1.1**). (**PL. 15, Mph.2**)

- **GR3 : grès à terriers**

- **Description**

Un grès moyen à grains de quartz de taille différente, Leur forme est subanguleuse et Le classement est moyen. Renferme des terriers remplis de grains de quartz de taille inférieure à celle des grains de la roche même. Le ciment est argileux sombre. (**Lame BC 1.2**). (**PL. 15, Mph.3**)

- **Interprétation**

A partir de l'analyse des lames minces, on a pu conclure que ces microfaciès témoignent d'un milieu peu profond (tidal) marqué des bioturbations. C'est-à-dire, probablement un domaine mixte côtier ou l'influence fluvio marine est dominante associé à une influence marine peu profonde ou les vagues sont l'agent le plus important.

2.2.4. Fossiles récoltés dans les faciès marneux

J'ai essayé d'identifier les fossiles récoltés en se basant sur des fiches pédagogiques, ainsi sur des données de sites internet de paléontologie. .Voir les planches (PL. 15, 16, 17, 18, 19 et 20).

3. Analyse diagenétique

Les analyses microscopiques des microfaciès de notre région d'étude, nous ont permis de mettre en évidence les phénomènes diagenétiques qui ont contribué à l'obtention des formations sédimentaires.

3.1. Phénomènes diagenétiques de l'Eogénèse.

3.1.1. Micritisation des éléments figurés

Apparaît sous forme d'une enveloppe micritique autour des particules. Elle a permis, au cours de la diagenèse, la conservation de la forme initiale de l'élément. Elle résulte de la recristallisation, par l'intermédiaire d'un stade de dissolution/précipitation à l'échelle micrométrique (Friedman, 1964), d'une couche initialement composée de calcite magnésienne (Alexandesson, 1969). Dans notre région les enveloppes micritisées se rencontrent particulièrement dans les faciès bioclastiques de plate forme carbonatée moyenne ou interne. (*Mph1*).



Mph 1 : Test de foraminifère bisérié micritisé, Textularia ?

3.1.2. Cimentation synsédimentaire

Ce phénomène est marqué par le colmatage des vides initiaux entre les grains déposés. Trois types de ciment peuvent

- Le ciment drusique

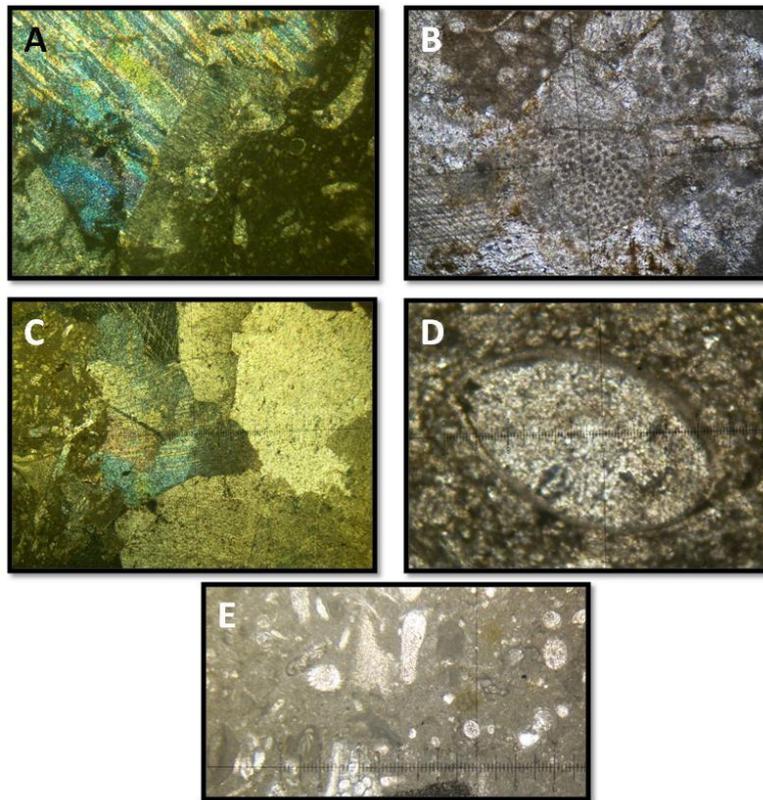
Il se développe dans les vides, sous forme de calcite sparitique ou microsparitique, on le trouve le plus souvent dans les microfaciès de plate forme moyenne. Dans les microfaciès de plate forme distal il se développe dans les vides postérieurs à la cimentation. (*Mph2*)

- Le ciment calcitique syntaxique

Il affecte surtout les débris d'échinodermes. Il se développe en continuité avec le réseau cristallin de l'élément qui l'entoure. Il est présent dans les microfaciès de plate forme proximale et moyenne (*Mph2*)

- ***Le ciment micritique***

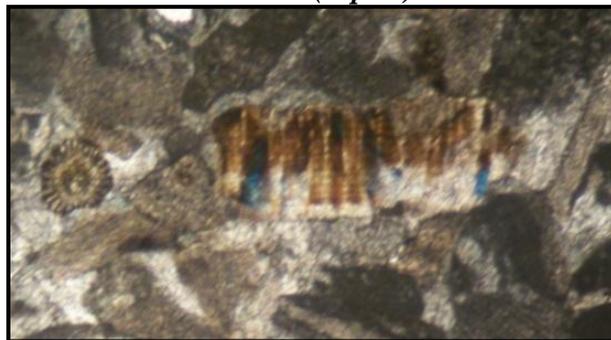
S'observe en général autour des éléments figurés et se concentre dans les vides. Il est souvent sombre. Ce ciment micritique est présent dans les microfaciès de plate forme distale (*Mph2*)



Mph2 : Ciments calcitiques : A, C : ciment drusique sparitique développé dans des vides, B : ciment drusique microsparitique et syntaxique au niveau d'une plaque de crinoïde dans le coin inférieur gauche, D : ciment drusique microsparitique développé au cœur d'un ostracode et E : ciment micritique

3.1.3. Néoformisme de l'aragonite

Il existe des organismes, tels les lamellibranches et quelques foraminifères, possèdent un test aragonitique métastable dans l'eau de mer. Il subit une dissolution rapide lors de la mort de ces organismes. Il y aura alors un remplacement de l'aragonite initiale par la calcite, on obtient des fantômes de structures internes. (*Mph3*)



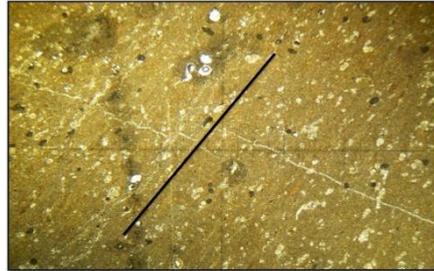
Mph3 : Test de lamellibranche recristallisé en calcite

3.2. Phénomènes diagenétiques de la Mesogène.

3.2.1. La compaction mécanique :

3.2.1.1. Réorientation des grains

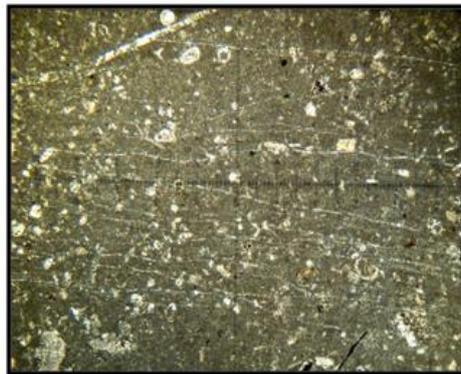
Elle correspond à une réorganisation texturale sous l'effet principal du poids des sédiments sus-jacents, traduite par un réaménagement des grains selon une direction préférentielle. Ce ci peut se manifesté, surtout au niveau des bioclastes. La microphoto suivante révèle la réorientation des foraminifères planctoniques. (*Mph4*)



Mph.4: Microfaciès EXD1, lithification parallèle au trait noir, associée d'une recristallisation totale en calcite des foraminifères planctoniques (E1, LN, X 2,5 (X1, 25))

3.2.1.2. Fissuration

Des microfissures obliques ou parallèles à la stratification apparaissent suite à la compaction. Elles peuvent être remplies par un de la calcite ou par des oxydes de fer. Elles révèlent des fois des formes en échelon. (*Mph5*)

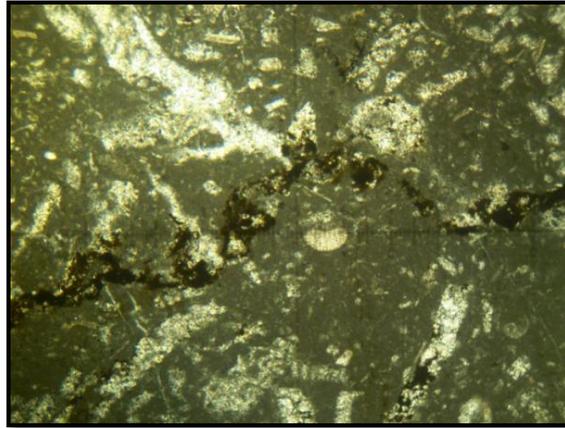


Mph.5 : Microfaciès EXD2, Faisceau de micro veinules obliques à la stratification, probablement « dashed veins » (E2, LN, X 2,5 (X1, 6))

3.2.2. La compaction chimique

3.2.2.1. Joints microstylolithiques

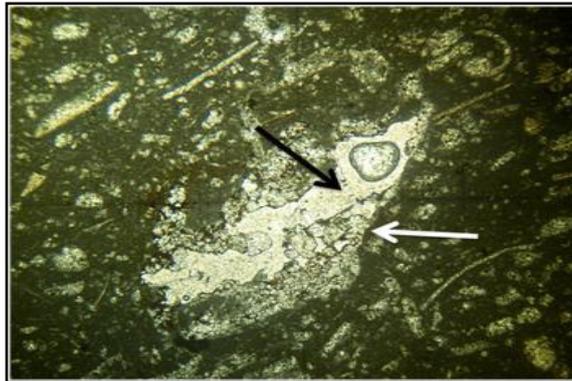
Ce sont des figures dues à la compaction mécanique. Elles correspondent à un écrasement des grains les uns contre les autres, suite à une compaction verticale ou latérale dans les roches carbonatées. Il est difficile de les distinguées dans les faciès micritiques, alors que dans un calcaire bien cristallisé les joints stylolithiques sont très bien visibles. (*Mph6*)



Mph.6: Microfaciès EXD5, Joint stylolithique souligné par des oxydes de fer (A1, LN, X 2,5 (X1, 6))

3.2.2.2. La Dissolution

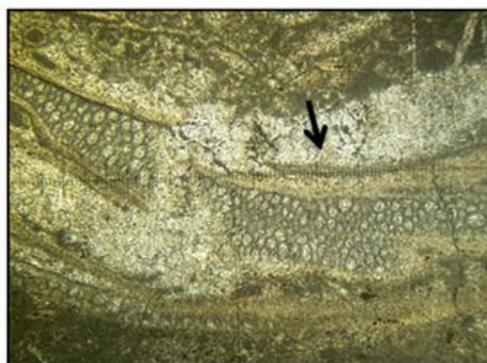
La dissolution c'est la perte du matériel initial, elle affecte surtout les bioclastes et le ciment calcitique. Le résultat de ce phénomène est la création de nouveaux pores intergranulaires. (*Mph7*)



Mph.7 : Microfaciès EXD5 phénomène de recristallisation (flèche blanche) et dissolution générant une porosité secondaire (flèche noire), (A1, LN, X 2,5 (X1, 25))

3.2.3. La recristallisation

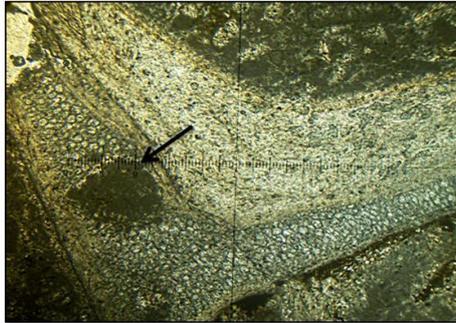
Elle touche surtout l'aragonite des bioclastes qui se transforme en calcite drusique. Ce phénomène peut aussi affecter la micrite en la transformant en calcite microsparitique à sparitique drusique (*Mph8*)



Mph.8 : Microfaciès EXP2, recristallisation de la micrite en microsparite en contact des tests d'huître (flèche noire) (E4, LN, X 2,5 (X1, 25))

3.2.4. Perforation

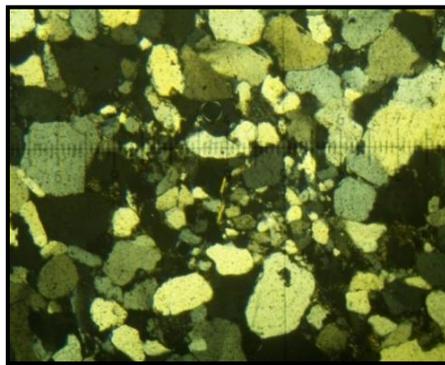
C'est une microperforation, en réalité qui se développe sur les tests d'annélides et lamellibranches, Ce type de micro perforation caractérise le domaine de plate forme moyenne à externe. (*Mph9*)



Mph.9: Microfaciès EXP4, perforation d'un test d'huître puis remplissage par de de la micrite (flèche noire) (A2, LN, X 2,5 (X1, 25))

3.2.5. 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 faciès wackstone et dans les grès mous. (*Mph10*)



Mph.10: Microfaciès GR3, Grès à ciment argileux au centre de la microphoto, un terrier rempli de grains plus petits que ceux de la roche avec ici un ciment carbonaté (BC 1.2 LP, X 2,5(X1, 25))

3.2.6. Dolomitisation

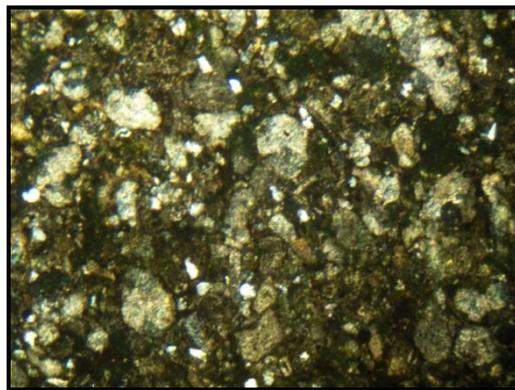
Affecte surtout les roches carbonatés, vu la facilité du passage chimique calcite /aragonite-dolomite. La dolomite, un composé de magnésium va former la dolomie. En lame mince le début de dolomitisation apparait par des cristaux losangiques, automorphes ou non de la dolomite. Dans notre région les microfaciès du Sénonien ont reconnu ce phénomène. (*Mph.11*)



Mph.11: Dolomitisation : dans le coin haut à gauche apparaissent des cristaux subhémisphériques entourés d'une enveloppe d'oxydes de fer témoignant de dolomitisation, (YC LP, X 10X1, 25))

3.2.7. Silicification

La silice secondaire se présente en lame mince sous forme de petits cristaux de quartz, ou complètement en ciment siliceux secondaire. Elle peut provenir de la dissolution des spicules d'éponges, de la silice dissoute dans un milieu marin ouvert, ou complètement d'un apport détritique lors de la sédimentation. (***Mph12***)

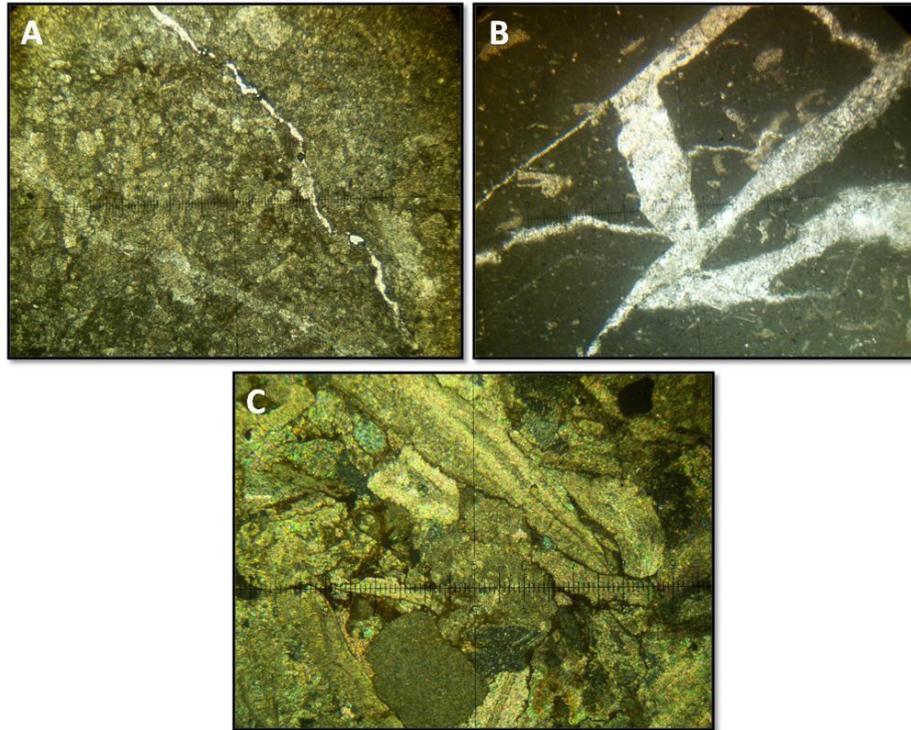


Mph.12: Des cristaux subhémisphériques de quartz dans un calcaire glauconieux, (BC 1.3 LP, X 10X1, 25))

3.3. Phénomènes diagenétiques de la Telogenèse.

3.3.1. Fracturation, recristallisation et oxydation

Elle apparaît dans les sédiments et témoigne d'une activité tectonique. Ces fractures et ces microfissures peuvent restées vides sans aucun remplissage, ou complètement remplies par un ciment calcitique ou ferrugineux. Le matériel de remplissage provient de la circulation des eaux de surface agressive et chargées d'acides. Ces solutions vont agir sur la dissolution de la calcite de la roche et la remplacée par une nouvelle calcite. A ce stade la ferruginisation affectera la roche et va agir certainement sur le remplissage de fissures par un ciment ferrugineux. L'oxydation peut atteindre même les éléments bioclastiques ainsi que les contacts entre les grains (***Mph.13***)



Mph.13: *A : Microfissure vide, B : fissures conjuguées remplies de calcite et C : oxydation affectant les contacts des grains.*

4. Conclusion

D'après Les analyses microscopiques et diagénétiques des microfaciès de notre région d'étude, nous avons essayé de ressortir la chronologie des phénomènes diagénétiques ayant affecté les faciès du Bassin de Timgad, (**Fig. 66**). La classification de ces phénomènes a été faite en partant des stades de diagénèse. Nous avons aussi essayé de localiser tous les microfaciès étudiés dans leurs contextes paléogéographiques, toujours en se référant aux phénomènes diagénétiques, (**Fig. 67**).

Le Cénomano-Turonien est caractérisé par des faciès de mer peu profonde à profonde et ouverte, favorisant le dépôt d'une épaisse série marno-calcaire à marneuse.

Le Sénonien, est marqué par des faciès de plate forme proximale à interne ouverte, avec une sédimentation plus ou moins marno-carbonatée.

Le Miocène, par contre se manifeste sous différents faciès, allant de faciès de plate forme proximale à interne, et il est par endroits continental avec des faciès gréseux à conglomératiques.



Fig.66 : Chronologie des phénomènes diagénétiques affectant le bassin de Timgad. Bouziane. H, 2015

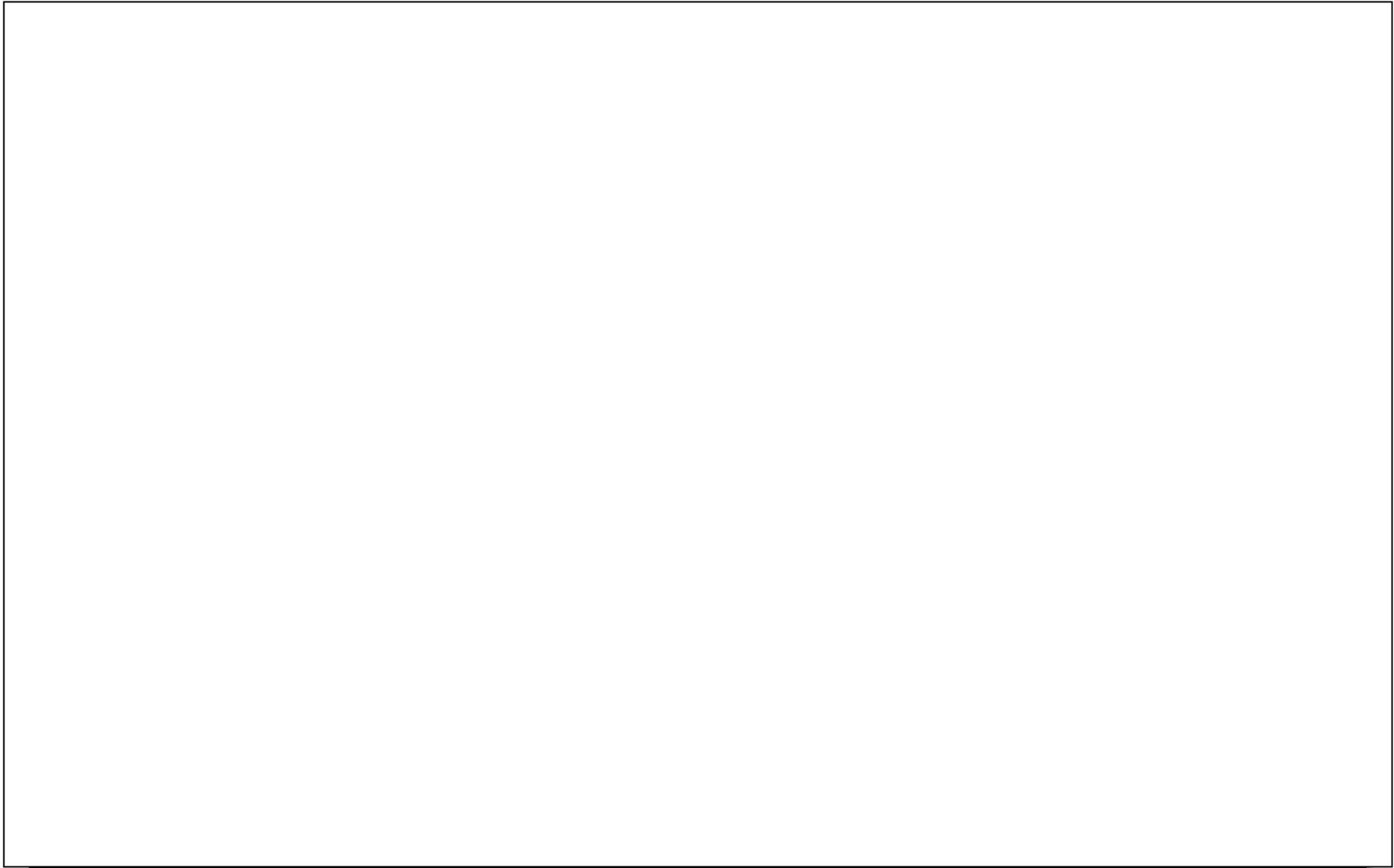
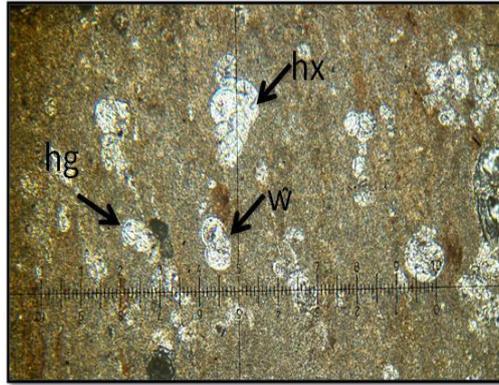


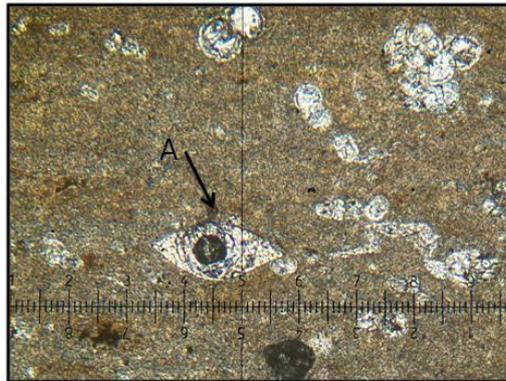
Fig. 67 : Positionnement des microfaciès du bassin de Timgad su un profil idéalisé d'une marge continentale montrant les sites sédimentaires marins et les trois phases de diagenèse : (Serra ; 2003, Burley et Worden ; 2003). Modifié par Bouziane. H, 2015

PLANCHES
ANALYSE
MICROFACIOLOGIQUE

**PLANCHE N° 5 : MICROFACIES DE PLATE FORME DISTALE
CENOMENIEN DE DJ. AMRANE**



Mph.1: Microfaciès EXD1, wackestone, biomicrite à foraminifères planctoniques. w: *Whiteinella helvetica* ; hx: *Heterohelix globulosa* hg: *Hedbergella*. sp (E1, LN, X10 (X1,25))



Mph.2 : Microfaciès EXD1, wackestone, biomicrite à foraminifères planctoniques A: *Assilia*. Sp (E1, LN, X 10 (X1, 25))

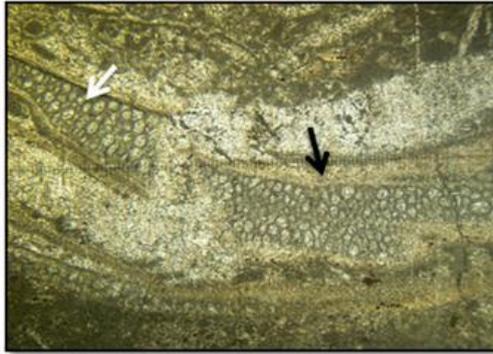


Mph.3 : Microfaciès EXD4 : wackestone, biomicrite à foraminifères planctoniques et ostracode. *Hedbergella* .sp (flèches noire) (E6, LN, X 10 (X1, 25))

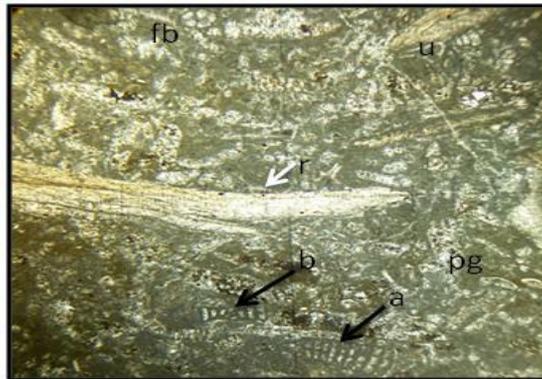


Mph.4 : Microfaciès EXD5, wackestone, biomicrite à foraminifères planctoniques et ostracode. Ostracode (flèches noire), *Whiteinella helvetica* (flèches blanche), (A1, LN, X 10 (X1, 25))

**PLANCHE N° 6 : MICROFACIES DE PLATE FORME PROXIMALE
CENOMANO-TURONIEN DE DJ. AMRANE ET DJ. BOU ARIF**



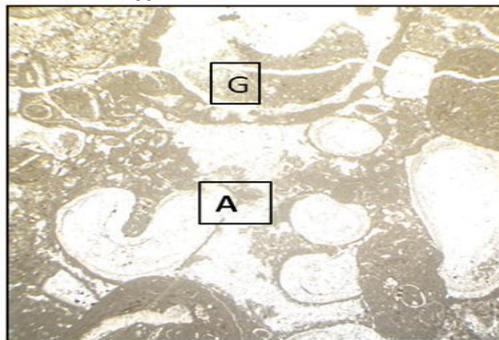
Mph.1: Microfaciès EXP2, packstone, biomicrite à grand débris d'huitres ;test d'huitre avec les deux couches, lamellaire (flèche noire) et vésiculaire (flèche blanche) (E4, LN, X2,5 (X1, 5))



Mph.2: Microfaciès EXP4, packstone, biomicrite à foraminifères benthiques et bryzoaires fragments de test de rudiste (r) (flèche blanche), Cuneolina (flèche noire), a et b deux sections différentes. u : unisériel, fb : foraminifère benthique, pg : Praeglobotruncana (A2, LN, X 2,5 (X1, 25))

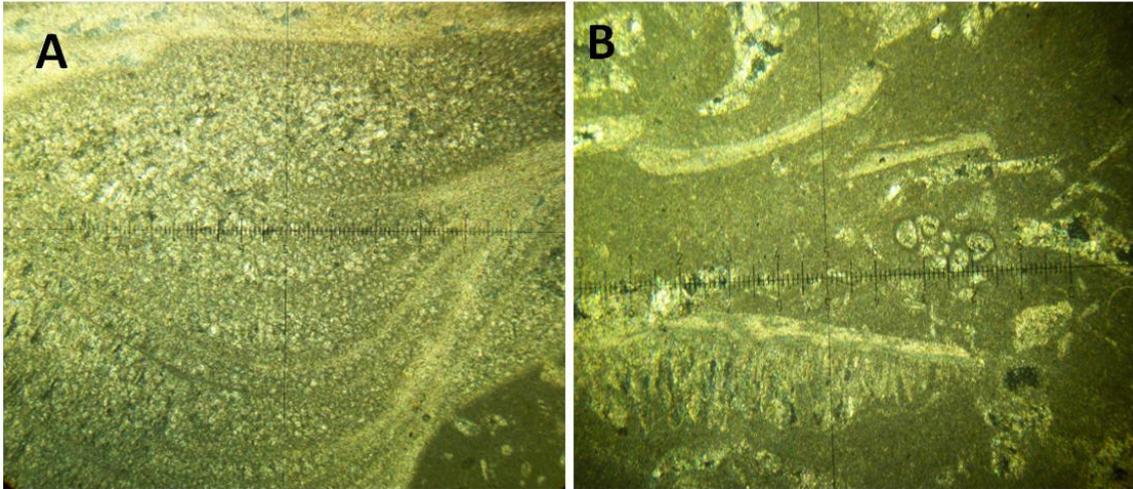


Mph.3: Microfaciès EXP4, fragments de test de rudiste (flèche blanche), bryzoaires (flèche noire), a et b deux sections différentes (A2, LN, X 2,5 (X1, 25))



Mph.4: Microfaciès EXP5, wackestone, biomicrite à algues et annélides, A : Annélides, G : Gastéropode, (KM 1.6-1.9 LN, X 5)

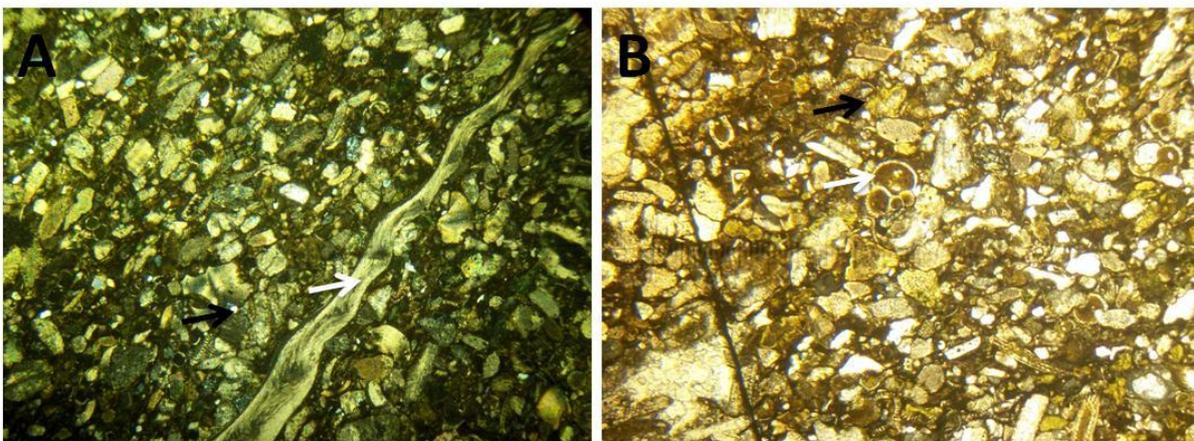
**PLANCHE N° 7 : MICROFACIES DE PLATE FORME PROXIMALE
MIOCENE DE DJ. AMRANE**



Mph.1: Microfaciès EXP6 : pack-rudstone à huîtres et rudistes, A : test d'huître avec les deux couches, lamellaire et vésiculaire, B : fragments de rudistes dans une biomicrite (BC 1.6, LN, X 2,5 (X1, 25))

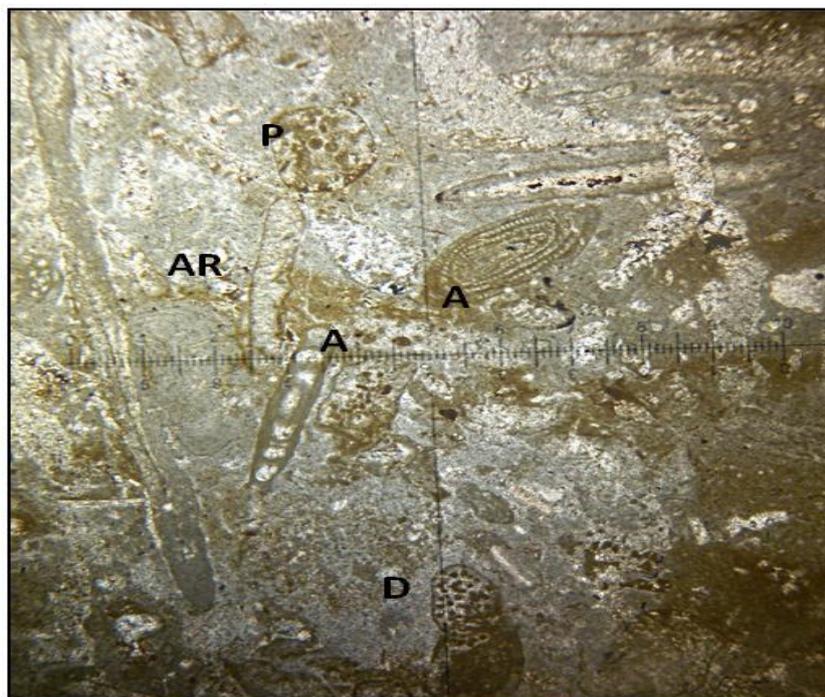


Mph.2: Microfaciès EXP7 : grainstone, biomicrosparite à bivalves et fénestelles (BC 1.4, LN, X 2,5 (X1, 25))



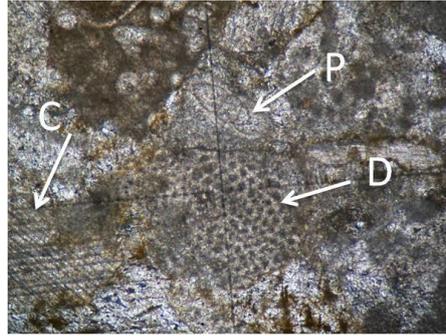
**Mph.3: Microfaciès EXP8 : packstone, biomicrite à foraminifères planctoniques, benthiques et rudistes
A : flèche noire : quartz, flèche blanche : rudistes ? (BC 1.3, LP, X 2,5 (X1, 25))
B : flèche noire : glauconie, flèche blanche : globigérines (BC 1.3, LN, X 2,5 (X1, 25))**

