REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE MINISTERE DE LENSEIGNEMENT SUPERIEUR &

DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MENTOURI-CONSTANTINE

FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

N°	d'	Or	dı	re	•	••	••	•	•	 •	• •	 •	•	••	••	•	••	••	••	•
Séi	ie.									•			•						• •	

THESE

POUR L'OBTENSION DU DIPLOME DE DOCTORAT EN SCIENCES

OPTION/: GEOLOGIE STRUCTURALE

Présenté par DJAIZ Fouad

THEME

Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale)

Sous la direction du Pr. MARMI Ramdane

Président : CHADI Mohamed MC-A, ENS Constantine

Directeur de thèse : **MARMI Ramdane**Examinateurs : **BENABBAS Chaouki**Professeur, Université Mentouri-Constantine
MC-A, Université Mentouri-Constantine

BENZAGOUTA Md Saïd MC-A, Université Mentouri-Constantine **KHIARI Abdelkader** MC-A, Université d'Oum el Bouaghi

SOUTENUE LE 09 /07 /2011

Remerciements

Je tiens à remercier tout d'abord Mr le Professeur R. MARMI, du Département des Sciences de la Terre (Faculté des Sc. T. G. A. T) et du Laboratoire « Géologie et Environnement » d'avoir accepté de diriger ma thèse de Doctorat. Ses critiques constructives, sa méthode de travail et sa grande expérience m'on été d'un grand apport pour l'élaboration de ce travail de recherche. Je le remercie affectueusement et chaleureusement pour tous les désagréments que j'ai pu lui causé.

Mr M. CHADI, Directeur Adjoint chargé de la post-graduation au niveau de l'E. N. S. de Constantine, malgré ses occupations administratives a accepté de présider mon jury, je le remercie infiniment pour ces encouragements et sa disponibilité.

Mr C. BENABBAS, Vice Doyen chargé de la pédagogie et des relations avec les étudiants au niveau de la Faculté des Sc. T. G. A. T/Université de Constantine et Directeur du Laboratoire « Géologie et Environnement » m'a constamment encouragé. Son soutien moral, sa disponibilité et nos rencontres, souvent m'on été un déclic pour surmonter mes engoisses. Je le remercie d'avoir mis à ma disposition tout l'aide nécessaire pour l'élaboration et l'impression de ce travail et je lui suis également reconnaissant d'avoir bien voulu participer à mon Jury de thèse comme examinateur.

Mr M. S. BENZAGOUTA de l'Université de Constantine, je le remercie pour les sorties de terrain et les discussions fructueuses que j'ai eu avec lui. Aujourd'hui, il accepte d'être examinateur de ma thèse, c'est un honneur pour moi et je le remercie sincèrement pour ses encouragements et son respect en vers ma personne.

Mr A. KHIARI Directeur de Laboratoire à l'Université d'Oum El Bouaghi, avec sa gentillesse et sa spontanéité m'a constamment encouragé à finaliser mon travail. Son soutien moral m'a été d'un grand apport dans la poursuite de ma thèse. Je le remercie et il m'honore en acceptant de faire partie de mon jury de thèse.

Mon travail fut facilité par l'environnement amical du laboratoire « Géologie et environnement » de l'université de Constantine qui constitue un cadre agréable de recherche.

Je ne peux oublier mon ami de toujours A. INAL qui n'a ménagé aucun effort pour sa disponibilité à chaque fois que je le sollicite.

Je ne peux oublier ma petite et grande famille, sans leur concours et leur soutien moral, cette thèse n'aurait pu être réalisée. Je les remercie pour leur patience et je m'excuse pour mes absences sans oublier mes filles Rania et Amira

Je remercie mes parents, mes frères, ma sœur, mes tantes et toute ma famille.

Je remercie tous mes amis qui m'ont soutenu lors des périodes difficiles et pour leurs encouragements ainsi que ceux qui m'ont aidé de près ou de loin dans la réalisation de mon travail de recherche.

Je salue et remercie une deuxième fois mon Directeur de thèse le Professeur RAMDANE MARMI

Je ne peux oublier ma défunte épouse Fahima qui m'a toujours soutenue et encouragé pendant des années lors des moments difficiles, malgré ses soufrances, qu'elle trouve dans ce modeste travail l'expression de ma reconaissance.

Je remercie aussi mon épouse Souad qui m'a toujours soutenue et encouragé au dépend de son temps durant toute la période de finalisation de ma thèse. Je lui suis reconnaissant et redevable.

A LA MEMOIRE DE MA DEFUNTE EPOUSE.

Sommaire

INTRODUCTION	ı
11\1RODUCTIO1\	L

1ère PARTIE : GENERALITES

1 ^{ère} PARTIE : GENERALITES	4
1. Introduction	
2. BUT ET METHODOLOGIE DU TRAVAIL	5
2.1. BUTS	5
2.2. METHODOLOGIE	6
3. Cadre géographique	7
4. Historique des travaux	8
5. Cadre géologique régional	11
5.1 Chaîne des Maghrébides	
5.1.1 Domaine interne	12
5.1.2 Domaine des flyschs	12
5.1.3 Domaine externe	13
5.2 L'avant pays des Maghrébides	13
5.2.1. L'avant pays septentrional	13
5.2.1.1. Unités sud sétifiennes	
5.2.1.2. Môle néritique Constantinois	15
5.2.1.3. Unités des Sellaoua	
5.2.1.4. Zone de convergence Môle néritiques Constantinois-Aurès	15
5.2.2. L'avant pays méridional (Atlasique)	17
5.2.2.1. Monts de Ain Yagout	
a. Djebel Toumbaït	18
o. Djebel Tafraout	19
c. Djebel Azem-Gountas	19
5.2.2.2. Monts de Batna-Belezma	21
a. Anticlinal de Bellezma- Batna	
b. Anticlinal du Metlili	22
c. Synclinal de Batna-Ain touta	23
d. Le synclinal de Seggana	24
5.2.2.3. Massif de l'Aurès	24
a. Anticlinal du Djebel Bou Arif	24
b. Anticlinal de Djebel Ich-Ali	25
c. Anticlinal de Djebel Igguèdlène	25
d. Bassin de Timgad	26
6. Cadre lithostratgraphique	26
6. 1. Les formations du secondaire	26
6. 1. 1. Trias	26
6. 1. 2. Jurassique	37
6. 1. 3. Crétacé	30
a. Valanginien	31
b. Hauterivien	
c. Barrémien	33
d. Aptien	34

e. Albien	
f. Cénomanien	
g. Turonien	
h. Sénonien	
6. 2. Formation du Tertiaire	
6. 2. 1. Paléogène	
a. Le Paléogène marin	
b. Le Paléogène continental	
6. 2. 2. Néogène	
6. 2. 2. 1. Miocène	
a. L'Aquitano-Burdigalien – (Miocène 1-2)	
b. Langhien-Serravallien – (Miocène 3)	
c. Tortonien – (Miocène 3)	
6. 2. 2. Pliocène	
7. Cadre géodynamique et structurale	
7. 1. Le sillon présaharien	
7. 2. L'accident atlasique	
7. 3. Domaine atlasique	
7.4. Plis	
7. 4. 1. Les plis atlasiques	
7. 4. 2. Les plis post-pliocènes	
7. 5. Cassures	
7. 6. Pointements triasiques	
8. Conclusion	
6. Colletusion	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	59
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	59 60
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	59 60 61
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	59 60 61
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien	59 60 61 63
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord)	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE 2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud) 3. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord)	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud) 3. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud) 3. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien 1. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien 1. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud) D. Le Cénomanien	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 3. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 1. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord)	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie 1. Lithostratigraphie 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 3. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien 1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Dj Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Dj Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord)	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'acoupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Baghla (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Baghla (Dj. Bou Arif Nord)	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien I. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud) 3. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Baghla (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Baghla (Dj. Bou Arif Nord)	
2ème PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE But et méthodologie I. Lithostratigraphie I. 1. Les coupes lithostratigraphiques A. Le Barémien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) B. L'Aptien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) 2. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord) C. L'Albien I. La coupe de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord) C. L'acoupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Baghla (Dj. Bou Arif Nord) La coupe de Thniet el Baghla (Dj. Bou Arif Nord)	

La coupe de Lahbassi (Dj. Amrane) La coupe de Sidi Salah (Dj. Amrane)	
F. Coniacien-Santonien	
1. La coupe d'Ain El Beida (Dj. Bou Arif Sud)	
2. La coupe de Bouhmar	
3. La coupe de Foum Toub.	
4. La coupe de Foum Tarist (Yabous)	
G. Le Campanien	
1. La coupe de Bouhmar	
2. La coupe de Foum Toub	
3. La coupe de Foum Tarist	
H. Le Maastrichtien	
Le Maastrenden La coupe de Foum Ksentina (Bouhmar)	
I. L'Aquitano-Burdigalien	
1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord)	
2. La coupe de Ain el Beida (Dj. Bou Arif Sud)	
3. La coupe de Thniet el Baghla (Dj. Bou Arif Nord)	
4. La coupe de Bouhmar	
5. La coupe de Foum Ksentina (Bouhmar)	
± , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
6. La coupe de Lahbassi (Dj. Amrane)	
J. Langhien-Serravallien	
1. La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (DJ. Bou Arif Nord)	
2. La coupe de Ain el beida (Dj. Bou Arif Sud)	
3. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud)	
4. La coupe de Thniet el Kharlane (DJ. Bou Arif Nord).	
5. La coupe de Bouhmar	
6. La coupe de Lahbassi (Dj. Amrane)	
K. Tortonien	
La coupe de Dj. Manchar Ali Guera (DJ. Bou Arif Nord)	
2. La coupe d'Ain El Beida (DJ. Bou Arif Sud)	
3. La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud)	
4. La coupe de Bouhmar	
5. La coupe de Foum Ksentina (Bouhmar)	
6. La coupe de Foum Toub	
8. La coupe de Lahbassi (Dj. Amrane)	
9. La coupe de Sidi salah (Dj. Amrane)	
L. Messinien	
Niessinien La coupe de Thniet el Kharfane (Dj. Bou Arif Sud)	
1	
La coupe de Bouhmar La coupe de Foum Toub	
4. La coupe de Foum Tariste (Yabous)	
5. La coupe de Lahbassi (Dj. Amrane)	
6. La coupe de Tagratine	
M. Plio-Quaternaire	
1. La coupe de Thniet el Baghla (DJ. Bou Arif Nord)	
2. La coupe de Tagratine	
3. La coupe de foum Tarist (Yabous)	110

I. 2. Ensemble marno-calcaire (Crétacé)	110
I. 3. Ensemble conglomératique (Aquitano-burdigalien)	113
I. 4. Ensemble marno-calcaire (Langhien-Serravalien)	
I. 5. Ensemble marno-gréseux (Messinien)	
I. 6. Ensemble argilo-gréseux (Messinien)	
II. Synthèse sur l'évolution de la sédimentation.	
IV. Le découpage lithostratigraphique.	
1. Mégaséquence regrésive Crétacé	
2. Mégaséquence transgressive Aquitano-Burdigalien	
3. Mégaséquence regrésive Tortonien	
4. Séquence transgrésive Messinien	120
WELLEG DATE OCCUPANTED AND LEG DEDOTES MOCENTED	100
III. LES PALEOCOURANTS DANS LES DEPOTS MIOCENES	
1. Méthode	
2. Traitement de données.	
3. Paléocourants dans les dépôts du Miocène moyen	
4. Les stations de mesures dans les barres gréseuses	
a. Les paléocourants de Ain El Beida (Dj. Bou Arif sud)	
b. Les paléocourants de Koudiate Mdaouer (Dj. Amrane)	
c. Les paléocourants de Thniet El Khourchouf (Dj. Amrane)	
e. Les paléocourants de la retenue commane (Dj. Bouhmar)	
f. Les paléocourants de Tiguenguente et Tiguenzaz (Oued Taga)	
g. Les paléocourants de Foum Ksentina (Oued Taga)	
h. Les paléocourants de Foum Toub.	
i. Les paléocourants de Foum Khaza	
5. Discusion	
IV. La paléogéographie du bassin de Timgad	
a. Paléogéographie au Crétacé supéérieur.	
b. Paléogéographie au Miocène moyen-supérieur.	
V. Conclusion.	
3ème PARTIE : ETUDE TECTONIQUE	
3 ^{ème} PARTIE : ETUDE TECTONIQUE	143
But et Méthodologie	
I CONTEXTE TECTONIQUE GENERAL	145
A. Rappels sur les phases tectonique compressives	
Rappels sur les phases tectonique compressives Les phases du Crétacé supérieur	
1. 1 La phase santonienne	
1. 2 Evenement tectonique du Maastrichtien supérieur (Limite Maastrichtien-Paléocène)	
2. Les phases cénozoiques	
2. 1. Evenement de l'Eocène supérieur	
2. 2. Les phases miocènes	
B. La phase du Plio-Quaternaire	
1. Les phases du Crétacé supérieur	
C. Les structures plissées du bassin de Timgad	149
1. Les Plis E-W	
a. L'anticlinal de Djebel Amrane	
b. L'anticlinal de Foum Toub	
c. L'anticlinal de Bouhmar	

d. Le synclinal de Tagratine	151
2. Les plis hérités de la phase atlasique	151
3. Analyse de la déformation tectonique dans le bassin de Timgad	154
Conclusion	
D. Les Données géophysiques de subsurfaces	155
1. Le profil 71 AB 05	
2. Le profil 71 AB 12	157
a. Failles normales	157
b. Failles inverses	150
3. Le profil 71 AB 11	
1	
4. Le profil A	
5. Le Profil B	
6. Le Profil C	
7. Le Profil D	
8. Conclusion	165
E. Les discontinuités régionales	170
1. Le contact Crétacé-Miocène	
2. Le contact Messinien-Plio-Quaternaire	171
II- ETUDE STRUCTURALE	172
A. ELEMENTS TECTONIQUES	173
a. Généralités	173
b. Les éléments planaires	173
Les fentes en échelons	
Les diaclases	
c. Les éléments linéaires	
Les stries	
Les stylolithes	
Les directions d'une déformation	
d. Les polarités cinématiques (critères de mouvements)	
B. ANALYSE MICROTECTONIQUE	
1. Buts	
3. Les stations de mesures dans les formations du Crétacé	
3. 1 La déformation dans la bordure nord du bassin	
3. 2 La déformation dans le bassin de Timgad	
3. 3 La déformation dans la bordure sud du bassin	
4. Les stations de mesures dans les formations du Miocène	
4. 1 La déformation dans la bordure nord du bassin	186
4. 2 La déformation dans le bassin de Timgad	188
a. Djebel Amran	188
b. Djebel Bouhmar	190
4. 3 La déformation dans la bordure sud du bassin	
4. 4 Conclusion	
5. Fentes de tensions	
6. Fentes en échelons	
V. 2	

7. Joints stylolithique	202
III. Contexte géodynamique	208
IV. Conclusion	210
CONCLUSION GENERALE	
CONCLUSION GENERALE	212
BIBLIOGRAPHIE	216
	210
ANNEXES	231
Planche I:	233
Planche II:	235
Planche III:	237
Planche IV:	239
Planche V:	241
Planche VI:	243
Planche VII:	245
Planche VIII:	247
Planche IX:	
Planche X:	
Planche XI:	
Planche XII:	
Planche XIII:	
	20 /
RESUME FRANÇAIS	258
RESUME ANGLAIS	259
RESUME ARABE	260

Liste des figures

Figure	Page	Titre
		Partie
Fig. 1	7	Situation géographique de Timgad
Fig. 2	14	Le secteur étudié dans le cadre alpin des Maghrébides (d'après Delga et Fontboté 1980). Le terrain étudié se localise au sud de la chaîne des Maghrébides d'Algérie orientale.
Fig. 3	16	Coupe illustrant les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (d'après Durand-Delga, 1969).
Fig. 4	20	Séries jurassiques du Ravin Bleu et Djebel Toumbait (Marmi, 1995)
Fig. 5	22	Colonnes lithhostratigraphiques des Djebels Tafraout Est, Azem et Toumbait Est. Marmi (1995)
Fig. 6	23	Coupe du Djebel Tuggurt (Bureau, 1986).
Fig. 7	23	Coupe du Djebel Metlili (Bureau, 1971)
Fig. 8	25	Les tracé en baïonnette du Djebel Bou Arif, à l'Est de Batna (Bureau, 1986)
Fig. 9	28	Carte géologique du bassin de Timgad à la limite Sud Constantinois (Vila, 1982; Marmi, 1995)
Fig.10	31	Le Jurassique dans le massif de Djebel Azreg dans les Aurès (Beicip –SH 1970, Boudjema, 1985
Fig.11	35	Crétacé des Aurès (Boudjema, 1985)
Fig.12	40	Le Crétacé supérieur et Tertiaire basal dans le secteur de M'chouneche-Zemra (Nord des Aurès, Boudjema, (1986)
Fig.13	43	Tertiaire Djebel Cherchouf (Ed Dissa), flanc S.E. de l'anticlinal du Djebel Azreg (Boudjema, 1985)
Fig.14	54	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
D: 1	(2	Partie (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1)
Fig. 1	62	Locallisation des coupes géologiques dans le bassin de Timgad.
Fig. 2	69	Colonne lithostratigraphique de Thneit El Kharfane (Dj. Bou Arif Sud)
Fig.3 a-		Colonne lithostratigraphique de Manchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord)
Fig.3 c	74	Colonne lithostratigraphique d'El Mather (Marmi, 1995).
Fig. 4	77	Colonne lithostratigraphique de Thniet El Baghla (Dj. Bou Arif Nord)
Fig. 5	79	Colonne lithostratigraphique de Ain El Beida (Dj. Bou Arif Sud).
Fig. 6a	81	Colonne lithostratigraphique de Lahbassi (versant Sud de Dj. Amrane)
Fig. 6b	81	Colonne lithostratigraphique De Kef Manchar (Sud de Dj. Amrane, Marmi, 1995)
Fig. 7a	85	Collone lithostratigraphique de Sidi Salah (versant Sud de Dj. Amrane
Fig. 7b	85	Colonne stratigraphique (Dj. Amrane, Marmi 1995)
Fig. 8	87	Colonne lithostratigraphique de Bouhmar
Fig. 9	89	Colonne lithosstratigraphique de Dj. Foum Toub.
Fig. 10	91	Colonne lithostratigraphique de Foum Tarist (Yabous).
Fig. 11	93	Colonne lithostratigraphique de Foum Ksentina (Bouhmar).
Fig. 12	97	Thneit El Baghla (Flanc nord de Djebel Bou Arif (Ghandriche, 1991).