**PLANCHE N° 8: MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE
CENOMANIEN DE DJ. AMRANE**

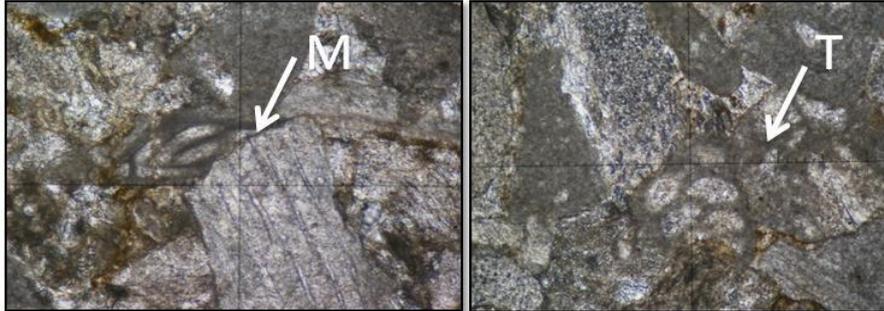


Mph.1: Microfaciès MO1 : packestone, biomicrite à algues. A : Alvéolina, D : Dasycladacées, AR : Algues rouges et P : Pellets (A2b, LN, X 2,5 (X1, 25))

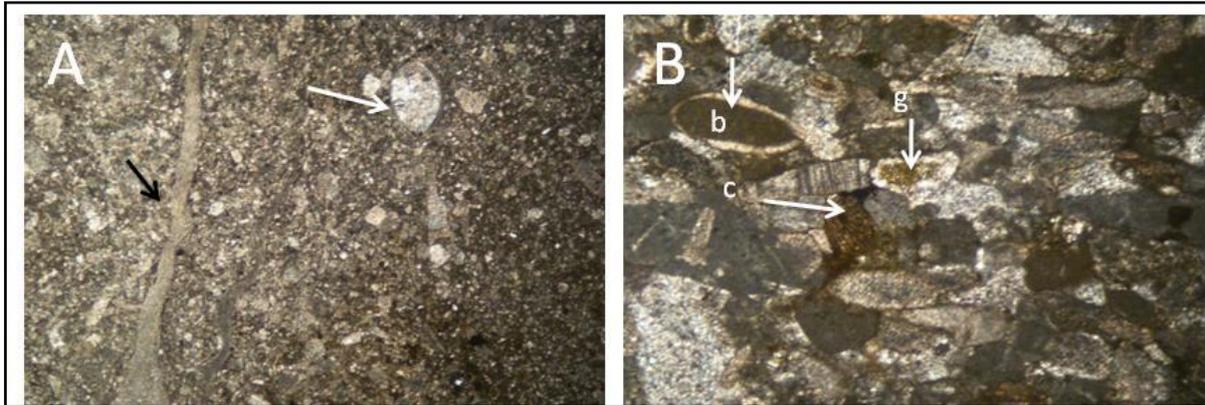
**PLANCHE N° 9 : MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE
SENONIEN DE DJ.BOU ARIF**



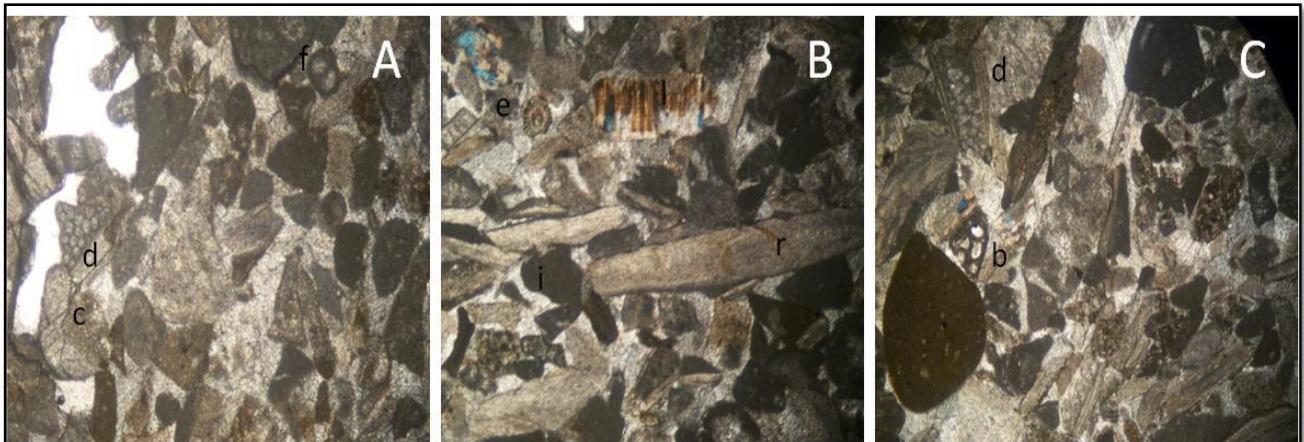
Mph.1: Microfaciès MO2 : packestone, bio-intramicrosparite à dasycladacées et annélides C : Crinoïdes, D : Dasycladacées, P : Praeglobotruncana ? (Ech7, LN, X 2,5 (X1, 25))



Mph.2: Microfaciès MO2, M : Miliole, T : Textularia (Ech7, LN, X 2,5 (X1, 25))

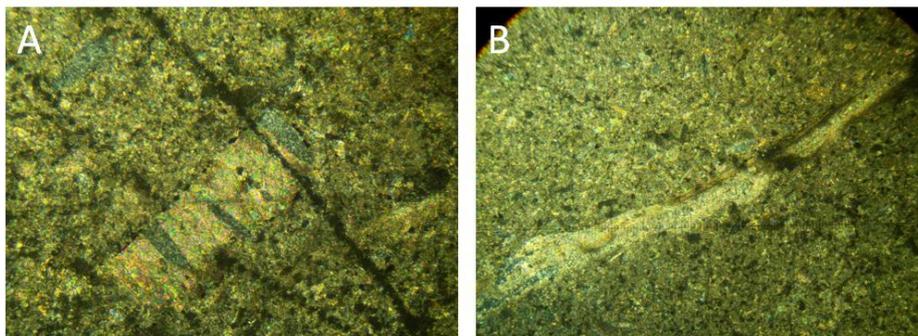


Mph. 3: Microfaciès MO3 : packestone, biomicrite à lamellibranches, dasycladacées et échinides. A : Rudiste (flèche noire), Ostracode (flèche blanche) ; B : b : bahamite, g : glaucanie et c : section de crinoïdes (Ech8, LN, X 2,5 (X1, 25))

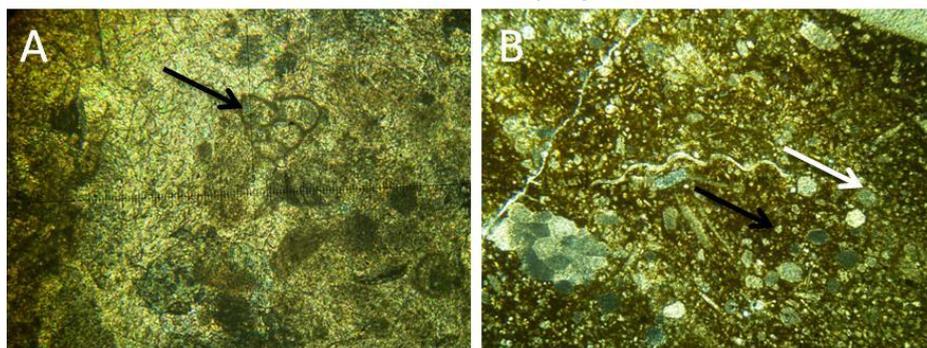


Mph.4: Microfaciès MO4 ; grainstone, biomicrosparite à lamellibranches b : bryozoaires, d : dasycladacées, c : crinoïdes, e : piquant d'échinodermes, f : fénestelles, i : intraclaste et r : rudistes (Ech11, LN, X 2,5 (X1, 25))

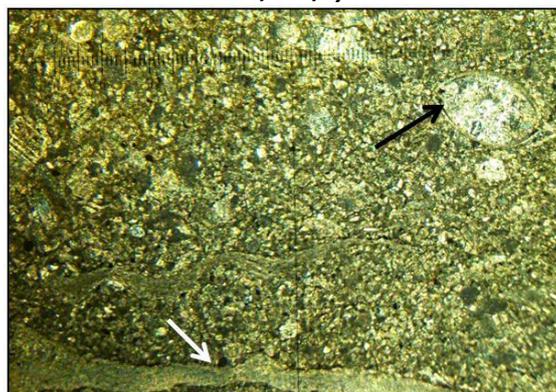
**PLANCHE N°10 : MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE
SENONIEN DE YABOUS**



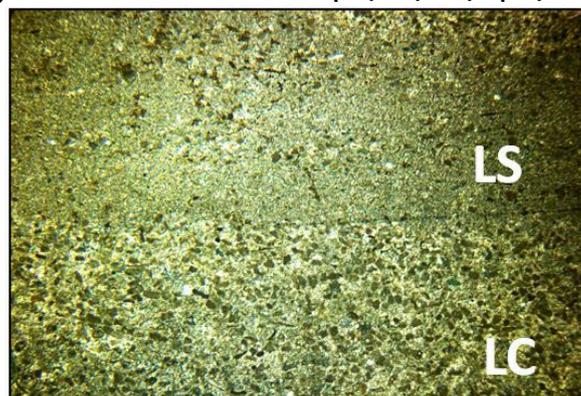
Mph.1: Microfaciès MO5 : wackestone, biomicrosparite à lamellibranches A : section prismatique de lamellibranche dans un calcaire recristallisé, B : fragment de rudiste (Y1, LN, X 2,5 (X2))



Mph.2: Microfaciès MO6 : packestone, biomicrite à dasycladacées, lamellibranches et crinoïdes. A : (flèche noire), Textularia, B : (flèche blanche) grains de quartz, (flèche noire), grains de dolomite (Y2, LN, X 2,5)

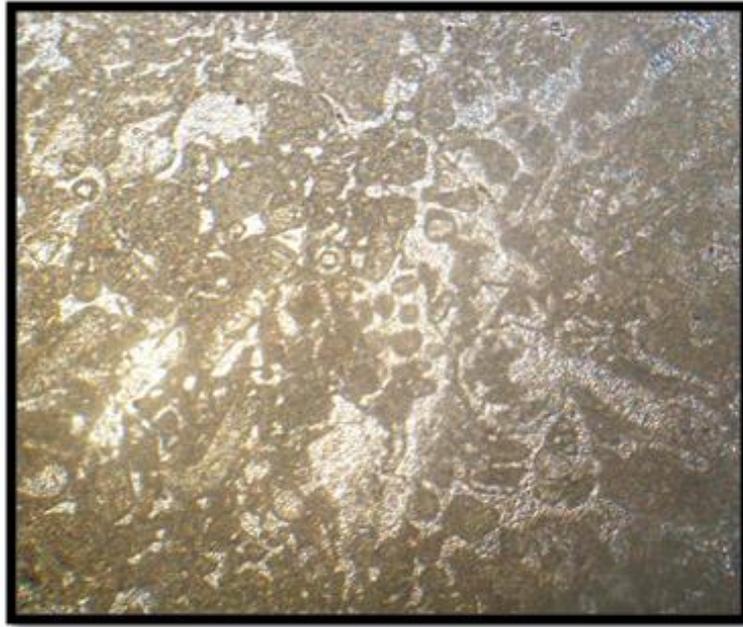


Mph.3: Microfaciès MO7 : packestone, biomicrite à rudistes et ostracodes. Flèche noire : Ostracode, flèche blanche : rudistes (Y3, LN, X 2,5 (X1, 25))



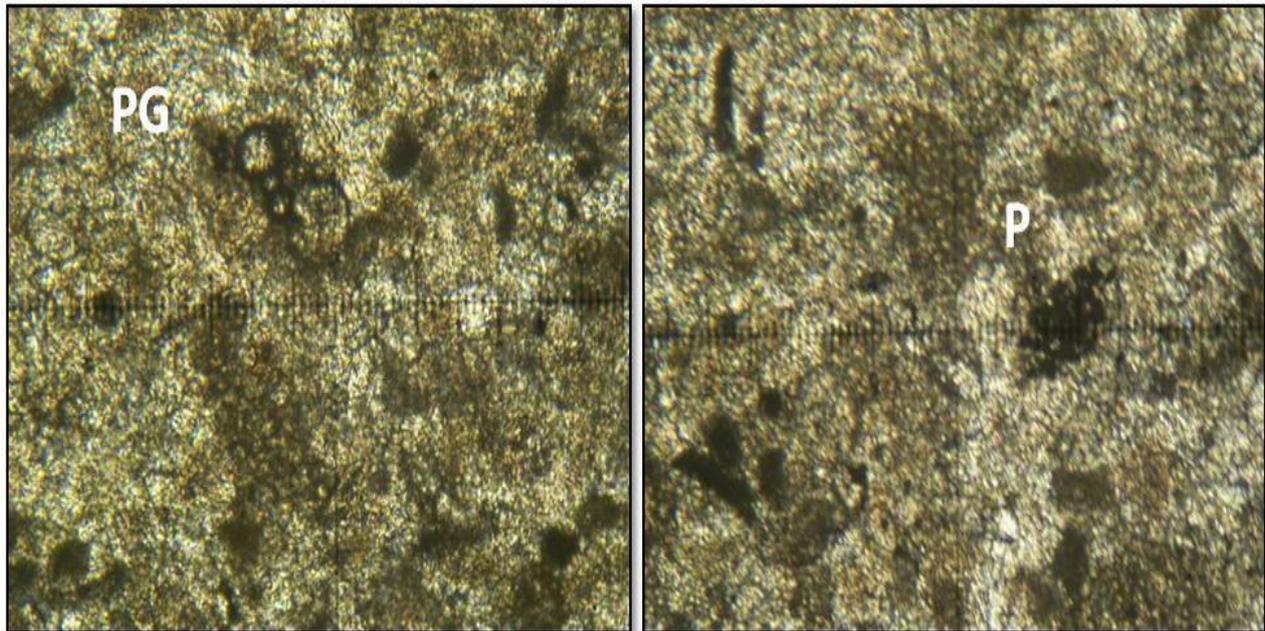
Mph4: Microfaciès MO8 : tempestites proximales LS : lamine sombre, LC : lamine claire. (YA, LN, X 2,5)

**PLANCHE N°11 : MICROFACIES DE PLATE FORME MOYENNE
MIOCENE DE DJ. BOU ARIF**



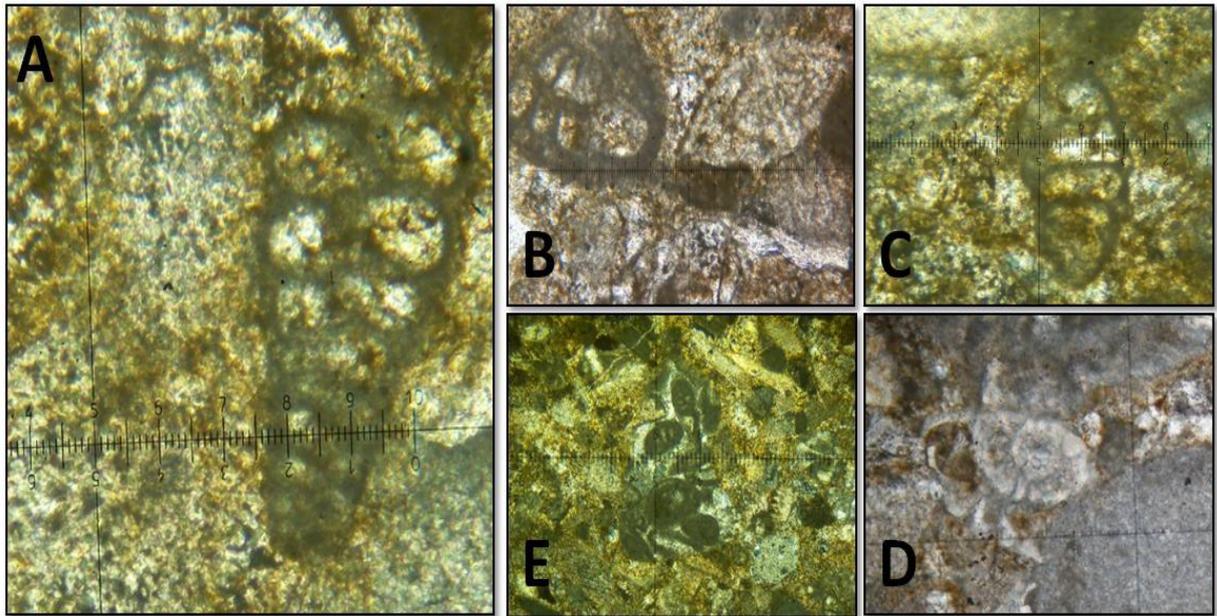
Mph.1: Microfaciès MO9 : Grainstone, biosparite gréseuse à milioles, bryozoaires et inocérames, (KM 1.3, LN, X 5)

**PLANCHE N°12 : MICROFACIES DE PLATE FORME INTERNE
SENONIEN DE YABOUS**



Mph.1: Microfaciès IN1 : packestone, Intra-pelmicrosparite PG : Praeglobotruncana, P : Pellets (YB, YC, LN, X 2,5 (X1, 25))

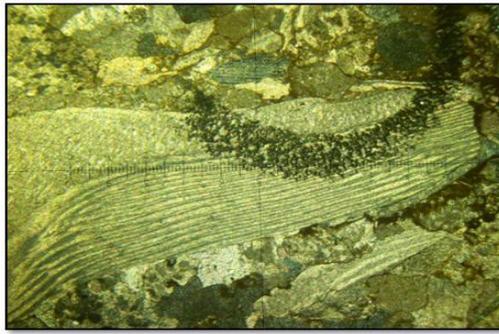
**PLANCHE N°13 : MICROFACIES DE PLATE FORME INTERNE
MIOCENE DE DJ. BOU ARIF**



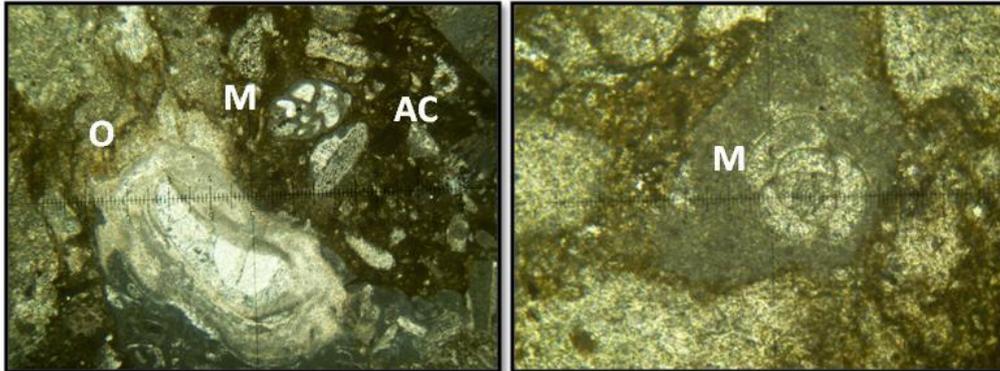
Mph.1: Microfaciès IN2, grainstone, intrabiosparite à foraminifères benthiques et bryozoaires
IN3: grainstone, Intrabiosparite à foraminifères benthiques et bryozoaires

A: Heterohelix. Sp,
B: fragment de bryozoaire à gauche et section transverse de laffiteïnes à droite,
C : Ammonia beccaria,
D : laffiteïnes, E: exoclaste (ECH1, 3, 4 et 5? LN, X 2,5 (X1, 25))

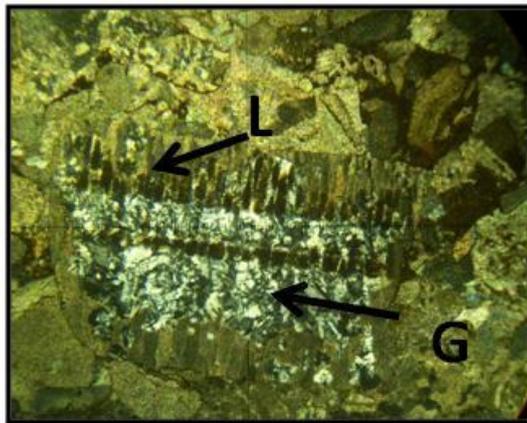
PLANCHE N°14 : MICROFACIES CONGLOMERATIQUES



Mph.1: Microfaciès CG2, microconglomérats à ciments argilo-carbonaté oxydé. Au centre de la microphoto un grand test d'huitre (BC 1.5 LN, X 2,5 (X1, 25))



Mph.2: Microfaciès CG2, microconglomérats à ciments argilo-carbonaté oxydé. M : milioles, O : oncoïdes, AC : ciment argilo-carbonaté oxydé (BC 1.5 LN, X 2,5 (X1, 25))

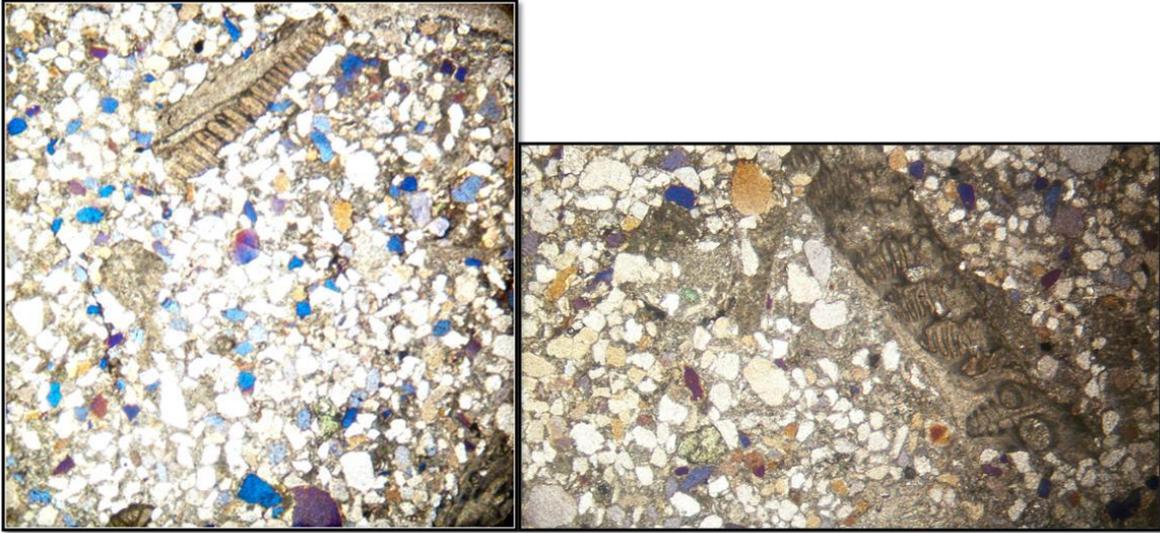


Mph.3: Microfaciès CG2, microconglomérats à ciments argilo-carbonaté, oxydé. G : gypse, L : lamellibranche, (BC 1.5 LN, X 2,5 (X1, 25))

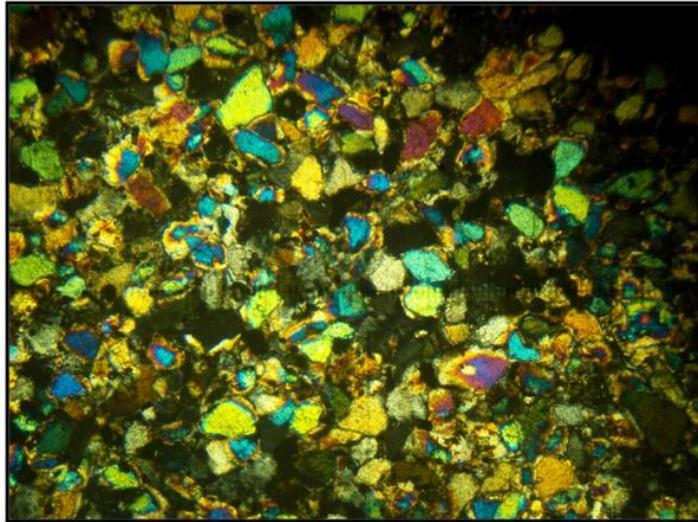


Mph.4: Microfaciès CG2, microconglomérats à ciments argilo-carbonaté, fragment de calcaire, biomicritique à gastéropodes (BC 1.5 LN, X 2,5 (X1, 25))

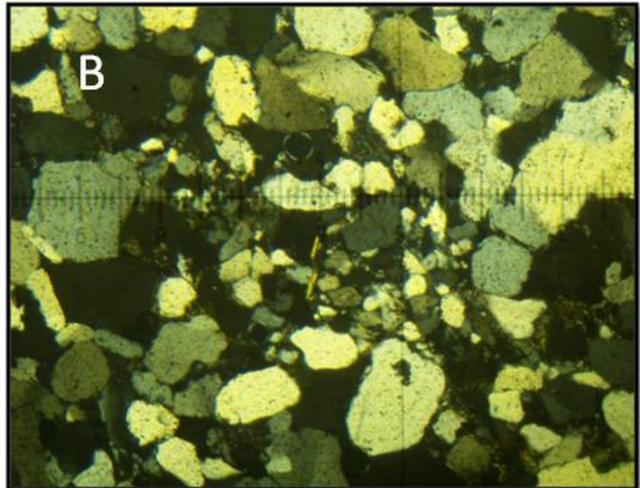
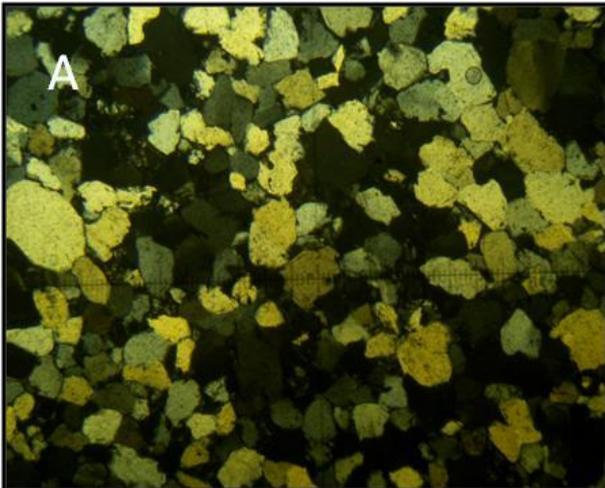
PLANCHE N°15 : MICROFACIES GRESEUX



Mph.1: Microfaciès GR1, Grès à ciment argilo-carbonaté, fragments de tests de Brachiopodes? (YD LP, X 5)



Mph.2: Microfaciès GR2, Grès à ciment argileux (BC 1.1 LP, X 2,5(X1,25))



Mph.3: Microfaciès GR3, Grès à ciment argileux ? A : ciment argileux, B : au centre de la microphoto, un terrier rempli de grains plus petits que ceux de la roche avec ici un ciment carbonaté (BC 1.2 LP, X 2,5(X1, 25))

PLANCHES

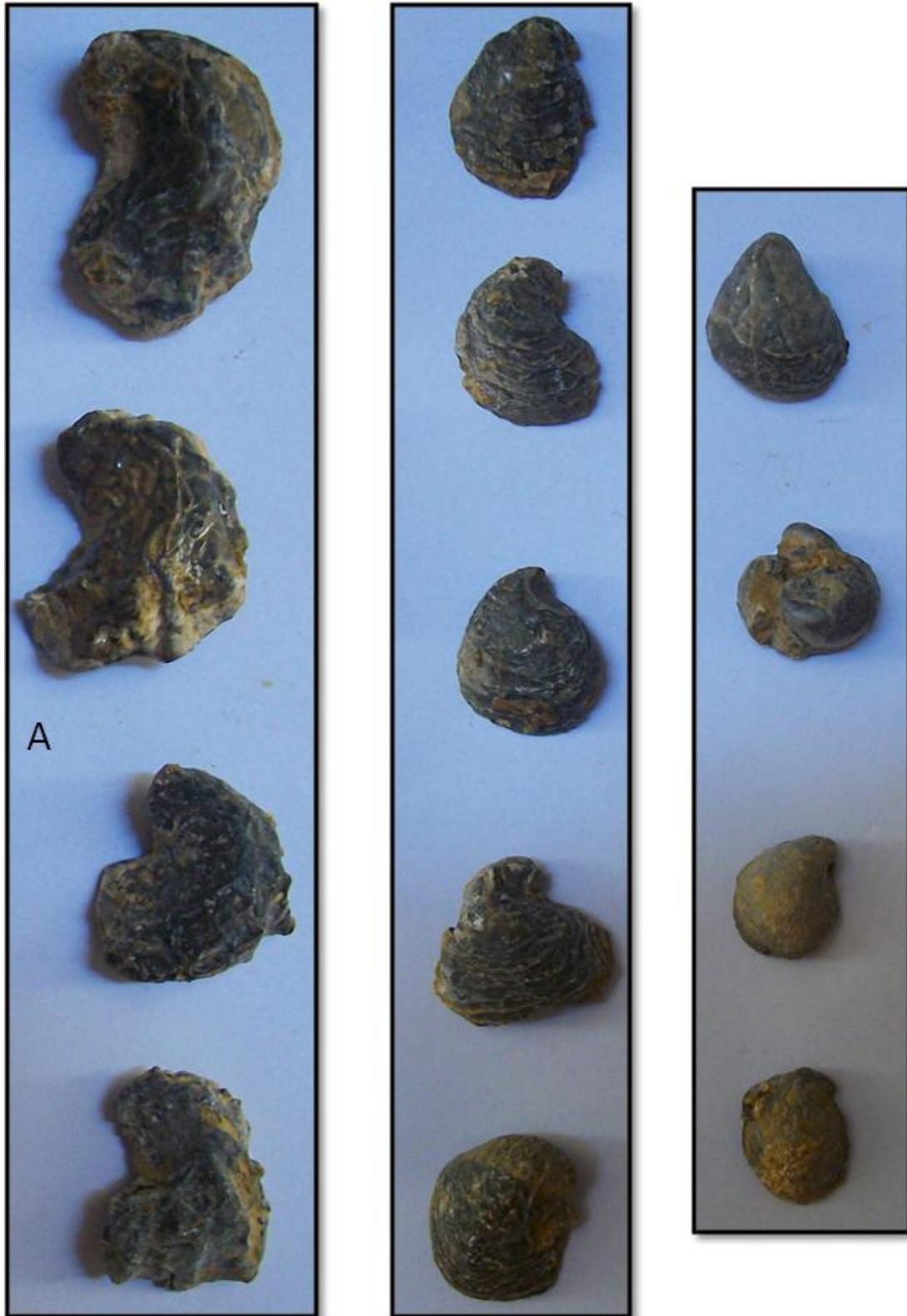
FOSSILES RECOLTES DANS LES MARNES

PLANCHE N°16 : ASPIDISCUS CRISTATUS



*PH1 : Aspidiscus cristatus ; Lamarck, 1801, récoltés dans les marnes du Cénomanién supérieur de Dj. Amrane
Vue apicale, X1. A : forme régulière, B : forme plus ou moins régulière et C : des éléments déformés*

PLANCHE N°17 : EXOGYRA



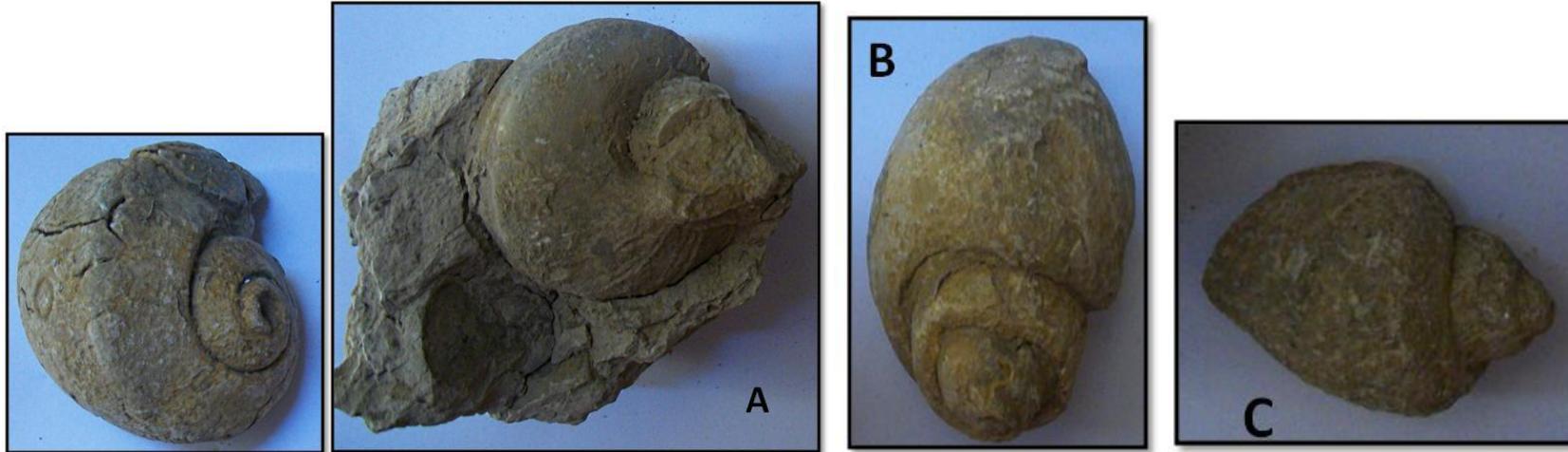
PH1 : Exogyra, Lamarck, 1801, récoltés dans les marnes du Cénomaniens de Dj. Amrane, X1. A : Ilymatogyra (Afrogyra) Africana.

PLANCHE N°18 : OURSINS



PH1 : Oursins, Coquand, 1862, récoltés dans les marnes du Cénomaniens de Dj. Amrane, X1. A : Hemiaster batnensis

PLANCHE N°19 : GASTEROPODES



PH1 : Gastéropodes récoltés dans le sénonien supérieur de la région de Yabous, X1/2, X1, A : Bathrotomaria galliennei du Campanien supérieur, B : Ampullospira bulbiformis : du campanien supérieur et C :Pterodonta elongati du Campanien supérieur



PH2 : Gastéropodes récoltés dans le Cénomaniens supérieur de Dj. Amrane X1/2, X1

PLANCHE N°20 : AMMONITE



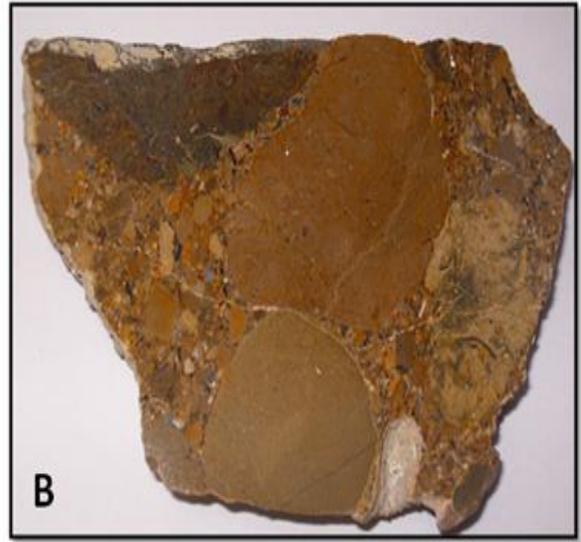
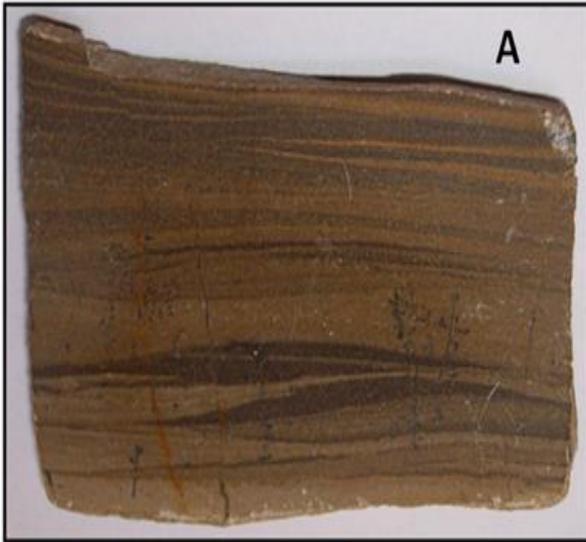
PH1 : Ammonite indéfinie récoltée dans le Sénonien supérieur de la région de Yabous, XI

PLANCHE •21 : DIVERS



PH1 : A Moules de terriers récoltés dans différentes régions de Yabous, X1/2. : Rudistes récoltés dans le Turonien supérieur de Dj. Bou Arif, X1. C : Brachiopode récolté dans le Sénonien supérieur de la région de Yabous, X1

PLANCHE N°22 : ECHANTILLONS



PH1 : A : Échantillon YA : tempestites de régions de Yabous, X1. B: conglomérat dans le Turonien supérieur de Dj. Bou Arif, X1. C : calcaire lumachellique à gastéropodes, Échantillon Ech 12, dans le Turonien supérieur de Dj. Bou Arif, X1.