Fig. 13	103	Thneit El Kharfane (Flanc sud de Dj Bou Arif), (Ghandriche, 1991).
Fig. 13	103	Colonne lithostratigraphique du synclinal de Tagratine.
Fig. 14	111	Synclinal de Tagratine (Ghandriche, 1991)
Fig. 13	111	Coupe corrélation des repères diagraphiques et sismiques (Ghandriche, 1987)
_		
Fig. 17	118	Corrélation E-W des séries méso-cénozoique à travers le bassin de Timgad
7: 10		(Marmi, 1995) Tr: transgression, Re: Regression
Fig. 18	119	Corrélation N-S des séries mézo-cénozoiques à travers le bassin de Timgad
Fig. 19	123	Colonne lithostratigraphique synthétique Nord-Aurésien et découpage séquentielle (Marmi, 1995) Tr : transgression, Re : Regression
Fig. 20	126	Carte géologique du bassin de Timgad et les stations des paléocourants (Marmi, 1995 modifiée)
Fig. 21 a-b	127	Diagrammes représentant les projections des directions des paléocourants de la station de Ain El Beida (D. Bou Arif)
Fig. 22 a-b	127	Diagrammes représentant les projections des directions des paléocourants de la station de Koudiate Mdaouer (Dj. Amrane)
Fig. 23 a-b	128	Diagrammes représentant les projections des directions des paléocourants de la station de Thniet El Khourchouf (Di. Amrane)
Fig. 24 a-b	129	Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de la retenue collinaire S1 (Dj. Bouhmar)
Fig.25 a-b	129	Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de la retenue collinaire S2 (Dj. Bouhmar)
Fig.26 a-b	130	Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Bibimoun (Dj. Bouhmar)
Fig. 27 a-b	132	Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de
		Tiguenguente S1 (Oued Taga)
Fig. 28 a-b	132	Diagrammes représentant les projections du Sens des paléocourants de Tiguenzaz S2 (Oued Taga)
Fig. 29 a-b	133	Diagrammes représentant les projections du Sens des paléocourants de Foum Ksentina S1 (Oued Taga)
Fig.30 a-b	133	Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Foum
115.50 a-0	133	Ksentina S2 (Oued Taga)
Fig. 31 a-b	134	Diagrammes représentant les projections du Sens des paléocourants de Foum Ksentina S3 (Oued Taga).
Fig. 32 a-b	134	Diagrammes représentant les projections du Sens des paléocourants de Foum Toub.
Fig. 33 a-b	136	Diagrammes représentant les projections du Sens des paléocourants de Foum
Fig. 34	138	Khaza Les paléocourants dans le bassin de Timgad
Fig. 35	139	Carte des paléocourants dans les dépôts miocène du bassin de Timgad.
Fig. 36	140	Paléogéographie du Crétacé supérieur dans le bassin de Timgad
Fig. 37	141	Paléogéographie du Miocène moyen-supérieurdans le bassin de Timgad
D: 1	146	Partie 1005
Fig. 1	146	Les grands traits structuraux d'Algérie Nord oriental (in Marmi, 1995).

Fig. 2	153	Coupes représentant les structures plissées du bassin de Timgad avec la base
		chevauchante vers le sud; a: Front du chevauchement, b: Anticlinaux de Foum toub et Dj. Amrane, c: Anticlinal de Bou Arif et Synclinal de Tagratine;
		Ghandriche. (1991)
Fig. 3	154	Analyse de la déformation tectonique à travers le bassin de Timgad
Fig. 4	156	Découpage des axes anticlinaux par les failles normales NW-SE A : basculées vers
		le SW : B : vers le NE Ghandriche. (1991)
Fig. 5	159	Carte de positionnement des profils géophysiques dans le bassin de Timgad
Fig. 6	161	Le profil 71 AB 05 (Ghandriche, 1991)
Fig. 7	162	Le profil 71 AB 12 (Ghandriche, 1991).
Fig. 8	164	Le profil 71 AB11 (Ghandriche, 1991).
Fig. 9	166	Profile A (Sonatrach, 1972)
Fig. 10	167	Profil B traversant le horst de Djebel Amrane (Sonatrach, 1972).
Fig. 11	168	Profil C traversant le synclinal de Touffana (Sonatrach, 1972).
Fig. 12	169	Profile D, horst de Djebel Amrane (Sonatrach, 1972).
Fig. 13	174	Failles verticales.
Fig. 14	174	Failles décrochantes.
Fig. 15 a	175	Microstructures de failles.
Fig. 15 b	176	Les fentes de tension et les stylolithes.
Fig. 16 a	177	Rappel: Cisaillements conjugués de Riedel et fentes de tensions en échelons
Fig. 16 b	177	Rappel: Position des fentes de tensions par rapport aux directions principales de
		déformation
Fig. 17	179	Schéma montrant l'orientation des directions principales de déformation par
Fig. 18 a	180	Exemples de miroirs de failles en roches non calcaires (cas de figures rencontrées à
		50% dans les grés de d'après Petit et al. 1980).
Fig.18 b	180	Critères de mouvements permettant de déterminer le sens du déplacement en microtectonique.
Fig. 19	182	Esquisse structurale et positionnement des stations de mesures microtectoniques
1 1g. 19	102	et des points d'observations
Fig. 20	183	Schéma structural et carte linéamentaire du bassin de Timgad.
Fig. 21	189	Stations de mesures des failles au Nord du bassin de Timgad le long du versant Sud
		de Bou Arif.
Fig. 22	191	Stations de mesures des failles dans le bassin de Timgad (Dj. Amrane).
Fig. 23	192	Stations de mesures des failles dans le bassin de Timgad (Dj. Bouhmar).
Fig. 24	194	Stations de mesures des failles dans le bassin de Timgad (Dj. Bouhmar).
Fig. 25	197	Stations de mesures des failles dans la bordure Sud du bassin de Timgad.
Fig. 26	200	Stations de mesures des diaclases dans le bassin de Timgad.
Fig. 27	204	Stations de mesures des fentes en échelons
		·

Fig. 28	205	Esquisse structurale et les projections stéréographiques des failles des stations de mesures dans le bassin de Timgad.
Fig. 29	206	Esquisse structurale et les projections stéréographiques des failles des stations de mesures dans le bassin de Timgad.
Fig. 30	207	Esquisse structurale et les projections stéréographiques des fentes de tensions et des fentes en échelons des stations de mesures dans le bassin de Timgad.
Fig. 31	209	Modèle en 3D du bassin de Timgad

Liste des planches photographiques

Planche	Page	Titre				
Partie 2 : Straigraphie-Petrographie						
Plan. 1	65	Structures entrecroisées et rides asymétriques dans le secteur de Manchar ali Guera (Versant Nord de Bou Arif).				
Plan. 2	70	Les rides, structures bioturbations et minéralisations sur les formations albiennes dans le secteur de Manchar ali Guera				
Plan. 3	76	Les foraminifères planctoniques récoltés dans les marnes cénomanienne dans le secteur de Manchar Ali Guera				
Plan. 4	83	Foraminifères benthiques des calcaires zoogènes et microfaunes du terme Turonien dans le secteur de Lahbassi				
Plan. 5	90	Structures sédimentaires et foraminifères dans les formations de Bouhmar				
Plan. 6	116	Les conglomérats hétérométriques de l'Aquitano-Burdigalien				
Plan. 7	122	Les formations du tertiaires danc le bassin de Timgd				
Plan. 8	131	Structures croisées et litages arqués dans les grés tortonien dans le secteur de Bouhmar				
Plan. 9	135	Figures sédimentaires dans les grés tortonien du secteur de Oued Taga.et Bouhmar				
		Partie 3 : Tectonique				
Plan.10	152	L'ensemble Plio-Quaternaire (argiles balches et conglomérats) discordants sur le terme messinien				
Plan.11	172	La discordance angulaire et les dépôts conglomératiques caractérisant le contact Crétacé-Miocène à Foum Ksentina (Bouhmar)				
Plan.12	185	Les failles illustrées dans les barres gréseuses du Tortonien dans le secteur de Ain El Beida (Sud de Bou Arif)				
Plan.13	187	Les barres gréseuses tortonienne caractérisant le bassin de Timgad				
Plan.14	193	les failles dans le Tortonien et le Crétacé au cœur du bassin à Thniet El Khourchouf.				
Plan.15	196	Failles affectant le terme Tortonien (Foum Toub)				

Plan.16	201	Joints de diaclases affectant les calcaires crétacées de Dj. Amrane, Bou Arif et Foum Toub
Plan.17	203	Fentes en échelons affectant les calcaires du Crétacé à Dj. Bou Arif et Dj. Amrane

Liste des tableaux

Tableau	Page	Titre		
Partie 2 : Straigraphie-Petrographie				
Tab. 1	48	Historique du découpage lithostratigraphique du Néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines, Guiraud, 1997		
Tab. 2	50	Evénements tectoniques depuis le Carbonifère moyen au temps actuel le long de la marge téthysienne arabo-africaine (Echelle Chrono-stratigraphique de Berggren et al, 1995 ; Guiraud, 1997, 2005).		

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-Chaînon 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.

L'étude que nous avons entreprise, sur le bassin néogène 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 en effectuant une étude détaillée se rapportant aussi bien à la sédimentation que sur l'aspect structural du bassin.

Donc le principal objectif de notre travail de recherche est d'établir un modèle de fonctionnement du bassin de Timgad en se fondant sur les études sédimentaire et structurale, thème de notre thèse de recherche. Les résultats obtenus serviront comme support dans la recherche des ressources hydriques et des hydrocarbures. Ainsi la caractérisation des différentes formations géologiques et les structures associées constitueront des guides dans l'exploration de ces ressources.

Plusieurs auteurs ont effectués des études sur le massif de l'Aurès (Laffitte, 1939; Aïssaoui, 1984; Ghandriche, 1991) et sur les régions voisines: Monts du Hodna (Guiraud, 1973; Bellion, 1975), les Zibans (Chebbah, 2006), le Sud et Sud-ouest Constantinois (Beghoul, 1984; Marmi, 1995; Bureau, 1986) entre autres. Ces études ont porté sur la stratigraphie, la tectonique et sur la sédimentologie des régions étudiées.

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 détritique

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.

Le Burdigalo-Langhien débute par une assise conglomératique rougeâtre, témoignant d'un milieu très peu profond, suivie d'une sédimentation marine franche d'un milieu relativement profond et peu agité, riche en calcaires bioclastiques : huîtres, coraux, où s'associe une microfaune benthique. L'ensemble est surmonté d'un terme marneux verdâtre (Serravallien) marquant ainsi une légère subsidence du bassin. Cette aire marine se caractérise par la mise en place de dépôts marneux intercalés de niveaux gréseux annonçant un approfondissement du milieu. La série lithostratigraphique du Miocène supérieur est représentée principalement par deux unités marno-gréseuses assez épaisses : l'une appartient au Tortonien et l'autre au Messinien. Elle se caractérise par une alternance de barres gréseuses, métriques et de bancs marneux à minces niveuax gypseux. Cette dernière apparaît dans la partie centrale du bassin et ses bordures nord et sud. Ces formations traduisent respectivement deux mégaséquences régressive et transgressive.

La méthodologie suivie dans notre étude comporte des investigations de terrain avec des observations macroscopiques et des mesures sur les microstructures et les structures sédimentaires. Ces données récoltées et traitées sont utilisées dans l'analyse sédimentaire et tectonique. Les travaux exécutés ont porté aussi sur les levées de coupes géologiques, réparties sur l'ensemble du bassin, avec un échantillonnage sur lequel nous avons fondé notre analyse de laboratoire. L'analyse faciologique (macro et microscopique) nous a permis d'apprécier les paléo environnements des dépôts et d'en préciser leur évolution séquentielle. Pour corroborer les résultats obtenus nous avons fait appel à l'étude des paléocourants en réalisant des stations de mesures, dans les barres gréseuses, sur les différentes structures sédimentaires (litages obliques et courbes, rides de courants). L'analyse des résultats de traitement graphique a abouti à reconstituer les milieux de dépôts, plus particulièrement ceux gréseux, et de suggérer les zones nourricières à l'origine de cette décharge silicoclastique. Les directions de transport s'orientent sensiblement NE-SW soulignant une transgression du NE vers le SW et une deuxième direction

N-S à NNW-SSE, plus discrète, traduisant probablement une origine méridionale. L'évolution de la série sédimentaire s'articule en deux mégaséquences limitées par des discontinuités stratigraphiques, repérées sur le terrain, globalement stratocroissantes. Elles correspondent aux deux cycles sédimentaires l'un transgressif et l'autre régressif.

L'approche tectonique est basée essentiellement sur l'analyse des microstructures dont les mesures sont effectuées en plusieurs stations de microfailles striées. Les résultats obtenus sont confrontés aux données géophysiques de subsurface et des sondages. Ainsi, l'étude a mis en évidence des déformations tectoniques essentiellement compressives dont les plus importantes datées anté-Langhien et post-Messinien. Cette dernière est probablement génératrice du chevauchement majeur à vergence sud de l'ensemble des structures du bassin. Cette compression a induit aussi des décrochements dextres NW-SE, senestres NE-SW et des failles inverses E-W responsable d'un débit losangique de panneaux tectoniques d'échelle cartographique. L'analyse des populations de microfailles relevées dans les barres gréseuses du Miocène supérieur fait apparaître aussi un épisode distensif qui se caractérise par une extension orientée globalement E-W. L'analyse microtectonique à travers les stations de mesures a permis aussi d'établir une chronologie relative des événements tectoniques.

L'étude géophysique consiste en l'exploitation des profils sismiques et des coupes géoélectriques afin de connaître la géométrie profonde des différents accidents et interpréter la relation sédimentation-tectonique dans le bassin. Elle fait apparaître des accidents chevauchants, des plissements, des failles listriques et des discontinuités exprimant des discordances angulaires et des lacunes stratigraphiques. L'ensemble de ces particularités structurales est en relation étroite avec les épisodes tectoniques ayant affectés la région d'étude.

Sur le plan paléogéographique, à l'Eocène une émersion 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). Une deuxième régression marine, au Miocène inférieur est précédée d'une érosion intense marquée par l'absence de l'Oligocène et/ou du Miocène basal dans le massif de l'Aurès et les régions limitrophes. Elle est générée par la phase tectonique compressive du Miocène inférieur. Le retrait total de la mer des Aurès s'est amorcé au Messinien terminal avec des dépôts détritiques incluant des niveaux gypsifères et des formations rougeâtres de milieu oxydant. Le Plio-Quaternaire continental, à dominante détritique, occupe les dépressions intra-montagneuses et parfois il culmine à de hautes altitudes indiquant une déformation tectonique compressive post villafranchienne.

.

1ère PARTIE : GENERALITES

1. Introduction

Le terrain d'étude comprend des dépôts rattachées à des environnements variés caractérisant un milieu marin essentiellement à dominante marno-carbonatée crétacée apparaissant dans les massifs de Bou-Arif et Djebel Amrane et constituant le substratum. Une série gréso-argileuse miocène surmonte les formations antériieures, par l'intermédiaire d'une discordance majeure à caractère régionale, allant du Burdigalo-Langhien au Messinien.

La chaîne alpine d'Algérie orientale et son avant pays méridional (atlasique) ont fait l'objet de nombreuses d'études géologiques régionales, depuis le siècle dernier jusqu'à nos jours. Parmi les géologues qui ont réalisé des travaux dans les différentes régions, nous citerons quelques uns de ces « pionniers » : Péron (1883), Ficheur (1892, 1898), Savornin (1904-1920), Joleaud (1907), Glangeaud (1932), Laffite (1933-1939), Durozoy (1948), (Guiraud 1973).

Les travaux récents ont apporté plus d'information en appliquant des techniques nouvelles sur les différentes régions d'Algérie Nord orientale en utilisant des moyens d'investigations plus appropriés.

Les nouvelles techniques dans les sciences de la Terre ont permit l'émergence de nouvelles disciplines « pointues », et en relation avec d'autres disciplines des sciences et de l'ingénering tels que la géophysique, la géotechnique, la géochimie

Les monographies réalisées sur l'avant pays atlasique, par nos prédécesseurs, ont permis d'établir les grands traits de la géologie régionale et ont édifié les bases de la stratigraphie et de la tectonique des régions étudiées.

2. BUTS ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL

2.1 BUTS

Notre travail consiste en l'étude du bassin de Timgad du point de vue sédimentaire, tectonique, et d'interpréter son évolution spatio-temporelle et géodynamique dans son cadre régional.

Ce travail est fondé sur des investigations de terrain, complétées par des études de laboratoire. Cependant les données bibliographiques utiles sont prises en compte dans l'interprétation de nos résultats à l'échelle régionale.

Le travail conduira à une connaissance approfondie des formations sédimentaires afin de caractériser leurs paléoenvironnements, leur enchaînement séquentiel et remonter à l'aide de l'analyse des paléocourants aux zones nourricières de la sédimentation silicoclastique.

L'étude tectonique (analyse des macro et des microstructures) conduira à identifier les événements tectoniques enregistrés par la série néogène plus particulièrement. Sur la base de cette dernière un modèle de fonctionnement du bassin sera proposé.

2.2 METHODOLOGIE

La méthodologie classique suivie dans le présent travail consiste en une recherche bibliographique exhaustive afin d'orienter nos recherches aux objectifs assignés. Un travail fondamental est consacré au terrain où nous avons levé une série de coupes géologiques avec une documentation macroscopique. L'analyse tectonique est basée essentiellement sur : le repérage des différentes discontinuités sédimentaires et/ou stratigraphiques et sur les structures et microstructures (mesures sur microfailles striées), permettra de mettre en évidence les différents événements tectoniques ayant affecté le bassin de Timgad.

- Les observations de terrain se rapportent à une description des faciès, à la prise de mesures de gisement des couches et de relever les relations entre les formations géologiques.
- L'échantillonnage (prélèvement) opéré dans les différents niveaux durs et meubles permet de confectionner des lames minces pour des études microscopiques, complémentaires à celles macroscopiques, aboutissant à la caractérisation des microfacière en se basant sur la texture/structure de la roche en adoptant la classification de Dunham.
- L'étude des paléo-courants, s'appui sur les mesures des structures sédimentaires,
 dans le but de définir les milieux de dépôts des formations gréseuses tout en proposant les sources nourricières.
- L'étude microtectonique, fondée des éléments microstructuraux (fentes de tension, microfailles striées et joints stylolithiques) porte sur les mesures des éléments : direction, pendage, pitch. Les données sont traitées statistiquement aboutissant à une représentation graphique (rosaces et stéréogrammes) qui facilite l'interprétation des résultats. Elle servira à déterminer les différents événements tectoniques qui sont à l'origine de la structuration du bassin, tout en reconstituant leur chronologie relative.

Le travail de laboratoire complémentaire à celui réalisé sur le terrain, servira au traitement des données et des analyses pétrographiques.

3. CADRE GEOGRAPHIQUE

Le climat de la région considérée est rude, contrasté, caractérisé par des hivers froids et des étés chauds. Le total des précipitations se manifeste par une faible pluviométrie ne dépassant pas 400 mm/an.

La région d'étude se trouve à la jonction du domaine préatlasique et le domaine atlasique. Il s'agit du bassin de Timgad bien individualisé, bordé par le massif de Bou Arif au Nord et Nord Ouest, et les plissements du massif de l'Aurès central (**Fig. 1**).

Le bassin de Timgad est constitué globalement de dépôts tertiaires d'où émergent des massifs isolés et dénudés : 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-Belezma et les Aurès localisés successivement au Nord et au Sud de ce bassin. Le bassin de Timgad est traversé par deux grands oueds: le premier, Oued Reboa avec comme affluent Foum Toub, va se diriger vers le bassin de Koudiate Lamdaour. Le second, Oued Chemmora alimenté par les affluents du versant sud de Bou Arif, se dirige vers les dépressions du Nord Est. Le principal axe routier correspond à la route principale reliant Batna-khenchela qui traverse le bassin de Timgad suivant son axe centrale.

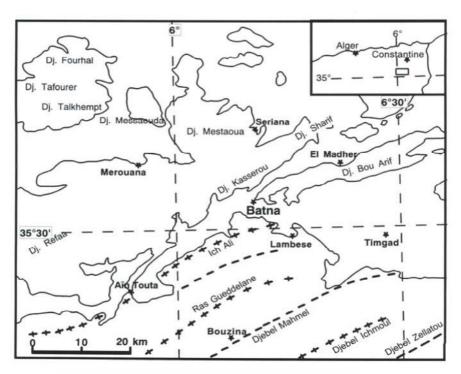


Fig. 1- Situation géographique de Timgad

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 18ème 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 Cénomanien, 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 crée 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), Peron (1883), Pomel (1889), Ficheur (1892).