ETUDE TECTONIQUE

1. Notions de base

La tectonique est l'étude des déformations de la croûte terrestre et des structures qui en sont l'expression. Elle correspond aux phénomènes qui sont responsables des déformations des roches après leur formation. Ces phénomènes font intervenir des forces physiques importantes de compression, cisaillement, écartement.

Le volcanisme et les tremblements de terre sont les deux principales manifestations de la tectonique à l'échelle humaine. La déformation des roches est une conséquence à plus long terme de ces manifestations.

Toutes les mégastructures, mésostructures et microstructures enregistrées à l'échelle cartographique,affleurement et microscopique, résultent généralement des événements tectoniques à travers les temps géologiques. Cette déformation peut correspondre à des mouvements minimes difficilement décelables, comme elle peut être spectaculaire provoquant des déplacements kilométriques.

1.1. Les failles

Les failles sont des cassures accompagnées d'un déplacement relatif des deux compartiments. La faille est le résultat d'un cisaillement dont les effets se localisent en une surface dite « plan de faille ». Ce plan est caractérisé par une direction dont la valeur est comprise entre $(0 - 180^\circ)$ et un pendage qui va de $0 - 90^\circ$. (Fig. 68)

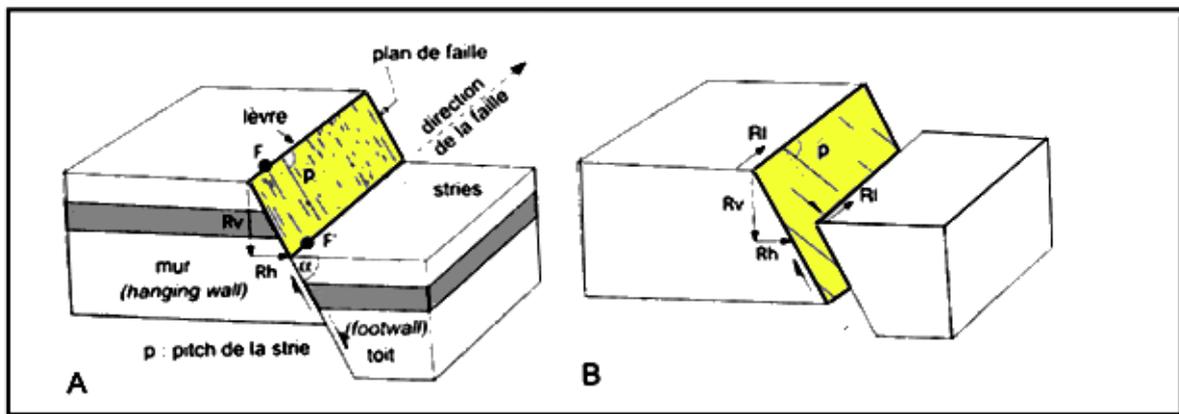


Fig. 68 : Schéma illustrant des failles verticales

A : faille normale, B : faille décrochante normale

Explication du schéma : les deux points F et F' initialement contigus sont décalés. Le déplacement FF' se décompose en un rejet vertical Rv et un rejet horizontal Rh (cas A), les strées ont un pitch de 90° (attitude par rapport à l'horizontal sur le plan de faille). En B, une composante décrochante Rl est ajoutée, les strées sont alors obliques (pitch plus petit que 90°).

1.1.1. Types de failles

On distingue fondamentalement trois sortes de failles, selon le type de décalage des deux compartiments (Fig.69)

- **Failles normales (extensives)**: cassures résultant d'une extension horizontale et caractérisées par l'ouverture d'un hiatus entre les compartiments initialement contigus d'une même tranche de couches. Le côté de la faille où se trouve le compartiment supérieur (où le miroir tend à se dénuder du fait du mouvement extensif) correspond au sens de "regard" d'une faille normale.
- **Failles inverses (compressives)**: cassures qui réalisent un raccourcissement en amenant en superposition l'un sur l'autre deux compartiments initialement contigus d'une même tranche de

couches (chevauchement des deux compartiments). Le sens dans lequel se fait le glissement de la tranche supérieure par rapport à l'inférieure est appelé la « *vergence* » du chevauchement (c'est l'équivalent du déversement des plis).

- **Failles décrochantes (coulissantes)** : déchirures le long desquelles les mouvements étaient des coulissements horizontaux (le décalage vertical est faible en regard du décalage horizontal). Les surfaces de cassures des failles de décrochement sont à peu près verticales. Leurs miroirs sont porteurs de stries ou cannelures horizontales. Le mouvement est de sens *dextre* (ou "horaire") si le pivotement que subirait un objet pris dans le plan de cassure se fait dans le sens des aiguilles d'une montre (vu de dessus) ; il est dit *sénestre* (ou "anti-horaire") dans le cas contraire (**Fig.69**).
- Une faille est dite **oblique** si elle enregistre un mouvement en même temps vertical et horizontal. Les stries dans ce cas forment un angle inférieur à 90° (**Fig. 69**).

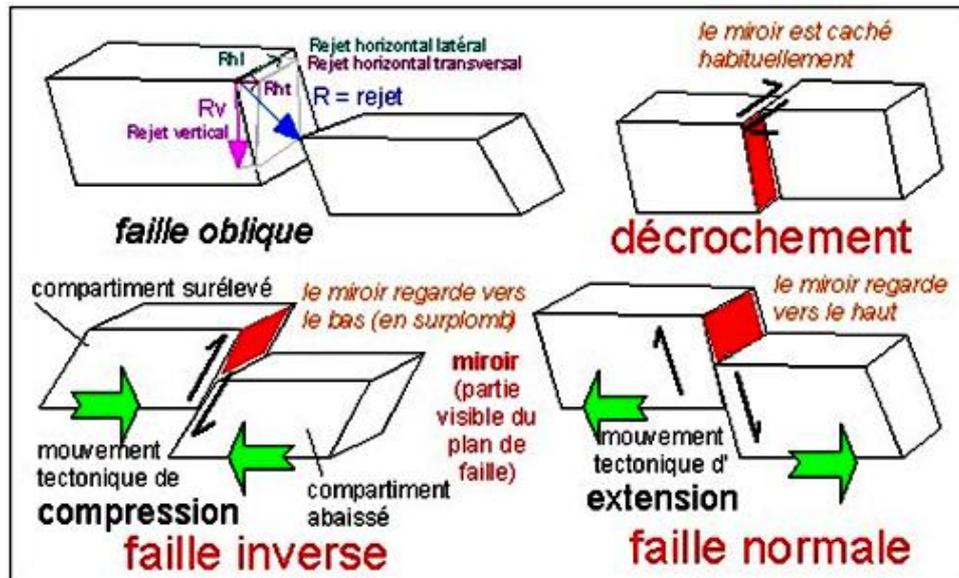


Fig. 69 : Types de Failles résultant des différents mouvements tectoniques

1.1.2. Rejet d'une faille

Le jeu d'une faille (son fonctionnement) induit un décalage des deux compartiments qu'elle sépare. Le déplacement global (rejet réel) peut être déterminé par le décalage d'un repère linéaire tracé sur une surface. Le pendage, c'est l'angle que fait le plan de faille avec l'horizontale.

- **Le rejet apparent** n'est qu'une des composantes du rejet global. Il correspond au décalage de surfaces repères (couches, principalement), beaucoup plus fréquemment observées et dont l'écart entre les deux lèvres est plus facile à repérer
- **Le rejet vertical** : c'est la valeur du déplacement relatif d'une couche verticalement ;
- **Le rejet horizontal** : c'est la valeur de déplacement d'une couche horizontalement ; (**Fig.70**).

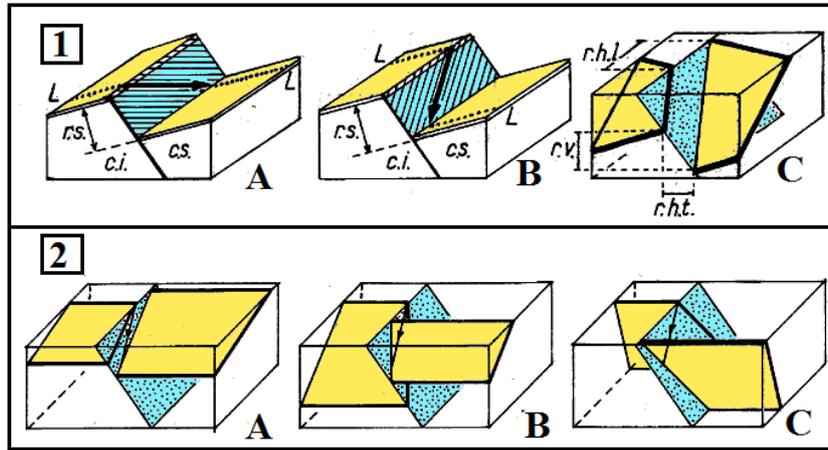


Fig. 70 : Rejets des failles

1A et 1B : deux rejets apparents identiques correspondent ici à deux vecteurs déplacement (flèche grasse) très différents. **1C** : différentes manières de mesurer les rejets verticaux (r.v.) et horizontaux (r.h.l = longitudinal ; r.h.t. = transversal).

2 = pour un même rejet réel (vecteur fléché) les rejets apparents varient en fonction du pendage de la surface repère (**2A** = moins incliné que le déplacement ; **2B** = plus incliné, **2C** = incliné en sens opposé)

1.1.3. Indicateurs de mouvement

Les miroirs de faille sont généralement porteurs d'éléments témoins du mouvement. Se sont les tectoglyphes : des microstructures qui indiquent le sens et la direction du déplacement. On distingue plusieurs types de tectoglyphes (**Fig.71**)

- **Les stries de friction** : se sont des traces gravées dans la roche, dues à un creusement du plan de faille par des éléments durs par rapport à la matrice. On peut repérer la direction, le pitch et le sens des stries. dans certains cas on peut trouver plusieurs familles de stries superposées permettant de déduire l'existence de plusieurs rejeux successifs de la faille.
- **Les enduits de cristallisation** : de la calcite ou du quartz développés, à l'abri, dans les vides créés par le jeu de la faille.
- **Les joints stylolithiques** : se sont des discontinuités très irrégulières, hérissées de pointes (pics stylolithiques) et matérialisées par une accumulation de minéraux argileux, des oxyhydroxydes de fer au sein du joint. Ils ne sont bien développés que dans les calcaires. Ils peuvent être soit obliques soit parallèles à la stratification.

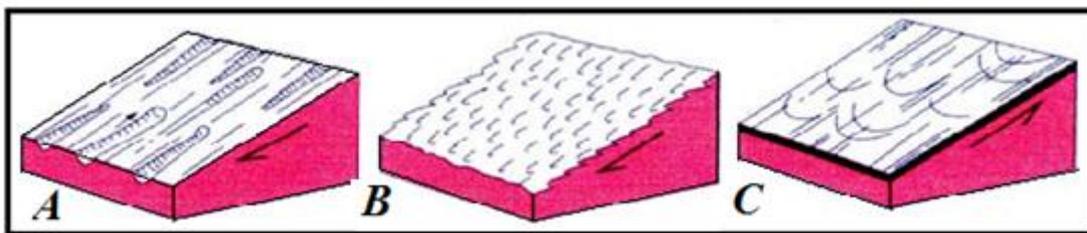


Fig.71: Microstructures de failles

A : Stries, B : Enduits de calcite, C : Joints stylolithiques

1.2. Les fentes de tension

Se sont des fractures sigmoïdes, discontinues, à remplissage secondaire sans mouvement et ouvertes dans des roches compétentes, traduisant généralement une intense déformation. Elles sont de quelques centimètres à décimètres de longueur et de quelques millimètres à centimètres de largeurs. (**Fig.72**)

Ces microstructures sont généralement de bons indicateurs des directions tectoniques, dans les zones de cisaillements. Ces fractures de forme lenticulaires, dont l'agencement en échelon souligne le plan de la zone de cisaillement. Elles sont généralement parallèles à la direction de contrainte maximum (σ_1)

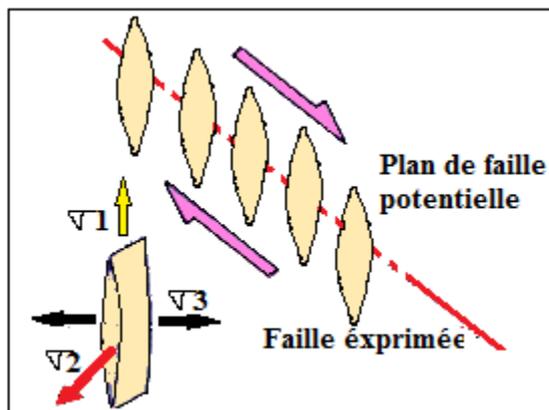


Fig.72: Fentes de tension en échelon le long d'une faille potentielle avec un détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes

1.3. Les diaclases

Le terme de **diacalse** est utilisé pour désigner l'épisode au cours duquel une roche se fend sans que les parties disjointes s'éloignent l'une de l'autre. Il n'y a ni déplacement (pas de rejet), ni remplissage. Ce type de fracture est souvent orienté perpendiculairement aux limites de stratification.

Une diaclase peut apparaître du fait des pressions auxquelles est soumise la roche : pression lithostatique et contraintes locales liées aux mouvements, mais en général, de faibles contraintes tectoniques sont nécessaires et les diaclases se forment facilement. (**Fig. 73**)

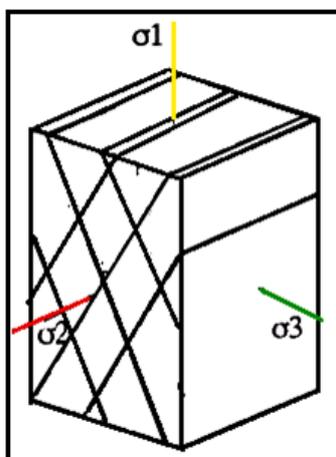


Fig. 73 : Système de diaclases

1.4. Modèle de Riedel

Réseau de fractures conjuguées en échelons se développant dans une zone affectée d'un mouvement décrochant ductile (non exprimé par un contact anormal séparant nettement deux compartiments). (**Fig. 74**)
On note :

- R les fractures synthétiques du décrochement (mouvement de même sens) : elles font avec lui un angle de 15° environ.
- R' les fractures antithétiques du décrochement (mouvement de sens inverse) : elles font avec lui un angle de 75° environ.

- Dans un tel système, l'axe Z de l'ellipsoïde de déformation est horizontal et bissecteur du dièdre aigu R-R', l'axe X étant horizontal, et Y vertical.
- A ces failles R et R' s'ajoutent les fentes de tension (T) qui s'ouvrent à 45° de la direction du décrochement
- Dans les cas simples, la reconnaissance sur le terrain des fractures R et R', et éventuellement de fentes de tension, permet de reconnaître ce type de mouvement décrochant et d'en préciser le jeu.

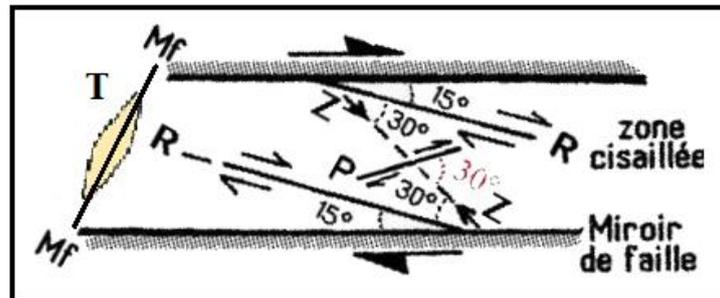


Fig. 74 : Système de Riedel

1.5. Les plis

Un pli est une structure courbe due à une déformation ductile de la roche sous l'effet d'une contrainte compressive. La connaissance de la forme avant la déformation permet de la quantifier. Le cas le plus simple est le pli de roches sédimentaires, dont la structure et les marqueurs sont planaires avant la déformation.

Cette structure résulte de la déformation continue ; sans rupture, ductile ; d'une couche plane, le plissement engendre le changement de pendage initial. (Fig. 75).

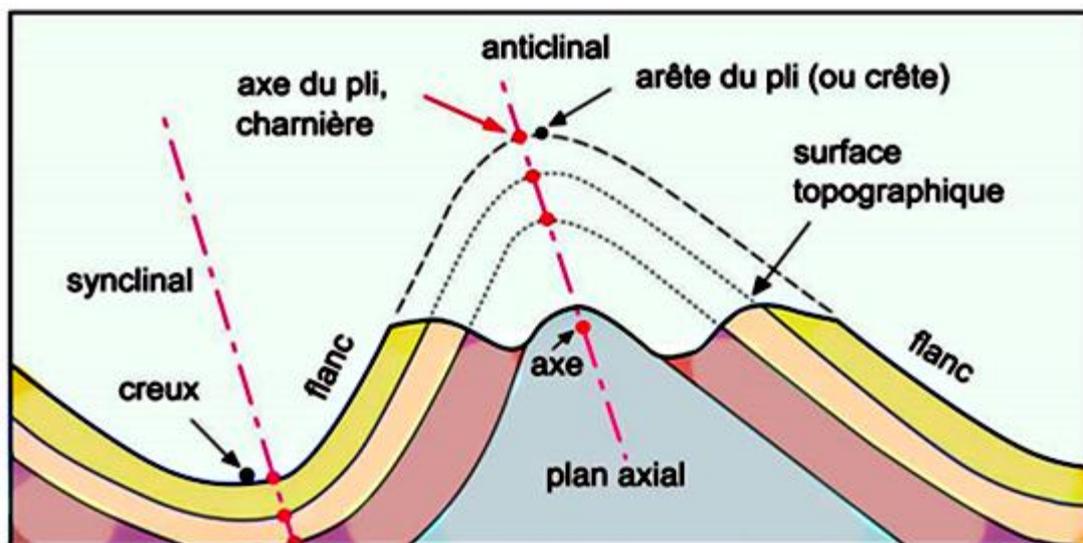


Fig. 75 : Structure d'un pli

2. Étude photogéologique

L'étude des structures et des déformations affectant le secteur d'étude a nécessité l'emploi d'une méthode d'analyses structurales : l'examen des photographies aériennes et les observations menées sur le terrain. Mais avant d'en présenter les observations et les résultats, il convient de définir les méthodes de travail et les documents utilisés.

2.1. Documents utilisés :

Pour la réalisation de ce travail, on a utilisé les documents suivants :

- Les cartes topographiques :

- Feuille d'El Madher n°=173. Au : 1/50 000
- Feuille de Touffana n°=202. Au : 1/50 000
- Feuille de Khenchela n°=203. Au : 1/50 000
- Feuille de Ain Beida n°=NI 32-1. Au : 1/250 000

- **Les cartes géologiques :**

- Feuille d'El Madher n°=173. Au : 1/50 000
- Feuille de Touffana n°=202. Au : 1/50 000
- Feuille de Khenchela n°=203. Au : 1/50 000

- **Les photographies aériennes :**

- Boite n°=173 ; Échelle 1/50 000
- Boite n°=202 ; Échelle 1/50 000
- Boite n°=203 ; Échelle 1/50 000

2.2.Méthodologie de la photo-interprétation et de l'analyse linéamentaire :

Cette méthode universellement connue est essentiellement interprétative. Elle a pour but de cartographier les différents linéaments et les structures plicatives pour établir des cartes linéamentaires et structurales

La couverture aérienne de la région étudiée, se compose d'environ 160 photos, au 1/50 000ème. Cette couverture a été exploitée systématiquement en relief (stéréoscope).

Sur un cliché de deux photos, se superpose un carré de papier calque, avec le stéréoscope à miroir, on trace une gamme de signes conventionnels ou l'on a d'une part les éléments géologiques (pendages, axe de plis, escarpement de failles, limites de couches géologiques, failles, diaclases) et d'autre part les éléments morphologiques (oueds, ravins, glacis, terrasses, éboulis, escarpements, chevrons). Par ailleurs, les caractères fondamentaux utilisés pour le déchiffrement de ces structures sont :

- les photos tons,
- Les formes de relief.
- Les anomalies du réseau hydrographique,
- Arrêt brutal (brusque) des couches géologiques,
- Coulissage et déformation des niveaux des couches horizons,

Pour analyser les cartes linéamentaire, on a fait appel aux méthodes statiques, il s'agit en fait de caractériser les linéaments dans un plan(x, y) par l'angle qu'ils font avec le Nord.

Les linéaments sont triés par angle croissant de 0° à 180°, le fichier étant divisé en classe de 10°, pour chaque classe on compte le nombre d'accidents ; on aboutira donc à des représentations en rosace de fréquences, ou rosaces directionnelles.

2.3.Analyse structurale du Bassin de Timgad :

2.3.1. Analyse de la carte linéamentaire (photos aériennes)

La carte linéamentaire établie à partir de photographies aériennes (**Fig. 76**) a permis de mieux comprendre la structuration complexe et particulière de la région étudiée.

L'examen de cette carte montre une direction préférentielle : **NNW-SSE** avec souvent un jeu décrochant dextre, répartie d'une manière assez uniforme sur l'ensemble de la région.

A degrés moindre, on observe aussi les **NS** et les **NW-SE**, avec un jeu variable. Les linéaments orientés **NE-SW** et **EW** sont rarement exprimés dans le secteur, présentant pour la plus part un jeu senestre.

2.3.2. Analyse des rosaces directionnelles (photos aériennes)

La région a été subdivisée en trois secteurs : Dj. Amrane, Dj. R'dam et le bassin au S.S. l'étude statistique, nous a permis d'établir une rosace directionnelle relative à chaque division ainsi qu'une rosace à l'échelle globale. (Fig.77)

- **Échelle globale**

Une rosace quantitative (N%) des linéaments a été établie à partir de 671 mesures de direction des linéaments reportés dans 18 classe à pas de 10°. Elle a permis de dégager quatre grandes familles directionnelles prédominantes et que je peux classer par ordre d'importance :

- **La famille NNW-SSE** : A l'échelle du terrain d'étude, ces accidents sont répartis sur la quasi-totalité de la région, les plus importants sont ceux de l'intervalle N150°E – N160°E.
- **La famille NW-SE** : Les accidents les plus remarquables dans cette famille sont placés à l'Ouest du Dj. Amrane, à Kef Gamou dans le Miocène.
- **La famille N-S** : Dans un cadre Régional, cette famille se manifeste par les accidents qui affectent les séries du Crétacé supérieur à Dj. Amrane et Dj. Fourhal.
- **Une dernière famille** : de moindre importance, c'est les directions NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW, EW et WNW-SSE. Ces derniers sont bien visibles dans la partie occidentale et au centre du bassin (Fig.77).

- **Échelle locale**

- **Division de l'anticlinal de Dj. Amrane (Fig.77)**

Une rosace quantitative a été réalisée (N%) à partir de 97 mesures. L'étude de cette dernière dégage la prédominance des accidents de la classe N130°E - N140°E puis ceux des classes N150°E – N170°E. Ce qui témoigne de l'importance de la famille **NW-SE**. Outre ces accidents, on trouve d'autres familles qui ne sont pas bien exprimées : NE-SW, EW et NS, .

- **Division du Bassin de Timgad (S.S) (Fig.77)**

Dans le but d'identifier les directions des accidents au cœur du Bassin de Timgad, c'est-à-dire dans le synclinal de Touffana, l'anticlinal de Dj. Bouhmar et l'anticlinal de Dj. Fom Toub, on a opté pour le traçage d'une rosace quantitative.

La projection des directions des linéaments dans la rosace a permis de ressortir les familles suivantes, classées selon leur ordre d'importance : N140°E – N150°E, N0°E – N10°E, N150°E – N160°E et N120°E – N140°E. En conclusion, deux familles se manifestent avec le même degré d'importance dans ce secteur: **NS** et **NNW-SSE**

- **Division du synclinal de Dj. R'dam (Fig.77)**

L'examen de la rosace réalisée à partir de 112 mesures, dans ce secteur, nous informe sur l'importance des linéaments à savoir les accidents des classes : N130°E – N140°E, N150°E – N160°E et N0°E – N10°E. On note alors, que les familles **NS** et **NW-SE** sont les plus interprétées au niveau de ce secteur. Le reste des classes présentent des concentrations minimales par rapport au système **NW-SE**.

2.3.3. Analyse de la carte linéamentaire (image satellite)

La photo satellite que nous avons utilisée est de type **LANDSAT**, d'une échelle de $1/239625^{\text{ème}}$, (Fig.78*). Elle nous a permis de tracer une carte linéamentaire régionale couvrant toute la région d'étude et ses alentours (Fig. 79). Ainsi elle nous sert d'un support pour acquérir une observation à grande échelle afin d'apprécier les grands accidents et structures.

On y distingue alors, plusieurs familles de linéaments, dont la plus prononcée est la famille **NW-SE**, notamment dans le bassin est sa bordure méridionale Est.

Une autre famille, dont les linéaments prouvent une forte concentration au SW de la région du Bassin. C'est la classe **NS**.

Les linéaments orientés *NNW-SSE* et *WNW-ESE*, viennent en troisième place, du point de vue prédominance. On les observe surtout dans les parties occidentale et centrale du Bassin de Timgad.

Enfin la *EW*, sont relativement peu représentés dans la région et ses bordures.

2.3.4. Analyse de la rosace directionnelle (image satellite)

La rosace directionnelle (**Fig. 80**) a été réalisée en se basant sur 165 linéaments, tracés sur la base de l'image satellite. Les différentes familles observées sont comme suit :

- **La famille NW-SE** : Cette famille regroupe les plus importants accidents, tels que N130°E – N160°E
- **La famille NS** : C'est d'une importance identique à la première. On trouve par ordre de concentration : les NS, N10°E, N160°E-N170°E puis viennent ceux de la classe N170°E-N180°E.
- **La famille WNW - ESE** : Elle se met en troisième place par ordre d'importance. Elle regroupe les accidents orientés N110°E – N130°E.
- **Les familles EW et NE - SW**: Elles sont de moindre importance car elles s'observent rarement dans la région (N20°E à N110°E).

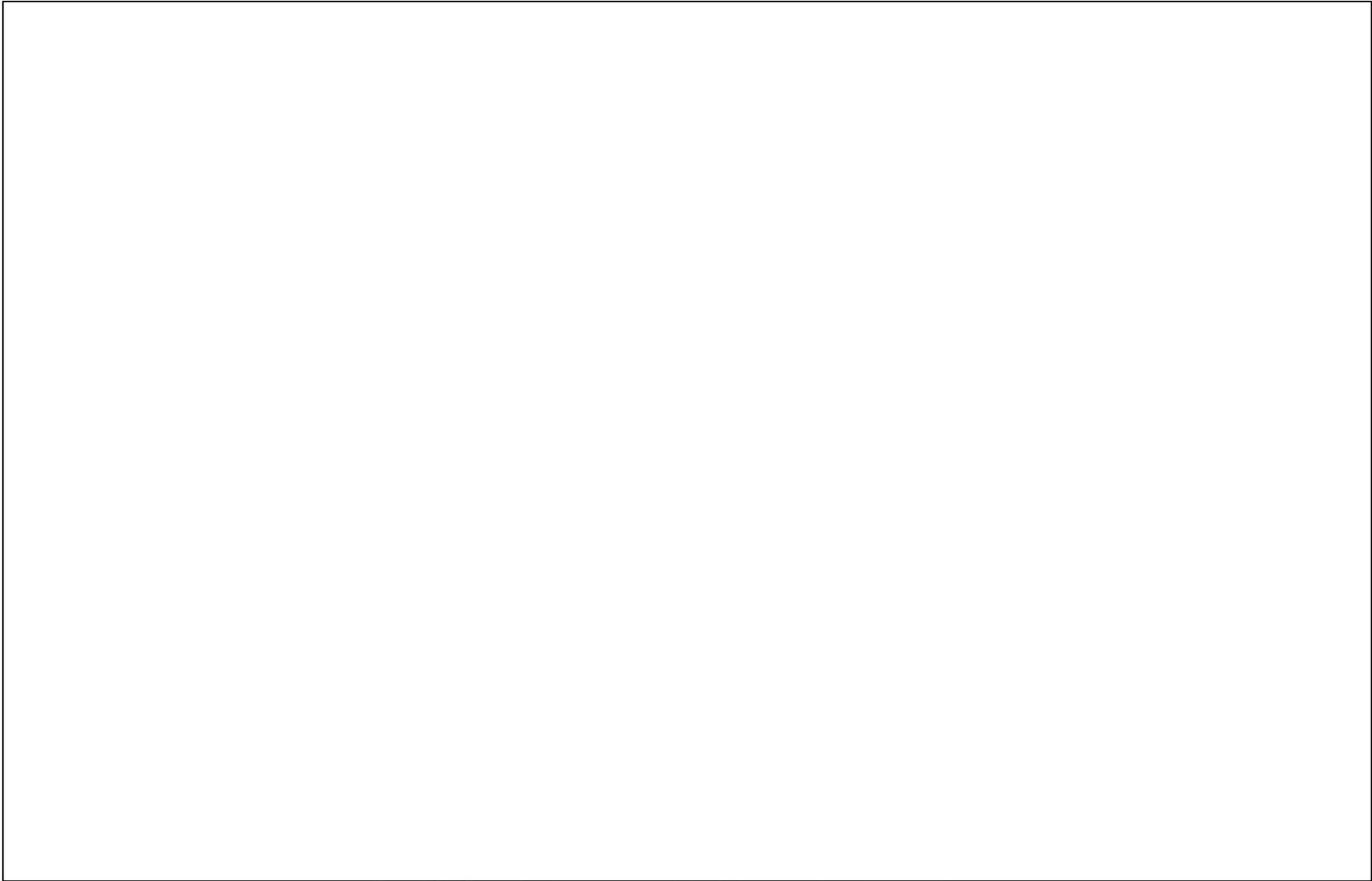


Fig. 76 : Carte linéaire réalisée à partir des photos aériennes

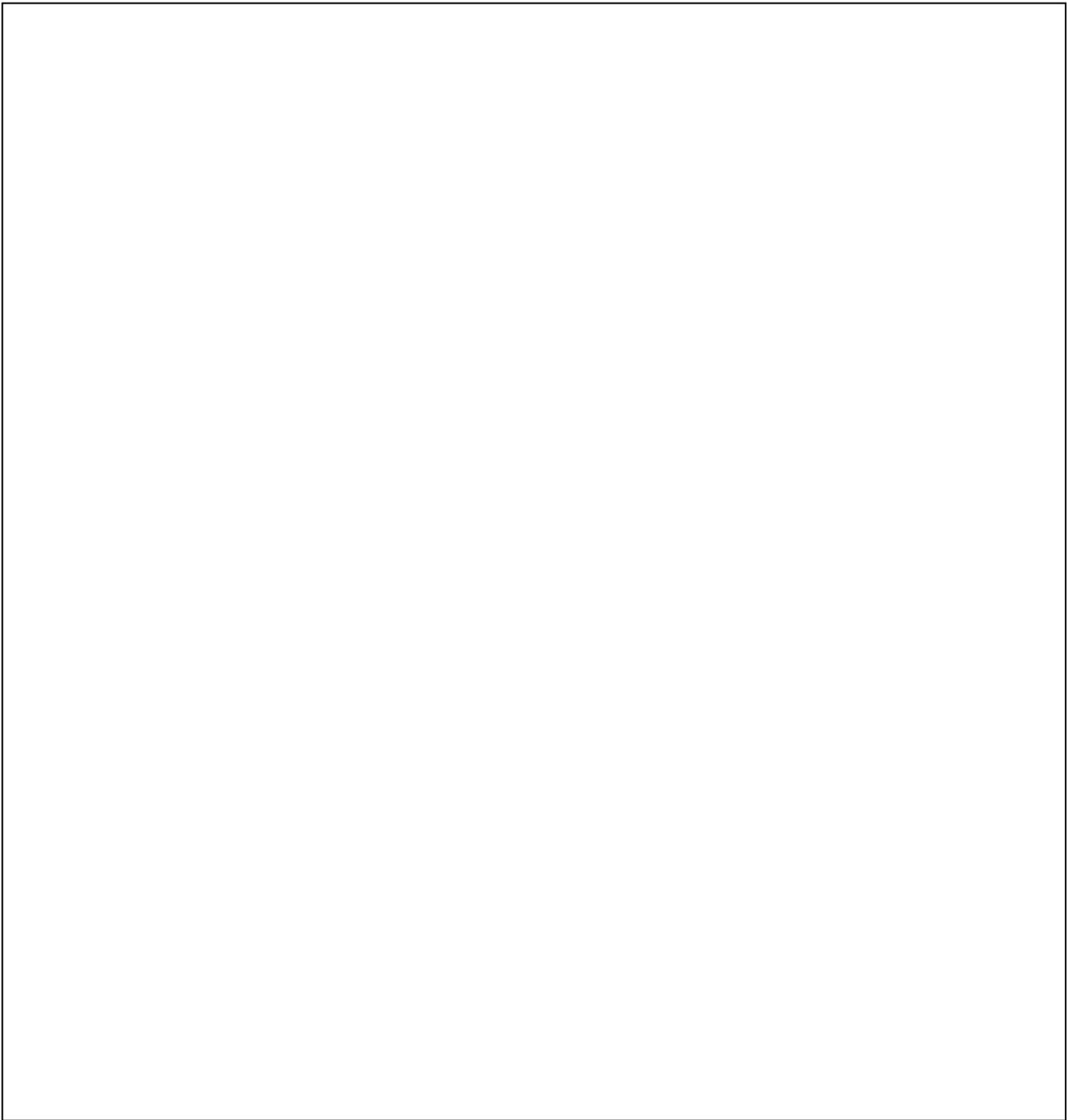


Fig. 77 : Rosaces directionnelles des linéaments recensés dans différents secteurs de la région d'étude