La description synthétique de ces problèmes est donnée dans les ouvrages de Peron « 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 matière détaillée toutes les réalisations géologiques de l'époque.

En 1849, Fournel attribua pour la première fois dans les Aurès un age Crétacé inférieur. Coquand reconnaît le Cénomanien 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 Cénomanien 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, Pervinquiere et Peron.

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, Peron fait connaître l'existence de l'Albien de Metlili, alors que Laffitte parle d'une probable lacune stratigraphique Albienne dans le 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 » (Daloni 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 année 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 Cénomanien 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 Cénomanien, le Turonien, le sénonien et le Coniacien.

Au plan paléogéographique

Laffitte indique qu'au Cénomanien 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 Peron (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 congré 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 (Crues; 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, l'Algérie, des 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 réalisées 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 Belezma-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 Belezma-Batna selon la conception des blocs basculés. Guiraud dans sa thèse (1973) réalisa une étude structurale et paléogéographique dans la région Hodnéenne, 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

5. 1. LA CHAINE DES MAGHREBIDES

Le terrain d'étude fait partie de l'Atlas Saharien oriental et correspond à une partie du Nord Est de l'Aurès. Il est limité au Nord par le massif de Bou Arif, au Sud par le massif de Ich Ali, à l'Ouest les Monts de Batna, à l'Est le bassin de Touffana et Khenchella.

Le nom de Maghrébides a été proposé par Auboin et Durand-Delga (1971). Les Maghrébides (**Fig. 2**) forment une chaîne s'étendant de Gibraltar jusqu'à la Sicile, et regroupant les segments orogéniques rifains, telliens, Nord-Sicilien et Calabrais (Durand-Delga et Fontboté, 1980). Elle résulte de la tectonisation alpine du « Bassin maghrébin » (Bouillin, 1992) ou « Téthys maghrébine » et de ses marges.

5.1.1 LE DOMAINE INTERNE

Il se caractérise par les massifs de socle, localement revêtus d'une couverture de terrains paléozoïques, ces derniers sont souvent peu métamorphiques (Bouillin, 1986). De nombreux auteurs, dont Durand-Delga (1980), estiment que les massifs littoraux (nord-algérien) sont les restes d'une zone haute primitivement continue.

Ils sont considérés encore comme le résultat d'une dilacération de la « microplaque méso-méditerrannéenne » au cours du Miocène inférieur (Durand Delga, 1980). Alors que d'autres auteurs ont envisagé que ces massifs internes formaient jusqu'au Paléogène, des amygdales séparées.

Ces zones internes sont formés de massifs anciens d'origine continentale et sont bordées du côté externe, méridional, par la dorsale calcaire (Bouillin, 1992). En Algérie orientale, sur la transversale du constantinois, le socle Kabyle constitue l'élément le plus interne des Maghrébides (Duran Delga, 1969). Plus au sud on a la Dorsale kabyle ou « Chaîne calcaire ».

5. 1. 2 LE DOMAINE DES FLYSCHS

Ce domaine est coincé entre les zones internes péloritano-kabylo-rifains et le domaine externe d'Afrique du Nord et de Sicile (Bouillin, 1982). De nombreuses conceptions, controversées, se sont succédées et concerne la position originelle des flyschs dans le cadre de la chaîne des Maghrébides.

Deux grandes séries fondamentales sont décrites, il s'agit des flyschs massyliens et des flyschs mauritaniens (Gélard 1969 ; Raoult 1969-1972 ; Bouillin 1986).

Le positionnement de ces flyschs a fait l'objet de plusieurs hypothèses contreversées. Ainsi, Duran Delga et son équipe considèrent que les flyschs sont situés palégéographiquement en position externe (méridionale), par rapport au socle kabyle. Par contre, Bouillin (1983) considère que les flyschs crétacés-palèogènes sont charriés sur les zones externes, suivies d'un rétrocharriage d'une partie sur le socle kabyle lors de la structuration des Maghrébides. Plus tard (1992), ce même auteur, indique que ces mêmes flyschs et leur substratum sont intercalés entre les zones internes qui les chevauchent et les zones externes qu'ils chevauchent (**Fig. 3**).

Le flysch numidien d'âge oligo-miocène est traité séparément par rapport aux deux autres. Il est superposé tectoniquement à des terrains variés, parfois à des formations burdigaliennes, plus jeunes que les grès numidiens (Durand-Delga, 1980).

5. 1. 3 LE DOMAINE EXTERNE

Le domaine externe tello-riffain représente la marge téhysienne du continent africain (Wildi, 1983). La structure en grandes nappes à vergence sud, s'exprime dans les zones des divers segments : Rif au Maroc, Tell en Algérie et Kroumirie en Tunisie.

5.2. L'AVANT PAYS DES MAGHREBIDES

L'Algérie alpine, faisant partie de la chaîne alpine méditerranéenne qui est constituée de nombreuses unités correspondant à des ensembles morpho structuraux. Ces ensembles forment des reliefs montagneux –Telle ou Atlas tellien, des plaines plus ou moins vallonnés – Hauts plateaux, monts du Hodna, Môle Constantinois, des reliefs montagneux – Atlas saharien, Aurès, Monts de Bellezma, monts de Batna. Ces derniers dominent une vaste plaine saharienne dite plate forme saharienne séparés par la flexure saharienne ou accident Atlasique (cf. Fig 2).

5. 2.1 L'AVANT-PAYS SEPTENTRIONAL

Les séries de l'avant-pays septentrional ont été abordées par de nombreux auteurs : Savornin (1920), Dubordieu (1956), Guiraud(1973), Vila (1977,1980), Bureau (1986), Lahondère (1987), Chadi (1991), Coiffait (1992), Marmi (1995), etc...

Ces séries constituent, selon Vila (1980), un vaste ensemble d'unités allochtones, regroupant d'Ouest en Est : les Unités sétifiennes, le Môle néritique constantinois et les séries des Sellaoua

Les travaux réalisés récemment par Chadi (1991) et Coiffait (1992), dans le Constantinois mettent en doute l'allochtonie du môle néritique et de ses confins méridionaux. Néanmoins ils n'écartent pas l'idée des chevauchements locaux d'ampleur réduite. Ces auteurs ont établi que la couverture marneuse se superpose normalement sur les calcaires néritiques sous-jacents du môle néritique Constantinois. Cependant Vila (1993) ne partage pas cette idée.

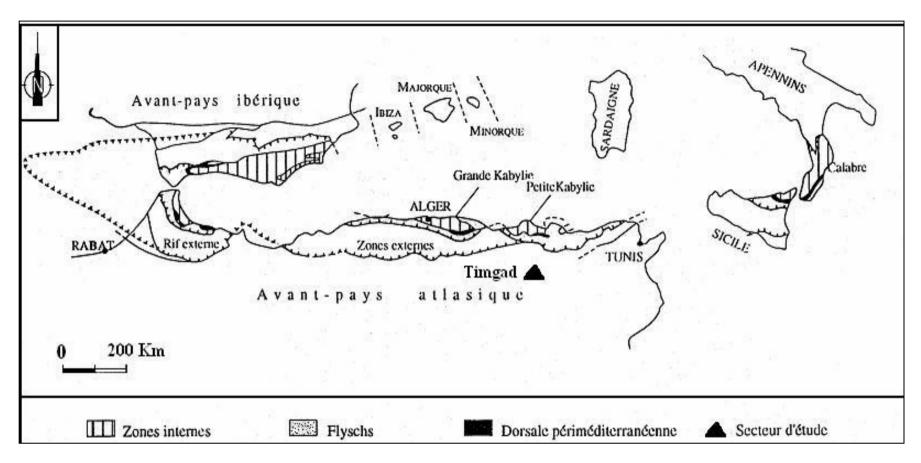


Fig. 2 -Le secteur étudié dans le cadre alpin des Maghrébides (d'après M. Durand Delga et J. M Fontboté 1980). Le terrain Étudié se localise au sud de la chaîne des Maghrébides d'Algérie orientale

5. 2. 1. 1 Les unités sud-sétifiennes

Péron (1883) et Savornin (1920), après avoir étudié et daté les formations des Djebels Youcef et Braou, considéraient l'avant-pays sud- sétifien comme « bati pré-saharien » pour le distinguer de l'orogène tellien. Cette idée fut rejetée par Leikine et Vila (1975) qui considèrent que les deux massifs Youcef et Braou illustrent un exemple de nappes de charriages des unités sud-sétifiennes. Cependant, Guiraud (1973), associent les séries des deux massifs à celles du « Môle néritique constantinois » dont il admet l'allochtonie en relation avec la phase atlasique.

5. 2. 1. 2 Le Môle néritique constantinois

Il se caractérise par une plate-forme carbonatée allant du Jurassique au Cénomanien, surmontée d'une couverture marneuse du Crétacé supérieur pouvant atteindre l'Oligocène supérieur (Coiffait, 1992). La superposition de cette couverture sur les calcaires néritiques dans les monts de Ain M'lila, par l'intermédiaire d'une surface durci d'extension régionale (Chadi, 1991), correspond le plus souvent, à un arrêt de sédimentation. Vila (1980) considérait la série des massifs calcaires méridionaux ne dépassant pas le Cénomanien supérieur.

5. 2. 1. 3 Les unités des Sellaoua

Les études antérieures ont été entreprises par Blayac (1912) puis Vila (1980); ces auteurs se sont intéressés plus particulièrement à la stratigraphie des formations de la Chebka des Sellaoua. Ces unités affleurent au sud-est des massifs composant le Môle néritique constantinois et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique au Crétacé inférieur.

Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummilites. Vila (1980) a signalé un minuscule affleurement d'âge Oligocène, cependant Coiffait (1992) a découvert d'autres affleurements oligocènes, toujours dans la même zone. Les formations de Djebel Djaffa présentent des faciès de transition entre les séries néritiques constantinoises et les unités septentrionales des Sellaoua.

5. 2. 1. 4 Zone de convergence Môle néritique constantinois - Aurès

Les hautes plaines constantinoises, définies comme une entité morphostructurale, font partie de cette zone de convergence. Les Sebkhas, qui appartiennent aussi à ce domaine, forment des alignements en gouttières s'étendent sur environ 120 Km, orientées globalement NE-SW, constituant une vaste dépression à écoulements endoréique.

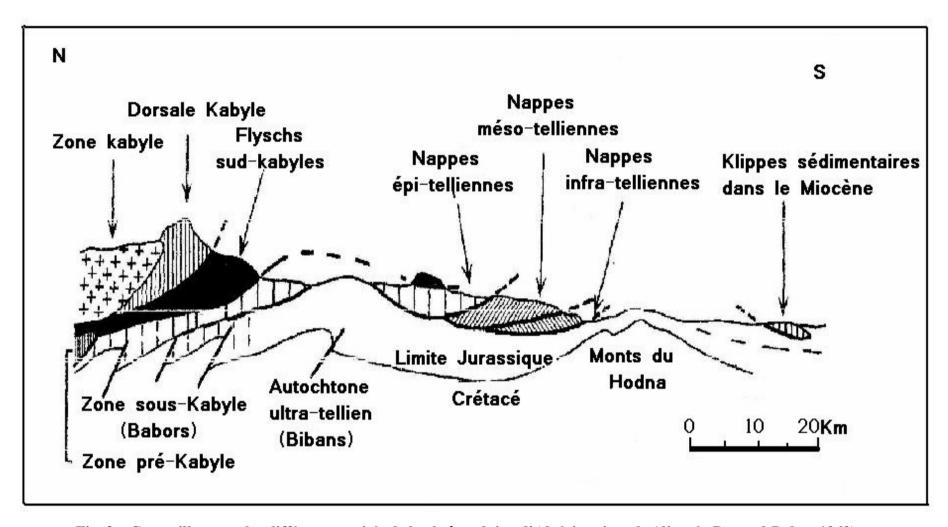


Fig. 3 – Coupe illustrant les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (d'après Durand-Delga, 1969)

Les limites naturelles de cette zone coïncide avec les traits moropho-paléogéographiques représentés au nord-ouest par l'allochtone sud-sétifien (Vila, 1980) et le môle néritique constantinois (Durozoy, 1960). Au sud, elle est bordée par le « bâti pré-sahrien » (Savornin, 1920) regroupant à son tour, d'Est en Ouest, les Monts de Batna-Belezma, le massif de l'Aurès. Cette zone, avec une altitude moyenne de 900 m, est accidentée par une série de chaînons à ossature calcaire crétacée. Le Trias, qui affleure fréquemment sur les bordures des Djebels de la limite septentrionale, souligne des contacts anormaux. Le Mio-Plio- Quaternaire continentale détritique comble les dépressions synclinales dont le centre est occupé le plus souvent par des Sebkhas (ou Garaâ) inondables en saisons humides.

5. 2. 2 L'AVANT PAYS MERIDIONAL (ATLASIQUE)

Plusieurs études ont été réalisées sur ce domaine. Nous citerons celles de Fournel (1849), Coquand (1862), Péron (1883), Ficheur (1896), Savornin (1920), Laffitte (1939), Dubordieu (1956), Guiraud (1973, 1990), Donze (1973-1974). Les travaux les plus récents ont été entrepris par Vila (1980), Aïssaoui (1984), Bureau (1986), Kazi-Tani (1986), Yahiaoui (1990), Ghandriche (1991) et Marmi (1995). Ce domaine est subdivisé en deux zones, séparées par une ligne Batna-Timgad-Garaet El Tarf. La partie Nord est caractérisée par une organisation des structures plissées bien apparente mais perd un peu de sa régularité dans les monts de Bélezma, Ain Yagout et Oum el Bouagui. Au Sud de cette ligne, les structures plissées du Nord aurèsien sont régulières et analogues à ceux des confins algéro-tunisiens. Ce domaine paléogéographique est subdivisé en plusieurs unités morphostructurales.

5. 2. 2. 1 Les Monts de Ain Yagout

Ils forment la bordure méridionale des Monts d'Ain 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'Ain Yagout regroupent du nord au sud les Djebels Tarbent, El Haouïa, Azem-Gountas, Tafraout et Toumbaït. Ces chaînons sont constitués de séries calcaro-dolomitiques à gréso-carbonatées, jurassico-crétacées sur lesquelles reposes en discordance, par endroit, le Miocène et le Pliocène (Fig. 4).

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'Ain Yagout et à Koudiat el Beïda (extrémité orientale de Toumbaït) ou le gypse est exploité par carrières et traité sur site.

Les structures appartenants 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.

a. Dj Toumbaït

Ce massif est situé au sud est de Ain Yagout. La sédimentation est continue et peu perturbée par la tectonique. La série affleurant débute par le Jurassique et peut atteindre le Néocomien.

Le Jurassique a été décrit dans ce massif pour la première fois par Janiak, 1951 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980 et Marmi 1995. Cette série débute par des calcaires dolomitiques, surmonté par des calcaires à stromatolithes et des calcaires à silex. Le Néocomien est marneux avec des niveaux de calcaires argileux et des slumps, Il est caractérisé par la succession lithologique suivante qui a été levée sur sa partie orientale (Marmi, 1995) :

- Malm: Caractérisé par une association faunistique de *Radiolarites* et de *Tintinoidien, Calpionella alpine et C. elliptica* qui a permit de lui donner un age Tithonique.
- **Berriasien:** Il est peu dissociable suite à la ressemblance de ces faciès. Néanmoins, la microfaune dégagée d'une série marno-gréseuses au Tombait occidental (des *ostracodes, Lenticulina eichenberger BART et BRAND, Lenticulina ouachensis SIGAL, Vaginula Kochii ROEMER, Lenticulina djaffensis SIGAL, Epistomina*, etc...) a permit de dater ces terrains (Vila et Guellal, 1973) in Marmi, 1995). Des niveaux de silts localisés dans les Monts de Batna ont donnés un age Hauterivien -Barrémien en se basant sur les polypieds solitaires : Montivaltia sp (M^r et Mme Beauvais), de même que dans le massif de Boutaleb (Bertraneu, 1955).
- **Barrémien :** La sédimentation est dolomitique à gréseuse, d'une épaisseur estimée à 1400m. Dans le sondage effectué au Djebel Fedjoudj, le Barrémien est de 1100m (Vila, 1977).

Le massif de Djebel Tombait est caractérisé par un substratum subsident passant d'un milieu néritique à un milieu pélagique (Mer ouverte). Le passage Jurassique-Crtéacé est marqué par

l'existence de niveau de calcaire argileux et l'apparition d'Ammonites au Berriasien inférieur : Spiticiras sp. et Berriasella aff. Privasensis (Maupin, 1982, in Marmi, 1995).

b. Dj Tafraout

Il est situé au nord de Djebel Bou Arif, prolongeant vers l'ouest Dj Tombait. Ce dernier forme une structure anticlinale de direction NE -SW.

Auparavant, le Néocomien n'a jamais été signalé dans ce massif, il est cartographié Barrémien par (Guellal et Vila, 1977). Les travaux récents de Marmi (1995), ont permit de donner un âge Néocomien au niveaux carbonatés surmontant la série marno-gréseuses grâce aux arguments paléontologiques : Coraux, d'Eponges, d'Algues encroûtants, Epistamina sp., Epistamina cf., Meandrospira favrei. Cette faune/flore, a donnée un âge Barrémien. Cette série est caractérisée par les faciès suivants (Marmi, 1995):

- Valanginien-Hauterivien: Ils sont caractérisés par une série marno-gréseuses. Les observations de terrains, les analyses de microfaciès et les comparaisons avec les faciès décrits par Donze (1974) dans les Monts de Batna et ceux décrits par Laffitte (1939) dans l'Aurès, ont permit éventuellement d'attribuer un âge Berriasien-Vallanginien à cette série.
- Barrémien : Ce dernier est marneux avec des intercalations centimétriques à décamétriques de grés de teinte gris verdâtre. Ils comportent des rides et des figures de courants (ripple-marks, flute-cast).
- Aptien : Il est caractérisé par l'arrêt net de l'influence des dépôts détritiques silico-clastiques. Les sédiments sont caractérisés par une alternance de marnes et de calcaires en bancs métriques, leur puissance dépasse 100m et termine la série de Djebel Tafraout.

c. Dj Azem-Gountas

Ce massif d'une envergure dépassant les 4 Kilomètres localisé au sud de Ain Yagout est orienté globalement Est-Ouest. Il est formé essentiellement par un faciès gréseux (Marmi, 1995) où apparaissent de nombreuses structures sédimentaires.

• Hauterivien : Les formations sont essentiellement marneuses renfermant dans certains niveaux des galets mous. Le sommet est caractérisé par des intercalations gréseuses à grains fins slumpés résultant d'un déplacement gravitaire (gravity -sliding), suivit de minces bancs de grés fin marqués par des figures de base de bancs (flute-cast), des laminations planes

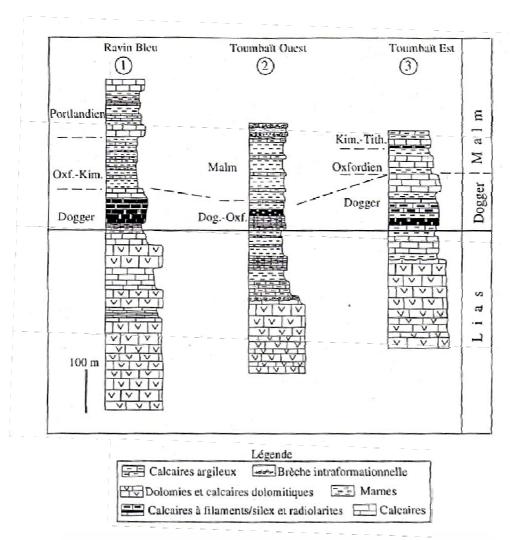


Fig. 4 – Séries jurassiques du Ravin Bleu et Djebel Toumbaït (Marmi, 1995).

horizontales et des rides de vagues symétriques (ripple-wave) à crêtes arrondies. Les rides indiquent une direction E-W du paléorivage. Ces dépôts se sont accumulés sur une pente dominée par des courants d'énergie plus ou moins faible.