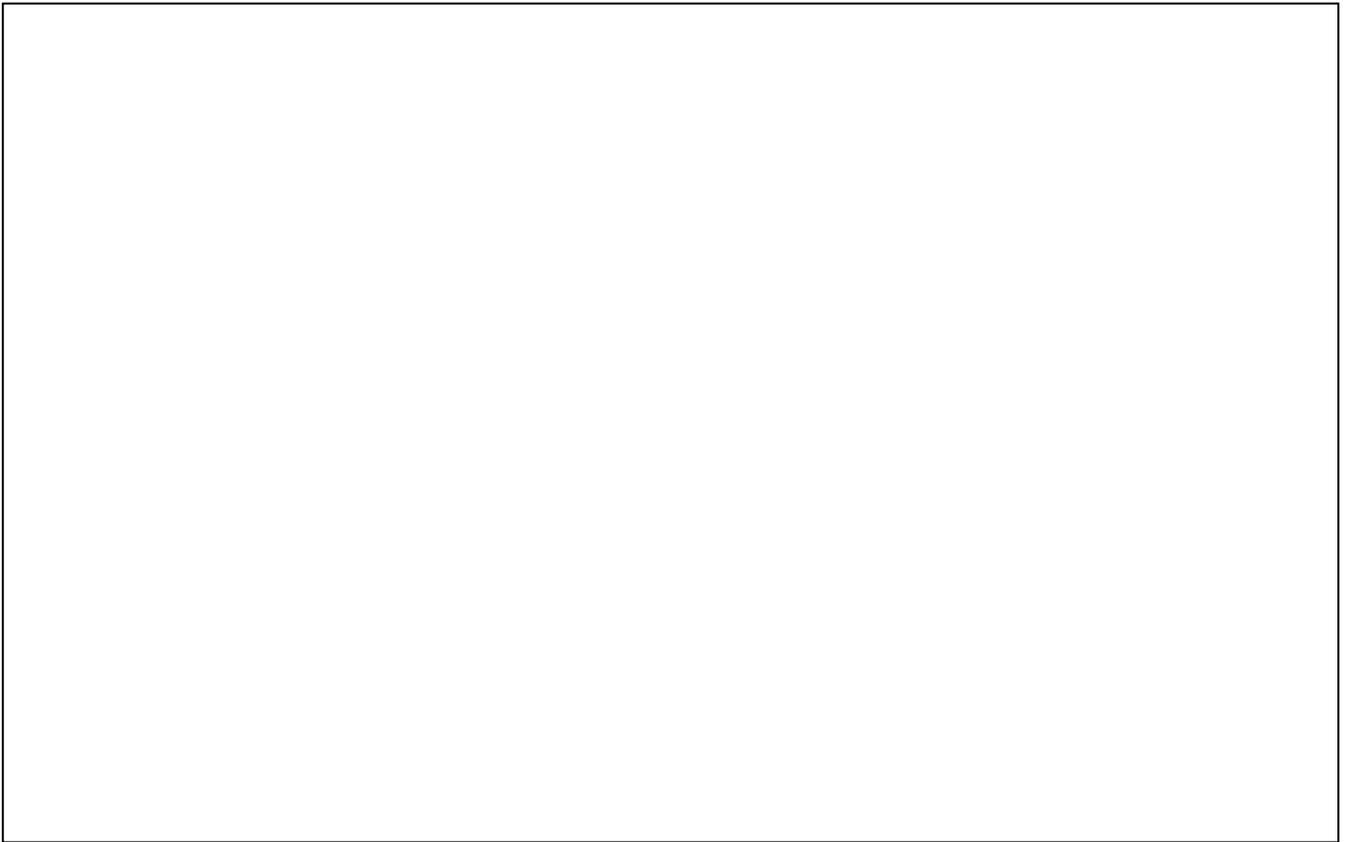


Fig. 78 : Image satellite de la région étudiée

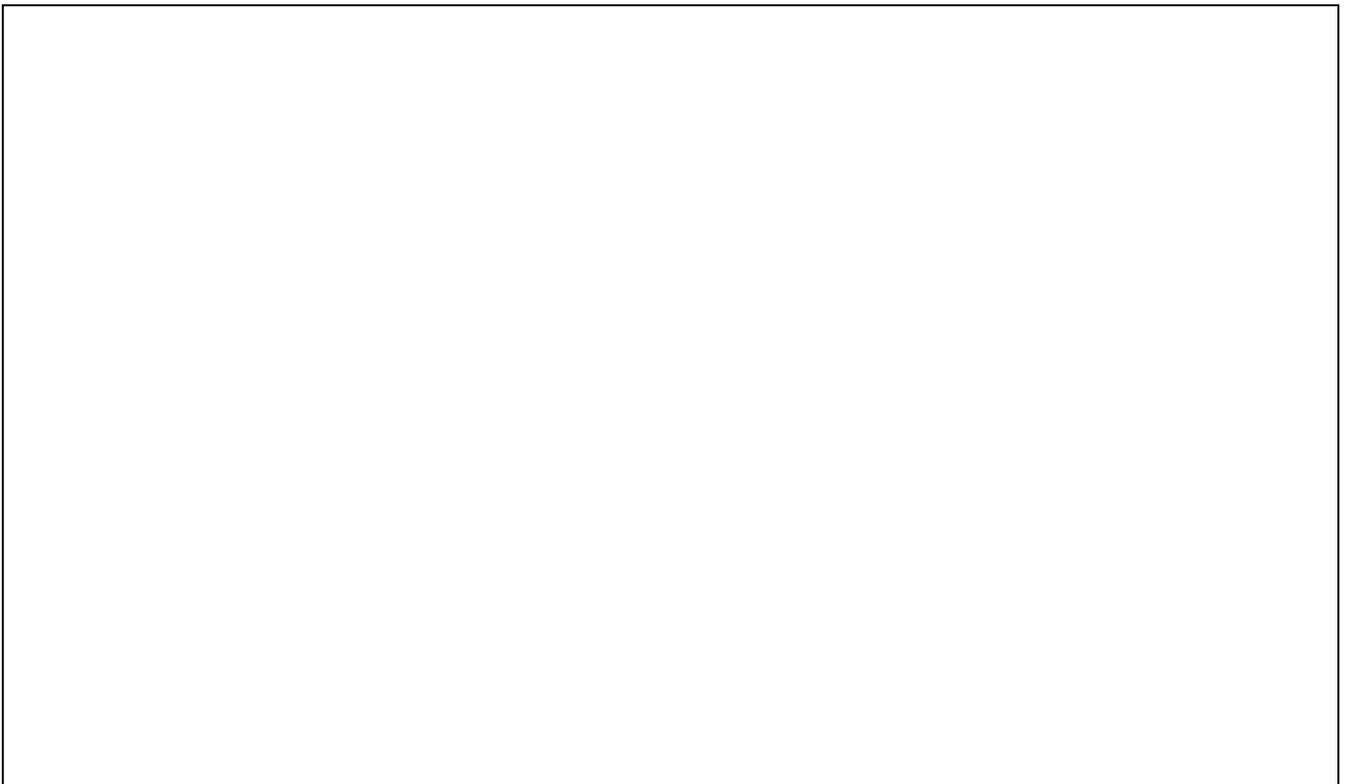


Fig. 79 : Carte linéamentaire réalisée à partir de l'image satellite

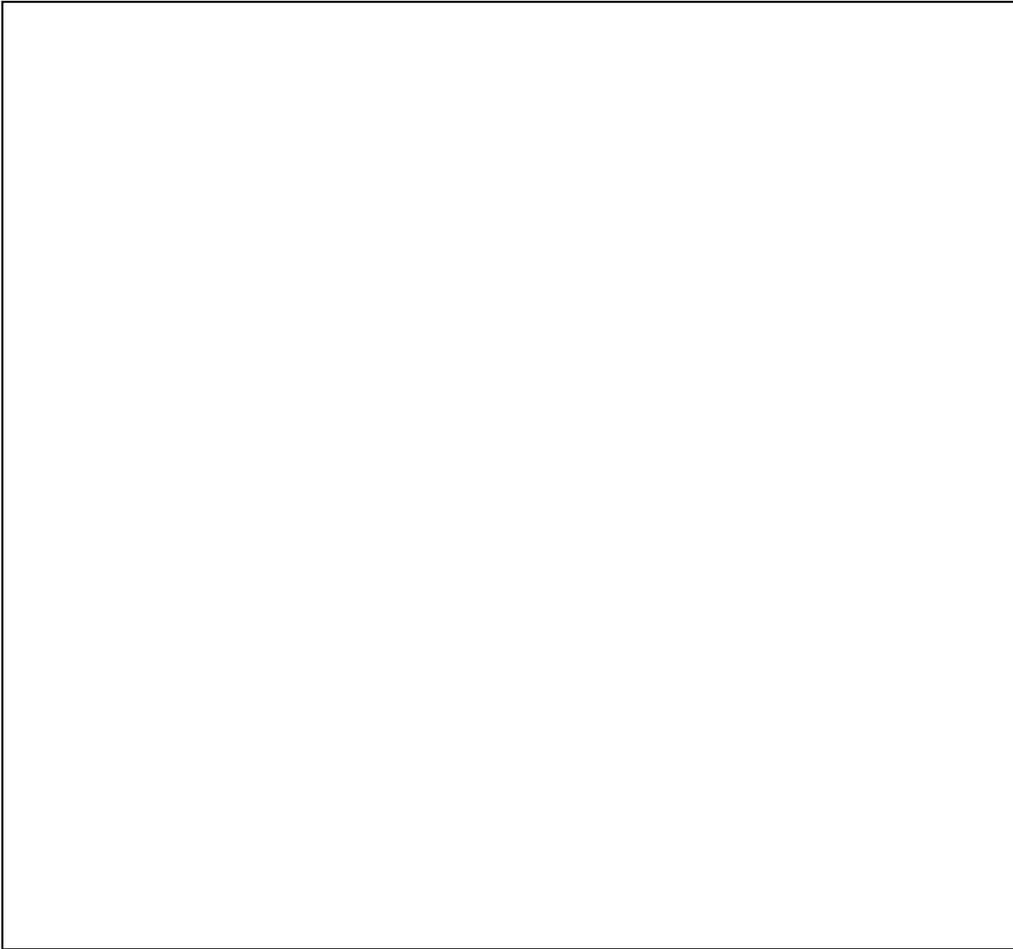


Fig. 80 : Rosace directionnelle réalisée à partir de la carte linéamentaire de l'image satellite

3. Étude structurale

Le Bassin de Timgad est un bassin à substratum crétacé et une couverture mio-plio-quadernaire. Les terrains néogènes superposés aux systèmes montagneux de l'Atlas Saharien, en particulier des Aurès, sont considérés comme « post-tectonique majeure » (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980).

Cependant l'observation du bassin met en évidence une importante tectonique cisailante d'âge Tortonien (Ghandriche, 1991).

3.1. Les structures plicatives du Bassin de Timgad

Cette région est affectée par deux types de plis. Les premiers dont les axes sont orientés généralement *EW*, *ENE-WSW*, semblent être liés à la phase post-miocène. Alors que la deuxième catégorie rassemble les plis orientés globalement *NE-SW à EW*. Ces derniers semblent un héritage de la phase atlasique de l'Éocène supérieur.

3.1.1. Les plis EW

3.1.1.1. Anticlinal de Bouhmar

C'est un anticlinal situé entre Dj. *Tagratine* au Nord et Dj. *Temagoult* au sud (Dj. R'dam). Il correspond à une large structure plissée située au Sud de la ville historique de Timgad. Elle forme une belle terminaison périclinale qui constitue la continuité orientale de l'anticlinal atlasique *Igguèdlène*. Le passage entre ces deux structures est marqué par un ressaut topographique situé à l'Ouest de la ligne Mechta de Baïou-Markouna. (Ghandriche, 1991). L'observation de l'image satellite fait ressortir que cette ligne en réalité correspond à une faille normale NNW-SSE à plongement vers l'Est (*Fig. 81*).

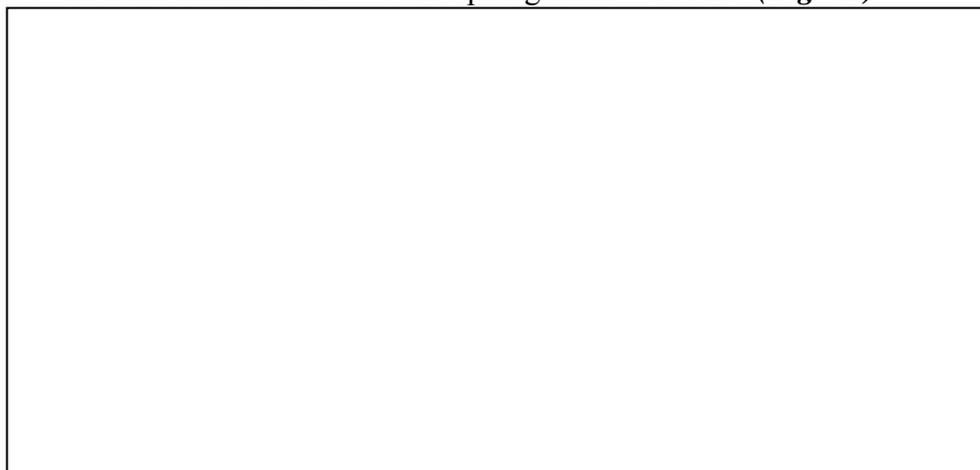


Fig. 81 : Vue 3D de la structure de Dj. Bouhmar sur image satellite de Google Earth

Le versant Nord de cet anticlinal est marqué par des bancs gréseux se noyant sous les formations monotones messiniennes de la dépression de Sidi Mansar. La partie sud de cette structure montre des replis dont l'asymétrie est compatible avec un déversement vers le sud (Ghandriche, 1991). Ce flanc méridional montre dans la région de Foug Ksentina une discordance du Miocène sur le Crétacé qu'on retrouve aussi dans le secteur d'Oued Taga, l'ensemble est matérialisé par des conglomérats. L'anticlinal de Bouhmar est affecté par un système d'accidents de direction NW-SE, mettant en contact les formations du Crétacé avec celles du Miocène (Djaiz, 2011).

3.1.1.2. Anticlinal de Foug Toub

C'est un anticlinal situé au Sud de Dj. Bouhmar. Il forme une structure en dos de baleine qui perce la plaine de Touffana. Cette structure cylindrique à cœur Tortonien, légèrement déversée vers le Sud est orientée ENE-WSW. Elle se développe dans les argiles messiniennes de la dépression de Touffana. Elle est

affectée par un réseau de failles de directions *NW-SE* et *NS* représentant un débit losangique spectaculaire observable sur les barres gréseuses (*Fig. 82*).



Fig. 82 : Vue 3D de la structure de Dj. Foum Toub sur image satellite de Google Earth

3.1.1.3. Anticlinal de Dj. Amrane

C'est la structure la plus remarquable du Bassin, située au Nord Ouest de la ville de Touffana. Il est orienté généralement *EW*.

Ce Djebel est à cœur crétacé et flancs miocènes. Sa terminaison périclinale ouest plonge sous les sédiments messiniens de la dépression de Bou El Freiss. Les formations crétacées sont affectées par des failles décrochantes senestres, d'orientation N-S.

Guellal et Vila (1977) interprètent cet anticlinal comme un hors atlasique, plus tard, Ghandriche (1991) explique le rôle de la tectonique post-miocène dans sa structuration en se basant sur les données sismiques (*Fig.86*). Il présente des blocs plus ou moins basculés par le jeu des failles normales d'orientation NW-SE. Des failles cartographiques d'orientation E-W recoupent les formations crétacées de Djebel Amrane, montrent un contact chevauchant, entre les formations turoniennes et celles du cénomanien, souligné par une faille inverse. Le contact entre les formations crétacées et celles du Miocène est souligné par une discordance angulaire dans les secteurs de Lahbassi et Sidi Salah caractérisée par la présence des conglomérats hétérogènes. On note la présence d'un réseau de fracture NW-SE qui affecte la barre gréseuse tortonienne (*Fig. 83*).

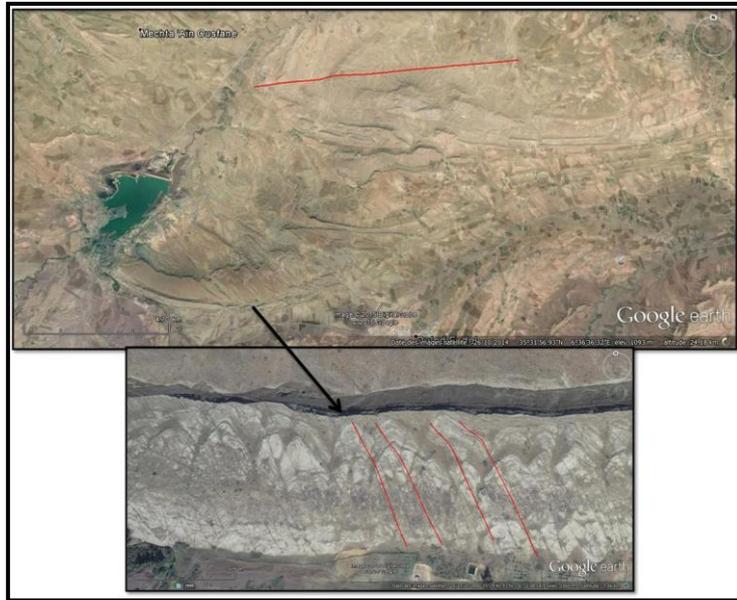


Fig. 83 : Vue 3D de la structure de Dj. Amrane sur image satellite de Google Earth

3.1.1.4. Synclinal de Dj. Tagratine

Cette structure est située entre l'anticlinal de **Bou Arif** au Nord et l'anticlinal de **Bouhmar** au Sud. Il s'agit d'un large pli dont l'axe est orienté **EW**.

Ce synclinal est ébauché dans les formations argilo-gréseuses contenant des niveaux de gypses stratiformes ou parfois remplissant les fractures séquentes à la stratification. La structure est coiffée par des dépôts argileux-conglomératiques discordants du Villafranchien et/ou du Plio-quaternaire. (Djaiz, 2011). (**Fig. 84**).

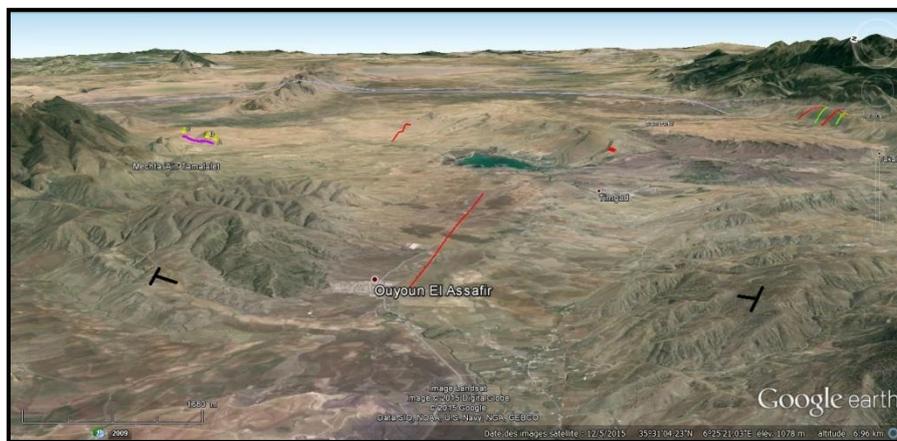


Fig. 84 : Vue 3D de la structure de Dj. Tagratine sur image satellite de Google Earth

3.1.2. Les plis NE-SW

3.1.2.1. Anticlinal de Bou Arif

L'anticlinal de Dj. Bou Arif, (**Fig. 85**) de direction globale NE-SW, est l'un des plus importants anticlinaux du domaine atlasique, faisant partie des structures héritées de la déformation atlasique.

L'anticlinal de Bou Arif est le résultat de la tectonique héritée de la phase atlasique sur laquelle vient se greffer une tectonique post-miocène.

Il constitue avec les monts d'Ain Yagout la limite nord du bassin de Timgad. Bureau (1970) a proposé la notion de « déformation en coup de poing », suggérant l'association d'un poinçon localisé, d'une variation des taux du raccourcissement parallèlement aux structures et des rotations autour d'axes verticaux.

Un essai de cartographie géologique, de la partie occidentale du bassin de Timgad, à partir de l'image satellite et la navigation en 3D par Google Earth. (*Fig. 87*), de photos aériennes, nous a permis de tracer les limites approximatives des étages ainsi que les contours des couches



Fig. 87 : Carte géologique de la partie occidentale du Bassin de Timgad, réalisée à partir de l'étude photogéologique (Bouziane, 2015)

3.2. Relation des phases tectoniques avec les directions des linéaments recensés

L'analyse structurale du Bassin de Timgad a permis de ressortir trois principales familles de linéaments à savoir: *NW-SE*, *NNW-SSE* et *N-S*. Les deux autres familles, *E-W* et *NE-SW* sont peu développées.

Afin de mieux comprendre le système qui a généré ces accidents, un essai d'interprétation ; basé sur l'étude des phases tectoniques ayant engendré la structuration actuelle du Bassin de Timgad ; est appliqué. Les phases reconnues qui ont affectés la région sont comme suit :

3.2.1. La phase compressive de l'Éocène supérieur

Sur le plan paléogéographique, à l'Éocène supérieur, une émergence généralisée de l'ensemble de l'Atlas saharien s'est manifestée suite à la phase tectonique majeure reconnue à l'échelle de la marge africaine (Guiraud et Bosworth, 1995, Guiraud et al, 2005).

Dans les Aurès, Laffitte (1939) évoque une exondation générale post-lutétienne tandis que Guiraud (1990) a montré que des déformations très importantes s'étaient produites vers la base de l'Éocène supérieur.

Cette phase tectonique est caractérisée par une compression générale à l'échelle de la marge africaine, qui a engendré des déformations importantes, notamment des failles inverses et des cisaillements.

3.2.2

Une phase tectonique majeure a été reconnue à l'échelle de l'Oligocène par la présence de failles inverses et de cisaillements s'orientant généralement dans des directions NW-SE et NE-SW. Cette phase est caractérisée par une compression générale à l'échelle de la marge africaine, qui a engendré des déformations importantes, notamment des failles inverses et des cisaillements.

3.2.3

Une phase tectonique majeure a été reconnue à l'échelle de l'Oligocène par la présence de failles inverses et de cisaillements s'orientant généralement dans des directions NW-SE et NE-SW. Cette phase est caractérisée par une compression générale à l'échelle de la marge africaine, qui a engendré des déformations importantes, notamment des failles inverses et des cisaillements.

3.2.4. La phase tectonique villafranchienne

Une compression post-tortonienne à serrage N-S induisant des failles inverses N90°E, et cisailantes syn-plis, en relation avec une poussée vers le sud de structures chevauchantes, et des failles normales de même direction, lors du relâchement de contraintes.

Elle redresse les couches du Miocène supérieur et bascule légèrement les dépôts détritiques du Pliocène. Une autre composante décrochante dextre N150°E (S1), (S9) et senestre N170°E (S1), liée à un régime compressif raccourcissant précoce anté-plis. Cette direction est visible à l'échelle de l'affleurement au niveau des barres gréseuses.

La compression Post-tortonienne donne aussi une composante senestre N40°E (S9) de moindre importance. Elle pourrait être rapportée à la limite Pliocène-Quaternaire.

Le Plio-Quaternaire continental, à dominante détritique, occupe les dépressions intra-montagneuses et parfois il culmine à de grandes altitudes. Comme à Dj. Temagoult et Dj. Chelia, où il est à plus de 1900m signifiant une déformation tectonique compressive post villafranchienne à fort raccourcissement orienté globalement N-S. Cette dernière est probablement à l'origine de la genèse du relief actuel.

Elle a donné naissance à des structures compressives plissées et elle serait à l'origine d'un transport cisailant vers le sud du bassin de Timgad.

4. Proposition d'un modèle tectonique pour le Bassin de Timgad

4.1. Histoire paléogéographique et tectonique du Bassin des Aurès (Fig.88)

Il est indispensable de fouiller dans l'histoire géologique des Aurès, avant d'entamer celle d'un compartiment, qui est notre Bassin de Timgad.

Le bassin des Aurès constitue la partie occidentale du bassin algéro-tunisien, dénommé Aurès-Kef par Kazi Tani, (1986). En Algérie, il est limité au Nord par l'accident nord atlasique et au Sud par l'accident sud atlasique qui constitue sa marge sud occidentale.

Vers l'Est en Tunisie centro-occidentale, le Môle de Kasserine délimite sa marge sud orientale, probablement par l'intermédiaire d'un système d'accidents *NE-SW*, dont un élément en Algérie est représenté par l'alignement El Ma el Abiod-Bekkaria (région de Tébessa) et Ferkane-Bordj Doukhara. Au cours du Crétacé supérieur des failles synsédimentaires exercent leur influence sur la sédimentation et engendrent des basculements de blocs à différentes époques, ce qui a engendré des changements dans les faciès et des épaisseurs de certaines formations géologiques.

4.1.1. Le Vraconien

Au cours du Vraconien une extension NNE/SSW à NE/SW se manifeste dans l'ensemble du bassin aurésien. Les failles paraissent délimiter des blocs basculés de type " domino ".

Dans le bassin aurésien occidental (Dj. Azreg-Chelia et massifs de Khenchela et du Toubout). La distension vraconienne se manifeste par des blocs basculés essentiellement vers le Sud. La direction moyenne de ces failles est N 110° à N 120°. (Herkat, 1986, 1991).

Dans les Monts de Batna les blocs sont basculés vers le Nord toujours selon cette direction. (Bureau, 1986).

4.1.2. Le Cénomano-Turonien

Dans Les Aurès, les Hammimat et les Monts de Tébessa, La distension au Cénomano-Turonien se manifeste par le jeu de failles synsédimentaires dont la direction est comprise entre N 110° E et N 140° E.

Ces failles sont particulièrement fréquentes dans les terrains du Vraconien et Cénomaniens supérieurs, visibles notamment dans les massifs occidentaux des Aurès (Dj. Azreg, Ich Moul, Chelia). (Herkat, 1991).

On observe également plus rarement des replis et des déformations synsédimentaires dans les blocs basculés déterminés par ces failles. Ils présentent un axe de même direction que les accidents et se localisent au droit des plans de failles dans les compartiments effondrés.

Les blocs basculés mis en évidence dans les Aurès sont pour la plupart tiltés vers le *SW*. On observe toutefois des blocs basculés vers le *NE* au niveau de certaines zones, qui correspondent à des grabens de compensation, notamment au Nord de l'Azreg dans la région de Rass el Meress et dans l'Ich Moul.

Ces failles d'aspect souvent listrique s'amortissent rapidement vers la base des terrains du Crétacé supérieur essentiellement marneux. Elles présentent des rejets plus faibles que les failles du Vraconien à l'aplomb desquelles elles se développent fréquemment et résultent probablement d'une phase distensive au Turonien inférieur (Herkat, 1991).

Dans le massif du Dj. Azreg les sens de basculement au Vraconien et au Cénomano-Turonien étant identiques, il y a souvent un jeu des failles du Vraconien au Cénomano-Turonien. (**Fig.88**)

4.1.3. Le Sénonien

4.1.3.1. Le Coniacien-Santonien

Les accidents WNW-ESE et NW-SE continuent de contrôler la plupart des variations de subsidence dans l'ensemble du bassin aurésien ; notamment dans le Dj. Azreg il y a une bonne correspondance des zones d'apex et des zones basses des blocs basculés individualisés au Cénomano-Turonien, avec celles qui transparaissent au Coniacien et au Santonien.

Cependant on observe une tendance à l'homogénéisation des faciès à dominante calcaire, qui peut refléter une activité moindre des failles synsédimentaires.

Le fait nouveau est l'apparition d'une zone de subsidence au Dj. Metlili (région d'El Kantara) à l'Ouest des Aurès. Le Dj. Azreg est caractérisé par une subsidence relativement moyenne à faible, surtout le long de son flanc septentrional. (**Fig.88**)

Plus à l'Est dans le massif du Toubount, on trouve également une tendance à l'augmentation de la subsidence au Coniacien-Santonien,

Ainsi la subsidence dans les bassins aurésiens se déplace vers leur marges, au niveau des accidents nord atlasiques et de l'accident sud atlasique, suggérant un début d'inversion tectonique.

4.1.3.2. Le Campanien et le Maastrichtien

Les changements qui étaient apparus à l'époque précédente dans l'Aurès occidental vont s'accroître au Campanien et au Maastrichtien. La subsidence de la partie occidentale du bassin s'affirme nettement selon une aire allongée depuis le Dj. Metlili jusqu'au Monts de Bellezma (Oued Benriche).

Également à l'Est du Dj. Azreg la subsidence s'accroît dans le massif du Toubount. Ce djebel se comporte comme un axe haut. De plus, les accidents de 2ème ordre WNW/ESE qui affectaient le massif au cours de la sédimentation des époques précédentes cessent d'exercer leur influence. (Herkat, 1991) (**Fig.88**).

Par contre les accidents de 1er ordre, tels les grandes failles sudaurésiennes des Hammimat et de Tébéssa continuent de se traduire par des différenciations de subsidence avec des panneaux basculés vers le Sud. Ainsi une différence importante apparaît dans la partie occidentale des Aurès qui tend à former une structure positive à l'actuel emplacement de l'anticlinal de l'Azreg et les zones synclinales situées de part et d'autre qui sont le siège d'une subsidence importante.

L'interprétation d'une telle réorganisation paléogéographique semble le résultat d'une inversion structurale progressive sans inversion tectonique (Herkat, 1991).

Cette inversion tectonique au cours du Sénonien, probablement surtout au cours du Maastrichtien est suggérée par :

- l'absence de marqueurs d'une tectonique distensive (failles normales) dans les séries campano-maastrichtiennes, alors qu'ils sont communs dans celles qui précèdent.
- L'évaluation de l'importance de la subsidence à cette époque qui montre son ralentissement notable dans les bassins atlasiques.
- Des tendances émergives qui se manifestent à la fin du Maastrichtien dans le Sud du massif de l'Azreg.
- Une émergence probable à la fin du Maastrichtien d'une partie des Monts de Batna (Bureau, 1986), qui représentent un autre axe positif.
- Le développement de slumps à sens conforme au pendage, notamment dans la région de Tébéssa. (Herkat, 1991).

L'origine de cette tendance compressive dans la partie occidentale des Aurès peut être en relation avec les phases tectoniques qui se manifestent dans le Hodna, dès le Santonien, et également dans le domaine sud Sétifien et SE Constantinois dès la fin du Turonien.

Ces mouvements paraissent avoir modifié la physionomie des bassins qui bordent les Aurès, le retour en transgression du Campanien dans ces régions ne s'accompagne pas d'une reprise notable de la subsidence mais de la continuation du régime compressif qui "atteint" les Aurès au Maastrichtien.

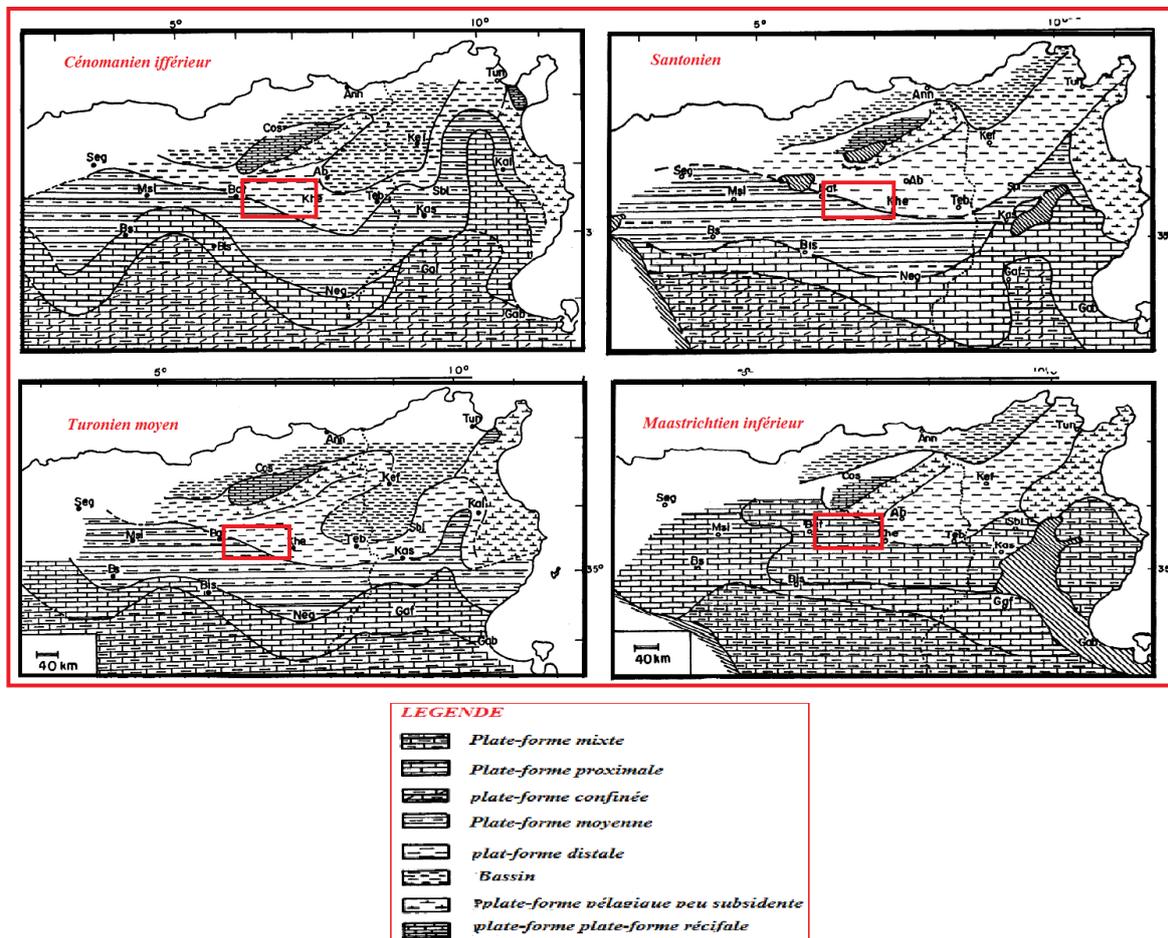


Fig. 88 : Esquisses paléogéographiques du Maghreb oriental, d'après Herkat, 1991. (Modifiées par Bouziane, 2015). Le rectangle rouge correspond à la région d'étude

En conclusion, le Crétacé supérieur est une époque où la distension s'exerce dans la plupart des bassins et entraîne le dépôt de séries marno-calcaires caractérisées par de rapides variations de faciès et d'épaisseur.

Celles-ci sont dues à une paléogéographie complexe résultant de la fragmentation du bâti tectonique créée par les anciennes directions d'accidents auxquelles s'ajoute le jeu de systèmes de fractures de direction dominante *NW/SE*, à *WNW-ESE*.

Les anciennes failles de l'héritage jurassique jouent le plus souvent en failles transcurrentes à la faveur desquels s'individualisent des sous bassins. (**Fig. 89**)

Ces zones de coulissement constituent également localement des axes qui vont guider la structuration, essentiellement sur les marges des bassins et dans la partie nord orientale de l'Atlas aurésien. L'ensemble des processus caractérise des bassins en extension comportant des systèmes de blocs basculés, préférentiellement développés sur les marges nord occidentales.

Au Campano-Maastrichtien une tendance compressive semble se manifester dans le bassin des Aurès. (Herkat, 1991).