• Barrémien : La série décrite par Marmi (1995) comprend des niveaux argileux, des bancs de grés à stratification horizontale indiquant un milieu relativement calme. Des couches métriques de calcaires beiges et gris en cassure, localisés dans la partie basale présentent

un matériel bioclastiques (packstone /grainstone) renfermant des débris de coraux, d'éponges, d'algues encrôutantes, de bryozoaires, de coquilles recristallisées et de tests d'échinodermes.

Cette unité est surmontée par des formations silicoclastiques intercalant des bancs isolés de calcaires bioclastique ou dolomitique qui débutent par deux bancs de grés fins à stratification oblique arquée. Le milieu de sédimentation est relativement calme ave une diminution du niveau d'énergie dans les grés.

L'unité supérieure est caractérisée par de grosses barres calcaro-dolomitiques à dolomitiques séparées par des niveaux marneux, le tout est surmonté par une assise marneuse de 70 m d'épaisseur, incluant des bancs de grés fins métriques. La série de Djebel Azem-Gountas est principalement détritique associée à une sédimentation carbonatées, liée à des dépôts de bathymétrie et d'énergie variable. En général, la partie basale et médiane de la série correspond à une sédimentation de plate forme interne distale avec quelques fois des périodes d'énergie faible/haute. Le sommet caractérise un milieu calme de type lagunaire.

5. 2. 2. Les Monts de Batna-Belezma

Ces massifs constituent le prolongement oriental des monts du Hodna, limitant le bassin de Barika à l'Est. 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, 1975c). Ces dépôts montrent l'existence de deux domaines subsidants différents dont la partie méridionale est dix fois plus épaisses que la partie septentrionale (300m)

a. Anticlinal de Bellezma- Batna: Ce massif est caractérisé par de forts reliefs répartis en plusieurs chaînons orientés sensiblement ENE - WSW (d'âge fini Pliocène). Il se présente sous forme d'un anticlinal asymétrique dont le flanc sud est redressé, subvertical au Dj.Tuggurt, tandis que les pendages du flanc nord sont moins forts (**Fig. 6**). Cette structure d'origine alpine est découpée par plusieurs systèmes de faille d'orientation constantes NW-SE, NE-SW, ou plus variables ENE-WSW à E-W.

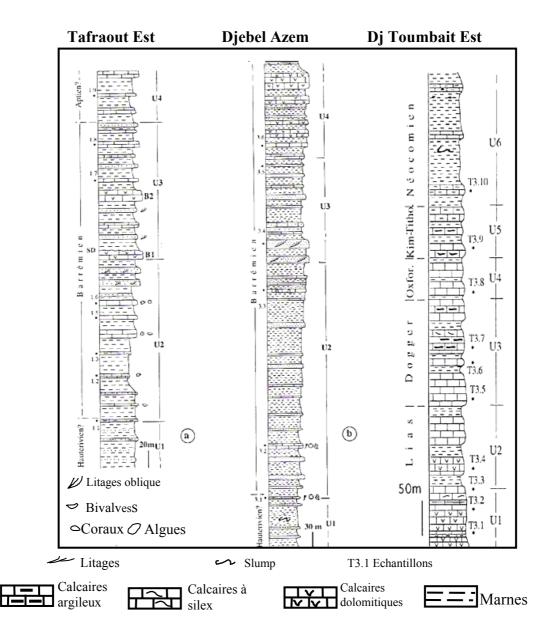


Fig. 5 - Colonnes lithhostratigraphiques des Djebels Tafraout Est, Azem et Toumbait Est. Marmi (1995)

b. Anticlinal du Metlili: C'est un anticlinal coffré de direction NE-SW. Il s'étend sur 30 km de longueur et 9km de largeur. Il est composé de formations d'âge crétacé (Albien à Sénonien) recouvertes en discordance par des assises miocènes. L'anticlinal est tronçonné par des nombreuses failles NW-SE à NNE-SSW entraînant la disparition des séries Cénomano-Turoniennes. Ces failles jouent en décrochements dextres dans le flanc Ouest et Est de Metlili et elles sont responsables de la déformation des axes structuraux qui s'est produite avant le Miocène (Bureau, 1975) (**Fig. 7**).

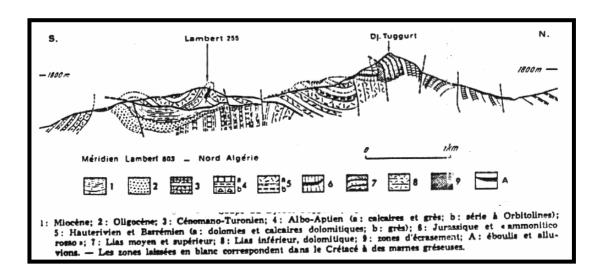


Fig. 6 : Coupe du Djebel Tuggurt (Bureau, 1986)

c. Le synclinal de Batna - Ain Touta est une structure de direction NE-SW, d'environ 40 Km de longueur et de 5 à 7 Km de largeur, formée essentiellement de marnes sénoniennes recouvertes par des alluvions récentes par endroits, (Djebel Chentouf, Tigri, Lambiridi) à environ 800 m au SW d'El Ghadjattti sur le bord de la route de Batna-Biskra. Ces marnes sont surmontées en discordances par des assises détritiques continentales associées à des calcaires marins du Miocène. Le flanc sud du synclinal est affecté par une faille qui met le Miocène en contact avec les calcaires du Coniacien de l'anticlinal Ich-Ali.

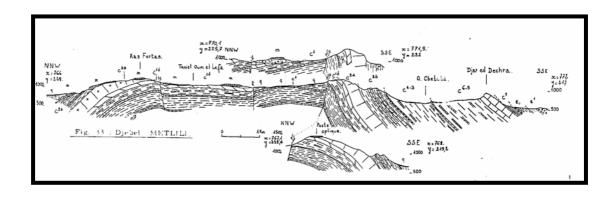


Fig. 7: Coupe du Djebel Metlili (Bureau, 1971)

En bordure de la vallée quaternaire de Batna jusqu'au NE d'Ain Touta, un accident inverse de direction NE-SW résultant de la phase tectonique Eocène supérieur, met en contact le Miocène d'Ain Touta et les calcaires Cénomano- uroniens du massif de Ich Ali. L'axe

structural présente une inflexion dextre à sa terminaison occidentale et apparaît de ce fait dans le prolongement de celui du synclinal de Seggana

d. Le synclinal de Seggana : Il convient de séparer le synclinal de Seggana en deux zones. Ces dernières sont séparées par accident de direction NW-SE, passant entre l'extrémité occidentale du Kef Séfiane et du Kef Aissa et la terminaison orientale du Dj. Metlili. L'axe de ce synclinal se relève vers l'Est.

A l'Ouest de l'accident, le Mio-Pliocène recouvre l'assise crétacée en discordance. La barre gréso-conglomératique, base du pliocène, dessine au Nord de Seggana une gouttière étroite, peu profonde orientée à N80°E, qui se ferme à Koudiat Naimia. L'axe du synclinal post-miocène est affectée par des failles de direction E -W, ces dernières sont d'âge pliocène "phase alpine récente" (Bureau, 1975).

5. 2. 2. 3 Le massif de l'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 coté 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.

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).

a. Anticlinal du Djebel Bou Arif : Il est structuré en baïonnette, s'étend sur environ 45 Km, suivant une direction globale NE-SW. Ce massif est affecté par une tectonique compressive d'age Eocène terminal, décroché postérieurement par une tectonique compressive Miocène

inférieur de direction (N-S) provoquant le décrochement de ce dernier par un ensemble de coulissements dextres au niveau du Foum Rherab qui n'apparaissent pas dans le Miocène supérieur (**Fig. 8**). Les plis atlasiques amortissent progressivement l'effet de la tectonique Miocène inférieur-moyen au fur et à mesure qu'on se dirige vers le Sud (in Chadi. M. 2005).

b. Anticlinal de Djebel Ich-Ali. Il apparaît comme un bombement de direction ENE WSW à cœur formé de marnes et de calcaires du Cénomanien. Les flancs Nord et Sud sont constitués par des assises turoniennes à faible pendage. L'anticlinal est affecté par un système des failles de directions NW-SE, NE-SW, ou parfois ENE-WSW à E-W. L'extrémité occidentale de l'axe anticlinal a subi un affaissement et se prolonge sous les alluvions de la plaine quaternaire de Ain Touta.

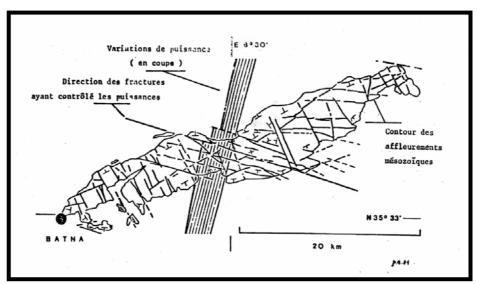


Fig. 8 : La structure en baïonnette du Djebel Bou Arif, à l'Est de Batna (d'après Bureau, 1986)

Les failles de directions E-W au sud de Dj. Ich Ali (accident Batna- Djebel Chélia) Limite le Cénomanien du Turonien, provoque une torsion dextre de la limite Est péri anticlinale du massif de Ich Ali et décale à Médina ce dernier vers le sud. Ce décrochement dextre est lié à une phase tectonique anté-miocène probablement se rapportant à l'Eocène supérieur. Les failles de direction NW-SE (N140°E) décalent les accident et les structures tectoniques de direction NE-SW dans la partie Est de Ich Ali. Ces dernières sont d'âge Eocène terminal liées à la phase Atlasique (Bureau, 1975).

c. Anticlinal de Djebel Igguèdlène: Il présente une structure semblable à celle de Ich-Ali, séparé de celui-ci par le synclinal très étroit de Oued Fedhala. Il montre un cœur

cénomanien flanqué par le Turonien et le Sénonien et un axe de direction NE-SW qui s'infléchit au SE (Tadjra, Kef Tounfikt) puis se prolonge dans la même direction Après cette courbure, l'axe est constitué principalement par le Turonien jusqu'au niveau du Djebel Djebrount, séparant le Sénonien formant le flanc Sud de Tinouriste et le Turono - Sénonien du flanc nord du Djebel Akhal (Guiraud, 1975).

d. 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-orogenique est située à la limite nord des Aurès et au sud des massifs de Ain yagout, Bou Arif, Fedjouj, Tarf et Amrane (Laffitte, 1939). 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. 9**).

6. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

6.1. LES FORMATIONS DU SECONDAIRE

Ces formations sont caractérisées par l'association de deux types de faciès; les dépôts marno-carbonatés et les dépôts gréseux. Les premiers affleurent largement dans les massifs qui bordent le bassin de Timgad, tel que, Dj. Bou Arif, Dj. Amrane et le massif du Chelia, et sont recouverts en discordance par un Miocène gréseux.

6.1.1 TRIAS

Le Trias correspond aux terrains les plus anciens des zones externes de la chaîne Alpine. Il est essentiellement évaporitique et se présente sous forme de structure diapiritique et en lames injectées le long des accidents tectoniques. Les affleurements d'extension et de constitution variable, perçant leur couverture mésozoïque et cénozoïque de façon anormale, s'observent en plusieurs dizaine de points dans les Aurès, ou sur ses bordures (Herkat, 1982).

Ce faciès est constitué d'argile gypsifère ne contenant aucun fossile. Il est identique au Trias germanique du pourtour de la Méditerranée Occidentale. Aujourd'hui, il est admit qu'il s'agit du Trias. Cette conception fut établie pour la première fois par Peron en 1883 lorsqu'il décrit les rochers de sel Anté-jurassique du Sud Algérien qui proviennent par voie éruptive ou geysérienne. Ce n'est qu'on 1896 que cet étage triasique fut affirmé par la SGFA, et accepté par Goux qui découvre au Chettaba prés de Constantine des fossiles triasiques. Puis, dans l'Aurès,

Bertrand affirme l'age triasique de la montagne de sel d'El Outaya qui fut confirmé par les travaux de Blayac (1912) qui a trouvé un Oursin infratriasique. Vila décrit en 1980 un Trias à aspect bréchique qui affleure en mauvaise condition au SW de Ain Yagout et est recouvert par un Miocène supérieur continental. D'autres affleurements triasiques découverts dans la zone septentrionale (Dj Sarif, Dj Amsid, Dj Toumbaît et Dj Guellif) présentent un aspect discontinu, homogène, argilo-gypseux et bréchique bariolé. L'analyse des données de forages réalisés par la Sonatrach dans le bassin saharien (Busson, 1972) et des hauts plateaux ont conduit Guiraud (1973) a proposé pour le bassin hodnien une coupe qui débute par une formation gréseuse, un niveau de roches volcaniques et une formation évaporitique associée à des intercalations calcarodolomitiques, surmontés par une puissante série évaporitique.

L'influence diapirique précoce du Trias dans cette région est connue uniquement dans la région de Khenchela au Santonien (Lessard, 1955), dans la région (Maâfa, Arba et Menâa) au Companien-Maastrichtien (Guiraud, 1973), et dans les monts de Bellezma-Batna au Dj. Tuggurt, Dj.Sarif et Dj.Mellah. L'âge attribué aux dépôts triasiques varie selon les auteurs, et ce du Keuper dans les Aurès (Laffitte 1939) au Worfenien dans les Monts de Mellègue (Dubordieu, 1956) en passant par le Muschelkalk à Tebessa (Pervinquière, 1902).

Les formations triasiques dans les Aurès sont constituées par une association de faciès:

- A Menâa s'observent des argiles violettes et rouges, des gypses fibreux, l'ensemble associé à des dolomies sans fossiles.
- Le sel gemme de Dj.Melah (El Outaya) est accompagné par des lambeaux de marnes violettes. Ce faciès contient des cristaux d'anhydrite, d'aragonite, de dolomie, de quartz bipyramide et d'hématite. Il est associé à des lambeaux dolomitiques liasiques ou argiles bariolées (Fontaines des Gazelles, Branis et Djemora)
- A khenchela, les argiles bariolées gypsifères forment la presque totalité de l'affleurement attribué au Trias, incluant des blocs de dolomie de moindre importance.
- A Maâfa-Arba le Trias est formé par des marnes bariolées rouges, riches en cristaux de quartz bipyramidé, de gypses, de dolomies noir bréchifiées.

6. 1. 2 JURASSIQUE

Laffitte (1939) signale que les formations les plus anciennes du Jurassique affleurant en situation normale sont situés entre les vallées de Oued Abdi et Oued Labiod. Ils constituent le cœur de l'anticlinal de Dj Azreg, formant une boutonnière de 20 à 25 Km de longueur et

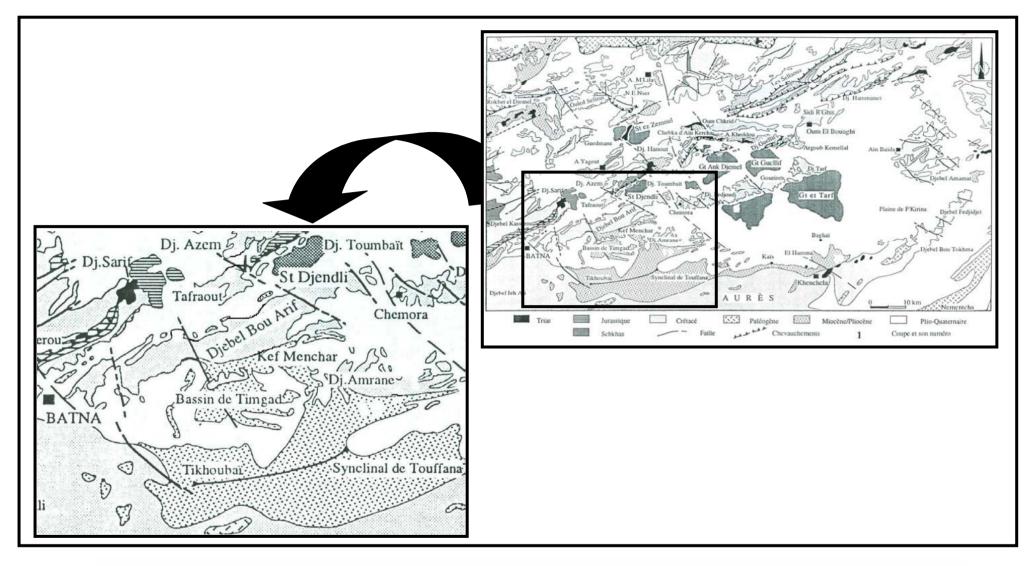


Fig.9 - Carte géologique du bassin de Timgad à la limite Sud Constantinois (Vila, 1982 ; Marmi, 1995)

reconnaissant du centre vers la périphérie : le Kimméridgien, le Portlandien et le Berriasien (fig. 10).

Dans la région de Ain Yagout Savornin, (1920), Bureau, (1970) et Guiraud, (1973), ont décrit le faciès jurassique.

L'uniformité des faciès et la rareté des fossiles posent le problème de la limite entre les étages du Jurassique dont l'épaisseur oscille entre 250 et 300 mètres. Ce dernier débute généralement par un faciès Kimméridgien représenté à la base par des brèches fossilifères et au sommet par des marnes (Laffitte, 1935).

Tissot, en 1881 signale à l'est de Narah un affleurement Jurassique formé de calcairees marneux et de brèches ainsi que dans les Monts de Bellezma un affleurement d'âge Oxfordien (Phylloceras Benacense). Coquand décrit pour la première fois une série jurassique, permettant ainsi la comparaison avec celle décrite par Ficheur et Savornin dans les régions Hodniennes.

Le Jurassique affleure aussi au NW de Batna, particulièrement dans le ravin bleu ou il a été détaillé par J.Lasner suite aux prélèvements de W.Pike et G.Blant. Cette coupe montre une série calcaro-dolomitique azoïque dont le sommet est daté par Involutina liassica, surmonté par l'Ammonitico rosso inférieur daté Taorcien par Laffitte passant à un Ammonitico rosso supérieur daté de l'Argovien par Savornin en 1920. L'ensemble est surmonté par une série de marnes et de marno-calcaire à faune d'Ammonite passant à des calcaires micritiques à Calpionelles du Berriasien, soulignant à la fois une série de plate forme avant la fin du Lias qui fait ensuite place à l'envahissement des faciès pélagiques et un changement avec les séries hodnéennes septentrionales.

Le Jurassique inférieur est formé par des dolomies, des calcaires micritiques et des calcaires à algues datés par Involutina Liasica associé à des ostracodes (Vila 1980). Ces formations sont surmontées par le faciès Ammonitico-rosso, des calcaires noduleux et des marno-calcaire datés par Lillia Byani, (Ficheur, 1896). Glaçon a décrit un Jurassique inférieur dolomitique dans le massif de Messaouda et Dj Mestaoua et a daté le Toarcien (Lias) par Pseudogrammoceras aff. Quadratum et Caeloceras. A l'Ouest de l'Aurès, Flandrin, (1952) décrit un Jurassique représenté par des calcaires jaunes et bleus à Bélemnites et Foraminifères du Touarcien inférieur. Par contre sur la marge septentrionale de la plate forme, ce dernier est représenté par des calcaires oolithiques et des dolomies à anhydrite.

Le Jurassique moyen affleure au Dj. Mestaoua, l'ensemble est dolomitique avec des niveaux calcaires à filaments et des calcaires à silex vers les sommets.

Le Jurassique supérieur (Portlandien) constitue le coeur de l'anticlinal du Djabel Azreg et la terminaison orientale du Dj. Toumbait (région d'Ain Yagout). Il renferme des calcaires à grains fins en bancs siliceux blanchâtres violacés, à radiolaires, polypiers et spongiaires, et des dolomies azoïques. Ces dernieres sont surmontées par des marnes et des calcaires marneux.

Pendant le Jurassique, dans l'Atlas Saharien s'installe une aire pélagique avec un fond subsident où s'accumule une grande épaisseur de matériel détritique provenant de la plate forme saharienne. Le degré d'affaissement est compensé par les apports détritiques, permettant ainsi, la formation des dépôts néritiques (Laffitte, 1935).

6. 1. 3 CRETACE

Le Crétacé très développé dans l'Aurès constitue une succession concordante allant du Berriasien au Danien. L'étude pétrographique a permit à Laffite de distinguer deux ensembles distincts: le premier à grés dominant associé à des calcaires et des marnes, caractérisant le Crétacé inférieur allant jusqu'a l'Albien (fig. 11); le second marno-calcaire d'âge Crétacé supérieur. Le Crétacé inférieur a été cité pour la première fois par Fournel (1849) qui attribue l'assise marneuse d'El Kantara à cet étage. Coquand (1862) caractérisa à la fois le Crétacé inférieur dans l'Aurès près de Batna, en attribuant le Néocomien aux marnes surmontant le Jurassique et l'Aptien du Nord de l'Aurès, dans le massif de Bou Arif et les environs de Khenchela.

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, Peron fait connaître l'existence de l'Albien de Metlili, alors que Laffitte parle d'une probable lacune stratigraphique Albienne dans le Aurès et le Metlili. Plus tard, Laffite donne la composition pétrographique détaillée du Crétacé inférieur dans les Aurès.

Coquand reconnaît le Cénomanien et le Sénonien de l'Aurès. Péron étudia les régions de Batna et El Kantara et jeta les bases d'une classification. Plus tard, Savornin étudia la région Hodniènne et précise la stratigraphie du Cénomanien et du Turonien des environs de Batna. Laffitte complète les observations sur les Crétacé supérieur grâce à la découverte de quelque Céphalopodes, et établi une liste paléontologique grâce aux travaux de Coquand, Pervinquiere et Peron. Les sédiments crétacés affleurent largement dans la région d'étude. Ils constituent l'association de termes carbonatés et marneux avec une série gréseuse appartenant au Barrémien.

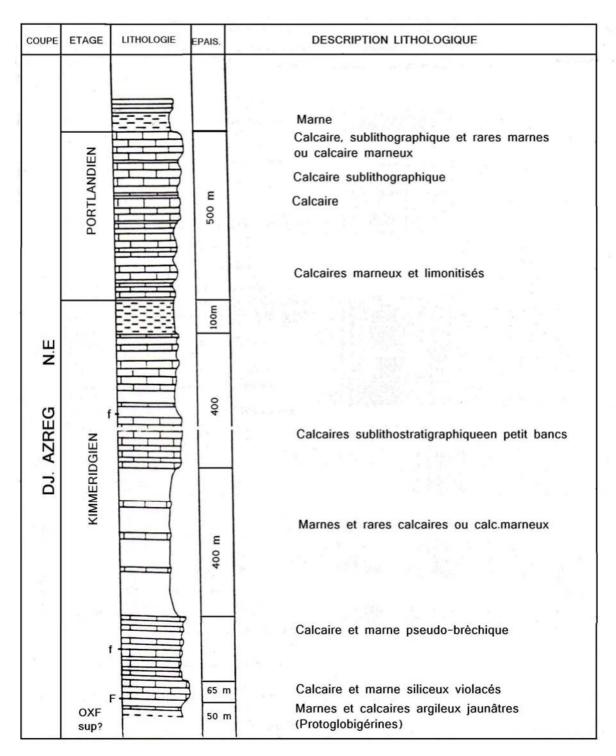


Fig. 10 – Le Jurassique dans le massif de Djebel Azreg dans les Aurès (Beicip – SH 1970, Boudjema, 1985)

a- Valanginien

Il affleure dans l'Aurès uniquement dans l'anticlinal de Dj Azreg. La base est caractérisée par une assise marneuse avec un niveau à fossile pyriteux, d'argiles blanches à Ammonites pyriteuses et à petit cristaux de gypse, surmonté par des calcaires à Ostracées et des grés. Le

sommet est formé de grés et de calcaires pisolithiques. Cette succession de faciès indique une diminution de la profondeur de sédimentation succède à une subsidence rapide permettant le dépôt des marnes pyriteuses à Ammonites du Valanginien sur les calcaires à Brachiopodes du Berriasien. L'Aurès fut caractérisée à cette époque par de grandes épaisseurs de sédiments marins associés à des dépôts détritiques.

Dans les marnes gréseuses de l'anticlinal de Bellezma, Coquand (1862) avait signalé des Hoplites Neocomiensis et Laffitte (1931) a trouvé des Bélemnites subfusiformis. Dans les Monts du Hodna, Ficheur (1892) et Savornin (1931) ont signalé l'existence d'une faune Valanginienne.

Le Valanginien est bien représenté dans l'anticlinale de Dj. Bou Arif, 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.

b- Hauterivien

Dans les Aurès, ce faciès est difficilement séparable du Valanginien et du Barrémien. Néanmoins, cet étage est souligné 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 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, souvent dolomitique, formant les crêtes de Chélia et de Bordjem (Bureau, 1975).

Dans le massif de Boutaleb, Peron (1883) et Savornin (1931) signalent un Hauterivien riche en polypiers, surmontés par des Gastéropodes, des Lamellibranches et une Ammonite Holcosthepanus. Les formations hauteriviennes sont constituées par des dolomies prédominantes, des calcaires et des marnes moins répandues. Par endroits, les grés quartzeux alternent avec des argiles. Les dolomies conservent les structures reliques organogènes qui ne sont visibles qu'en lames minces. Ces dolomies montrent que la plus grande partie provient du remplacement du Ca des calcaires d'origine organique par le Mg.

c- Barrémien

Il existe dans les anticlinaux de Dj El Azreg, Chélia, Khenchela et les terminaisons périclinales Sud des anticlinaux de Bou Arif et Bellezma. Ce faciès de milieu très peu profond est essentiellement formé de grés, de marnes versicolores et des grés ligniteux représentant une période régressive.

Le Nord et le centre de Dj El Azreg 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 Chélia, respectivement sous forme de quartzites à grains fins et de grés 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, Belezma) et de l'abondance de gisement d'Ammonites pyriteuses dans les zones septentrionales. Ce fait a permit 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 grés 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 grés en bancs métriques. Ces grés 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 grés 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 grés et la série marneuse de l'Aptien inférieur (Rapport ORGM, 1972).

L'ensemble des caractères des grés de base montre une tendance de type deltaïque (argiles silteuses, quartz luisant de diamètre inférieure à 2 mm). Les grés supérieurs à ciment dolomitique et à passées d'argiles silteuses sont de type prodeltaïque annonçant la transgression aptienne.

d- Aptien

Les affleurements marneux de l'Aptien inférieur dans le centre des Aurès 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. La partie supérieure est caractérisée par des calcaires 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).

L'Aptien affleure presque dans tous les anticlinaux de l'Aurès, Djebel El Azreg, Dj Bou Rhezel, Ich Moul-Chélia, Khenchela et le Bellezma. Killian (1931) parle d'Ammonite Parahaplites Deshayesi) carractérisant l'Aptien inférieur, Pervinquire désigne une Orbitolina Discoidea-Conoidea (d'O. Lenticularis) datant l'Aptien supérieur, enfin Laffite (1936)

désigne un Rudiste (Polyconites Verneuili) carractérisant toujours l'Aptien supérieur.

Ces formations occupent les parties de voûte des soulèvements anticlinaux de Bou Arif. L'aptien est représenté par l'association d'une assise marneuse basale surmontée par des formations de calcaires (rapport ORGM, 1972), 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 cripto-cristallin 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.

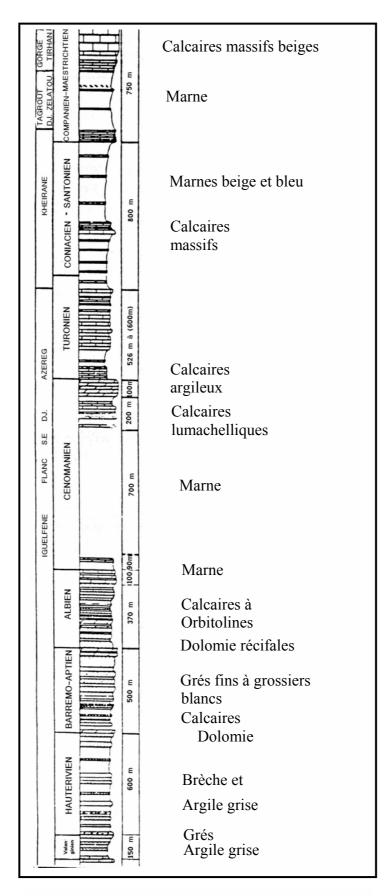


Fig. 11 – Crétacé des Aurès (Boudjema, 1985)

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 rhombohédriques 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 marnocarbonatés. Il s'agit d'alternance de marnes gris verdâtre, de grés 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.

L'Aptien est caractérisé par une transgression soulignée par une sédimentation de mer peu profonde dans l'Aurès, comme en témoignent la présence d'Algues bleues à Iguelfène, les calcaires à Orbitolines, les dolomies et les grés à Orbitolines. L'accumulation de 300 à 400 mètres de sédiments prouve un mouvement d'affaissement du fond, toujours compensé par un important apport de sédiment.

e- Albien

L'Albien s'observe dans tous les anticlinaux de l'Aurès (Arris), Il couronne les assises du Crétacé inférieur et se présente sous un faciès gréseux qui passe à des alternances de marnes et de quartzites dans le NE du massif. Ce dernier est présent aussi dans les massifs du Bellezma, Khenchela et Ich Moul-Chellia (Laffitte, 1935).

Les dépôts de cet âge affleurent sous forme de termes étroits discontinus (50-70m) soulignant la périphérie des soulèvements anticlinaux. Ils sont représentés par des calcaires, marnes, grés blancs ferrugineux, grés quartzeux fins et dolomies. Les calcaires prédominent largement les autres faciès.

La limite inférieure de l'étage est difficile à préciser, cependant, elle a été définit à la base de Koudiat Tenoun 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 périclinales 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.

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. Peron 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 Belezma (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 subbathyaux 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.

f- Cénomanien

Cet étage apparait dans les anticlinaux du Dj Bou Arif, de Dj Ich Ali, de Dj Metlili, de Dj El Azreg, Ich Moul-Chellia et Khenchela. Il est caractérisé par une sédimentation marneuse à la base surmontée par des marno-calcaires riches en faune. L'épaisseur de cet étage est de l'ordre de 1000 mètres. La limite inférieure est généralement marquée par la présence de marne contenant une faune d'Ammonites associée à des Gastéropodes et des Lamellibranches. La limite supérieure de cet étage est marquée par la disparition des Orbitolines, Aspidiscus cristasus et la présence des couches à Rudistes (Radiolites) caractérisant la partie inférieure du Turonien (Laffitte, 1935). Coquand (1862) fut le premier à décrire les assises et les fossiles du massif de Bou Arif suivi de Peron (1881), Savornin (1931) et Laffitte (1935). Ce dernier décrit des

Echinides, Gastéropodes, Laméllibranches, mollusques et des Ammonites, attribuant un âge cénomanien.

Les formations du Cénomanien n'affleurent que sporadiquement autour de l'anticlinal de Bou Arif, 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.

Laffitte explique l'absence des sédiments détritiques pendant le Cénomanien, 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. Il surmonte en concordance le Crétacé inférieur.

g- Turonien

Le Turonien occupe de grandes surfaces notamment dans le NW de l'Aurès. Il s'observe dans les massifs de Dj Bou Arif, Dj Ich Ali, Dj Bellezma, Dj Metlili, Dj El Azreg, Dj Ich Moul-Chellia et Khenchela. Laffitte et Coquand déterminent la limite inférieure à partir de la disparition de la faune cénomanienne 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.

Le Turonien de Dj Bou Arif fut étudié par Peron (1889), Pervinquière et Douvillé qui ont signalé l'existence de couches à Ammonites coniaciennes sous les calcaires à Huppirites qu'ils attribuent au Santonien. Or, Laffitte et Savornin les rattachent dans le Turonien.

Le Turonien est l'étage qui occupe les aires les plus étendues, en affleurement notamment au nord-ouest de l'Aurès Laffitte (1939). A la périphérie du massif, affleurent des récifs composés de calcaires à Rudistes (100 à 300 m), à l'intérieur du massif dominent des marno-calcaires (80 m) peu fossilifères à rares Céphalopodes.

C'est un ensemble de 150 m d'épaisseur qui affleure sur les versants nord et Sud de la partie SW du massif de Bou Arif. 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 Echinides, surmontés par des calcaires à Huppirites. 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. L'anticlinal de Dj El Azreg comporte dans sa partie SW, à la fois par le Trias de Menaa, intrusif et l'Oligocène et Miocène transgressif.

h- Sénonien

La série du Sénonien souvent fossilifère, présente une épaisseur de 2000 mètres en moyenne. Il est signalé dans le synclinal de Mac Mahon et les anticlinaux du Metlili, de Dj El Azreg, de M'Chouneche (fig. 12) et dans pratiquement tous l'Aurès, le Bellezma et 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 Cénomano-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 Echinides. 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 dans l'Aurès est caractérisé essentiellement par les Céphalopodes. En général, il est très épais (2000m) particulièrement au Sud (El Kantara) par rapport au Nord (Bellezma). Cependant, la sédimentation est Néritique et s'est déposé sous une faible tranche d'eau, avec un affaissement du fond marin.

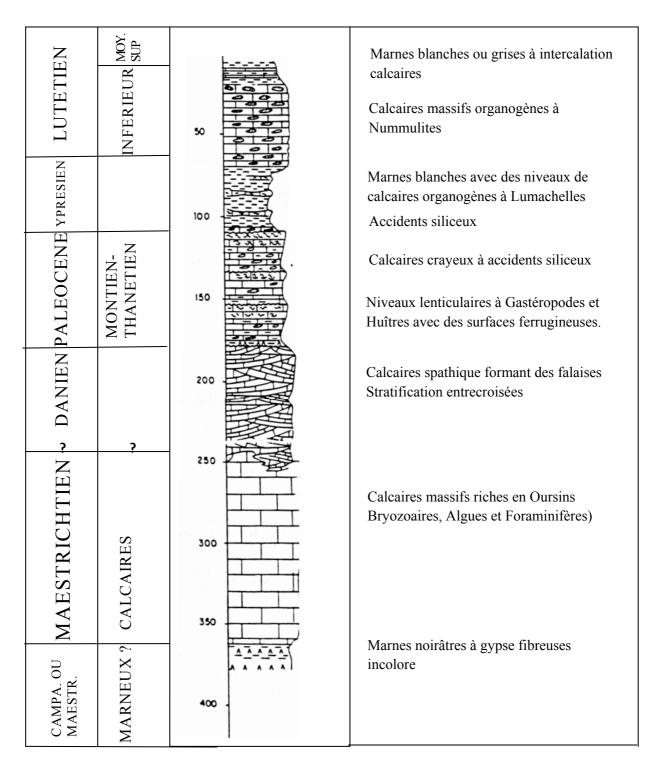


Fig. 12 - Le Crétacé supérieur et Tertiaire basal dans le secteur de M'chouneche-Zemra (Nord des Aurès, Boudjema, (1986)

6.2. LES FORMATIONS DU TERTIAIRE

6.2.1. LE PALEOGENE

Le Paléogène est décrit dans tous les synclinaux du versant sud du massif de l'Aurès, avec une variation de faciès et diminution de son épaisseur du NW au SE. Ce dernier est subdivisé en deux ensembles bien distinctsig (fig. 13).

- Un ensemble marin à la base (Danien Lutétien supérieur).
- Un ensemble continental au sommet (Eocène supérieur Oligocène)

a. Paléogène marin

Les dépôts du Paléogènes sont bien développés et conservés dans les dépressions synclinales au SE de l'Aurès (Synclinal de Ouled Rechaich, Flexure Khanguet Sidi Nadji). Dans le synclinal de Ouled Rechaich, le Paléocène forme une série de 160 m, débutant par des marnes blanches à calcaires marneux et calcaires phosphatés et glauconieux, surmonté par un banc de phosphate et des calcaires marneux à silex. La base de ce dernier est formée de marnes blanches à gypse associées à des intercalations calcaires à leur sommet. Au dessus, vient un ensemble marno-calcaire. L'Eocène se compose de calcaires massifs à silex recouverts par des calcaires marneux et des marno-calcaires à gypse

A Khanget Sidi Nadji, la base du Paléocène est formée de calcaire bréchiques et de marnes, surmontées par des calcaires, des calcaires marneux et/ou dolomitiques, de brèches calcaires et de marnes à bancs phosphatés. Le sommet se compose de calcaires marneux et dolomitiques, de brèches et de marnes noires passant à des argiles. L'ensemble est daté Eocène. Dans le synclinal de Bouzina, la série débute par des calcaires contenant des bancs marneux datés du Paléocène, surmontés par un Eocène à marnes blanches et des calcaires marneux à silex et nummulites.

Le Paléocène dans le synclinal d'El Kantara présente une épaisseur de 110 mètres. Il est représenté à la base par des calcaires à Gastéropodes Nautilus sp, à Milioles et des calcaires à Biloculina, Triloculina, Quinqueloculina, Operculina sp, Alvéolinu subpyrenaica. L'ensemble est associé à des marnes jaunâtres avec intercalations de calcaires marneux, puis viennent des calcaires marneux et dolomitiques

Les premières couches Eocènes décrites dans le synclinal d'El Kantara furent attribuées à l'Eocène inférieur par Laffitte (1935) dans la coupe levée sur la rive droite de l'Oued El Hai menant au village rouge. Ils apparaissent suivant une mince bande recouverte par l'Oligocène et

le Quaternaire au NE du village d'El-kantara. Ce faciès est caractérisé à la base par des calcaires et des marnes gréseux, et des calcaires à poudingues. L'ensemble est surmonté par des marnes à Gastéropodes et à Lamellibranches. Ces formations ont fourni des Carolia placunoides et des Ostrea multicostata, caractérisant le Lutétien.

Dans les poudingues qui constituent le Lutétien inférieur, apparaissent de nombreux éléments de calcaires à Bryozoaires du Maastrichtien et de calcaire à huîtres crétacés, soulignant une érosion au Nord d'El Kantara du Maastrichtien. Cette observation a permit à Laffitte de conclure à une émersion d'une partie de la série sénonienne entre le Metlili et les monts du Hodna.

Au sud de l'Aurès, le Paléocène n'est pas mis en évidence, soit il est absents ou non identifié. Le Maastrichtien est directement surmonté par un Eocène épais de 120 à160 m, qui est subdivisé en deux termes: un terme basal à Algues constitué de dolomies, de calcaires dolomitiques et oolithiques avec des intercalations marneuses; et un terme sommital à Nummulites formé de dolomie à silex, de calcaires crayeux à tests d'oursins et d'huîtres. Dans l'Aurès oriental, la limite supérieure a été définie avec certitude suite à la présence des Céphalopodes datant le Danien (Laffitte, 1935).

b. Paléogène continental

Le Paléogène continental englobe l'Eocène supérieur et Oligocène (in Chebah, 2006) et son épaisseur ne dépasse pas les 200m. Il est représenté par des dépôts rouges et des conglomérats grossiers. Ces formations reposent en discordance sur les dépôts antérieurs en concordance sur le Lutétien dans les synclinaux. Dans le synclinal d'El Kantara, Laffitte (1939) décrit un terme marneux, conglomératique riche en gastéropodes qu'il rattache à l'Aquitanien. Au sud de l'Aurès (Bouzina), il signale un terme formé de marnes rouges, de conglomérats grossiers. A Khanguet Sidi Nadji, la série est détritique, formée essentiellement de grés, de sable et de conglomérats.