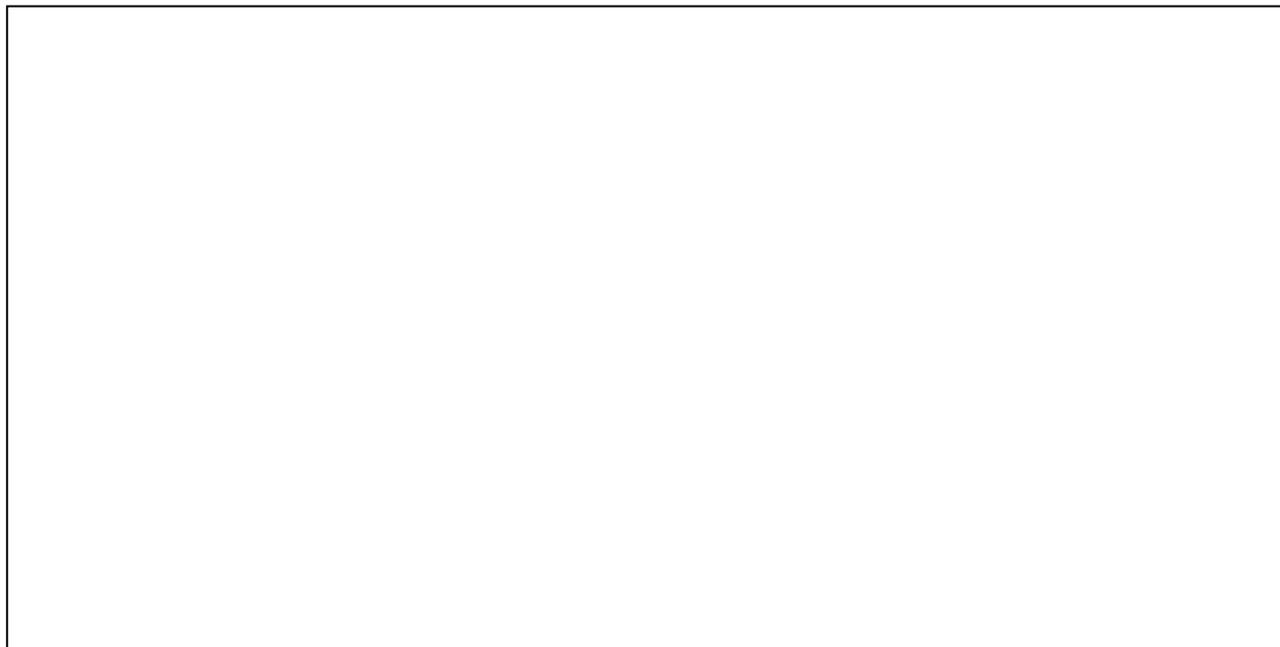


Fig. 89 : Esquisses structurale du Maghreb oriental au Crétacé supérieur, Herkat, 1991. (Modifiée par Bouziane, 2015) Le rectangle bleu correspond à la région d'étude

4.1.4. Le Paléogène

Cette époque marque le développement de la subsidence vers l'Est du bassin aurésien ; Les séries de l'Aurès occidental y compris la zone située à l'ouest du Dj. Azreg, reflètent des subsidences faibles.

Sur les bordures du massif du Dj. Azreg, l'Éocène inférieur se biseaute progressivement en direction de la voûte anticlinale, alors qu'il est relativement développé dans les synclinaux périphériques. Une discordance progressive du Paléocène et de l'Yprésien sur les flancs du Dj. Azreg témoigne de l'existence d'une paléo-structure au niveau de ce massif, ébauchée au Crétacé terminal. (Herkat, 1991).

Ainsi de larges secteurs de bassins atlasiques constituent des aires positives au cours du Paléocène et de l'Éocène inférieur, les zones subsidentes subsistant toutefois dans les régions situées dans l'Aurès oriental.

La phase de structuration principale de l'Atlas saharien s'est produite à l'Éocène moyen selon Lafitte (1939), Guiraud (1973) et Vila (1980). Elle donne naissance aux principaux plis NE/SW qui représentent les structures dominantes de l'Atlas saharien et des Aurès. La direction de raccourcissement déduite de nombreuses observations est NW/SE (N 140° à N 160°).

4.1.5. Le Néogène

Au Néogène des bassins périphériques s'établissent au front de la chaîne préatlasique notamment des Monts du Hodna (Bassin Miocène du Hodna) et de Batna (Bassin néogène de Timgad).

Ces bassins correspondraient à des bassins de décrochement selon Kazi Tani (1986) et à des bassins « transportés » d'après Ghandriche (1991). Leur localisation au front de la chaîne pré-atlasique et la subsidence croissante vers celle-ci suggèrent plutôt des bassins d'effondrement encadrés par des accidents NW-SE. (Herkat, 1991).

Une nouvelle phase tectonique intervient au Plio-Villafranchien. Elle se traduit par la genèse de nouveaux plis sur la marge saharienne des Aurès (Monts de Negrine) et dans le Bassin de Timgad, au nord des Aurès. Les plis présentent une direction moyenne WNW/ESE à E-W. Certains plis, édifiés lors de la phase atlasique, sont repris lors de la phase pliovillafranchienne, notamment dans le bassin de Timgad (Ghandriche, 1991).

4.2.Reconstitution tectonique du Bassin de Timgad

Après avoir évoqué l'histoire tectonique régionale, on entame ainsi celle du Bassin de Timgad, notre zone d'intérêt.

Il est clair que ce bassin est le résultat d'une succession de phases tectoniques qui ont aboutit à cette forme losangique, d'orientation ENE-WSW et à une épaisse série sédimentaire allant du Crétacé au Plioquaternaire.

Le jeu et le rejeu des grands accidents *NE-SW* et *NW-SE* est le moteur ayant généré toute les structures coincées entre leurs lèvres.

Le repositionnement de notre Bassin de Timgad dans son contexte régional, (**Fig.90**), fait ressortir qu'il est coincé entre différentes zones, à chacune une structure bien définie et une histoire géologique ayant participé à la genèse de notre bassin.

La chaîne des Aurès au Sud, le Môle néritique chevauchant au Nord, les Monts de Batna et le domaine préatlasique hodnéen à l'Ouest et les Monts de Mellegue à l'Est.

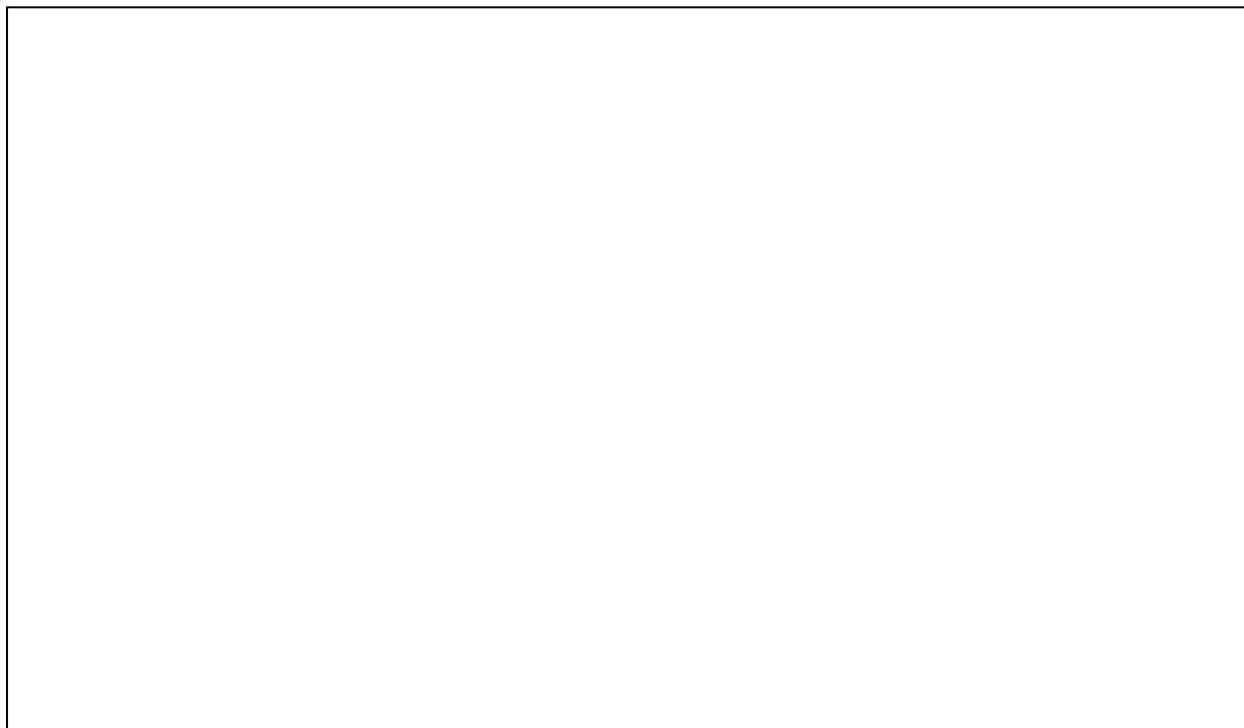


Fig.90 Localisation du bassin de Timgad dans son contexte tectonique régionale, (modifiée par Bouziane, 2015)

Les accidents majeurs, qui ont sans doute favorisé le développement de notre bassin, sont comme suit :

- **La transversale NW-SE de Bejaia-Negrine** : passe par l'extrémité ouest du Bassin de Timgad. Elle se manifeste par les failles normales décrochantes dextres qui sont très bien visibles à l'échelle locale, tel qu'à Dj. R'dam ou Temagoult (**Fig.91**) où l'on observe le décrochement dextre de l'axe du pli.
- **La transversale NW-SE de Gafsa** : passe par l'extrémité est du Bassin de Timgad. Elle se manifeste par les failles normales décrochantes qui sont très bien visibles à l'échelle locale, tel qu'à Dj. Tarf qui est décalé vers la droite par rapport à l'Axe Dj. Bou Arif- Dj. Fedjoudj.
- **La transversale NE-SW de Khenchela-Ouanza** : passe au SE de l'anticlinal de Khenchela par le synclinal perché de Djahfa et atteint le Nord tunisien(**Fig.92**). elle se manifeste par les pointements triasiques à l'Est de Khenchela.

- **La transversale NE-SW nord atlasique** : passe au NW de s Monts de Batna et atteint la plaine de l'Outaya au SW. C'est la transversale de **Souk ahras-Batna-Outtaya**
- **Les accidents EW** : on peut trouver trois grands accidents qui ont probablement participé à la mise en valeur de notre bassin : au Nord, l'accident d'Oum Kechrid ; la bordure méridionale du Bassin de Timgad est soulignée par un accident EW, dont Ghandriche signale comme un chevauchement. Au sud on a un segment de la flexure sud atlasique, c'est la faille sud aurésienne. (*Fig. 93*)



**Fig. 91 : Carte linéamentaire de Dj. R'dam tracée sur une image Satellite ;
A : vue à l'aplomb ; B : vue en 3D du côté ouest du Synclinal**



Fig. 92 : Image Satellite en 3D montrant la faille NE-SW de Khenchela-Ouenza

Tous ces accidents ont joué en même temps pour générer plusieurs bassins intra -montagneux comme celui de notre région. Probablement celui du Hodna et de Negrine.

J'ai essayé d'interpréter structurellement leurs jeux sur un fond d'image satellite (**Fig. 93**). Je me suis basé sur le modèle théorique de Riedel et de couloirs coulissant conjugué pour tracer un schéma structural de la mise en place du Bassin de Timgad (**Fig. 94**).

La poussée post- miocène considérée comme la contrainte maximale (δI) ; a engendré le jeu des accidents préalablement présents, les NW-SE ont rejoué en dextres et on induit le jeu sénestre des failles NE-SW. De nouvelles failles apparaissent, se sont les R synthétiques et R' antithétiques du système de Riedel.

Les failles R forment un angle de 15° avec la ligne de décrochement dextre. Un exemple de ces failles est celle qui décroche dextrement le Dj. Fedjoudj de Dj. Bou Arif.

Les failles R' forment un angle de 75° avec le plan de décrochement. Un exemple de ces failles est celle située au niveau du flanc SE de Dj. Bou Arif.

La conjugaison des R et R' engendre l'ouverture de bassin losangique tel celui de notre étude selon le modèle classique de Riedel.

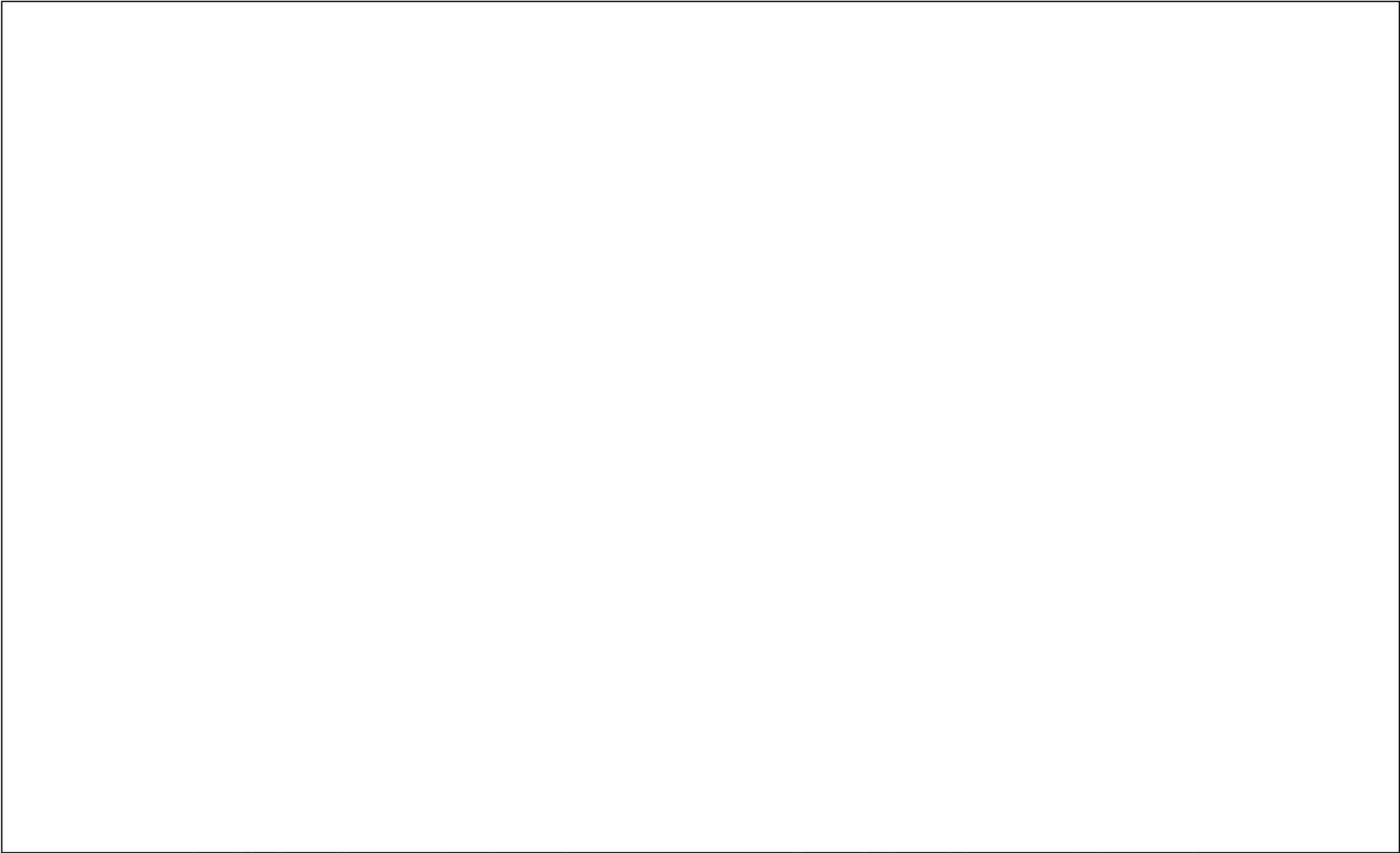


Fig. 93 : Essai d'interprétation structurale et positionnement du Bassin de Timgad dans un contexte régional



Fig. 94 : Modèle structural montrant les éléments tectoniques à l'origine de la mise en place du Bassin de Timgad



5. Conclusion

Les principales phases ayant affecté la région du Bassin de Timgad sont :

- La phase compressive atlasique, d'âge éocène supérieur, responsable de la structuration générale de tout le système atlasique. Elle est à l'origine des grands plis isopaques orientés N60°E et de nombreux décrochements conjugués NW-SE dextres et NE-SW senestre.
- Une compression à raccourcissement N140°E affectant les formations du Miocène inférieur-moyen, rattachable au Tortonien. Elle est à l'origine de la mise en place de plis de faible envergure orienté sensiblement E-W et des failles inverses de direction N50°E.
- La phase tectonique villafranchienne Une compression post-tortonienne à serrage N-S induisant des failles inverses N90°E, et cisailantes syn-plis. Elle redresse les couches du Miocène supérieur et bascule légèrement les dépôts détritiques du Pliocène Une autre composante décrochante dextre N150°E (S1), (S9) et senestre N170°E (S1), liée à un régime compressif raccourcissant précoce anté-plis. Cette direction est visible à l'échelle de l'affleurement au niveau des barres gréseuses. Elle a donné naissance à des structures compressives plissées et elle serait à l'origine d'un transport cisailant vers le sud du bassin de Timgad.

Du point de vue structural, le Bassin de Timgad correspond à un bassin intramontagneux marqué par des structures plicatives orientées sensiblement E-W, affectées par des accidents de directions différentes. Les plus répandues sont ceux de orientés NW-SE, NNW-SSE et N-S.

La mise en place de ce bassin peut se rapporter au jeu conjugué des transversales NW-SE dextres (Bejaia-Negrine et Gafsa) et longitudinales NE-SW senestre (Khenchela-Ouenza et Souk ahras6batna6ouuttaya), lui donnant l'aspect losangique.

Repérage des pièges potentiels en hydrocarbures

1. Notions de base

1.1. Les hydrocarbures

1.1.1. Définition et classification

Les hydrocarbures sont des molécules organiques exclusivement composées de carbone et d'hydrogène. Ils peuvent être saturés, ils sont alors appelés *Alcanes*, ou insaturés (*Alcènes*, *Alcynes* et *Composés aromatiques*), tout en présentant une structure linéaire, ramifiée ou cyclique.

Les hydrocarbures sont inflammables, à l'image du pétrole et de gaz naturel. Par ailleurs ils ne se mélangent pas à l'eau.

La formule brute des hydrocarbures s'exprime sous la forme C_nH_m où **n** et **m** sont des nombres entiers naturels. Par exemple, la formule brute de l'*Octane* est C_8H_{18} (les atomes de carbone sont en noir et ceux d'hydrogène en blanc), (Fig. 96).

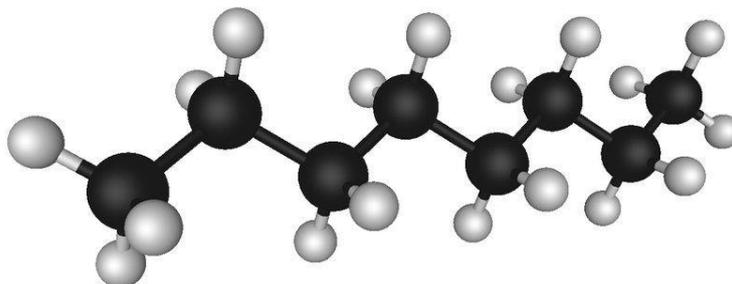


Fig. 95 : Schématisation de la formule brute de l'Octane

Les hydrocarbures se rencontrent sous deux formes de gisements : soit à la surface du sol, se sont les indices superficiels, (sources d'huile ou de gaz, accumulation de produits libres ou en imprégnation dans des formations poreuses), soit en gisements plus ou moins profonds enfouis sous la surface du sol.

Il est aussi possible de distinguer les différents types de pétrole selon leur densité, leur fluidité, leur teneur en soufre et autres impuretés (vanadium, mercure et sels) et leurs proportions en différentes classes d'hydrocarbures. Les pétroles sont alors *paraffiniques*, *naphténiques* ou *aromatiques*.

- À prédominance paraffinique : les hydrocarbures linéaires sont les plus abondants ; ces bruts sont les plus recherchés car ils donnent directement une grande proportion de produits légers comme l'essence et le gazole ;
- À prédominance naphténique : avec beaucoup d'hydrocarbures à cycle saturé ;
- À prédominance aromatique : les hydrocarbures présentant un cycle carboné insaturé sont plus abondants

On classe aussi les pétroles selon leur provenance (golfe Persique, mer du Nord, Venezuela, Nigeria), car le pétrole issu de gisements voisins a souvent des propriétés proches.

Il existe des centaines de bruts de par le monde ; certains servent d'étalon pour établir le prix du pétrole d'une région donnée : les plus utilisés sont l'*Arabian Light* (brut de référence du Moyen-Orient), le *Brent* (brut de référence européen) et le *West Texas Intermediate* (WTI, brut de référence américain).

1.1.2. Formation du Kérogène

Les sédiments qui proviennent de l'érosion des continents contiennent une certaine proportion de matière organique qui est transportée et déposée dans les bassins océanique et lacustres ensemble avec les particules minérales. A cette matière organique terrigène s'ajoute celle provenant de la biomasse du bassin

océanique ou lacustre, se sont les restes organiques issus de la destruction des algues, des bactéries et des planctons.

L'ensemble constitue « la matière organique sédimentaire » qui, au cours de son enfouissement, sous l'influence de la température se dégrade progressivement et subit des transformations physico-chimiques et biochimiques.

Du point de vue de sa composition chimique, la matière organique sédimentaire se compose de deux fractions distinctes.

- **Le kérogène** : c'est la fraction insoluble dans les solvants organiques comme l'alcool. Le kérogène est constitué de grosses molécules organiques liées les unes aux autres et formant une structure 3D complexe (**Fig. 96, a**). Il s'agit d'un composé solide disséminé sous la forme de filets au sein des sédiments
- **La fraction extractible ou lipidique** : c'est la fraction soluble dans les solvants organiques. Elle est composée d'une très grande diversité de petites molécules libres (**Fig. 96, b**).

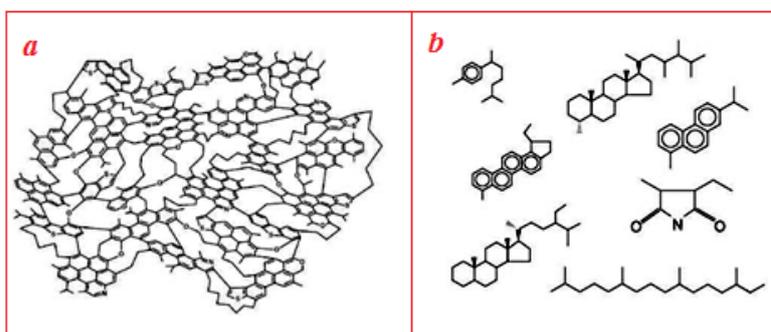


Fig. 96 : Fractions d'hydrocarbures : (a) Modèle structural d'un kérogène (b) Exemples de molécules organiques typiques de la fraction extractible. Béhar & Vandenbroucke (1986).

Selon les valeurs des rapports H/C et O/C, on peut distinguer trois types de kérogène (**Fig. 97**) :

- **Type I** : caractérisé par des valeurs du rapport H/C très élevées alors que les valeurs du rapport O/C sont très faibles. Les paramètres chimiques révèlent un milieu confiné laguno-lacustre ; très restreint (fort degrés d'alcalinité et de salinité), où les conditions de préservation sont très bonnes. Le matériel kérogène de ce type peut être d'origine algaire ou bactérienne (matériel aliphatique). Il est enrichi en lipides par activité microbologique avant son enfouissement. Ce type révèle un indice d'hydrogène (IH) fort, ce qui témoigne d'un potentiel pétrolier élevé.

- **Type II** : caractérisé par des valeurs du rapport H/C et O/C moyennes. Ce type se rencontre dans les milieux marins confinés. Le matériel de ce type est dérivé du phytoplancton, du zooplancton et des bactéries, c'est-à-dire une matière organique aquatique. Ce type révèle un indice d'hydrogène (IH) moyen à fort, ce qui témoigne d'un potentiel pétrolier élevé mais moins que celui du type I.

- **Type III** : correspond à une matière organique continentale issue de matériel de végétaux supérieurs, et forme de nombreux charbons (lignite, houille et anthracite). Ce type est caractérisé par une riche fraction oxygénée et un faible taux d'hydrogène. C'est à des valeurs du rapport O/C élevées témoignant d'un potentiel en gaz plus important qu'en huile.

- **Type IV** : correspond à un matériel organique continental ou marin très oxydé et remanié. Les valeurs du rapport O/C sont très élevées alors que celles du rapport H/C sont très faibles. Ce type ne forme aucun gisement d'intérêt économique.

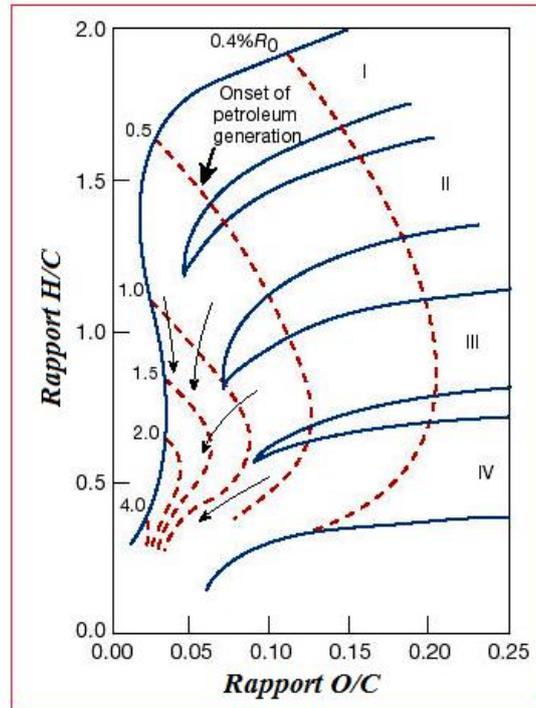


Fig. 97 : Diagramme de Van Krevelen indiquant la composition élémentaire des quatre principaux types de kérogène

1.1.3. Maturité thermique du Kérogène

Après son accumulation, la matière organique (MO) va subir une évolution contrôlée par la profondeur (l'enfouissement atteint), le gradient géothermique et le temps (l'âge des sédiments). Trois stades sont distingués en fonction de l'intensité du stress subi :

- **La Diagenèse** : se caractérise par une intense activité bactérienne. Les bactéries présentes dans le sédiment sont le principal agent de la dégradation de la matière organique mais l'oxydation et l'hydrolyse jouent aussi un rôle non négligeable dans la dégradation de la matière organique sédimentaire. L'activité biologique a pour conséquences la fragmentation des biopolymères en biomonomères et la minéralisation (transformation en CO_2) d'une partie de la matière organique.

Pour leur métabolisme, les bactéries anaérobiques vont puiser l'oxygène et l'azote dans les molécules organiques : c'est la « **dégradation biochimique** ». Ceci entraîne le fait que les conditions dans les sédiments deviennent rapidement des conditions anoxiques « **milieu anaérobique** ». La MO perd ainsi dans un premier temps des constituants oxygénés sous forme de CO_2 et HO_2 . Il ne reste alors dans cette dernière que l'Hydrogène et le Carbone qui vont s'associer pour former de nouvelles molécules qu'on appelle **hydrocarbures** ou carbures d'oxygène. Une des premières molécules qui se forme est le « **méthane** » (CH_4) (gaz naturel).

- **La Catagenèse** : correspond au stade où les sédiments connaissent un enfouissement très important, au cours duquel les dégradations passent alors de biochimiques régies par les bactéries, à « **dégradations thermiques** » (régies par l'élévation de la température). Elle débute entre 60 et 120°C (en fonction du gradient géothermique local). Pour une profondeur de 1500 à 4000m.

Du fait de la température, la matière organique devient instable. Certaines liaisons C-C du kérogène et de la fraction lipidique sont rompues, c'est « **le craquage thermique** ». Le kérogène s'enrichit progressivement en carbone au cours de cette étape et les composés lipidiques libres et les produits issus du craquage peuvent craquer à leur tour.

Il en résulte une accumulation de composés de bas poids moléculaire (HC légers) qui forment l'huile. La fenêtre à huile est l'étape au cours de laquelle un maximum de pétrole est généré.

Si la température augmente toujours, l'huile craque à son tour pour générer des composés de plus en plus légers qui sont les gaz humides. La fenêtre à gaz est l'étape au cours de laquelle un maximum de gaz naturel est généré.

• **La Métagenèse** : correspond au stade au cours duquel les transformations se produisent sous l'effet du métamorphisme. Le craquage du kérogène résiduel et surtout du pétrole et du gaz naturel aboutit à la formation de gaz secs, le méthane tardif, (composés d'alcane possédant 1 à 4 atomes de carbone). Dans ce processus, le kérogène résiduel continue de s'appauvrir en hydrogène et sa composition tend progressivement vers celle du graphite (carbone pur dont les atomes forment un réseau cristallin).

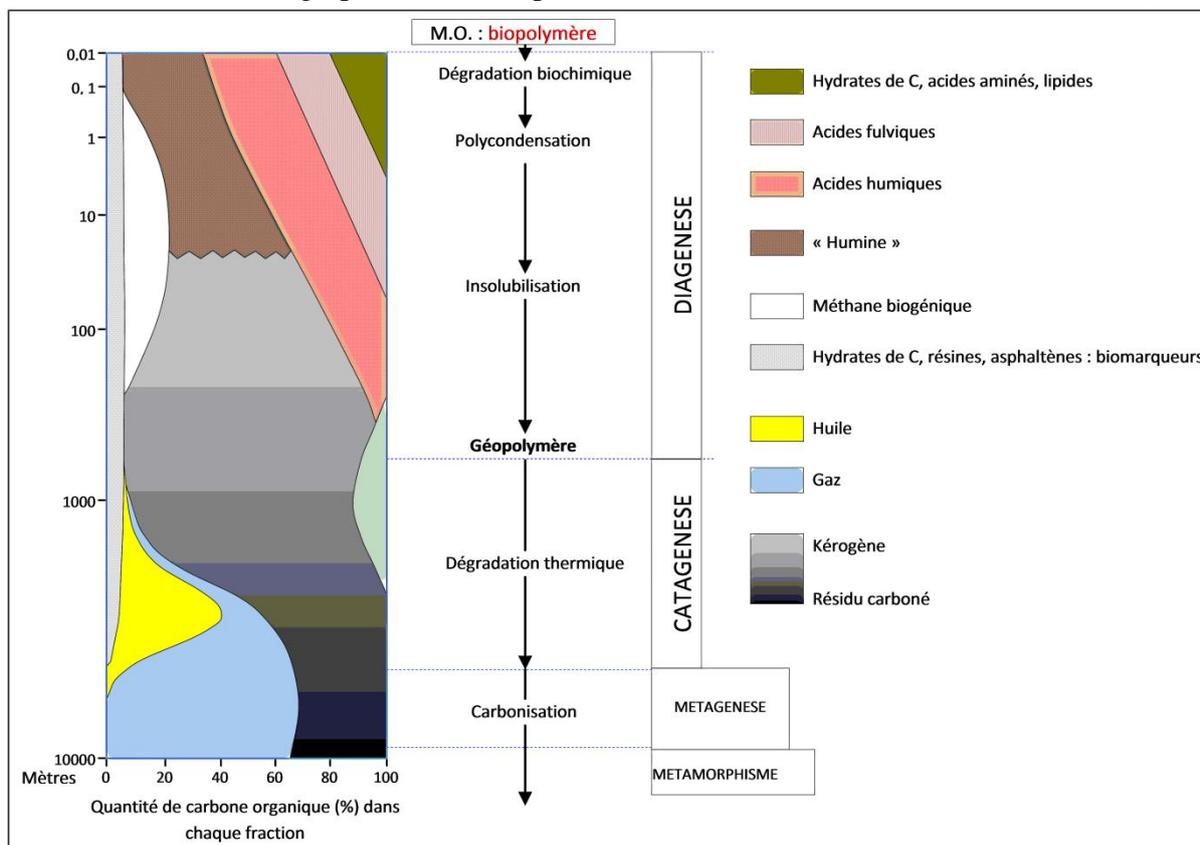


Fig. 98 : Évolution générale de la matière organique en fonction de la profondeur
 D'après Tissot & Welte et Edman & Surdam in Baudin, Tribouillard & Trichet

1.2. Le système pétrolier

Un système pétrolier est l'ensemble des éléments et processus conduisant à la formation et à l'accumulation d'hydrocarbures dans un bassin sédimentaire. Le timing maturation-piégeage est un point critique des systèmes pétroliers (**Tab.1**).

La présence simultanée de tous les éléments constitutifs d'un système pétrolier (roche-mère, réservoir, couverture, piège) n'est pas suffisante pour son fonctionnement, mais il faut que la roche-mère ait été mature et ait expulsé de l'huile, il faut aussi que les pièges seront déjà formés.

<i>Éléments</i>	<i>Processus</i>
<i>Roche-mère</i>	<i>Génération</i>
<i>Route de migration</i>	<i>Migration</i>
<i>Réservoir</i>	<i>Accumulation</i>
<i>Couverture</i>	
<i>Piège</i>	<i>Préservation</i>

Tab. 1 : La relation éléments-processus dans un système pétrolier

1.2.1. La roche mère

Une roche mère est un sédiment renfermant une certaine quantité de matière organique et ayant donné des quantités appréciables d'huile ou de gaz par extension (**Fig. 100**).