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'Eocène 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.

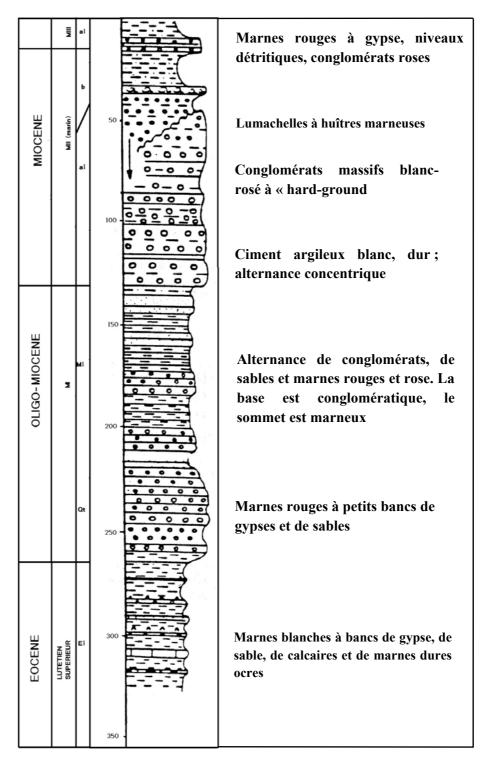


Fig. 13 – Tertiaire Djebel Cherchouf (Ed Dissa), flanc S.E. de l'anticlinal du Djebel Azreg (Boudjema, 1985)

La série néogène en affleurement repose souvent en discordance sur des formations d'âge différents (Oligocène, Eocène, 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.

6. 2. 2. 1 LE MIOCENE

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.

Dans le Djebel 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 (Laffitte, 1936). Les dépôts récifaux, péri-récifaux, ou des conglomérats à ciment mollassique, existent en de nombreux points du massif de l'Aurès et sont observés au sommet de Dj. Ahmar, Metlili, Mekrizane et Meddiane (Guiraud 1990).

Le Miocène inférieur est caractérisé par une transgression, où se déposent des formations sur un fond affecté par des mouvements épirogénique. Les sédiments miocènes marins vont acquérir des épaisseurs considérables et seront recouverts par des sédiments continentaux postérieurs constituant les grands bassins moi-pliocènes. Ces derniers se développent prennent de l'ampleur dans les vallées et les dépressions anté-miocènes sur les bords Nord et Ouest du massif qui constituent les limites du bassin de Timgad.

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 et Pliocène. Les limites stratigraphiques du Miocène marin sont toujours faciles à déterminer dans l'Aurès, car il repose toujours en discordance sur les couches marines plus anciennes de l'Eocène inférieur ou moyen, et du mésozoïque (Guiraud, 1990). Ces derniers sont essentiellement à dominante détritique (argilo-gréso-conglomératique) ne contenant que rarement une faune caractéristique tel que les Pectinidés (**Tab. 1**).

Le bassin de Timgad est constitué essentiellement par les affleurements du Miocène. Dans la région de Touffana, il est formé de calcaires rouges à Lithothamniées associés à des conglomérats et des molasses calcaires à Ostrea crassissima LMK. L'ensemble est surmonté par des alternances de marnes gréseuses et de bancs de grés à Pecten praescabriusculus FONT

Les assises les plus puissantes de cet étage sont localisées dans le bassin de Timgad (Djebel Tagratine, le massif de Bouhmar et kef Lakhal), atteignant des épaisseurs de 300 à 400 m selon Laffitte, 1939 (in Marmi, 1995) qui leur attribue un âge Burdigalien ou langhien, et Miocène supérieur à Pliocène pour les formations de teinte rouge qui sont concordantes sur les assises marines miocènes.

a. L'Aquitano-Burdigalien – (Miocène 1-2) :

Ce sont des formations détritiques souvent continentales de couleurs rouges passant à des formations lacustres et évaporitiques dans certains endroits. Elles reposent en discordance sur l'Oligocène, l'Eocène ou le Crétacé. Ces formations sont bien développées à El Outaya, El Kantara, Hodna et dans notre terrain d'étude.

Ces formations débutent par des calcaires surmontant une couche de conglomérat rouge polygénique (quartzites et calcaires à débris du crétacé inférieur et du Cénomanien) à galets de taille variables (1 à 40 cm) à la base. Ces derniers reposent soit en concordance sur des calcaires graveleux avec des galets, des spatangues et des pectens au centre de petits bassins, soit directement sur le Crétacé. Les dépôts récifaux, péri récifaux, ou les conglomérats a ciment mollassique, affleurent en de nombreux secteurs points du massif de l'Aurès notamment aux sommets des Dj. Ahmar, Metlili, Mekrizane et Meddiane. (Guiraud 1990).

Dans la partie sud du massif de Bouarif, le Miocène est nettement discordant. Il est formé par des calcaires gréseux à ciment calcaro-dolomitique, riches en glauconie et en débris d'organismes. Son flanc sud-est formé d'une série de 1000 m d'épaisseur d'argiles silteuses beiges ou vertes, gypsifères, des alternances d'argiles silteuses et de grès fins argilo-carbonatés en plaquettes centimétriques. Ces formations occupent toute la partie sud de la feuille de Tazoult. Elles sont constituées essentiellement par des bancs de grés métriques assez étalés et façonnés en corniches.

Les grés de Djebel Tagratine, de Bouhmar et kef Lakhal sont de teinte jaunâtre, micritiques, micassés, glocaunieux et azoïque. Ils sont constitués par des grains grossiers plus ou moins brillant, avec des traces d'activités organiques (terries), des racines végétales et des figures sous la forme d'étoiles. Les toits de ces bancs présentent des concrétions de fer millimétriques (2-3cm) due probablement à l'altération de la glauconie.

Ils présentent souvent des figures sédimentaires indiquant différents modes de transports et lies au sens du courant, telles que les litages obliques, les litages courbes (en auges), les chenaux (trough-cross-bedding), les rides (ripples). Les figures biseautées résultent de l'action et du changement de l'énergie des courants d'eau

b. Langhien-Serravallien) – (Miocène 3):

Il s'agit d'argiles brunes à gypse avec des intercalations métriques de bancs gypseux (Branis), alternance de grés, de grés argileux et d'argiles gypseuses (El Outaya). Cet ensemble est attribué à l'Helvétien par Laffitte (1939), car il surmonte directement le Burdigalien. Dans notre région d'étude, il est quelques fois marno-calcaires riches en fossiles et microfaunes (versant sud de Dj. Bou Arif et de Dj.Amrane)

La période Néogène (Aquitano-burdigalien) est marquée par une sédimentation continentale limitée dans le temps et dans l'espace, représenté par des conglomérats rouges plus ou moins concordants sur le Crétacé (Manchar Ali Guera). La période Langien-Serravallien est caractérisée par un retour de la mer, où se déposent des sédiments de plate forme carbonatée associés à des apports terrigènes gréseux. Cet agencement, allant des dépôts conglomératiques vers une sédimentation carbonatée définit probablement une mégaséquence transgressive.

c. Tortonien – (Miocène 3):

Cet ensemble est bien décrit dans le bassin de Timgad, de Biskra et les chotts. Il est formé d'argiles brunes ou rouges gypseuses avec des passages gréseux ou sableux. Dans le bassin d'El Outaya, il est sableux et formé par l'association d'argile gypseuse, de grés argileux à petits cristaux de gypse. Une épaisse formation argilo-gréseuse violacée ou rouge dont seule la base apparaît dans le cœur du synclinal de Timgad. Elle s'étale sur de grandes étendues constituant des gisements d'exploitation. Les formations tortoniennes reposent soit sur des calcaires altérées, rubéfiées, érodées et parfois perforées, soit sur des niveaux rouges, surmontés par une série détritiques, conglomératiques à tendance calcareuse avec une présence des lithothamniées des Pectens et des spatangues.

d. Messinien – (Miocène 4):

Il est formé de grés moyens à grossiers rouges avec des lits graveleux, conglomératiques et des intercalations d'argiles. Cet ensemble est discordant sur les argiles rouges tortoniennes dans la région de Droh - M'chounech. Dans le bassin de Timgad, ces affleurements ne sont pas

décrits dans les travaux antérieurs. Laffitte (1939) décrits au sommet de ces grés des hélix – Tissoti Baryan qu'ils assimilent aux grés de Djérid en Tunisie datés par une faune de mammifères du Méssinien.

6. 2. 2. 2 PLIOCENE:

C'est un remplissage ancien de paléo relief constitué par des argiles jaunâtres et des conglomérats mal cimentés de même teinte bien visible le long de la route Ain Yaghout – 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 Méssinien et surmonté par des formations du Quaternaire en discordance.

Séquences 2 3 Présente étude		J.Savorninn (1920)		R.Laffitte (1939)		J.Bertraneu et J.Magné (1952, 1955)		G.Cassan (1967)		M.Kieken (1970)		G.Glaçon et R.Guiraud (1970)			R.Guiraud (1973)			Z. foram.planct. W.A.Berggren (1971)	Age *	MA
Cycle Pliocène MS III	MS IIIb	Pontien	M ⁴	Pliocène	Р	Miocène sup				Plio.inf Mio-sup	mi3 ^c	Villafranchien P^3				Sup Moy	P^3 P^2	N21	Diagongic	1,8
								Heltérivien				Pliocène ir	ıférieur	\mathbf{P}^1	Pliocène	Inf	\mathbf{P}^1		Piacenzian	3,6
	MS IIIa	Sarmatien Helvétien		Pontien Sup.	m3		C	Helté	M3	cène	mi3 ^b				Plic			N20	Zanclean Messinian Tortonian Serravalian	5,3
																		N19		7.1
Cycle Miocène 2 MS II	MS IIa	Carternien		Pontien Inf.	m2	Miocène inférieur	В	Langhien	M2 M1		mi3 ^a	Pontien	cle m	m ³	ua	Miocène4	m ⁴	N18 Me		7,1
					m1								3ème Cycle		Messinien			N17		
											mi2	nien	2 ^{ème} Cycle	3	Serravalien Tortonien	Miocène3		N16		11,2
												Tortonien					m ³	N15		14.8
	MS IIb											lien						N14		
												Serravalien						N13 N12		16.4
												Sei						N11		_
												en						N10		
												Langh-ien			Langhien			N9		
Cycle Miocène 1 MS I	×			Aquitanien	О	Aquitan	ien								-		2	N8	Burdigalien	20.5
	MS Ia					Oligocène inférieur		Oligocène		Oligocène		Aquitanien	cle	m ¹	nien Burdigalie	Miocène2	m ²	N7	_	23,8
		Aquitanien	M,										1 ^{er} Cycle			Miocène 1	m ¹	N6	Aquitanian	
	MS Ib	Aqui																N5		28,5
						iniciicui	L					Oligoc	ocène m		Aquitanien	Mi		N4 N3	Chattian	
											N2	D L'								
		Gradstein and																N1	Rupelian	

Tab. 1 : historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines, guiraud, 1997.

7. Cadre géodynamique et structural

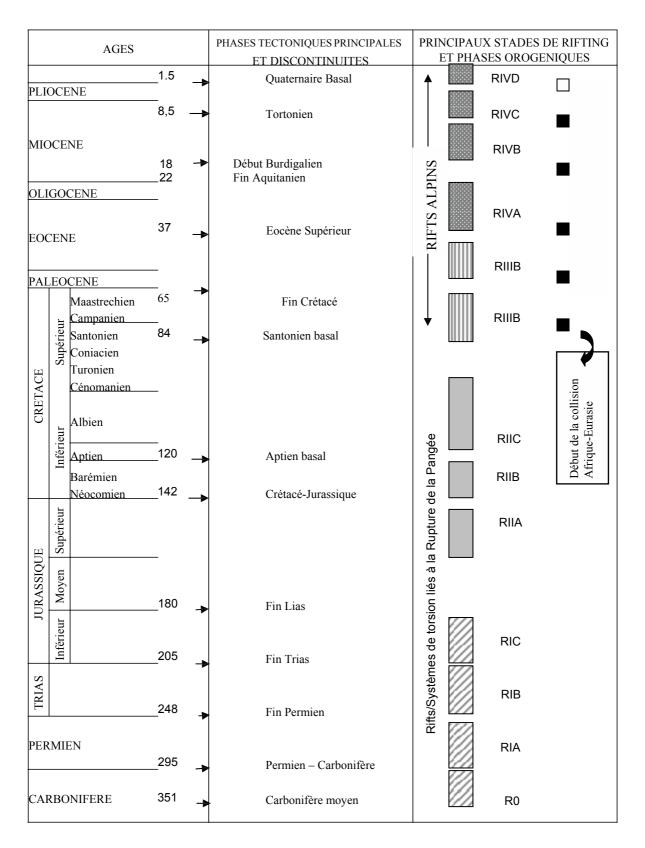
Le bassin de Timgad se situe dans l'Atlas saharien qui fait partie de la marge de la plaque africaine. Ce bassin est influencé essentiellement par la tectonique alpine vu son appartennance au domaine actif se localisant à la convergence du domaine allochtone au Nord et du domaine para-autochtones au sud.

Son évolution structurale est liée 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 (**Tab.** 2)

- 1. 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. Ccependant 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 anté-triasique produites suite à la rotation de la plaque africaine et aux translations des blocs du socle qui la constituent (Guiraud et Bellion, 1995).
 - 2. Début de la collision (fin du Santonien) entre la plaque arabo- africaine et la plaque euro-asiatique.
 - 3. 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'Eocène, à l'Aquitanien, 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 sub-méridiens 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



Tab. 2 : Evénements tectoniques depuis le Carbonifère moyen au temps actuel le long de la marge téthysienne arabo-africaine (Echelle Chrono-stratigraphique de Berggren et al, 1995 ; Guiraud, 1997, 2005).

plissements sont localisés mais les indices d'une compression s'accentuent 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 évènements 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, dés la fin du XIX siècle, l'attention de nombreux géologues qui se sont orientés dés 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 sillon pré-saharien au Sud ; avec ci après les principales caractéristiques structurales de chaque domaine.

7. 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 Messäad
- La fosse sud-aurasienne
- La Tunisie pré-saharienne
- La marge effondrée de la Djeffara 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 dés 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. L'accident Sud Atlasique

L'accident Sud Atlasique (ou atlasien) 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 Rhéliss).

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 (telléen) et probablement hercynien en Algérie (Guiraud, 1990).

Dans la région de Biskra on note, qu'entre Chaiba (Ouest) et Foum 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, Foum 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 finipliocène ailleurs (Biskra – Khanguet Sidi Nadji).

7. 3. Le domaine atlasique

Le domaine atlasique correspond à deux grands ensembles morphostructuraux bien individualisés : lau Nord le domaine préatlasique faiblement tectonisé et au sud le domaine atlasique fortement tectonisé où on observent des accidents dextres et des plissement de direction atlasique (phase eocène supérieur) (Fig. 14). Les principales structures rencontrés 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 Foum 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 régionux orientés NW-SE, l'un à l'Ouest passant par Batna – Oued Mellague, l'autre à l'Est l'accident, celui de Négrine-Béjaia.

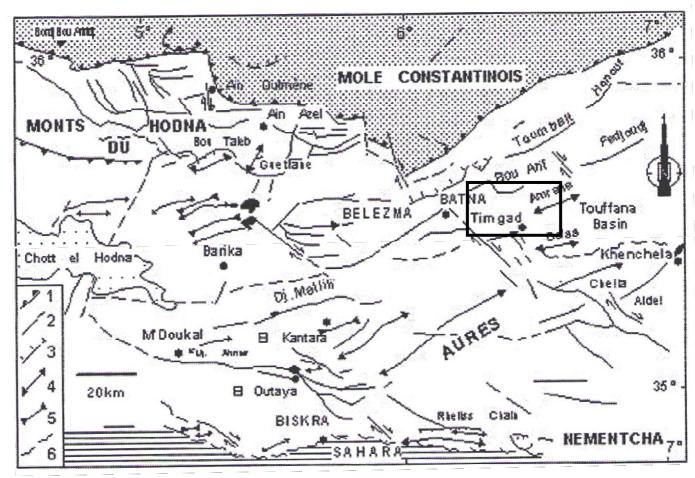


Fig. 14 – Carte structurale des Monts du Hodna et des Aurès (Marmi et Guiraud, 2006) ; 1- front de nappe, 2- Faille, 3- Faille inverse, 4- Axe Anticlinal, 5- Axe Synclinal, 6- Flexure

7. 4. Les plis

Dans la région de Biskra, 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. 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 élévée culminant dans le jurassique à proximité de Djebel Zarhouane, tronquée par l'accident nord-atlasique formant un vaste périanticlinal.

- 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 prolongeont 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'ennoient (un anticlinal pouvant ainsi se trouver dans le prolongement d'un synclinal ou réciproquement). Ces anomalies traduisent selon Guiraud (1972) le rejeux 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. 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 Rhèllis, 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 naccentués 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 prés 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 dés 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. 5. Les cassures

De nombreux accidents anté, intra ou post Miocène, de direction 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 (cf. Fig. 10).

• 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.
- Cassures orientées N 120 et N 160° E : Ils affectent essentiellemnt la région M'Doukal-Biskra.

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 Khelil, 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 coinsé 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 Chélia,

7. 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-grésoconglomératiques). D'autres affleurements triasiques sont a signalés à Khenchela, Menaa et Maafa.

8. Conclusion

Le bassin de Timgad se trouve à la jonction du domaine préatlasique et le domaine atlasique. Il est bien individualisé et bordé par le massif de Bou Arif au Nord et Nord Ouest, et les plissements septentrionales du massif de l'Aurès central.

La lithostratigraphie observée au niveau du bassin de Timgad diffère sensiblement entre la partie centrale et la périphérie. Le bassin est constitué globalement dans sa partie centrale de dépôts continentales tertiaires, essentiellement argilo gréseux, d'où émergent des massifs isolés et dénudés : Djebel Tagratine, Koudiate Safia, Kef Lakhal, le massif de Bouhmar et Djebel Amrane.

Le cœur de certains massifs laisse apparaître des formations marines secondaires marno- calcaires. Les parties sommitales de ce bassin sont caractérisées par une sédimentation continentale détritique argilo-conglomératique Plio-quaternaire subhorizontal discordante sur les argiles rouges du Messinien.

Ces formations marno-gréseuses, argileuses et silteuses s'étalent et se répartissent sur la totalité du bassin. Ce dernier a subit une pénéplanation soulignant l'intense érosion qui a prévalue dans cette région pendant le Plio-Quaternaire.

L'épaisseur des formations tertiaire dans le bassin de Timgad est considérable, soulignant le caractère subsident et l'importance du colmatage de ce dernier. Cette épaisseur est mises en évidence par les différents sondages effectués dans la région au profil de la SONATRACH.

La périphérie septentrionale et méridionale du bassin de Timgad est marquée par la présence des structures plissées de Dj. Bou Arif, de Dj. Amrane et de Dj. Chélia bordant et limitant ce dernier. Les parties encaissant directement le bassin généralement présentées par des formes morphologiques bien dégagées dans la topographie formant des corniches parallèles et plongeant à l'intérieur du bassin.

Les parties arrières de ces structures moins élevées topographiquement sont formées essentiellement par une association de sédiments calcaires et marneux riches en macrofaunes et microfaunes benthiques soulignant une période marine et caractérisant des milieux de sédimentations plus ou moins profonds. Cet ensemble carbonaté est daté du crétacé.