1.2.1.1. Méthodes de reconnaissances des roches mères

Il existe plusieurs méthodes pour la reconnaissance des RM, on peut citer :

- **Méthode d'extraction du COT** : (Carbone organique total) : le dosage du **COT** s'effectue sur des échantillons par combustion au four à induction. La répartition verticale des taux du **COT** dosé au droit des formations argileuses, permet le repérage des niveaux riches en **MO** sur des logs géochimiques.
- **Méthode de pyrolyse Rock-Eval** : un échantillon de roche mère sera chauffé dans l'appareil Rock-Eval, sous un courant inerte d'hélium où on reproduit à des températures de Pyrolyse (300°C-600°C) (**T°max**), le craquage thermique qui intervient aux environs de 70°-150°C dans les bassins sédimentaires. L'échantillon est soumis tout d'abord à 25°C, pour calculer la quantité des HC libres dans la roche mère (pic S1). A 600°C le kérogène est craqué est libère des HC (pic S2) et du gaz carbonique (pic S3). La T°max enregistrée au pic S2 est un indicateur du degré de maturation de la roche mère. (**Fig. 99**)
- **Méthodes optiques** : consiste à mesurer le pouvoir réflecteur de la vétrinite (**PRV**). L'objectif de cette méthode est l'estimation de l'état de maturation de la roche mère. Voir (**Tab. 2**) ci dessous :

PRV			
Fenêtre immature	Fenêtre d'huile	Fenêtre à condensat	Fenêtre à gaz sec
0-0,5	0,5-1	1-1,35	1,35-3
Diagenèse	Catagenèse		Métagenèse

Tab. 2 : La relation PRV / phase de maturation

1.2.1.2. Paramètres de caractérisation des roches mères

Les RM, sont caractérisées par des paramètres bien définis, qui témoignent de leurs degrés de maturation et de leurs richesses en MO :

- **COT** : c'est la teneur en carbone organique total, exprimé en (%) du poids de la roche

COT (%)				
Très pauvre	Pauvre	Moyen	Riche	Très riche
0,01-0,20	0,21-0,50	0,51-1,00	1,00-3,00	>3,00

- **S1** : (mg HC / g de roche) : la quantité des hydrocarbures liquides ou gazeuses à l'état libre de la roche. (**Fig. 99**)
- **S2** : (mg HC / g de roche) : la quantité des hydrocarbures libérées par le Kérogène aux cours de la pyrolyse. (**Fig. 99**)
- **S3** : (mg HC / g de roche) : la quantité de gaz carbonique libéré par le kérogène aux cours de la pyrolyse. (**Fig. 99**)

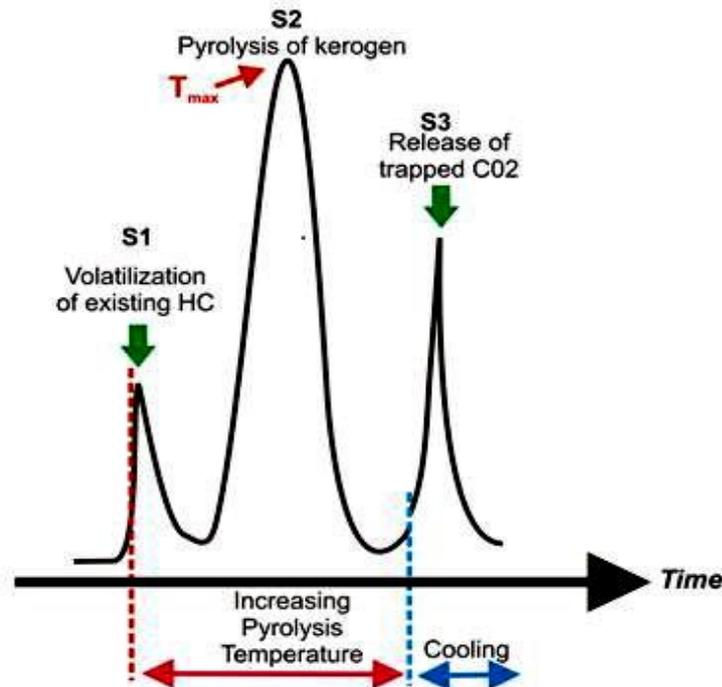


Fig. 99 : Pyrolyse programmée, exemple d'un pyroprogramme

- **IH** : (mg HC / g de COT) : index d'hydrogène correspond à S2 rapporté au COT

$$IH : (\text{mg HC} / \text{g de COT})$$

Très pauvre	Pauvre	Moyen	Riche	Très riche
0-50	51-100	101-300	301-600	>600

- **IO** : (mg HC / g de COT) : index d'oxygène correspond à S3 rapporté au COT

$$IH : (\text{mg HC} / \text{g de COT})$$

Très pauvre	Pauvre	Moyen	Riche	Très riche
0-50	51-100	101-200	201-400	>400

- **T° max** : (C°) : température de Pyrolyse, c'est la température expérimentale atteinte au maximum du pic S2 du programme.
- **IP** : indice de production, calculé suivant la formule suivante : $S1 / (S1+S2)$.
- **PP** : c'est le **potentiel pétrolier** (mg HC / g de roche), calculé suivant la formule suivante : $PP=S1+S2$.

1.2.2. La migration primaire

Pour constituer des gisements, il est nécessaire de mobiliser les hydrocarbures contenus dans la roche-mère, compacte et imperméable. Ils migrent alors vers la future roche-réservoir. Ce phénomène est lié probablement à une augmentation de pression dans la roche mère au cours de son enfouissement. Cette migration correspond le plus souvent une infiltration lente à travers des roches plus ou moins poreuses ; mais peut aussi se faire par circulation dans des fissures ouvertes (Fig. 100).

1.2.3. Roches réservoirs

Appelée aussi roches magasins, elles sont toutes les roches susceptibles de contenir ou d'accumuler des hydrocarbures et dont on peut les en extraire par sondages. Leur détermination présente un grand intérêt pour l'exploration pétrolière.

Les réservoirs sont des roches présentant des vides, pores ou fissures, reliés entre eux et dans lesquels peuvent circuler et se rassembler des fluides. Leurs caractéristiques pétrophysiques s'expriment fondamentalement en termes de porosité et de perméabilité, dont les relations sont souvent complexes. Quant à la nature de la roche magasin, il peut s'agir d'un grès, d'un calcaire bréchiq ue ou dolomitique. Les caractéristiques pétrophysiques des réservoirs sont la porosité et la perméabilité (*F*)

1.2.3.1. La porosité

C'est le volume poreux d'une roche généralement très hétérogène à l'échelle microscopique. Les vides inter-granulaire qui prennent une forme de plus en plus aplatie avec la compaction présentent des formes irrégulières et sont reliés entre eux par des goulets et des canalicules étroits, tortueux et complexes.

Elle correspond au volume relatif des vides présents dans la roche et peut être mesurée de la façon suivante :

$$Pt (\%) = \text{Volume des vides} / \text{volume total de la roche} \times 100.$$

Cette porosité totale peut se décomposer en :

- *Pe* (porosité efficace) : c'est la quantité de liquide contenu dans une roche, ou quantité de liquide mobile.
- *Cr* (capacité de rétention) : c'est la quantité du liquide liée aux particules et/ou capillaire.

La porosité totale est la somme de ces deux composantes ;

$$Pt = Pe (\text{porosité efficace}) + Cr (\text{capacité de rétention}).$$

Plus les particules sont de petite dimension, plus la composante "*Pe*" diminue et donc plus la composante "*Cr*" augmente.

En domaine pétrolier, la porosité est déterminée soit par l'interprétation des diagraphies, et est mesurée dans les sondages, soit par techniques visuelles au laboratoire.

On peut définir deux types de porosité, primaire et secondaire.

La première (*φ1*) est la porosité intergranulaire obtenue lors du dépôt des sédiments, la seconde (*φ2*), c'est le résultat des processus diagenétiques, tels la fissuration, dissolution et fracturation.

1.2.3.2. La perméabilité

C'est l'aptitude d'une roche à se laisser traverser par les liquides. Elle correspond à la vitesse à laquelle ce liquide circule au sein d'elle.

Elle s'exprime par le symbole (*K*), avec, unité de mesure *Darcy*.

La porosité intervient dans la perméabilité, elle détermine l'espace poreux par lequel circule le liquide, si les pores sont grands, on aura une perméabilité élevée et le contraire est vrai.

1.2.4. Migration secondaire

De faible densité, le pétrole expulsé a tendance à remonter jusqu'à la surface en s'échappant très lentement à travers les couches sédimentaires perméables qui jouxtent la roche mère,

En général, la migration secondaire du pétrole n'est pas arrêtée par un obstacle. Le pétrole finit par atteindre les premiers mètres du sol, où il est dégradé en bitumes sous l'action de bactéries. Les combustibles fossiles produits sont alors des pétroles dits « lourds » ou « extra lourds » et des sables bitumineux. Ils peuvent être utilisés comme des indices de surface pour détecter un bassin sédimentaire susceptible de contenir du pétrole, lors de prospections réalisées par l'industrie pétrolière.

1.2.5. Les roches couvertures

Au cours de leur déplacement (migration), les HC rencontrent une barrière imperméable qui les empêche de continuer leur course. C'est cette barrière infranchissable qui constitue la « roche-couverture » et contraint l'accumulation des hydrocarbures dans la roche poreuse perméable dite roche-réservoir. Elles sont généralement représentées par des argiles et des marnes ou même des évaporites, roches salines, et qui sont les plus efficaces, imperméables aux gaz et à l'eau également (*Fig. 100*).

Les caractéristiques pétrophysiques des roches couvertures sont essentiellement la non-perméabilité et la plasticité.

- La non-perméabilité est déterminée principalement par une pression d'entrée très élevée, et dans tous les cas plus élevée que celle des couches voisines. Cette forte pression d'entrée est liée à des pores très fins entraînant des forces capillaires très importantes ; souvent à des pressions de fluides interstitiels de très forte valeur ; au champ des contraintes.
- La plasticité permet à la roche de conserver ses propriétés de couverture à l'issue de déformations structurales notamment.

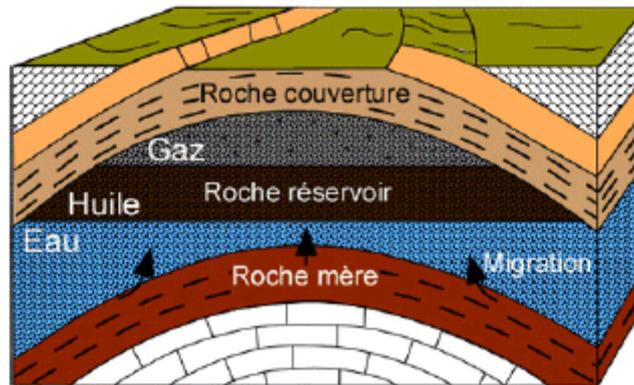


Fig. 100 : Modèle d'un système pétrolier

1.2.6. L'accumulation et piégeage des hydrocarbures

Le réservoir a la capacité d'accumuler de grandes quantités d'hydrocarbures. La couverture stoppe leur remontée vers la surface. Mais c'est insuffisant pour que s'accumulent des hydrocarbures et que se forme un gisement de pétrole ou de gaz.

En effet, arrivés sous la couverture, ces hydrocarbures se glissent dans les espaces où ils peuvent continuer leur remontée, dans tous les points de fuite. Il faut donc un volume fermé important afin que s'accumulent des hydrocarbures en quantité suffisante pour qu'ils soient exploitables de manière rentable.

Ce volume fermé s'appelle **un piège**. Il est créé par des déformations des couches rocheuses. Plus son point de fuite est bas par rapport à son sommet, plus vaste est le piège.

Un piège rempli d'hydrocarbures peut, suivant les cas, contenir du pétrole seulement, du gaz seulement ou les deux. S'il y a du pétrole et du gaz, le gaz, plus léger, se rassemble au sommet du piège et le pétrole se place en dessous.

Il faut retenir que, pour une accumulation de pétrole seul, d'importantes quantités de gaz sont tout de même dissoutes. Et que les accumulations de gaz seul contiennent toujours une fraction de liquides légers, qu'on appelle le condensât.

Les pièges de pétrole se distinguent de la manière suivante selon les types de fermetures

1.2.6.1. Les pièges structuraux

Se sont des pièges dont la couverture et le réservoir forment une concavité tournée vers le bas. Les plissements et les failles forment principalement les limites des gisements. (*Fig. 101, 102*)

- **Les pièges anticlinaux** : se sont les sites préférés pour l'accumulation du pétrole et de gaz naturels. Ces voûtes anticlinales constituent 75 à 80% des gisements reconnus dans le monde, ils sont les plus fréquents et les plus efficaces. Les anticlinaux sont rarement aussi réguliers en profondeur et des disharmonies sont fréquemment mises en évidence par des sondages. Ces disharmonies sont principalement dues à des accidents tectoniques à des variations d'épaisseur ou à des phénomènes des discordances.

- **Les pièges sur failles** : qui sont assez nombreux (7%) mais ne sont pas généralement des pièges importants, ils présentent 1 à 2 % des réserves. Les plans de faille recoupant une série stratigraphique peuvent soit servir de migration, soit constituer des fermetures imperméables.

- **Les pièges à structure intrusive** : tels les dômes de sel et les diapirs. Le dôme de sel présente une structure allongée ou circulaire ou perçante comme c'est le cas de diapirs.

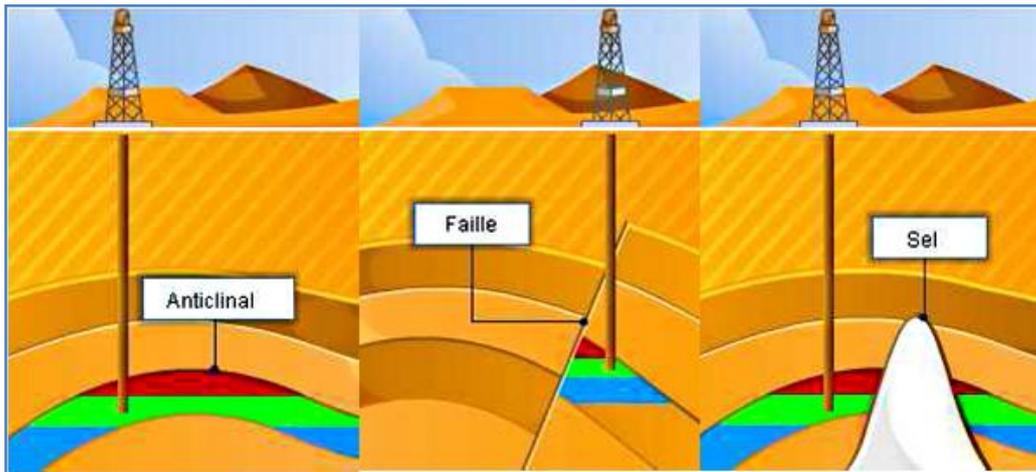


Fig. 101 : Différents types de pièges structuraux

1.2.6.2. Les pièges stratigraphiques

Se sont des pièges liés aux dépôts en bordures de paléopentes, situées dans la zone de transition entre le domaine marin restreint et ouvert. Ces domaines pourraient correspondre à des faciès de haute énergie et être de bons réservoirs, (**Fig. 102**).

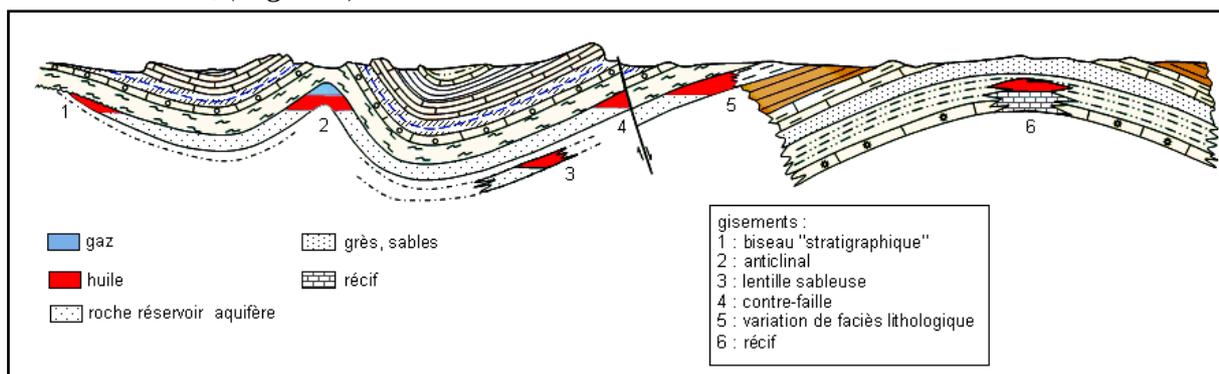


Fig. 102 : Coupe schématique de pièges stratigraphiques et structuraux

1.2.7. La préservation des hydrocarbures

Une fois bien installés dans leur piège, les hydrocarbures ne sont pas complètement à l'abri de changements. On sait que l'oxygène et les bactéries sont des éléments qui défavorisent leur conservation. Or, lorsqu'une accumulation de pétrole se trouve trop près de la surface, des eaux de pluie finissent toujours par entrer en contact avec elle. Cette eau lui apporte de l'oxygène et des bactéries voraces qui commencent à l'attaquer provoquant une diminution très importante de la proportion des hydrocarbures liquides légers et moyens, ainsi qu'une libération de gaz.

Au bout d'un certain temps, il ne restera plus que des hydrocarbures lourds et visqueux, difficiles à exploiter, et s'il ne s'est pas échappé, du gaz moins intéressant pour nous que le pétrole initial. Ce dernier aura subi une dégradation profonde.

Les bactéries qui sont responsables des altérations ne peuvent pas survivre à une température supérieure 50/55° C. Le pétrole reste donc à l'abri tant que la température reste supérieure à cette valeur.

D'une manière générale, on peut dire qu'il faut commencer à s'inquiéter pour des accumulations d'hydrocarbures situées à moins de 1 000 m de profondeur.

Les accumulations situées plus en profondeur ne sont pas pour autant à l'abri de bouleversements. La menace est cette fois celle de mouvements des roches. L'activité tectonique peut détruire le piège, en

réduisant fortement sa fermeture, voire en l'annulant, soit le plus souvent, en brisant la couverture par des fractures ou des failles dans lesquelles les hydrocarbures piégés vont s'engouffrer et s'échapper.

2. Système pétrolier du Bassin de Timgad

La définition du système pétrolier de notre région sera basée, en premier lieu, sur les données des travaux de prospection (ou d'exploration) réalisés par la SONATRACH dans la région et ses environs.

(*AMR-1*), est le seul puits d'exploration implanté dans le Bassin de Timgad, précisément à Dj. Amrane, constituant une donnée insuffisante pour la détermination des différents éléments du système. Ceci nous mène à l'utilisation des données d'autres puits implantés dans les régions avoisinantes de notre bassin, pour le traçage des cartes et pour réaliser des corrélations utiles.

2.1. Description des niveaux roches mères à partir des données de forages

De nombreuses roches mères ont été identifiées dans les formations carbonatées du Crétacé, particulièrement le Crétacé moyen à supérieur. Elles sont principalement les roches mères : *vraconienne*, *cénomanienne* et *turonienne*, différentes par leurs caractéristiques géochimiques et leurs degrés de maturation.

Afin de mieux cerner l'extension et apprécier le potentiel pétrolier et ces niveaux roches mères, nous avons utilisé les résultats bruts de l'analyse géochimique déjà effectuée par la méthode de *Pyrolyse Rock-Eval* à travers les puits et les coupes de terrains étudiés.

2.1.1. Caractéristiques géochimiques des niveaux Roches mères :

2.1.1.1. Albien supérieur (Vraconien) :

- Description lithologique

La roche mère vraconienne est généralement représentée par des marnes et des marno-calcaires gris à gris noir, renfermant des échinodermes, des lamellibranches, des gastéropodes et des foraminifères planctoniques. Les épaisseurs varient entre 4 à 31m

- Richesse en matière organique :

La carte en isorichesse (*Fig.103*) tracée à partir des moyennes arithmétiques du *COT* des niveaux considérés comme étant roches mères, fait ressortir une zone intéressante qui s'étend au NW du bassin. Elle révèle des valeurs du *COT* de l'ordre de 1,9% à (*AMR-1*) ce qui témoigne d'une zone riche en *MO*.

- Type de la matière organique :

Les diagrammes *IH/IO* indiquent que la *MO* contenue dans la Roche mère vraconienne est de *Type II*, avec un *IH* faible à moyen variant de 9 à 233 et l'*IO* faible à très faible (*Tab. 3*). Les observations optiques ont montré une *MO* amorphe indiquant un faciès marin à continental.

- Caractéristiques géochimiques de la roche mère vraconienne :

Le (*Tab. 3*) résume les paramètres géochimiques des niveaux retenus comme étant roches mères. Les piques *S₂* présentent des valeurs de l'ordre de 0,23 à 1, 18 tandis que le *PP* potentiel pétrolier varie d'une zone à l'autre à tendance générale faible dans le Bassin de Timgad et moyenne dans la bordure méridionale.

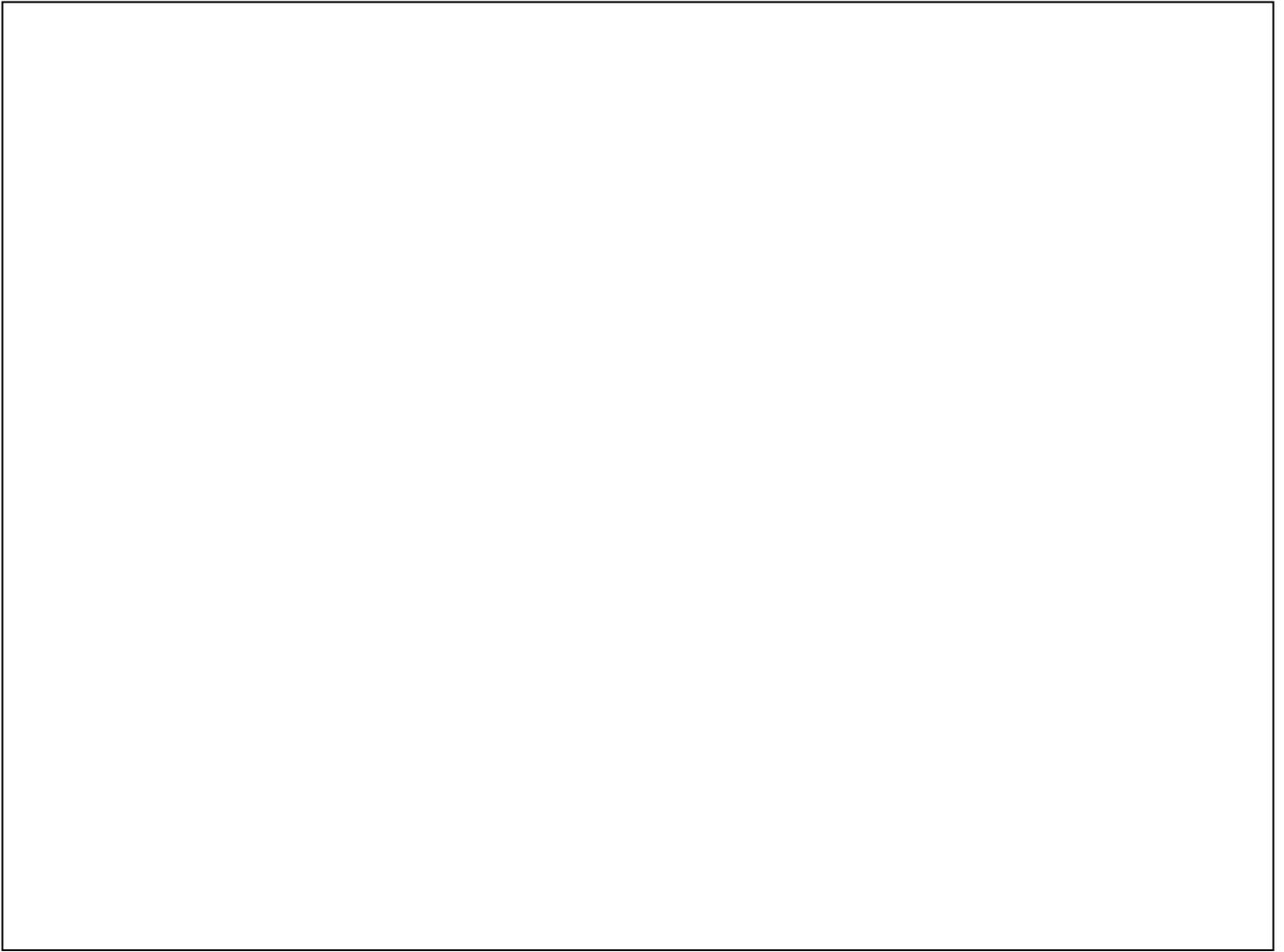


Fig. 103 : Carte d'isorichesse en COT de la roche mère vraconienne

Tab. 3 : Caractéristiques géochimiques de la roche mère vraconienne

2.1.1.2. Cénomaniens :

- Description lithologique

Il s'agit d'une série d'argiles et de marnes grises à gris noir légèrement indurées avec des intercalations de calcaires marneux en plaquettes, bitumineux par endroits. Ces niveaux montrent une épaisseur variable, dont le Maximum (70 à 165m) se situant au niveau de l'axe AMK-1, SLA-1 et MKN-1. Alors qu'au centre de notre bassin la roche mère cénomaniens montre des épaisseurs de l'ordre de 15m.

- Richesse en matière organique :

La carte en isorichesse (**Fig. 104**) montre que les niveaux roches mères du Cénomaniens ont une grande extension sur l'ensemble du Bassin de Timgad. Ils sont moyennement riches en **MO** avec des valeurs de **COT** > 0,5%. Alors que le taux du **COT** augmente au NE à SLA-1 et au SE à JHF-1bis où il dépasse 1%. À **AMR-1** les valeurs du **COT** sont estimées à une moyenne de 0,78.

- Type de la matière organique :

Les diagrammes **IH/IO** indiquent que la **MO** contenue dans la roche mère cénomaniens est de **Type II**, avec un **IH** faible à moyen variant (20 à 144) et **IO** faible à très faible (5 à 102). Les observations optiques ont montré une **MO** amorphe indiquant toujours un faciès marin à continental, (**Tab. 4**).

- Caractéristiques géochimiques de la roche mère cénomaniens :

Cette roche mère présente des paramètres géochimiques appréciables dans l'ensemble. Les piques **S₂** sont moyennement faibles de l'ordre de 0,27 à 0,89mg HC/g de roche tandis que le **PP** potentiel pétrolier varie de 0,3 à 1,07 ; par contre il atteint 8,81 à (AMK-1).

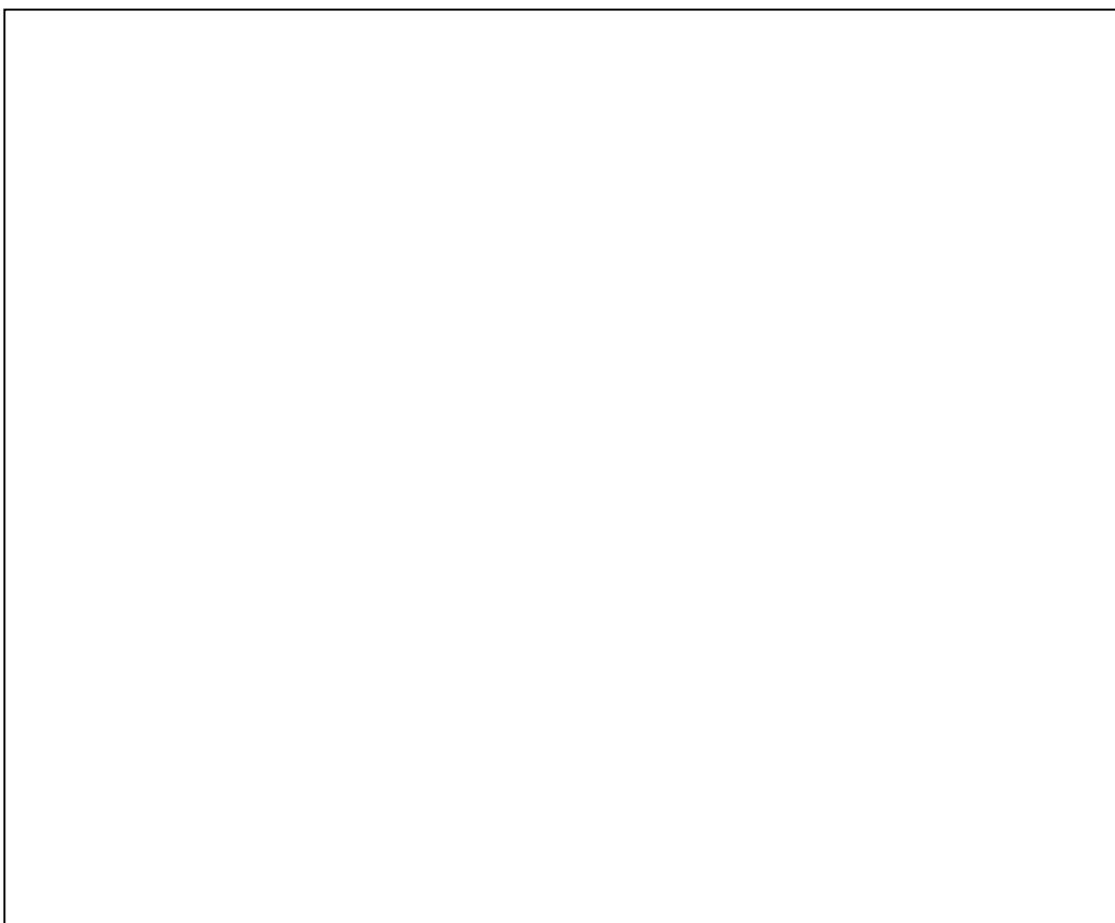
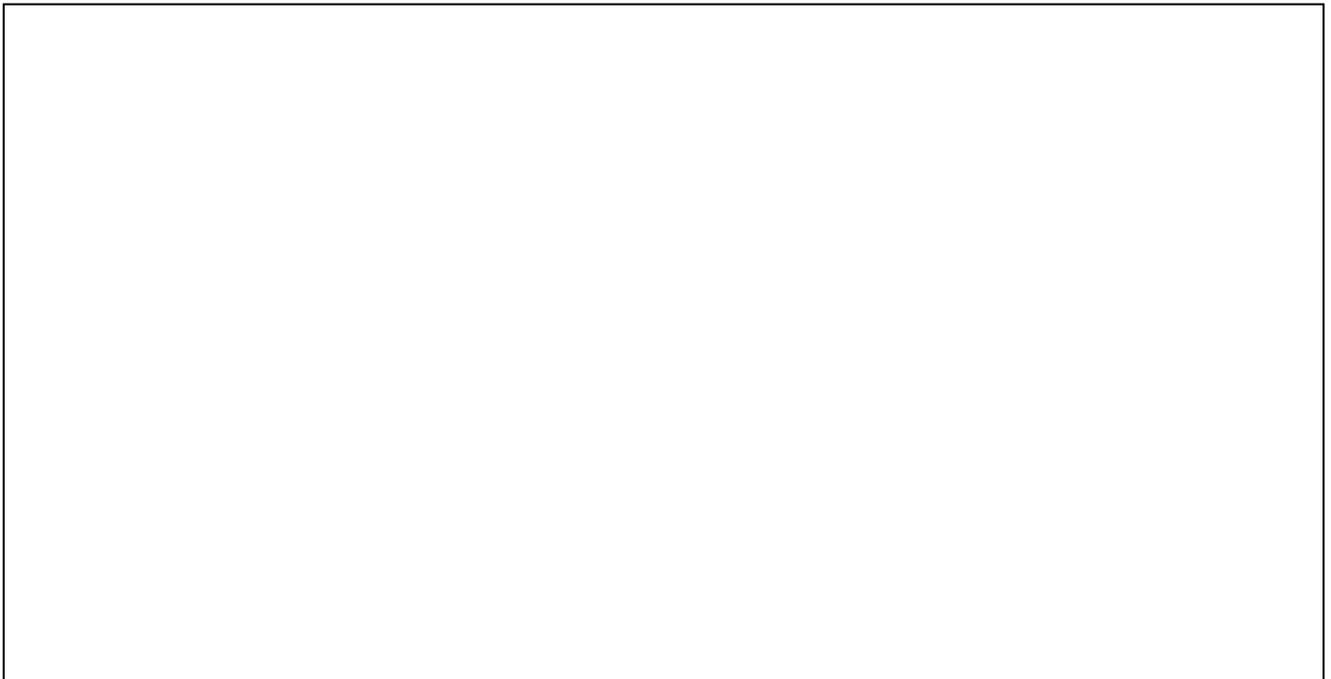


Fig. 104 : Carte d'isorichesse en COT de la roche mère cénomaniens



Tab. 4 : Caractéristiques géochimiques de la roche mère cénomanienne

2.1.1.3. Turonien :

- Description lithologique

Elle est caractérisée par une biomicrite fine à passées d'argiles et de marnes grises à vertes friables avec des intercalations de calcaires gris en plaquettes, bitumineux par endroits. L'épaisseur estimée est de l'ordre de (18 à 41m).

- Richesse en matière organique

La carte en isorichesse (**Fig.105**) fait ressortir un COT moyen (0,5 à 1) dans la région qui s'étend entre Dj. Amrane, Dj. Djahfa, ainsi qu'au NE de bassin à AMK-1.

- Type de la matière organique

Les diagrammes **IH/IO** indiquent que la **MO** contenue dans la Roche mère turonienne est de **Type II**, avec un **IH** moyen à bon variant (133 à 436). Il est à 132 à Dj. Amrane et **IO** faible à très faible (5 à 102). Les observations optiques ont montré une **MO** amorphe indiquant toujours un faciès marin à continental.

- Caractéristiques géochimiques de la roche mère turonienne

Cette roche mère présente des caractéristiques géochimiques moyennes dans l'ensemble. Les piques **S₂** sont moyennes (**Tab. 5**)

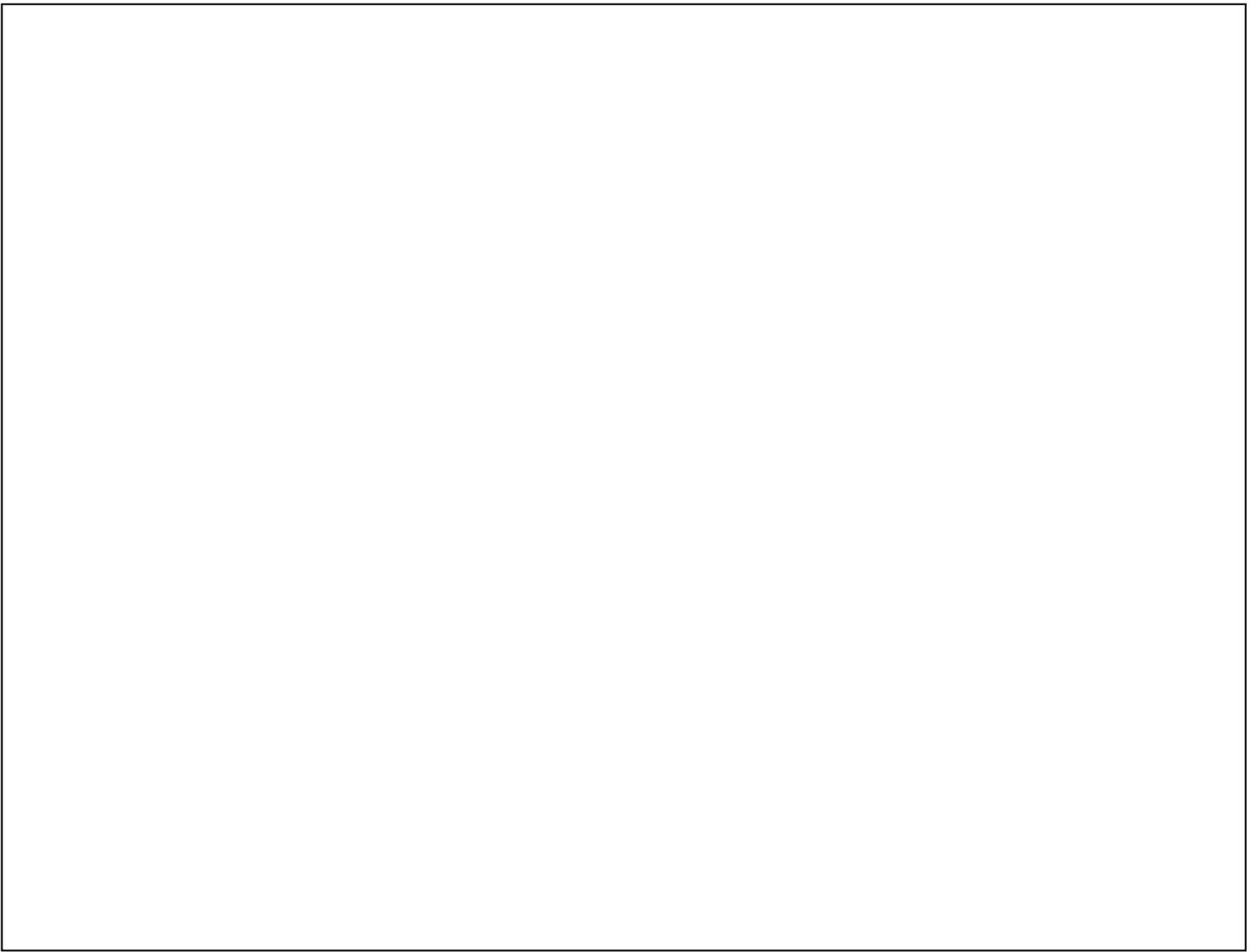


Fig. 105 : Carte d'isorichesse en COT de la roche mère turonienne

Tab. 5 : Caractéristiques géochimiques de la roche mère turonienne

2.1.2. Étude d'évaluation des roches mères

Pour définir la maturation de la matière organique des roches mères rencontrées dans la région d'étude, nous nous sommes appuyés sur les T°max enregistrées sous le pic S2 lors du craquage du Kérogène (les données de pyrolyse)

2.1.2.1. La roche mère vraconienne

Les indices IH et IO de l'Albien sont faibles, ce qui traduit un état d'évolution avancé de la matière organique, cet état est confirmé par les $T^{\bullet} max$ enregistrées et qui sont de l'ordre de 436° à 501°c témoignant de trois zones :

- Une zone mature en phase à gaz qui s'étend de SLA-1 à MKN-1 et prend une extension vers le SW
- Une zone à condensat, aux alentours de la première zone
- La dernière est en phase à huile, prend une extension à l'Ouest du bassin de Timgad (AMR-1) et plus à l'Est à AMK-1 et BDJ-2.