2^{EME} PARTIE : ETUDE SEDIMENTAIRE

But et Méthodologie

La méthodologie adoptée dans notre travail de recherche consiste en une investigation de terrain en réalisant des levés de coupes géologiques à travers la région d'étude. Une analyse macroscopique des faciès et la récolte de fossiles nous permettent d'estimer l'évolution des séries sédimentaires et d'en déduire les milieux de dépôts. Le travail complémentaire de laboratoire (lavages de marnes, études microscopique de lames minces) préciserait les microfaciès et leur paléoenvironnement.

L'étude effectuée sur les paléocourants a pour objectif de déterminer les directions de transports du matériel détritique et d'en déduire les sources nourricières. Dans cette optique, les travaux de terrains effectués, consistent essentiellement en des mesures directionnelles sur les plans des structures sédimentaires (faisceaux à litage oblique, rides, chenaux) à l'échelle de l'affleurement. Les mesures sont effectuées essentiellement sur des litages obliques et des structures entrecroisées, regroupées en plusieurs stations (une dizaine de stations) totalisant environ 200 mesures. Le traitement statistique des données est représenté par deux types de diagrammes (projections stéréographiques : pôles des plans et traces cyclographiques) est à l'aide du logiciel « Stéréonet ».

I. LITHOSTRATIGRAPHIE

Le substratum du bassin de Timgad est formé essentiellement par des formations marnocalcaires caractérisant des milieux de sédimentation plus ou moins profonds. Ces formations sont visibles à la limite septentrionale et méridionale du bassin, formants ainsi des contreforts bien visibles dans la topographie. Dans la partie centrale du bassin, le Mésozoique est complètement masqué par son recouvrement par les sédiments argileux et marno-gréseux du Tertiaire. Les sels affleurements visibles sont localisés dans le massif de Bouhmar sous la discordance des terrains Miocènes.

Dans le bassin de Timgad, les formations néogènes sont bien développées et facilement identifiables car elles reposent en discordance sur les séries du Crétacé (Turonien-Cenomanien-Campanien) par l'intermédiaire de niveaux détritiques le plus souvent grossiers. Les contreforts des reliefs bordant le bassin de Timgad au Sud sont essentiellement formés d'affleurements incluant de grandes barres de grés formants des corniches cernant des combes composées de marnes et d'argiles. Par contre, la partie nord ouest et certaines parties centrales du bassin sont recouvertes par les argiles et le Quaternaire. Ce bassin se différencie par plusieurs ensembles lithostratigraphiques de la base au sommet.

Les formations géologiques du Mésozoïque, à dominante carbonatée, forment le substratum du basin de Timgad. Elle débute par le terme triasique constituant la base de glissement de cet ensemble comme c'est montré par les différents sondages et coupes sismiques effectués par la SONATRACH.

Cependant les formations qui affleurent dans le secteur d'étude commencent à partir du Crétacé inférieur (Barrémien) dans la partie septentrionale du bassin de Timgad, plus exactement au cœur du massif de Bou Arif. Ces grés sont bien identifiés et décrits dans le massif de Bou Arif (Vila, 1980), dans le massif de Tombait (Marmi, 1995). Ces formations s'observent au niveau du secteur de Manchar Ali Guera (versant NW de Bou Arif). Les formations du Trias, Jurassique et le Néocomien sont scellées par les dépôts détritiques, gréso-argileux, marins du Miocène.

Pour bien cerner l'aspect des deux séries, crétacé et néogène, Les milieux de dépôts, les différents faciès ainsi que les contacts entre ces différents termes, on a établies 11 coupes lithostratigraphiques bien réparties dans la partie septentrionale, centrale et méridionale du bassin (**Fig. 1**).

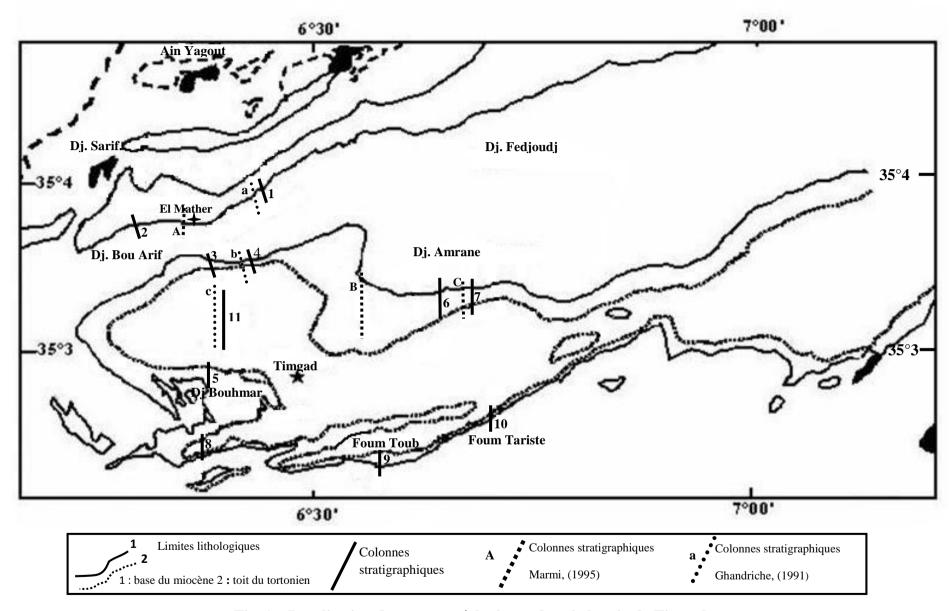


Fig. 1 – Localisation des coupes géologiques dans le bassin de Timgad

I. 1. LES COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

L'intérêt de ce chapitre réside dans la description de l'ensemble des coupes lithostratigraphiques regroupant les formations géologiques du Mésozoïque, à dominante carbonatée surmontées par des dépôts détritiques, gréso-argileux, marins et continentaux du Miocène. 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. Cette zone d'étude englobe plusieures cartes topographiques entre autres les feuilles de Tazoult, Ain El ksar et Touffana. On essayera d'établir les limites stratigraphiques et tectoniques basées sur la description des faciès et la déformation tectonique, puis les corrélés à l'échelle du bassin.

A. Le BAREMIEN:

1) La coupe de Dj Mennchar Ali Guera (Versant nord de Bou Arif)

La coupe de Dj Manchar est levée sur le versant NW de Dj Bou Arif à 15 km au NE de Batna. Le profile de direction NW-SE débute par des formations barrémiennes et se termine par les formations miocènes. Les coordonnées de cette coupe à partir de la carte Topographiques de la feuille de Ain El Ksar sont les suivantes : (X= 829.5; X'= 831) et (Y= 263; Y'= 265). La description de ces faciès sur le terrain est faite suivant la chronologie des dépôts. Le Crétacé constitue les principaux affleurements de Dj. Bou Arif. Ces formations montrent d'une part une série incomplète allant du Barémien au Miocène et d'autre part, elles se carractérisent par des variations de faciès et d'épaisseurs.

Le Barrémien constitue l'étage le plus ancien dans le massif de Bou Arif (Laffitte ,1939). Vila (1977) souligne dans sa description que le Barrémien de Dj. Bou Arif est constitué de bas en haut par des grés massifs, des passés de dolomies, se terminant par des grés massifs avec des passés silteux. Le toit de ces grés se caractérise par une surface ferrugineuse. Les niveaux micritiques contiennent une microfaune à Choffattella decipiens SCHLUMB., Neotrocholina friburgensis (GUILLAUME et REICHEL), Milioles, Lituola sp Pseudocyclammina sp, Textularia sp Cuneolina sp.

Il est constitué de bancs gréseux massifs métriques à plurimétriques (**Fig. 6b**) avec une épaisseur totale de l'ordre de 250 m. La base de cet ensemble comporte des stratifications obliques, entrecroisées (**Pl. 1, Ph. 1**) et des rides dissymétriques de direction N 150°E et N 30° à 50°E (**Pl. 1, Ph. 2-3-4**), renfermant des niveaux centimétriques d'argiles, associés à des calcaires en plaquettes comprenant des débris de mollusques alternant avec des niveaux à dominante marneuse. Au dessus viennent des barres gréseuses à ciment argilo-carbonaté et ferrugineux, intercalés par des niveaux

argileux, se terminant par une surface durcie ferrugineuse à pistes de vers lithophages qui marquerait un arrêt de sédimentation et suivit par le passage à des niveaux beaucoup plus marneux. Les grains de quartz formant ces barres de grés sont peu arrondis et hétérométriques (E1). Les caractères des grés de base sont à tendance de type deltaïque, par contre les niveaux gréseux supérieurs attestent un niveau prodeltaique soulignant le début de transgression des niveaux supérieurs.

B. L'APTIEN:

L' Aptien affleure dans les grands anticlinaux de l'Aurès, il a été décrit par Laffitte (1939) au Dj. Azereg, Dj. Bou Rhezel, Dj Ichmoul, Chellia, dans l'anticlinal de Khenchela et sur la terminaison périclinale sud de l'anticlinal des Monts de Batna–Bellezma, et par Marmi, (1995) dans ces travaux sur les bassins continentaux de l'avant pays de la chaîne Alpine d'Algérie nord orientale.

Vila (1977), distingue au Dj. Bou Arif des marnes avec un contenu fossilifère en mauvais état soulignant l'Aptien inférieur tandis que l'Aptien supérieur se caractérise de bas en haut par des Oomicrites (50m) avec des intercalations de marnes grises lumachelliques à Orbitolines, surmontés par une alternance (100m) de marno – calcaires et de micrites à Rudistes (*Polyconites verneuli et Toucasia Santanderensis*). L'ensemble se termine par 200 m d'alternance de marnes grises, de micrites à Orbitolines et Miliolidés et de dolomies brunes. Vila signale à la base de cet ensemble la présence d'Orbitolina Texana, Acieularia, Haplophramoides, Ouina, Ostracodes, Ammobaculités, Cuneolina, Valvulammina et des grands Ostreidés (Exogyra latissima) et des Nérinées (Nerinea gigantea).

1) La coupe de Dj. Mennchar Ali Guera (Versant nord de Bou Arif)

1.1) Ensemble marneux (Aptien inf)

Cet intervalle se compose de marnes de teinte beige, à verdâtre passant à une teinte grisâtre claire avec des niveaux centimétriques de calcaire micritiques à toit noduleux riches en débris de Lamellibranches. Son épaisseur est estimée à 38 m tout près du village de Ain El Ksar,

1.2) Ensemble carbonaté (Aptien moy à sup) :

Il s'observe au Sud Ouest de Ain El Ksar. Il est formé de bancs de calcaires fins micritiques

PLANCHE 1



Structures entrecroisées dans les grés de l'Albien (Manchar Ali Guera)



Les rides de courant dans les grés barrémien (Manchar Ali Guera)



Les rides asymétriques dans les grés albien (Manchar Ali Guera)



Aspect latéral d'une ride Asymétrique Unidirectionnelle (Manchar Ali Guera)

décimétriques, alternant avec des marno-calcaires riches en débris de Mollusques pouvant atteindre une épaisseur approximative de 150 m. Ce terme est surmonté par des niveaux de calcaires micritiques, centimétriques, riches en Orbitolines, associés à des marnes grises (100m), et des niveaux gréseux à Orbitolines, Gastéropodes, Nérinées (Nerinea gigantea) et composant des traces de terriers

La lithologie de l'Aptien supérieur est caractérisée par la prédominance de faciès carbonatés à passée gréseux et marneux. La microfaune rencontrée dans ces niveaux à (E2, E3, E4, E5), est constituée essentiellement par les Orbitolines, les Huîtres, les Algues, les Gastéropodes, les Textularidés, les Echinodermes, les Lamellibranches, les Nummulites et les Ostracodes, où apparaissent en association des Oolithes. Le contenu paléontologique à faune benthique caractérisant cet ensemble indique un milieu de faible profondeur (Fig. 3a)

2) La coupe de Thniet El Kharfane

Cette coupe est levée à la limite Sud du massif de Bou Arif pat loin de Aioun El Assafir. La sédimentation débute par des calcaires alternant avec des niveaux marneux. L'ensemble est surmonté par des alternances marno-gréseuses et argilo-gréseuses. Les coordonnées géographiques de cette coupe sont : (X= 6° 24' - X' = 6° 24') et (Y=35° 35'Y' = 35° 36').

Ensemble marno-calcaires (Aptien):

Cet ensemble est caractérisé par une alternance de marnes et de calcaires micritiques en bancs décimétriques, à cassure noire et odeur fétide, riches en débris de mollusques et de rudistes qui sont attribués à *Polyconites verneuli BAYLE à Toucasia santanderensis DOUV*. Ces micrites sont surmontées par des plaquettes de calcaires gris, finement gréseux à Orbitolines, Ostracodes et Gastéropodes (**E6**, **E7**). Le sommet de ces calcaires est riche en Nérinées quelques fois oxydés (*Nérinea gigantea D'HOMBRES FIRMAS* et de grandes Ostréidés (Exogyra latissima LMK).

Au dessus de ces niveaux marno-calcaires, sous la limite inférieure des bancs gréseux, nous avons récolté une Ammonite qui pourrait appartenir à l'association d'Ammonites clansayésiennes signalée par Laffitte (1939) au Nord de la feuille de Touffana. Le sommet des bancs calcaires aptiens montre des indices de bioturbations et sont associés à des bancs centimétriques gréseux. Des indices d'une tectonique s'expriment par des fentes de tension en échelons et des fractures remplies de barytine ainsi que des miroirs de failles caractérisant des décrochements.

3) La coupe de Thniet El Baghla

Ensemble marno-calcaire (Aptien)

Cet ensemble est composé de deux termes lithologiques distincts : le premier est marneux (E6) riche en macrofaunes (Oursins, Gastéropodes et huîtres), le second est carbonaté (E7) avec des passés gréseux. Le niveau carbonaté est formé de bancs de calcaires fins micritiques à débris de Mollusques, surmonté par des bancs décimétriques de calcaires beiges riches en Orbitolines associés à des petits niveaux marneux gris. Les bancs supérieurs d'épaisseurs centimétriques sont zoogènes riches en Globigérinas, Orbitolines, Gastéropodes, Echinodermes Nérinées (Nerinea gigantea) et de traces de terriers. La lithologie de l'Aptien supérieur est caractérisée par la prédominance de faciès carbonatés à passées gréseuses et marneuses (fig. 4).

C. L'ALBIEN

1) La coupe de Dj Mennchar Ali Guera (Versant nord de Bou Arif)

Vila (1977) a souligné l'existence de: Favusella Washittensis, Ticinella roberti, des Ostracodes et des Miliolidés qu' il attribue à l'Albien. La limite supérieure de cet ensemble est marquée par un niveau de marnes de 3 m d'épaisseur qui a fourni à Vila un ensemble faunistique: *Planomalina Buxtorfi, Biticinella Breggiensis, Thalmanninella Ticinensis*, qu'il attribue au Vraconien (fig. 3b).

Il est représenté par une série d'environ 160 m d'épaisseur constituée par une alternance de grés blancs, ferrugineux (E11), à faisceaux pluridécimétriques et de marnes de teinte beige à verdâtre. Ces grés montrent des crochons de failles d'échelles métriques (Pl. 2, Ph. 1) et des filonnets de minéralisations (Pl. 2, Ph. 2). Dans cet ensemble, on note l'existence de rides de courant (ripples marks) asymétriques de direction NW-SE vers le Sud Est (Pl. 2, Ph. 3) et des indices de bioturbations soulignés par la présence des terriers légèrement ferruginisés (Pl. 2, Ph. 4).

Les rides asymétriques, naissent sous l'action d'un courant unidirectionnel (fleuve, marée, courant de densité, vent). Elles se caractérisent par une pente faible du coté dit amont qui fait face au courant (stoss side), et par une pente plus forte du coté abritée dit aval (Lee side). Leurs longueurs d'ondes moyennes sont de 10 à 30 cm et leurs hauteurs sont de 0,3 à 6 cm, elles caractérisent des sédiments silteux à granulométrie inférieure à 0,6 mm. Elles s'observent dans les environnements continentaux et marins (Chamley 2000).

2) La coupe de Thniet El Kharfane

C'est un niveau relativement peu épais. Il est formé par des alternances de grés et d'argiles associées à des niveaux de calcaires centimétriques. On reconnaît essentiellement des niveaux argileux et des bancs décimétriques de grés blancs, durs et ferrugineux (E5) associés à des grés quartzitiques fins à débit prismatique.

Cet ensemble est surmonté par des petits bancs dolomitiques décimétriques à débris de

Mollusques (**Fig. 2**). La surface de ces bancs montre des structures sédimentaires représentées par des rides de plages symétriques et des microstructures tectoniques telles des fentes en échelons senestres qui sont associées à des failles inverses et des décrochements dextre vers le NW.

D. LE CENOMANIEN

1) La coupe de Dj Mennchar Ali Guera (Versant nord de Bou Arif)

1.1) Ensemble marneux et marno-calcaire du Cénomanien basal:

Guellal et Vila (1977) ont signalés au Dj. Bou Arif une limite Vraconien-Cénomanien indiquée par une microfaune à Praeglobotruncana Stephani, Rotalipora Appenninica, Hedbergella Planispira, Thalmanninella Ticinensis, Planomalina Sppirillina et Busctorfi Ccyroidina sp et place la limite Cénomanien-Turonien dans les calcaires zoogènes contenant *des Hippurites rousseli var. batneensis et des Radiolites* (Vila, 1980).

Il est composé de barres calcaires alternant avec des niveaux épais de marnes (**Fig. 3b**). Les marnes basales ont une teinte grisâtre, devenant beige vers le sommet de la série. Les calcaires sont très durs de teinte claire. Les échantillons prélevées dans ces calcaires (E10–E7) ont fourni la microfaune suivante: Calpionnelles, Radiol d'Echinodermes, Echinodermes, Textularidés et les débris de Lamellibranches. Le lavage des marnes de quelques échantillons (E8, E9, E12) nous a permis de dégagé la microfaune suivante (*Lenticulina SP (PL 07)*; *Rotalipora évolute sigal*, (Albien sup - Cénomanien inf); *Rotalipora (thalmanninella) appenninica (RANZ)*, (Cénomanien inf); *Rotalipora (thalmanninella) gondolfi LUTERBACHER et PREMOLI SILVA; Rotalipora (thalmanninella) CARONI ION* (Cénomanien inf); *Hedbergella* (**Pl. 3, Ph. 1-2-3-4-5-6**).

La macrofaune est constituée essentiellement par les Coraux, Les Huître, les Gastéropodes, les débris d'Echinodermes, les Ostracodes et les Exogyra. Le Cénomanien basal affleure rarement autour de l'anticlinal de Bou Arif.