2.1.2.2 La roche mère cénomaniennne

Dans tous les puits où les indices IH et IO sont faibles, les $T^{\circ}max$ sont élevées, hormis quelques exceptions. Les $T^{\circ} max$ enregistrées sont de 429° à 460°c témoignant des zones suivantes :

- Une zone immature au SE de la région à Boudjellal (429°).
- Une zone mature en phase à huile, au NE du bassin de Timgad vers les Ammatat.
- Une zone en phase à condensat, dans la région de Selsala.
- Une zone à gaz dans la région de Serdiès.

2.1.2.2. La roche mère turonienne

Les indices IH et IO sont faibles à moyen, ce qui traduit un état d'évolution de la MO moyen. Les $T^{\circ} max$ enregistrées sont de 429° à 459°c, témoignant de la présence des zones suivantes :

- Une zone immature au SE de la région à Boudjellal (429°).
- Une zone mature en phase à huile, à l'Est et à l'Ouest du Bassin de Timgad.
- Une zone mature en phase à condensat, se répand au centre du Bassin de Timgad

2.2. Description des niveaux Roches réservoirs:

Les principaux niveaux susceptibles de constituer de bons réservoirs sont d'âge albien inférieur, albien supérieur, aptien et jurassique. Ce ci à l'échelle régionale de l'Atlas saharien oriental ou du Bassin SE Constantinois. Nous allons nous intéresser plus particulièrement aux roches réservoirs du Bassin de Timgad.

Le réservoir Albien

2.2.1.1. L'Albien inférieur

L'Albien inférieur est caractérisé par un dépôt gréseux tel qu'à Dj. Bou Arif (**Fig. 106**). Cela peut être un bon signe pour une nouvelle prospection de cette formation afin de déterminer les paramètres pétrophysiques de cette dernière.

2.2.1.2. Le réservoir Albien Supérieur

Les niveaux attribués à l'Albien supérieur sont moins développés que ceux de l'Aptien. En fait les formations carbonatées deviennent restreintes et occupent le NW et le SE de l'Atlas saharien oriental. Du point de vue lithologique les faciès réservoirs sont des calcaires fins parfois bioclastiques et oolithiques à foraminifères benthiques et planctoniques, ainsi que des dolomies microcristallines à cristallines. Ils passent latéralement à des calcaires organogènes et oolithiques dans la région de Khenchela.

A l'Ouest ce réservoir est calcaro-dolomitique, à l'exception de Dj. Amrane où il devient légèrement argileux.

2.2.2. Le réservoir Cénomanienn supérieur

Représenté par des faciès de type plate forme interne, avec des calcaires bioclastiques de type biomicrite légèrement argileuse riche en débris de Mollusques, d'échinoderme de foraminifères benthiques (Dj. Amrane et Dj. Bou Arif).

2.2.3. Le réservoir Turonien inférieur

Caractérisé par des dépôts de plate forme interne occupant la majeure partie du bassin. Il est représenté par des calcaires riches en bioclastes (Lamellibranches, échinodermes et gastéropodes). A Dj. Amrane ce faciès admet un développement de constructions récifales.

2.3. Les roches couvertures

Les séries argileuses ou marno-calcaires de l'Albien supérieur et du Cénomaniens peuvent assurer la couverture des niveaux réservoirs de l'Albien inférieur

Les réservoirs cénomano-turonien ne peuvent être admis comme objectif pétrolier, que dans le cas où elles sont recouvertes par les Marnes grises du Turonien supérieur.

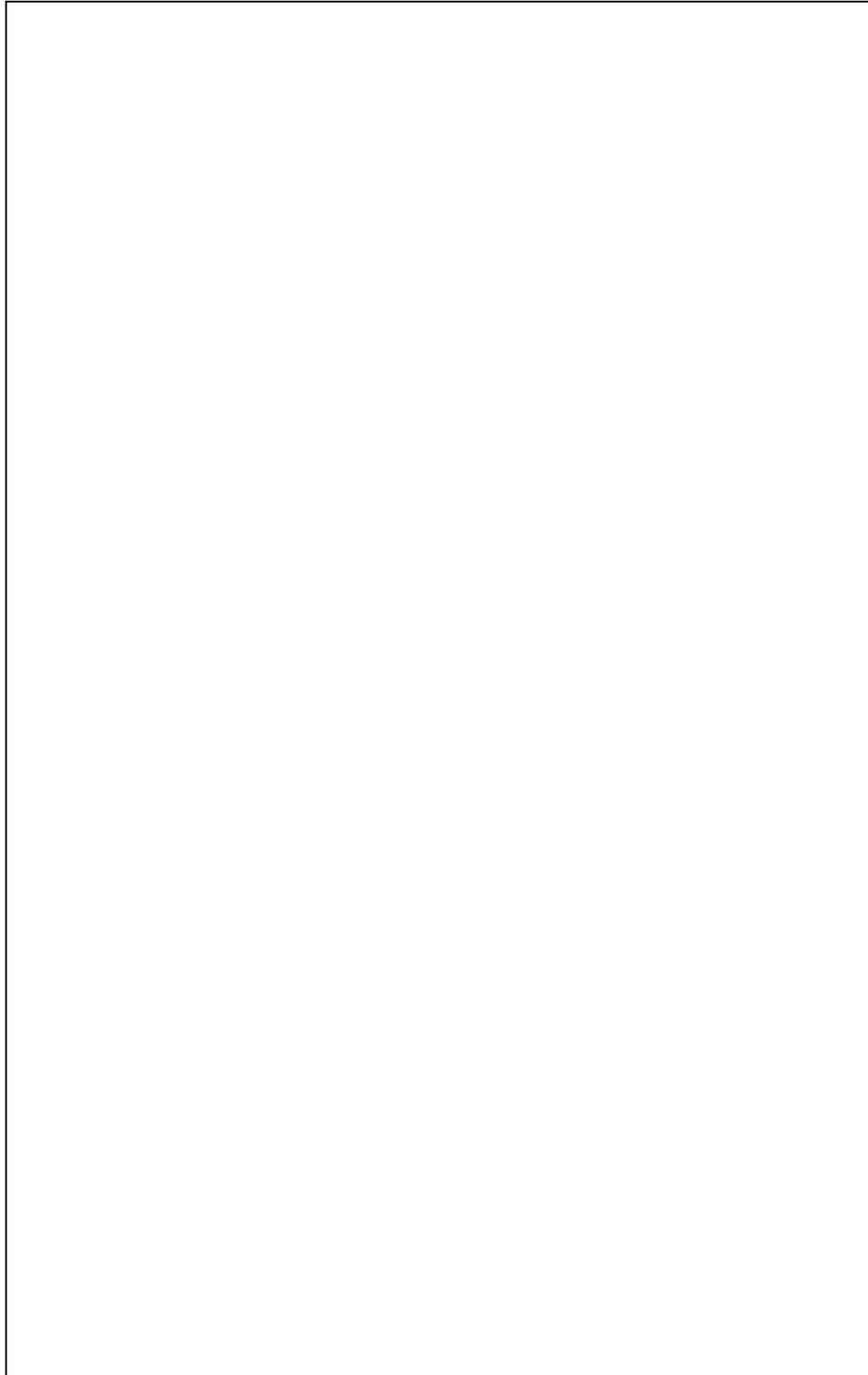


Fig.106 : Colonne lithostratigraphique du flanc sud de Bou Arif, (Marmi et al, communication en cour)

2.4. Les pièges potentiels en Hydrocarbures

Pour mener à bien notre recherche sur les pièges dans le Bassin de Timgad, il est indispensable de prendre en considération les données de la sismique, afin d'avoir une image plus claire de subsurface

2.4.1. Méthodes sismiques

Les méthodes sismiques sont des techniques d'imagerie basées sur l'étude de la propagation des ondes sismiques. Les ondes sismiques sont de nature mécanique. On peut dire d'une onde peut être :

- c'est une perturbation du milieu, qui se propage dans l'espace ;
- la propagation des fonctions des propriétés physiques du milieu.

Le phénomène de la propagation des ondes sismiques peut être décrit à partir de :

- la loi de Hooke : reliant contrainte et déformation ;
- la deuxième loi de Newton : reliant force et accélération

2.4.1.1. But de la sismique réflexion

La sismique réflexion est un outil très important dans l'étude géologique de subsurface (déformation des structures géologique profondes), elle est devenue un moyen indispensable dans l'exploration géologique : permettant d'atteindre une grande profondeur et une bonne résolution (détection des piège à hydrocarbures).

2.4.1.2. Principe de la méthode

La méthode est basée sur l'enregistrement des impulsions (ondes sonores) engendrées à travers les différentes interfaces ou horizons qu'elles traversent en remontant vers la surface. Les ondes une fois réfléchies donneront une image temps. Cette dernière traduit la structuration en profondeur d'une région donnée.

La méthode consiste à provoquer un ébranlement par des sources artificielles (explosifs, camions vibreurs), elle permet de repérer des réflecteurs dans une zone à la verticale, du point de vue origine des ondes, ces réflecteurs sont des surfaces qui renvoient les ondes à cause d'un changement brutal des propriétés physiques (densité, élasticité) du sous-sol.

Ces surfaces de discontinuité peuvent être des limites de couches sédimentaires, des zones hétérogènes au sein d'une roche, ou des surfaces d'érosion.

Pour effectuer les levés, il faut mettre en place un dispositif de réception constitué par des géophones appelés aussi capteurs disposés à la surface du sol à proximité du point d'émission, ils détectent ainsi les ondes qui remontent en surface.

Après l'enregistrement des signaux électriques, un traitement des informations acquises sur le terrain se fait par suite au centre de processing où on apporte aussi des corrections statiques permettant d'éliminer l'influence des couches géologiques superficielles dite zone altérée (**WZ : weathered zone** ou **Datum plane**) ; et dynamiques liées aux lois de la vitesse.

En définitif le résultat de ce traitement des données sismiques est une image structurale des formations géologiques, appelée section sismique, son axe horizontal représente les abscisses géographiques des points de la surface le long de profil d'acquisition, tandis que l'axe vertical représente le temps d'écoute, où toutes les informations utiles sont portées (loi de vitesse, DP, correction, points de tir, direction du profil sismique, années de réalisation, compagnie.....etc.).

2.4.1.3. Documents utilisés:

Pour l'interprétation sismique, nous avons utilisé les informations géologiques et les données géologiques tirées des documents suivants :

-les sections sismiques correspondantes aux profils réalisés dans la région.

-le plan de position ou carte de base (où sont portés les profils sismiques des différentes compagnes), (*Fig. 107*).

-la carte géologique du secteur d'étude.

1.1. Les pièges potentiels en Hydrocarbures

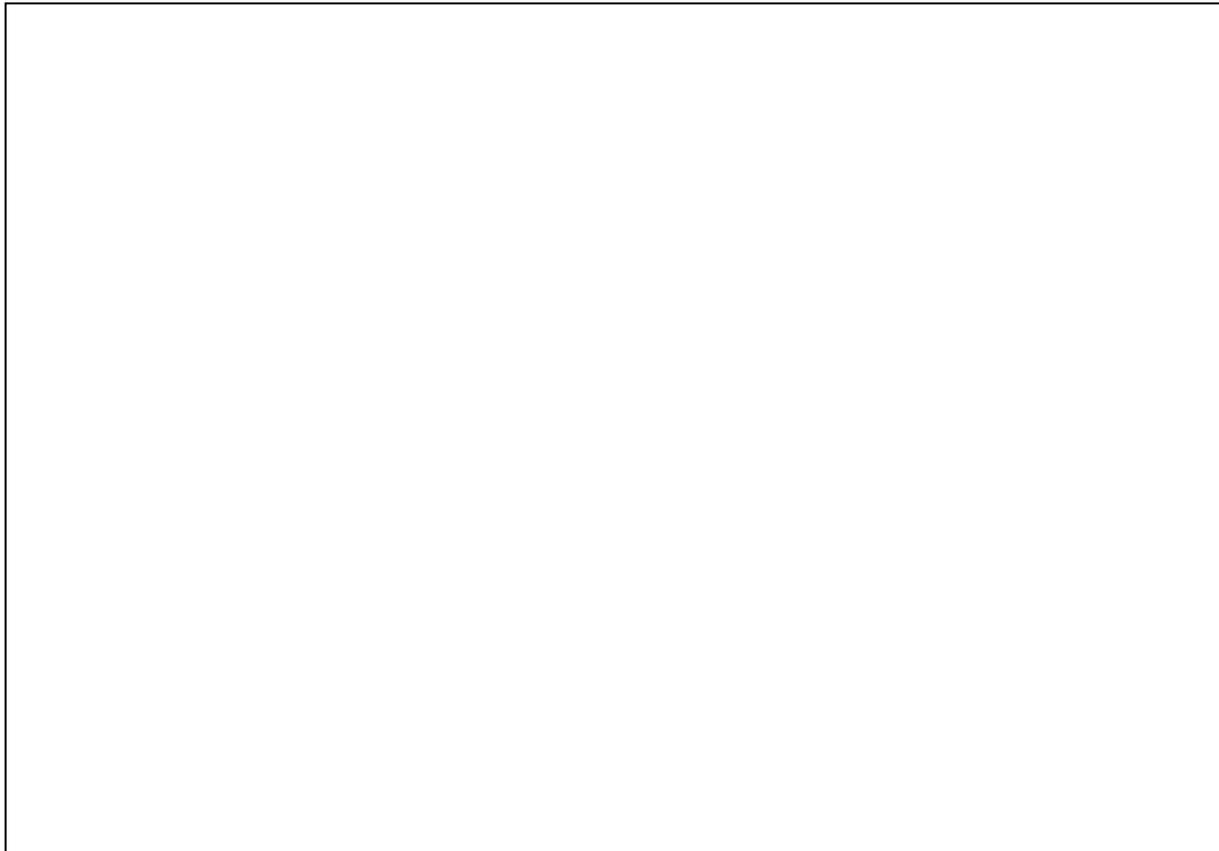


Fig.107 : Plan de position des sections sismiques interprétées

1.1.1. Méthodologie de travail

1.1.1.1. Choix des horizons (réflecteurs sismiques):

Le choix des horizons sismiques se fait en fonction de l'objectif principal du réservoir et sa bonne qualité de la réponse sismique à travers la région d'étude (lorsqu'il est proche d'un réservoir).

L'identification des horizons consiste à les rattacher à un étage géologique en se basant sur les données de puits, log habillé et le profil sismique vertical.

1.1.1.2. Le calage

Le calage est une technique qui consiste à trouver le temps de l'horizon choisi pour l'identifier sur les sections sismiques à partir des puits qu'elles traversent, elle est réalisée en plusieurs étapes :

- Positionnement des puits sur la section sismique ;
- Détermination des valeurs de la profondeur des toits des formations à partir des logs habillés ou des fiches stratigraphiques ;
- Lecture des temps simples correspondants aux profondeurs déterminées sur ces carottes sismiques ;
- Correction des temps de telle façon à remettre tous les niveaux (carottage sismique ou PSV et section) à la même origine, en éliminant la différence entre le DP carottage et DP section et multiplier le temps par deux ;
- Identification de l'horizon sur le film synthétique ou le PSV, en portant le temps double corrigé sur la section sismique.

1.1.1.3. Corrections des horizons sismiques:

Afin d'effectuer une coupe géologique en temps, les horizons sismiques sont identifiés le long des sections et cela en tenant compte des caractéristiques sismiques (la ressemblance latérale des réflecteurs) et de la

continuité de l'horizon, ainsi que de l'isopacité des épaisseurs à certains moments (conservation de l'épaisseur). Il nous faut aussi comparer les sections sismiques entre elles. Le suivi des horizons peut être plus au moins facile en fonction de la quantité sismique et la complexité géologique (présence des failles), ainsi la connaissance géologique de la région facilite l'interprétation.

Les cartes géologiques nous servent pour la localisation des affleurements géologiques, et éventuellement des accidents apparents en surface.

1.1.2. Travaux sismiques réalisés:

S'étendant sur une longueur de 120 km et une largeur de 35 km approximativement, le bassin de Timgad a fait l'objet de plusieurs campagnes sismiques qui sont réparties sur une vingtaine d'années, il s'agit des campagnes : **71AB**, **73AB**, **78AB**, **94AB** et récemment la campagne **02AB** qui est toujours en cours d'exploitation.

1.1.2.1. Apport de la sismique:

Les profils sismiques ont été choisis en fonction de leur position par rapport aux structures existantes dans le bassin de Timgad.

- **Le transect E-W (Fig. 108)**

Le transect EW, traversant le Bassin de Timgad est d'une moyenne qualité sismique, il est composé de trois sections : 1, 2 et 3.

D'Ouest en Est, on observe les structures sont mises en évidence:

- Une structure synclinale, à cœur miocène discordant sur le Crétacé supérieur, affectée par de nombreuses failles normales subverticales avec un plongement Est. Leurs rejets sont nettement faibles ; elles sont d'âge post-Albien (F1) et post-Cénomaniens (F2). Ces fractures matérialisent respectivement les deux phases : l'une distensive post-Autrichienne et compressive Emshérienne. Cette structure correspond au *synclinal de Tagratine* dont sa structuration aurait probablement débuté dès la phase compressive du Miocène supérieur.
- Un axe positif à cœur cénomaniens montre un flanc Ouest affecté par une faille normale (F3) subverticale à prolongement Est, et une faille inverse (F4) à prolongement Ouest. Ces failles présentent des rejets faibles. Quant au flanc oriental, il est recoupé par des failles inverses à plongement Ouest montrant des rejets généralement faibles et une légère diminution d'épaisseur. L'ensemble des fractures affectant l'anticlinal de *Dj. Amrane* sont datées post-Albien, témoignant de la phase compressive Autrichienne. A l'Est de ce dernier, une faille normale (F5) à fort rejet plongeant vers l'Est, affecte presque tous les horizons, elle serait liée à la phase Atlasique. Il existe aussi des failles inverses subverticales (F6) à rejets généralement faibles, les failles sont d'âge post-Cénomaniens, probablement elles sont en relation avec la phase compressive Emshérienne.
- Plus à l'Est, la section (2) montre une structure synclinale à cœur miocène couvert en discordance par le Plio-Quaternaire. Cet axe négatif est bordé vers l'Ouest par une faille normale à prolongement Est (F7). Cette faille enregistre un rejet important dans l'Aptien qui s'atténue dans les séries supérieures (Albien et Cénomaniens), elle est d'âge post-Crétacé (voir transect). Une faille inverse (F8) à plongement Ouest et à faible rejet apparaît sur le flanc occidental daté post-Cénomaniens. D'autres failles normales subverticales affectent l'Albo-Aptien engendrées par une phase distensive.
- Aussi, un bombement s'observe dans la bordure Est, où une variation nette des épaisseurs de toutes la série sédimentaire du synclinal se fait remarquée.
- Vers la bordure orientale de la structure synclinale apparaît le fossé d'effondrement de *F'Kirina Sud* qui correspond à un axe de subsidence NW-SE.

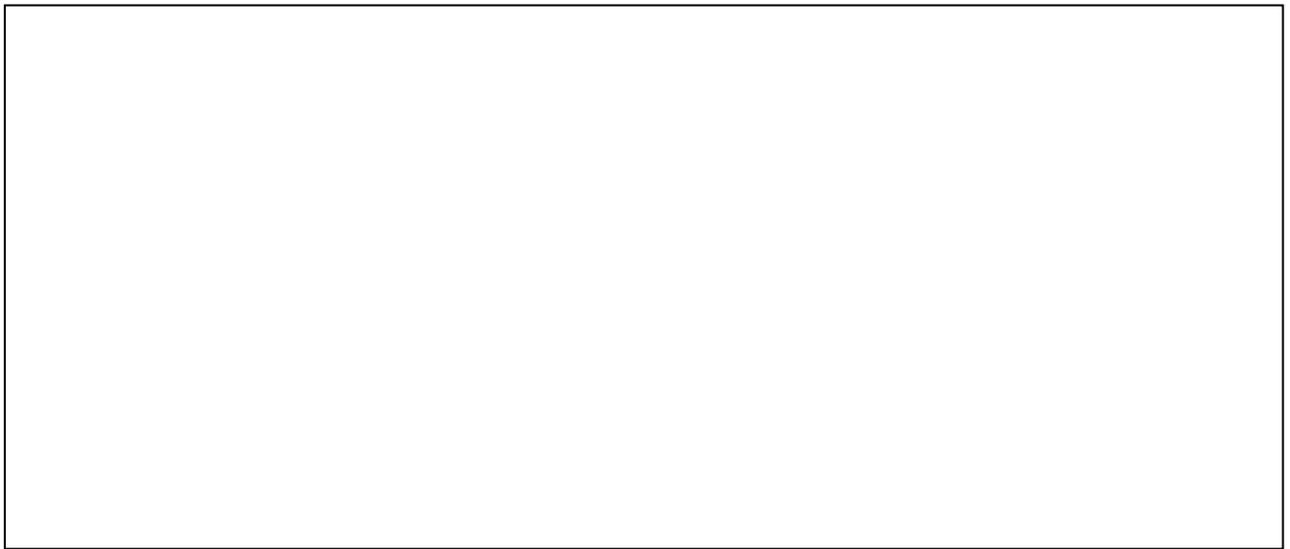


Fig.108 : Transect EW

- **Section A (Fig. 109)**

Cette section orientée ENE-WSW est d'une moyenne qualité, elle traverse la structure où est implanté le forage *AMR-1*, ce qui a facilité l'identification des horizons sismiques.

Au Sud Ouest, cette section montre un axe structural positif à cœur Turonien correspondant à l'anticlinal de *Dj. Amrane*.

Un axe négatif observé à l'Est de ce dernier, peut correspondre au *synclinal de Touffana*. Il est affecté par de nombreuses failles normales (F1) subverticales dont le rejet est faible. Le flanc oriental de cette structure est généralement traversé par des fractures (F2) plongeant de 80° vers le NE.

L'ensemble de ces failles est d'âge post-Turonien, engendrées par la phase Emshérienne (Santonienne). En ce qui concerne les épaisseurs, elles sont constantes dans les deux structures. Cependant un biseautage des formations du Crétacé supérieur est perceptible sous le Miocène, et qui pourrait être le résultat de l'érosion avant la transgression marine.

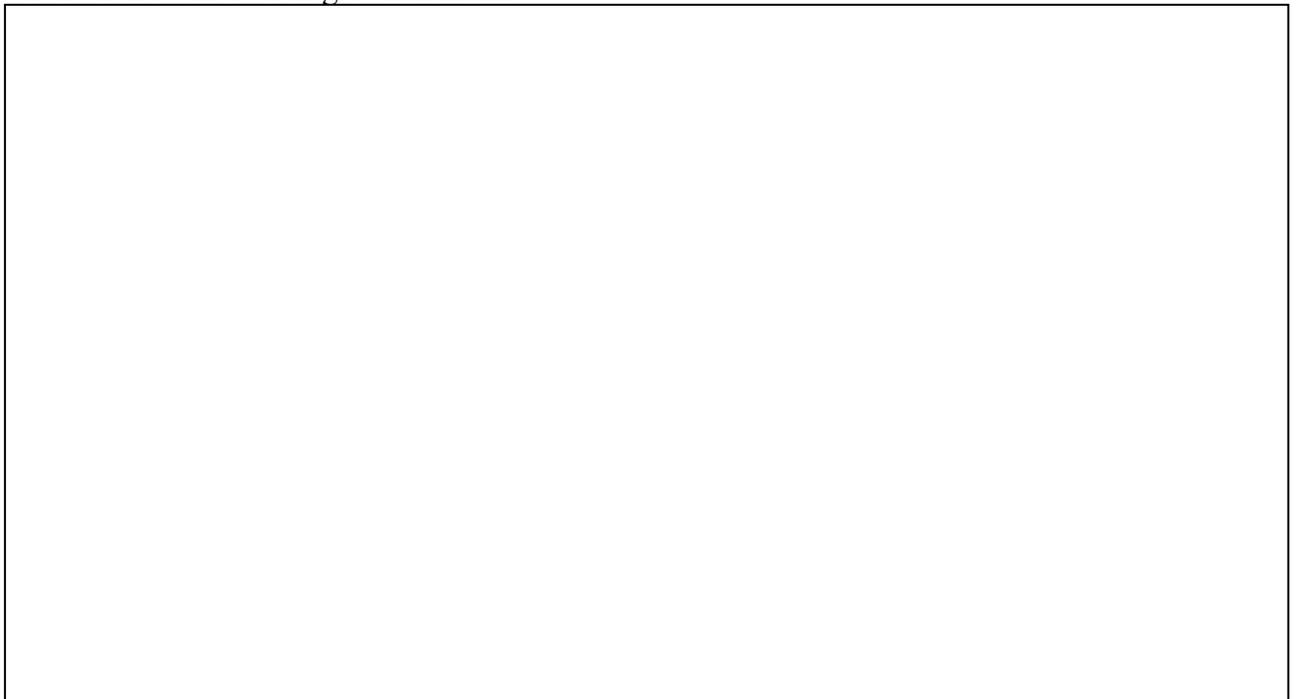


Fig.109 : Section A

- **Section C (Fig. 110)**

Cette section de direction NW-SE, de moyenne qualité, elle montre deux axes structuraux : le premier correspond à la structure anticlinale de **Dj. Amrane** ; dont le cœur est d'âge Turonien couvert en discordance par le Miocène. Cette structure est bordée par deux failles inverses d'âge post-Miocène, à pendages très redressés à subverticaux. Elles présentent des rejets importants pendant le Crétacé inférieur et qui diminuent dans les séries supérieures. Ces failles sont générées par la phase Autrichienne, et auraient rejoué pendant le Miocène supérieur.

Le second axe est négatif, c'est le synclinal de **Touffana** d'âge post-Miocène, où s'observe une faille normale subverticale, affectant le cœur dont le rejet est négligeable. Cet accident affecte les formations miocènes, il serait généré par la phase du Plio-Quaternaire.

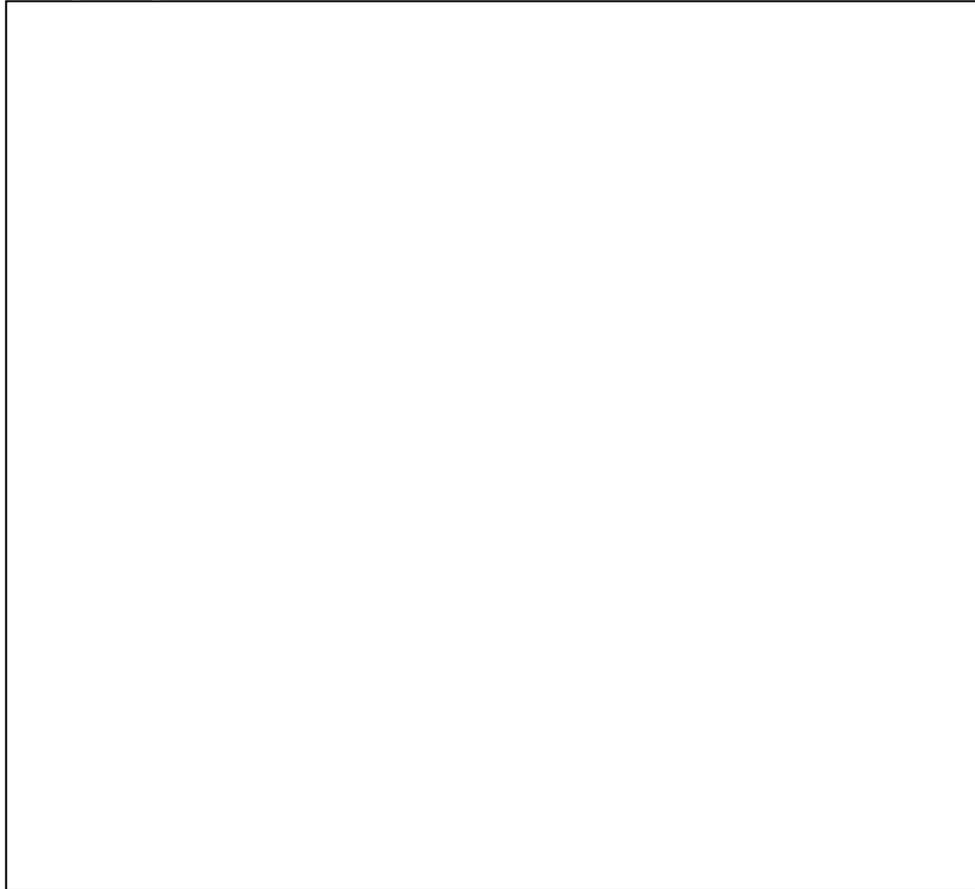


Fig.110: Section C

- **Section D (Fig. 111)**

Cette section est réalisée au Nord du bassin, elle est de moyenne qualité sismique de direction N-S. Cette section montre l'existence des failles normales (F1) qui plongent de 50° à 60° vers le Nord avec des rejets faibles. D'autres failles (F2) conjuguées à ces dernières, à pendage de 60° à 70° vers le Sud, qui montrent également des rejets faibles.

L'ensemble de ces failles sont d'âge post-Albien générées par la phase Autrichienne. On note que les épaisseurs sont globalement constantes tout au long du profil sismique. Les niveaux du Crétacé inférieur (Aptien et Albien), affleurent vers le Sud, et s'approfondissent vers le Nord.

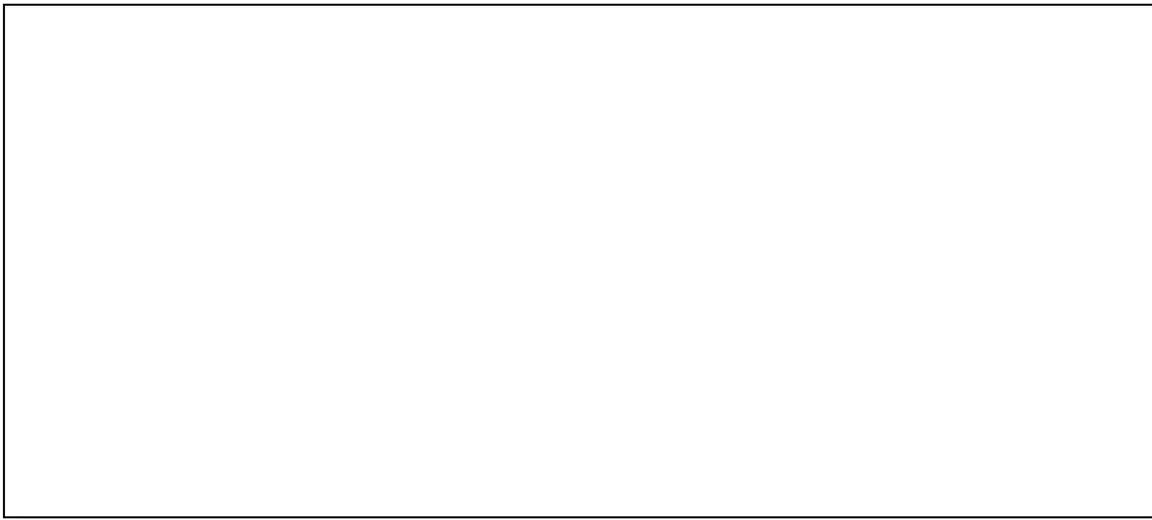


Fig.111 : Section D

- **Le profil 71 AB 05 (Fig.112)**

Ce profil de direction NW-SE est d'une longueur de 18 Km environ recoupe l'anticlinal de Dj. Amrane. Cette structure apparait sous forme d'un pli légèrement coffré et dissymétrique.

Elle est limitée de part et d'autre par des failles inverses, lui donnant une forme extrusive. Ces failles sont fortement inclinées et convergentes en profondeur.

Selon Ghandriche (1991) ces accidents se raccordent à une surface plane de décollement basale au niveau du Trias. Ces derniers peuvent être assimilés à des failles listriques en profondeur et des fronts de chevauchement en surface.

La faille inverse méridionale décolle visiblement la barre gréseuse nord vers le haut par rapport à la barre sud. Contrairement, la faille inverse septentrionale décolle le repère Cénomaniensud vers le haut par rapport à celui du Nord, mais elle n'affecte pas la base du Miocène. En observant la faille inverse méridionale, il s'avère qu'elle a fonctionné sous les contraintes de la phase post-miocène.

Les deux failles inverses ont généré un système de horst et graben, le horst c'est bien la structure de Dj. Amrane, alors que le graben correspond au synclinal de Touffana situé plus au Sud.

Le cœur
par rapport aux c

tivité tardive

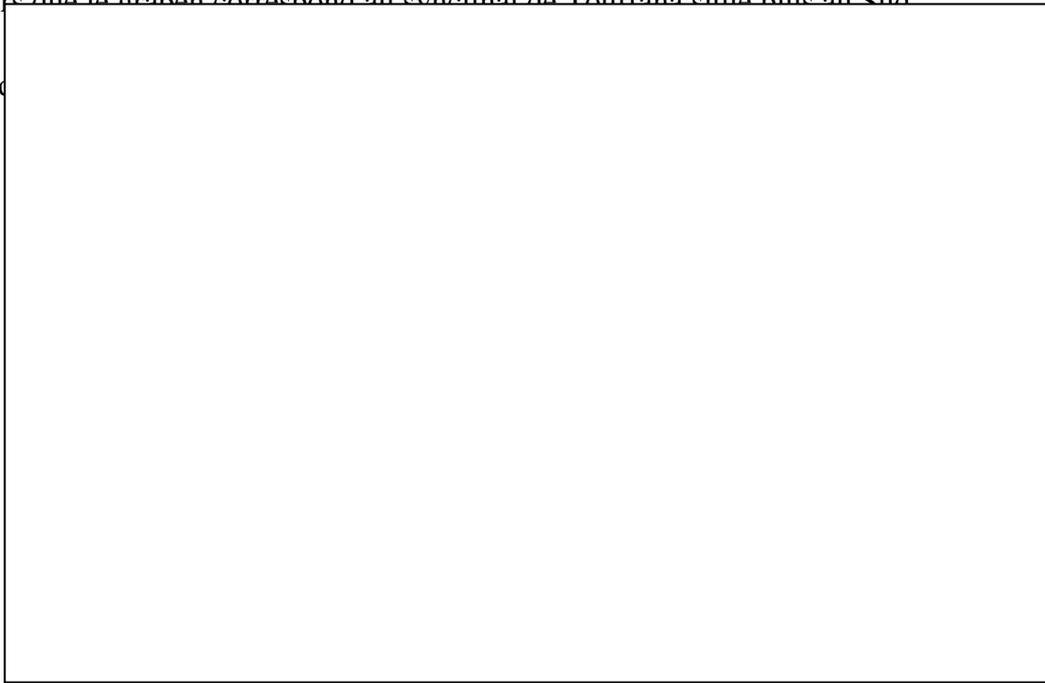


Fig.112: Section 71AB05

- ***Le profil 71 AB 12 (Fig. 113)***

Ce profil traverse le bassin de Timgad selon une orientation E-W sur plus de 80 Km. Il est perpendiculaire à la contrainte (σ_1) qui correspond à la direction de raccourcissement et oblique aux failles normales cartographiques superposables sur les failles chevauchantes. Ce profil montre la coexistence de deux types de failles, (Ghandriche, 1991).

Ce profil est illustré par la présence de deux types de failles normales. La première famille est superficielle, la seconde est beaucoup plus profonde.

- La première famille est caractérisée dans les horsts de Djebel Amrane et de Bou El Freiss avec un pendage vers l'Est, assez accentué plus à l'Ouest qu'à l'Est. La base du Miocène est affectée à la fois par des failles normales tardives post plissement-chevauchement et une faille majeure inverse qui les encaissent, impliquant ainsi leur tardivité, (Ghandriche, 1991). La faille chevauchante s'étale environ sur 28 Km, elle affleure dans les repères cartographiques a, b, c et d, son allure sinusoïdale laisse supposée qu'elle est antérieure au plissement.
- La seconde famille met en évidence des failles normales, avec un pendage accentué vers l'Ouest. Elles se sont développées à la base de l'horizon B (Cénomaniens) et au sommet du niveau I correspondant à un niveau de décollement majeur (Trias). Cet accident traduit la base du chevauchement qui correspond à une faille listrique, horizontale à la base et inclinée pas loin de la surface. Ces failles normales sont limitées en haut par l'horizon B (Cénomaniens) et ne semble pas être affectée par les phases compressives postérieures, d'où la possibilité de les lier à une tectonique distensive attribuable à l'Albien.

Le profil met en évidence des failles inverses fortement inclinées dont les pendages convergent vers le bas deux à deux pour former un plan relativement plat assimilable à une faille listrique. Ces failles délimitent deux horsts (anticlinaux), Djebel Amrane et Bou El Freiss et des grabens (synclinaux) plus ou moins perchés. L'accident chevauchant recoupé en quatre points a, b, c et d constitue la même faille inverse majeure observée au flanc Sud de Djebel Amrane. Ce dernier est plissé parallèlement au plongement. L'ondulation qui affecte cette faille chevauchante implique la concomitance des deux phénomènes-chevauchement plissement avec un léger retard du second phénomène, (Ghandriche, 1991).

- *Le profil 71 AB 11 (Fig.114)*

Ce profil est d'orientation NW-SE, il est situé dans la partie Est du bassin de Timgad au Sud de Djebel Fedjoudj qui constitue le prolongement oriental de Djebel Bou Arif. Seulement la partie SE de l'anticlinal de Fedjoudj est prise en considération, par contre la partie NW est illisible et de mauvaise qualité.

On observe de façon net et précise des failles inverses analogues à celles trouvées au Dj. Amrane et une discordance angulaire représentée par la dalle villafranchienne qui recouvre à la fois sur les niveaux messiniens (la base en jaune) et le sommet du Tortonien ainsi que les niveaux du Crétacé (vert). Cette dalle présente un léger pendage vers le NW, supposant probablement une influence tectonique post-villafranchienne.

Le Miocène semble accordant sur le crétacé et présente le même plissement que son substratum Ces caractéristiques (plissement-fracturation et étages) ont permis à Ghandriche (1991) de caler sans ambiguïté, de façon claire et précise l'âge post-Messinien et anté villafranchien, (Ghandriche, 1991).



1.2. Essai de repérage des pièges potentiel en hydrocarbures :

Les pièges observés dans la région d'étude sont divers notamment les pièges mixtes. Le repérage des pièges potentiels est réalisé d'une manière qualitative en se basant sur les données tirées de l'étude du système pétrolier de la région et des données lithostratigraphiques et sédimentologiques.

- **Sur le transect EW** quatre zones sont mises en évidence et peuvent être prises en considération (**Fig. 115**):
 - **La zone A** : correspond à un piège qui peut être potentiel car il regroupe le réservoir aptien surmonté par le Vraconien qui forme une couverture avec ses marnes et argiles. Il correspond à un piège structural de type piège contre-faille.
 - **La zone B** : la discordance du Miocène inférieur sur le réservoir cénomanien au niveau du synclinal de Touffana. Ce piège aurait été négligé si la formation discordante est constituée de faciès détritiques (grésos-conglomératiques), dans ce cas il y n'aura plus d'accumulation des hydrocarbures. Il est corrélable avec les formations du Tortonien. Par contre si ces formations sont marneuses ou argileuses, d'âge Langhien-Serravallien ; le piège serait considéré comme favorable.
 - **La zone C** : un piège mixte où s'observent une couverture vraconienne sur un réservoir d'âge Aptien et une discordance Miocène sur le Cénomanien.
 - **La zone D** : au niveau de l'anticlinal de Dj. Amrane, correspond aussi à un piège mixte avec un gisement probable contre faille, avec la couverture du Vraconien sur l'Aptien.

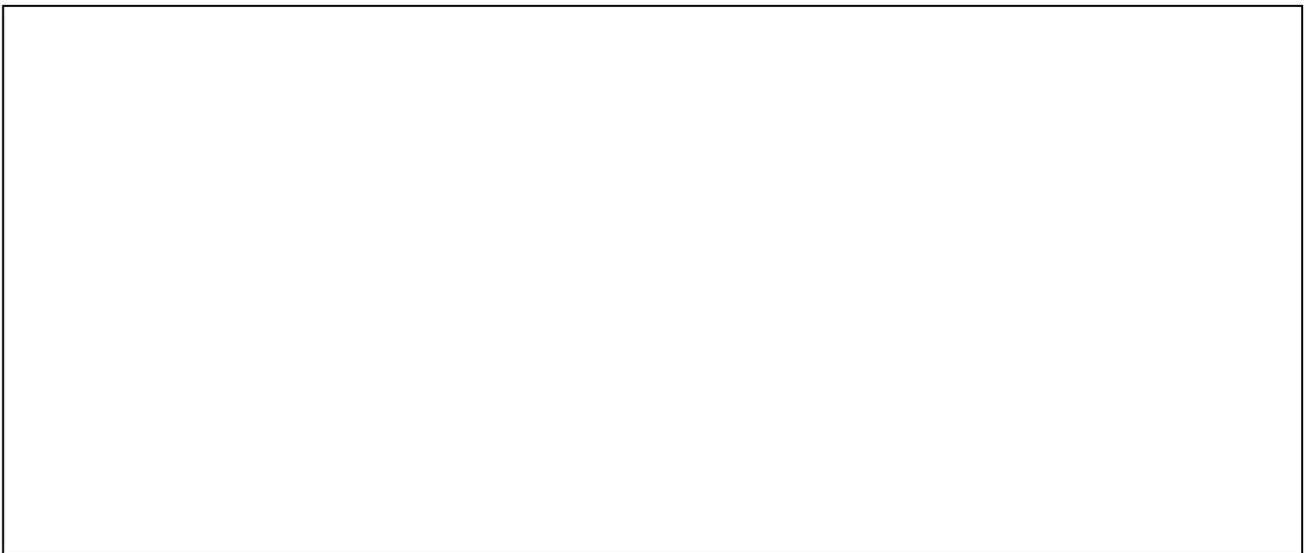


Fig.115 : Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur le transect EW

- **Sur la section C**, au cœur de l'anticlinal de Dj. Amrane, la présence de la couverture vraconienne sur le réservoir aptien, favorise une certaine accumulation d'hydrocarbure dans deux cas : soit un piège contre-faille, soit un gisement sous forme de voute anticlinale. (**Fig.116**)

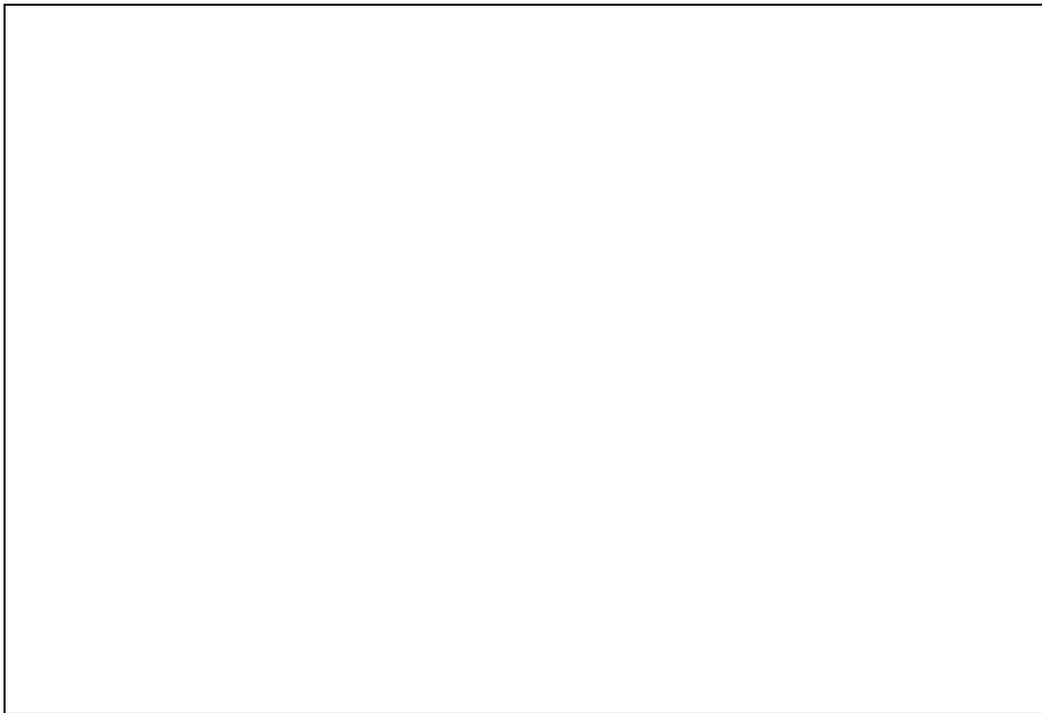


Fig.116: Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur la section C

- **Au niveau de la section 71AB05**, au cœur de l'anticlinal de Dj. Amrane, trois zones peuvent favoriser le piégeage des hydrocarbures (**Fig.117**) :
 - **La zone A** : il s'agit d'un réseau de faille qui peuvent faciliter le drain et la migration des hydrocarbures vers un voute antiforme, d'âge Albien, couverte par les marnes du Cénomaniens inférieur.
 - **La zone B** : cette zone est marquée par une forte fracturation, favorisant la migration vers les roches réservoirs. La base de l'Anticlinal de Dj. Amrane prend la forme des structures en fleur, ces dernières sont connues comme de très bons éléments favorisant le piégeage.
 - **La zone C** : correspond à un gisement contre-faille recouvert par la discordance miocène

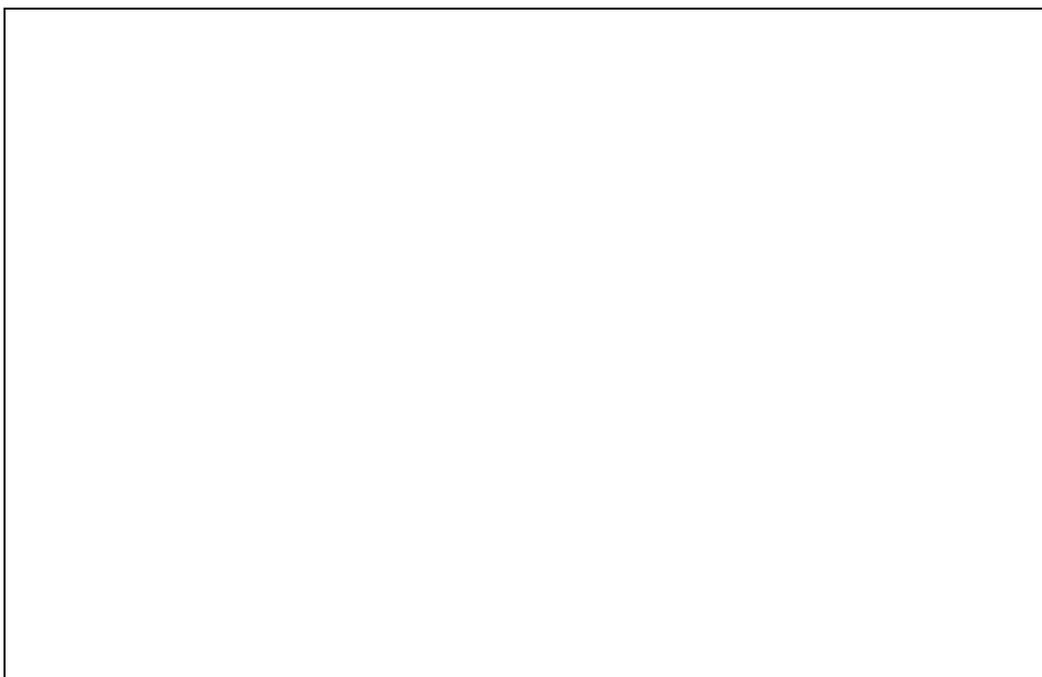


Fig.117: Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur la section 71AB05

- **Au niveau du profil 71 AB 12** : il se développe un système de blocs basculés favorisant la création de pièges par la juxtaposition de différentes formations lithologiques, ainsi le piégeage stratigraphique est assuré. Le développement de horsts et de graben dans la partie sommitale, favorisera un piégeage de type structural.

La partie orientale de la section révèle un bombement couvert par une épaisse série discordante.

Trois pièges à prendre en considération (**Fig.118**) :

- La zone A : piège contre faille, et en structure de fleur
- La zone B : une voute anticlinale
- La zone C : le cœur de l'anticlinal avec deux grands accidents assurant le drain.



Fig.118: Repérage des pièges potentiels en hydrocarbure sur la section 71AB12

2. Conclusion

Sur le plan pétrolier, la région d'étude présente un système pétrolier prouvé dans le Crétacé. Les niveaux roches mères du bassin de Timgad sont représentés principalement par les séries marneuses, bitumineuses du Vraconien, du Cénomaniens et du Turonien, cependant elles sont différentes sur le plan caractéristiques géochimiques et degrés de maturation. Elles sont matures dans la phase à huile et à gaz avec des teneurs moyennes en **COT**.

A l'échelle régionale, les principaux niveaux susceptibles de constituer de bons réservoirs sont d'âge albien inférieur, albien supérieur, aptien et jurassique possédant le plus souvent des couvertures marno-argileuses. Au niveau du bassin de Timgad, les réservoirs se rapportant au Cénomano-Turonien, susceptibles d'avoir un objectif pétrolier, sont ceux couverts par les marnes grises du Turonien supérieur. Ces réservoirs sont caractérisés par des valeurs pétrophysiques faibles à moyennes.

Quant aux pièges potentiels en hydrocarbures, tout en s'appuyant sur les données sismiques et géologiques, ils sont nettement estimés d'une manière qualitative. Les plus intéressants et plus fréquents sont de type mixte. La zone méridionale du bassin reste la plus favorable du point de vue potentiel en hydrocarbure.

Il est à noter qu'à travers la région d'étude, il est remarqué une certaine variation d'épaisseur et de faciès qui seraient en relation avec la tectonique des blocs basculés.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude lithostratigraphique fait apparaître une lacune du paléogène au niveau du bassin de Timgad. Cette dernière marque une discordance majeure entre les formations crétacées et celles néogènes.

Le Bassin de Timgad a été mis à différents régimes sédimentaires au cours du Méso-Cénozoïque, débutés par un régime transgressif jurassique qui se poursuit durant le Crétacé avec des épisodes détritiques au Crétacé inférieur.

Au Crétacé supérieur, de grandes séries marno-calcaires qui se sont déposées, suite à une transgression eustatique généralisée, atteint son apogée au Cénomano-Turonien.

La série du Crétacé supérieur comporte des discontinuités représentées par des surfaces durcies indiquant une fluctuation du niveau marin. En se fondant sur les types de microfaciès et sur le contenu paléontologique l'environnement de dépôt est souvent soumis à des variations bathymétriques qui pourraient être attribuées à la tectonique et/ou à un eustatisme où certaines surfaces d'inondation maximale (*maximum flooding surface*) sont signalées. L'approfondissement du milieu marin s'amorce dès le Cénomanién inférieur.

Le Gargasien inférieur marque un net approfondissement du milieu. Cet épisode de mer ouverte, assez constant en Afrique du Nord où il débute souvent dans le Bédoulien, est suivi par un retour aux conditions de plate-forme interne/proximale induisant le dépôt des carbonates au Gargasien supérieur et peut être le Clansayésien *pro parte*.

L'Albien, qui n'est d'ailleurs représenté que par l'Albien moyen-supérieur, correspond à des dépôts profonds, de mer ouverte, assez constant sur l'étendue des Maghrébides orientales (par exemple ceux de la "mer à *Knemiceras*").

Le Cénomanién-Turonien présente partout des faciès carbonatés de rampe homoclinale, non-barrée, déterminant le mélange de biophases benthique (*Dasycladales*) et planctonique/nectonique (*Ammonites*, *Rotalipores*).

Le Miocène marin, cartographiquement transgressif est discordant sur différents termes de la série crétacée. Il est plutôt détritique (silicoclastique) de mer peu profonde, et se caractérise par des barres gréseuses de chenaux et des barres tidales.

Le Plio-Quaternaire, détritique continental est discordant sur les argiles tortono-messiniennes.

L'analyse sédimentologique du bassin fait ressortir que le Crétacé supérieur est caractérisé par une sédimentation marneuse, à carbonatée et est marqué par la maintenance du milieu marin installé à l'Albien supérieur et le développement de grandes épaisseurs des formations liées à une **transgression eustatique** qui s'est généralisée sur tout le bassin et atteint son apogée au Cénomanién supérieur-Turonien. Période où la totalité de l'Algérie du Nord « autochtone », dont la sédimentation est marno-calcaire, et une grande partie de la plate forme saharienne, à sédimentation lagunaire, sont recouvertes par une mer ouverte vers la Mésogée.

Le Sénonien inférieur est marqué par un net régime régressif, et est caractérisé par des constructions récifales liées à la remontée diapirique (récif Santonien de Khenchela). Cette régression se poursuit au Campanien.

Le régime devient transgressif au Maastrichtien, durant lequel on signale un épaissement relatif des séries et l'absence des influences pélagiques, vers la fin du Crétacé, on note le ralentissement de la subsidence.

Les dépôts miocènes du Nord-aurésien sont largement transgressifs. Ils débutent par des bancs conglomératiques alternant avec des marnes, ou par des couches calcaréo-gréseuses bioclastiques en fonction de la nature de la paléosurface précédant la transgression marine miocène. Ces dépôts renferment des structures sédimentaires caractéristiques de barres tidales. Le milieu est relativement peu profond où les

traces de bioturbations sont assez fréquentes. Il appartient au domaine de plate-forme interne proximale, passant épisodiquement sous influence dominante de mer ouverte.

Sur le plan tectonique, les différentes structures sont représentées par des plis de direction atlasique dominants. Les accidents sont de directions NE-SW et NW-SE dominantes et ont compartimenté le bassin de Timgad en blocs basculés. Du point de vue structural, le Bassin de Timgad correspond à un bassin intramontagneux marqué par des structures plicatives orientées sensiblement E-W, affectées par des accidents de directions différentes. Les plus répandues sont ceux de orientés NW-SE, NNW-SSE et N-S.

La mise en place de ce bassin peut se rapporter au jeu conjugué des transversales NW-SE dextres (Bejaia-Negrine et Gafsa) et longitudinales NE-SW senestre (Khenchela-Ouenza et Souk ahras6batna6ou ttaya), lui donnant l'aspect losangique.

Un grand accident tectonique chevauchant, orienté sensiblement E-W, a généré des dislocations en rampes orientées vers le sud.

Sur le plan pétrolier, la région d'étude présente un système pétrolier prouvé dans le Crétacé. Les niveaux roches mères du bassin de Timgad sont représentés principalement par les séries marneuses, bitumineuses du Vraconien, du Cénomanién et du Turonien, cependant elles sont différentes sur le plan caractéristiques géochimiques et degrés de maturation. Elles sont matures dans la phase à huile et à gaz avec des teneurs moyennes en *COT*.

A l'échelle régionale, les principaux niveaux susceptibles de constituer de bons réservoirs sont d'âge albien inférieur, albien supérieur, aptien et jurassique possédant le plus souvent des couvertures marno-argileuses. Au niveau du bassin de Timgad, les réservoirs se rapportant au Cénomano-Turonien, susceptibles d'avoir un objectif pétrolier, sont ceux couverts par les marnes grises du Turonien supérieur. Ces réservoirs sont caractérisés par des valeurs pétrophysiques faibles à moyennes.

Quant aux pièges potentiels en hydrocarbures, tout en s'appuyant sur les données sismiques et géologiques, ils sont nettement estimés d'une manière qualitative. Les plus intéressants et plus fréquents sont de type mixte. La zone méridionale du bassin reste la plus favorable du point de vue potentiel en hydrocarbure.

Il est à noter qu'à travers la région d'étude, il est remarqué une certaine variation d'épaisseur et de faciès qui seraient en relation avec la tectonique des blocs basculés.

BIBLIOGRAPHIE.

A

- ✚ ADDOUM B. (1995) : L'Atlas saharien sud-oriental: Cinématique des plis chevauchants et reconstitution du bassin du Sud-Est Constantinois (Confins algéro-tunisiens). Thèse Sciences, Université Paris Sud Orsay, 198p.
- ✚ AISSAOUI D. (1984) – Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Dj. Mandra (algérie). Evolution géométrique et cinématique. Thèse 3 e cycle, Strasbourg 150 p.
- ✚ ARRIS, Y., (1994) – étude tectonique et microtectonique des séries Jurassiques a Plio-Quaternaires du constantinois central (Algérie Nord-Orientale) : caractérisation des différentes phases de déformation. *Thèse Doctorat. Nancy1 (France). 215p.*
- ✚ ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P. (1972) – Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord- Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Pét., V. 27, p. 715-732.*
- ✚ ARTHAUD F. (1985) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. France, (7), XI, p. 729-737.*
- ✚ AUBOIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J. P. (1978) - Précis de géologie. Paléontologie, Stratigraphie, t.2, 697p.

B

- ✚ BELLION Y. J. (1972) – étude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bélezma (Algérie). Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Paris 6, 186p.
- ✚ BOUDJEMAA. A. (1987).- Évolution structurale du bassin pétrolier triasique du sahara nord-oriental.p 60.
- ✚ BOUILLIN J.-P. (1986) - Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France, (8), t. II. n°4, p.547-558.*
- ✚ BOUILLIN J.-P. (1992) - La répartition des affleurements de la Dorsale Kabyle : héritage d'une segmentation mésozoïque de la marge nord-téthysienne? *C. R. Acad. Sc. Paris, t. 315, Série II, p.1127-1132.*
- ✚ BUREAU D. (1978a) - Le Jurassique des Monts de Batna (Sud Constantinois) : sédimentologie et évolution stratigraphique. *C.R. comm. Soc. géol. Fr., fasc. 3 p. 132-134.*
- ✚ BUREAU D. (1972) - Esquisse géologique des Monts de Bélezma (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 de Bellezma (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol Algérie, N.S., Bull n° 45, pp. 93-98, Alger.*
- ✚ 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). Thèse d'État, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, p.441.

C

- ✚ CAIRE A. (1957) - Étude géologique de la région des Bibans (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, série II, Bull. n°16, 818p.*
- ✚ CAIRE A. (1978) - The central Mediterranean mountain chains in the alpine orogenic environment in the ocean basins and margins. *Nairn. Kanes and Stelhi ed, vol 4b, pp. 201-256.*
- ✚ CHADI M. (1991) - Géologie structurale des Monts d'Ain M'Lila (Algérie Orientale). *Thèse d'Université, 191p. Annexe 1 carte géologique.*
- ✚ CHOQUETTE, P.W. et Pray, L.C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin, Vol.54, n°2, p. 207-244.*
- ✚ COIFFAIT B et COIFFAIT Ph.-E. (1981) - Découverte d'un gisement de micromammifères d'âge pliocène dans le bassin de Constantine (Algérie). Présence d'un muridé nouveau: *Paraethomys athmeniae. Geobios, 16, (6), pp. 763-768, 1 tabl., 3 fig., Lyon.*

- ✚ COIFFAIT B. (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. *9ème Réun. ann. Sc. Terre*, p. 146.
- ✚ COIFFAIT P.-E., DURAND-DELGA M., FEINBERG H., LAHONDÈRE J.-C. et MAGNÉ J. (1983) - Age Post-Oligocène de la mise en place d'éléments allochtones ultra-telliens au sud-ouest de Constantine (Algérie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 297, p. 735-742.
- ✚ COIFFAIT Ph.-E. (1992) - Un bassin post-nappes dans son cadre structural : L'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). *Thèse de Doctorat d'État*, Université de Nancy I, 501p.

D

- ✚ DJAIZ F. (2011) : le bassin néogène de Timgad : étude sédimentaire et tectonique (Algérie nord orientale), thèse de doctorat, 260.
- ✚ DUNHAM R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *In* : Classification of carbonate rocks. *A symp. Ammer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, n° 1, pp. 108-121, 7 pl., 1
- ✚ DURAND DELGA M. (1969) - Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. série, n°39, p. 89-131, 9 fig.
- ✚ DURAND DELGA M. et FONTBOTÉ J. M. (1980) - Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Publ. 26è Congr. géol. intern., Paris, Coll. C 5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. - Mém. Bur. Rech. géol. Min.*, 115, p. 65-85.
- ✚ DURAND DELGA M. (1980) - Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n°1, p. 15-30.
- ✚ DURAND M. (1978) - Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Sci. de la Terre*, t. XXII, n° 4, p. 301-390, 49 fig. 2 tabl. Nancy.

E

- ✚ ELF-AQUITAINE (1975) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 : Eléments d'analyse. *Technip éd.*, 172 p.
- ✚ ELF-AQUITAINE (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2 : Eléments d'interprétation.. *Technip éd.*, 231 p.
- ✚ EMERY, D. et Myers, K.J. (1996). Sequence stratigraphy. *E. Oxford, Blackwell Sciences*, 297pp.
- ✚ ETCHECOPAR A. (1984) - Étude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation des déformations plastiques (approche mathématique). *Thèse de Doctorat d'État*, Univer. de Montpellier, 270p.

F

- ✚ FICHEUR E. (1894) - Le bassin lacustre de Constantine et les formations oligocènes en Algérie. *C. R. Acad. Sci*, t. 118, pp. 1066-1069, Paris.
- ✚ FICHEUR E. (1898) - Sur les plissements de l'Aures et les formations oligocènes dans le sud de Constantine. *C. R. Acad. Sci*. t. 126, pp. 1150-1185, Paris.
- ✚ FIELDING C. R. (1986) - Fluvial channels and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England, *Sedimentology*, V. 33, p. 119-140.
- ✚ FLUGEL E. (1982) – Microfacies analysis limestones, Spriger Verl: 633
- ✚ FOLK R. L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. *Bull. A. A. P. G.* , 43, I, pp. 1-39.
- ✚ FOLK R. L. (1959) - Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill's, Austin, Texas, 182.p.
- ✚ FOLK R. L. (1974) - The natural history of crystalline calcium carbonate : effect of magnesium content and salinity. *Journal of sedimentary petrology*, V. 44, p. 40-53.
- ✚ FOURNEL (1849) – Etude stratigraphique des Aurès

✚ FRIZON De LAMOTTE D., ANDRIEUX J., GUEZOU J. C. (1991) - Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain : discussion sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (4),

G

✚ GHANDRICHE H. (1991) - Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aures (Algérie). Thèse de l'Univ. de Paris-Sud, centre d'Orsay, 189 p., 68 fig., 6 pl. h. -t.

✚ GLANGEAUD L. (1932) - Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Thèse Sciences Paris. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e série, n°8, 608 p., 110 fig., 28 pl. photo, 5 pl.h.t.

✚ GLANGEAUD L. (1952) - Observations sur la stratigraphie et la tectonique du Nummulitique nord-algérien. *C. R. somm. géol. France*, p. 230-232, Paris.

✚ GUELLAL S., KAZI-TANI N., LAHONDRE J. -C., SIGAL J. et VILA J. -M. (1977) - Les formations de types péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : Stratigraphie, faciès, position structurale et paléogéographique. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord.*, t. 68, fasc. 1-2, p. 101-112, Alger.

✚ GUIRAUD R. (1968) - Le plio-quadernaire du bassin du Hodna (Algérie du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, série D, p561-564.

✚ GUIRAUD R. (1970) - Aperçu sur les principaux traits structuraux du Hodna et des régions voisines. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (N.S), 41, pp. 41-50, Alger.

✚ GUIRAUD R. (1973) - Évolution post-triasique de l'Avant-pays de la Chaîne Alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Doctorat es Sciences*, Nice, 270 p.

✚ GUIRAUD R. (1975) - Évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Rev. géol. dyn.géogr. phys.*, (2), 17, 4, p. 427-446.

✚ GUIRAUD R. (1977) - Sur la néotectonique des régions Ouest-Constantinoises. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIX, p. 645-650, 3 Fig.

✚ GUIRAUD R., Bellion, Y., (1995) – Late Carboniferous to recent geodynamic evolution of the West. Gondwanian cratonic Tethyan margins. In: Nairn, A Dercourt, J., Vrielynck, B, (Eds), *The Ocean Basins and Margins, The Thethys Ocean*, vol. 8. Plenum, New York, pp. 101-124.

H

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

✚ HARKAT M (2000) – Sédimentation, Paléogéographie et paléo-structure et le modèle des Aurès. 225

✚ HARKAT M. et DELFAUD J. (1999).- Evolution des séquences et géométrie des dépôts du Crétacé supérieur du domaine atlasique oriental. *Bull. Serv. Géol. de L'Algérie*, Vol. 10, n° 1.

K

✚ KAZI-TANI N. (1986) – Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : Le domaine intra plaque Nord-Algérie. Approche méga séquentielle. Thèse Sciences, Univ.Pau, 871p. 2t.

✚ KILLIAN (1931) – L'étude stratigraphique de l'Aurès.

✚ LAFFITTE R. (1939a) - Etude géologique de l'Aures. Thèse Sciences Paris. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), Stratigraphie, Bull. n° 15, 484p., 26 fig., 1 carte 1/200.000^e h.t;

✚ LAFFITTE R. (1939b) - Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bull. Soc. géol. France*, (5), IV, pp. 135-159, Paris.

✚ LAFFITTE R. (1939c) - Structure et relief de l'Aures. *Bull. Ass. Géogr. fr.*, n° 119, pp. 34-40.

L

✚ LONGMEN. M. W (1980)- *Carbonate diagenetic textures from nearsurfacc diagenetic environnements*. A.A. P. G. Bull, n° 64, p 461-487

M

✚ MAHDJOUR Y. et 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.

✚ MARMI R. (1994) - Stratigraphic informations about Cretaceous formations and reconstructions of paleoenvironments of Northern Aures (East Algeria). *Annual Assembly, IGCP Project N°362. Tethian and Boreal Cretaceous*, Smolenice (Slovakia), p. 109-111.

✚ MARMI R. (1995). Les bassins continentaux de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord-orientale : Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique. Thèse, University Nancy I, France, 253 p.

✚ MAUPIN C. (1982) - Nouvelles données stratigraphiques et micropaléontologiques sur la couverture jurassico-crétacée du Dj. Toumbaït (région d'Aïn Yagout, NE algérien). *Bull. Inst. Sc. Terre*, Univer. Constantine, inédit, ronéot., p. 54-61, 2 tabl.

✚ MAUPIN C. et VILA J. -M. (1976) - Microfossiles du Lias supérieur du djebel Youcef (Hautes Plaines sétifiennes, Algérie). *Rev. Micropaléontologie*, XIX, pp. 162-165, Paris.

✚ MOORE D.G. (2001)- Divisions of Pennsylvanian in Kansas. *Kansas Geol. Survey Bull.*

✚ OBERT D. (1974) – Phases tectoniques mésozoïques d'âge antécénomannien dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVI, pp. 171-176, 4 fig., Paris.

P

✚ PERON A. (1883). - Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française. *Ann. Soc. géol.*, t. 14, 202 p., Paris.

✚ POMEL A. (1858) - Nouvelles remarques sur les subdivisions du terrain miocène *C.R. Acad. Sci.*, t. 47, pp. 949-951, Paris.

✚ POMEROL Ch., BABIN C., LANCELOT Y., Le PICHON X. et RAT P. (1980) - Stratigraphie et paléogéographie, principes et méthodes, 209p.

✚ PURSER B. H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse Sciences, Univ. Paris-Sud Orsay, 375 p.

✚ PURSER B. H. (1980) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Technip éd.* 1, 366p.

✚ 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, 389p.

✚ PURSER B. H. (1983) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents. Application aux calcaires anciens. *Technip éd.*, 389 p.

R

✚ RAOULT J.-F. (1969) - Relations entre Dorsale Kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhedir (Nord du Constantinois, Algérie) : phases tangentielles éocènes , paléogéographie. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XI, p. 523-543.

✚ RAOULT J.F., 1974 : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord - Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., t. LIII, n°121, 164 p., 62 fig., 11 pl.h.t.

S

- ✚ SAVORNIN J. (1920) - Etude géologique de la région du Hodna et du Plateau Sétifien. Thèse Sciences. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e série, n° 7, 502 p., 94 fig., 1 carte 1/800.000.
- ✚ SAVORNIN J. (1920) - Étude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Thèse Sc., *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2° série, 502p., 49 fig., 1 carte 1/800 000.

V

- ✚ VILA J.-M. (1978c) - La nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne-alpine d'Algérie orientale, *6ème Réun. ann. Sc. Terre, Orsay*, p. 404.
- ✚ VILA J.-M. (1969) - Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la Dorsale Kabyle dans la région de Jemmapes (Nord du Constantinois, Algérie).
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/200.000, feuille de Constantine (P-Q; 3-4), avec notice explicative détaillée. *Publ. comm. Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, not. expl. détaillée*, 45.p.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/200.000, feuille de Sétif (N -O; 3-4), avec notice explicative détaillée. *Publ. comm. Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, not. expl. détaillée*, 45.p.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 93, Sétif, (2ème édition), avec notice explicative détaillée (levés de R. Gonnard, N. Kazi Tani, A Reymond, M; Leikine et J. -M.). *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 146, Aïn Yaghout (1ère édition), avec notice explicative détaillée (levés de D. Bassetto, R. Gonnard, S. Guellal, A. Paris et J.-M. Vila). *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 147, Aïn Kercha, (1ère édition), avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.-M. Vila). *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 148, Oum el Bouaghi (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.-M. Vila). *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 173, Aïn el Ksar, (El-Madher) (1ère édition), avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.-M. Vila) . *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 174, Boulhilet, (Luthau) (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.-M. Vila) . *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 175, Garet et Tarf (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal) . *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 176, Fkirina, (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal) . *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 201, Tazoult (Lambèse)(1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal) . *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures,Dir.Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 202,Touffana (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal). *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 203, Khenchela (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de M. Mégartzi et S. Guellal) . *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.
- ✚ VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 204, Dalaa (Aïn Dalaa) (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal) . *Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.)*.

✚ VILA J.-M. (1980) - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doctorat Sciences Nat., Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 2 tomes, 7 pl. h. t., 40 pl. ph. h. t., 665p., (roniotypée).

✚ VILA J.-M. (1994) - Première étude de surface d'un grand "glacier de sel" sous marin: l'est de la structure Ouenza-Ladjabel-Méridéf (confins algéro-tunisiens. Proposition d'un scénario de mise en place et comparaison. *Bull. Soc.géol. France*, t. 166, n°2, p.149-167.

Y

✚ 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.