1.2) Ensemble marneux du Cénomanien moyen: Le Cénomanien moyen constitue une série épaisse marqué par une alternance marno-calcaire, riche en fossiles. Les calcaires sont souvent

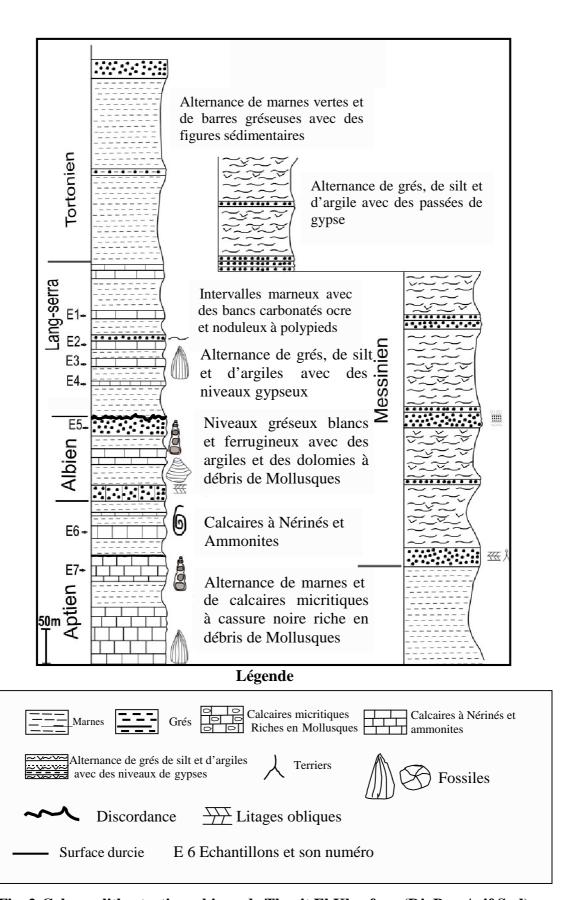


Fig. 2-Colonne lithostratigraphique de Thneit El Kharfane (Dj. Bou Arif Sud)

PLANCHE 2



Filon de minéralisation dans les grés Albien (Manchar Ali Guera



Banc gréseux Albien avec sens du courant vers le SE (Manchar. Ali Guera)



Replis des couches albienne par une tectonique post-Eocène (Manchar Ali Guera)



Terriers sur les couches albienne (Bioturbation) Manchar Ali Guera)

affectés par des fractures orthogonales. Cet ensemble est limité à la base et au sommet par deux surfaces durcies à encroûtement de fer. Les fossiles rencontrés dans le Cénomanien moyen sont: les Ammonites, les Oursins, les Bivalves, les Gastéropodes, les Huîtres et les Aspidiscus cristatus. Les échantillons prélevés dans les marnes du Cénomanien moyen (E4, E5) ont permis de déterminer la microfaune suivante : *Rotalipora (thalmanninella) reicheli MORNOD*, (Cénomanien moy); *Lenticulina SP; Rotalipora (thalmanninella) deeckei (FRANKE)*, (Cénomanien moy). La microfaune est représentée par les Débris de Bryozoaires, les débris de gastéropodes, les Pics d'Echinodermes, les Ostracodes. Marmi (1995), signale la présence de deux ammonites dans un niveau marneux incluant des bancs de calcaires biomicritiques datées du Cénomanien moyen (Dét. R. Busnardo), il s'agit de Neolobites vibrayeanus d'ORB et Newboldiceras spinosum KOSSMAT.

1. 3 Ensemble marneux et marno-calcaire du Cénomanien supérieur:

Cet ensemble constitue une série d'environ 140 m d'épaisseur. Les marnes forment des intervalles métriques, de teinte beige, riche en fossiles. Les échantillons prélevés dans les marnes (E3, E2) et dans les calcaires (E1) nous ont livré la faune suivante : les Gastéropodes, les Algues, les calpionelles, les Annélides, les Miliolidés, les Textularidés SP, les Lituolidés SP, les Nodosaria, les Marginotruncana (proeglobotruncana) algériana CARON, Cénomanien sup), Proeglobotruncana gibba KLAVS, (Cénomanien sup.). Ces marnes contiennent aussi des Huîtres, des Ostracodes, des débris de Gastéropodes et d'Echinodermes, des Coraux (Aspidiscus cristatus) et des Oursins en boule (Fig. 3a). Le Cénomanien signalé dans les grands anticlinaux de l'Aurès est caractérisé par un sommet marno-calcaire et une base marneuse. Ce dernier se caractérise par l'abondance des faunes et par la disparition des éléments détritiques dans la sédimentation.

2) La coupe de Thneit El Baghla

Les affleurements du Cénomanien ont été décrits à Koudiate Malahkat à 2 km de Thneit El Baghla pas loin d'El Mather. Elle est caractérisée par plusieurs barres carbonatées avec des alternances marneuses.

2. 1 Sous ensemble marno-calcaire

Le Cénomanien du massif de Bou Arif est essentiellement marno-calcaire, comprend une abondante microfaune décrite auparavant par Laffitte (1939), Vila (1980) et Marmi (1995): Huître, Pectens, Plicatules, Oursins, Ammonites, et surtout Aspidiscus cristatus. Ce dernier fossile fut

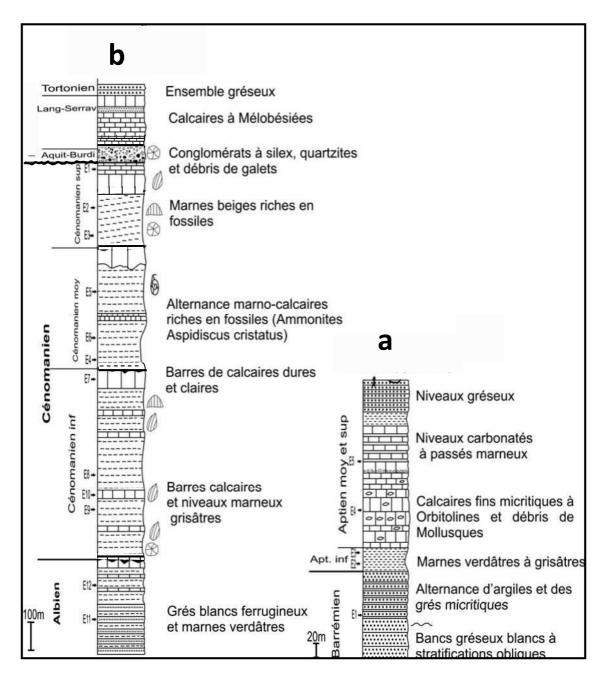
récolté et décrit pour la première fois par Peyronnel et Desfontaines, une forme très caractéristique du Cénomanien aurésien. Il s'agit d'un fossile ubiquiste dans les abords de la Méditerranée et du Moyen Orient (Gill et Lafuste, 1987). Sa base est caractérisée par une succession de bancs calcaires métriques alternant avec des niveaux marneux verdâtre, englobant des plaquettes de calcaires grises plus ou poins fissurées.

- 2. 2 Sous ensemble carbonaté (10m): Il débute par une barre calcaire de (3m) d'épaisseur. Ce sont des calcaires recristallisés gris foncés à la cassure, riches en *Oursin. Il se ter*mine par une barre micritique de (7m) d'épaisseur, de couleur gris clair, riche en Gastéropodes et Huîtres. Cette dernière comporte au toit une surface ferrugineuse (**Fig. 4a**).
- 2. 3) Sous ensemble marno-calcaire (38m): Il est formé d'alternance marno-calcaires. Les marnes ont une couleur beige clair, pauvre en contenu organique à l'exception de quelques *Huîtres* (E1). Les calcaires se présentent sous forme de bancs de 1 à 10 m d'épaisseur. Le lavage a fourni la microfaune suivante:- *Lenticulina* (Trias-Actuel); *Textularia* (Jurassique-Actuel); *Thalmanninella Appenninca* (base du Vraconien-Cénomanien moyen); Thalmanninella Gandolfi (Vraconien-Cénomanien inférieur et moyen).

Les niveaux calcaires glauconieux se présentent en plaquettes, pauvres en fossiles, de teinte blanchâtre, à grains grossiers et à aspect saccharoïdes à la cassure. Ils alternent avec des calcaires noduleux, micritiques, de couleur gris clair à la base et sombres au sommet. L'ensemble est surmonté d'une barre calcaire de (3m) d'épaisseur, micritique, laminée, d'aspect bréchifiée et de couleur blanchâtre à la cassure. Le sommet se termine par un banc de calcaires micritiques, de couleur beige à la cassure, perforé, riche en Lamellibranches et Huîtres.

2. 4) Sous ensemble marneux (280m) : Il est constitué à la base, de marnes grises, avec des intercalations de plaquettes biomicritique. Ces marnes comportent des empreintes d'ammonites (Neolobites Vibrayeanus d'ORB, Newboldiceras Spinosum KOSSMAT) identiques à celles déjà récoltées sur le flanc septentrional de Dj Bou Arif (à l'Ouest d'El Madher) par Marmi, 1995.

Pomel (1972) attribue ce fossile à la partie inférieure du Cénomanien supérieur, Laffitte (1939) situe dans les Aurès la limite supérieure du Cénomanien au moment ou disparaissent les espèces caractéristiques de l'étage (Orbitolines, Aspidiscus cristatus).



Légende

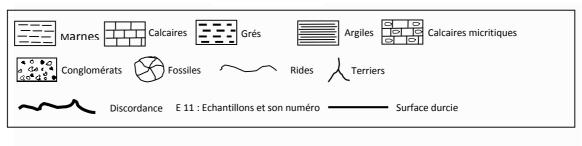
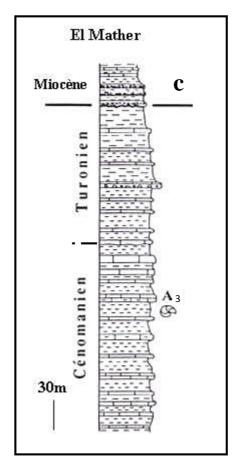


Fig. 3- Colonne lithostratigraphique de Manchar Ali Guera a et b (Dj. Bou Arif Nord)



A₃ Epicheloniceras tcherntshewi et pseudohaploceras

Fig. 3_c – Colonne lithostratigraphique d'El Mather (Marmi, 1995)

Suivie par des marnes friables jaunes à *Bivalves*, de marnes noires plus ou moins tendres riches en *Gastéropodes et Bivalves*, contenant des joints de calcite orthogonaux, centimétriques, et d'un banc centimétrique de calcaires recristallisés, de couleur grise. L'ensemble se termine par des marnes grises, friables, riches en Huîtres et Oursins. Le lavage des marnes (E9-E10) a donné la microfaune suivante (détermination Ait Oumeziane, 2005): *Hétérohelix S.P; Thalmanninella S.P; Lenticulina S.P; petites formes benthiques, Foramminifères (Rotalipora Cushmani) : Cénomanien moy. - Turonien inf; - Praeglobotruncana Stéphani : Cénomanien-Turonien moy; - Ostracodes, - débris de macrofaunes; - Macrofaunes (Bryozoaires, Coraux, Polypiers).*

3) La coupe de Lahbassi (Dj. Amrane)

3. 1) Sous ensemble calcaire: Il est formé de calcaires graveleux lumachelliques, à cassure saccharoïde, riches en *Gastéropodes*, incluant un banc centimétrique de calcaires micritiques

bioturbée, de couleur grise, d'aspect bréchifiée riche en *Gastéropodes, Oursins, Lamellibranches*. Le sommet comporte une barre calcaire noduleuse (2m) à surface ferruginisée, de couleurs grise, riche en fossiles : Inocérames ; Huîtres ; Coraux et des Bivalves.

3. 2) Ensemble marno-calcaire (Cénomanien inférieur) (300 m) :

La base de cet ensemble débute par des bancs de calcaires centimétriques, micritiques de couleur clair contenant une faune formée d'Echinodermes, de Gastéropodes, de Lamellibranches, d'Inocérames, et de foraminifères (bisséries). Ils sont surmontés par des marnes jaunes à beiges où s'intercalent des bancs métriques de calcaires marneux gris bleu, noduleux, riches en Gastéropodes.

3. 3) Ensemble marno-calcaire (Cénomanien supérieur) (60 m) :

Les formations se composent toujours 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 Aspiduscus cristatus et des ostracodes.

4) La coupe de Sidi Salah (Dj. Amrane)

La série est constituée par des formations marno-calcaires où on observe une nette dominance des marnes par rapport aux calcaires. Ces derniers se présentent en couches d'épaisseur métrique, micritiques de couleur claire renfermant une macrofaune constituée d'échinodermes, de gastéropodes, de lamellibranches, d'inocérames et de foraminifères (bisséries). A la base, ces bancs se débitent en plaquettes centimétriques et sont surmontés par des marnes de couleurs jaunâtres à beiges. Dans les niveaux marneux, s'intercalent des bancs métriques de calcaires noduleux, bioclastiques de couleurs sombres contenant des débris d'huîtres, des gastéropodes, des échinodermes et des foraminifères benthiques. La présence des Aspidiscus Cristatus dans les niveaux supérieurs de la série, confirme généralement l'âge cénomanien (Oursins et Huîtres). Cet intervalle est surmonté par une alternance marno-calcaire. Ces calcaires sont en bancs métriques, bioclastiques de couleurs sombres, riches en macrofaune.

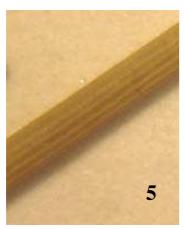
PLANCHE 3



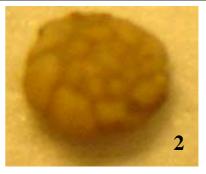
Lenticulina (foraminifère) Manchar Ali Guera (Bou Arif)



Hedbergella S.P (foram. planctonique), Aspect facial Cénomanien inférieur Manchar Ali Guera (Bou Arif)



Bryozoaire Manchar Ali Guera (Bou Arif)



Rotalipora (thalmanninella) appenninica (foram.planctonique) Aspect facial Cénomanien inférieur-Manchar Ali Guera (Bou Arif)



Ostracode ornementé Manchar Ali Guera (Bou Arif)



Pics d'échinodermes Manchar Ali Guera (Bou Arif)

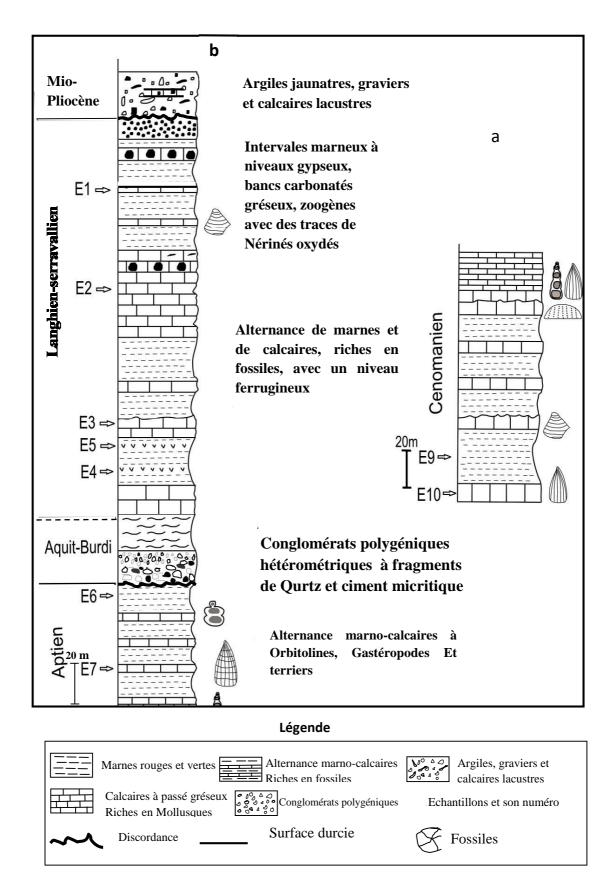


Fig. 4 – Colonne lithostratigraphique de Thneit El Baghla (Dj. Bou Arif Nord).

E. LE TURONIEN:

1) La coupe de Ain El Beida (Dj. Bou Arif)

Ensemble marno-calcaire (95,5m) (Turonien)

Il est formé d'alternance de marnes grises, à Oursins et Ammonites, et une succession de bancs centimétriques de calcaires zoogènes gris riches en Gastéropodes, Bivalves, Huîtres, Oursins et traces d'algues. La surface supérieure de ce banc est bioturbée, avec des traces de terriers, d'Huîtres, de Bivalves, de Gastéropodes complètement ferrugineux (fig. 5).

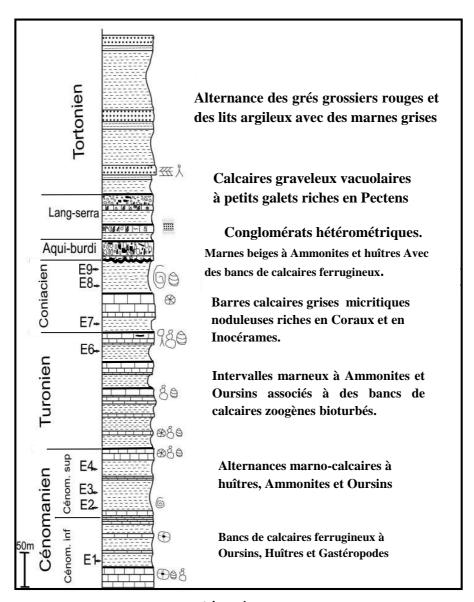
En lavage, les marnes de cette intervalle contiennent les microfossiles suivants (E₆): - Ostracodes ;- des débris de macrofaunes ; - microfaune benthique ; - Foraminifères ;-Dicarinella algeriana : Turonien moyen et supérieur; -Dicarinella primitive : Turonien supérieur - Santonien inférieur. La limite supérieure est placée dans les calcaires zoogènes contenant des Hippurites rousseli var. batnensis et des Radiolites (Vila, 1980)

2) La coupe de Lahbassi (Dj Amrane)

Ensemble marno-calcaire (Turonien):

Il est formé de marnes beiges bien visibles au sud des massifs de Bou Arif et de Dj Amrane. La base est constituée par des marnes où s'intercalent souvent de minces bancs de calcaires zoogènes noduleux, dont certains niveaux sont riches en glauconie. Le sommet se caractérise par la fréquence de bancs de calcaires zoogènes décimétriques riches en débris de mollusques (**fig. 6a**). Ils comportent des fentes de tension en échelons à remplissage calcitique. La macrofaune se compose d'échinides (Hemiaster semicavatus et hemiaster batensis, Laffitte, 1939). Les observations en lames minces montrent des foraminifères benthiques (milioles pelletoides, bryozoaires, et calcisfères) (**Pl. 4, Ph. 1-2-3**). La microfaune dégagée des lavages de marnes, regroupe : des ostracodes, des échinodermes et des débris de spicules d'oursins, des globigerina et des dentalina (**Pl. 4 Ph. 4-5**).

Une puissante série marneuse à intercalation calcaires biomicritiques (Wackestone) décrite par Marmi (1995) renfermant des débris de fossiles tels que les algues (Permocalculus inopinatus, Boueina/Halimeda) et la microfaune (Milioles, Ostracodes, Nerinés, Gastéropodes et des Annélides) (dét. Peybernès) (**fig. 6b**). La base de cette série marno-calcaire est riche en macrofaune (Bivalves, Oursins et Aspidiscus cristatus) marquant le Cénomanien. Le sommet est essentiellement marneux avec une barre de calcaire biomicritique contenant des Annélides, Nerinées, Maycena et Cuneolina sp.



Légende

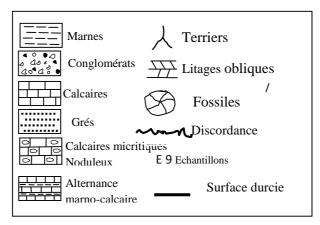


Fig. 5 – Colonne lithostratigraphique de Ain El Beida (Dj. Bou Arif)

3) La coupe de Sidi Salah (Dj. Amrane)

Ensemble marno-calcaire (Turonien):

Cet ensemble est caractérisé par une alternance marno-calcaire. Les marnes sont de couleur beige se rencontrent au Sud des massifs de Bou Arif et de Djebel Amrane. La base est constituée par des marnes au sein desquelles s'intercalent de petits bancs de calcaires zoogènes noduleux, parfois certains des niveaux sont riches en glauconie (**Fig. 7a**). Le sommet est marqué par une fréquence de banc de calcaires zoogènes en bancs décimétriques riches en débris de mollusques et des gastéropodes ferruginisés.

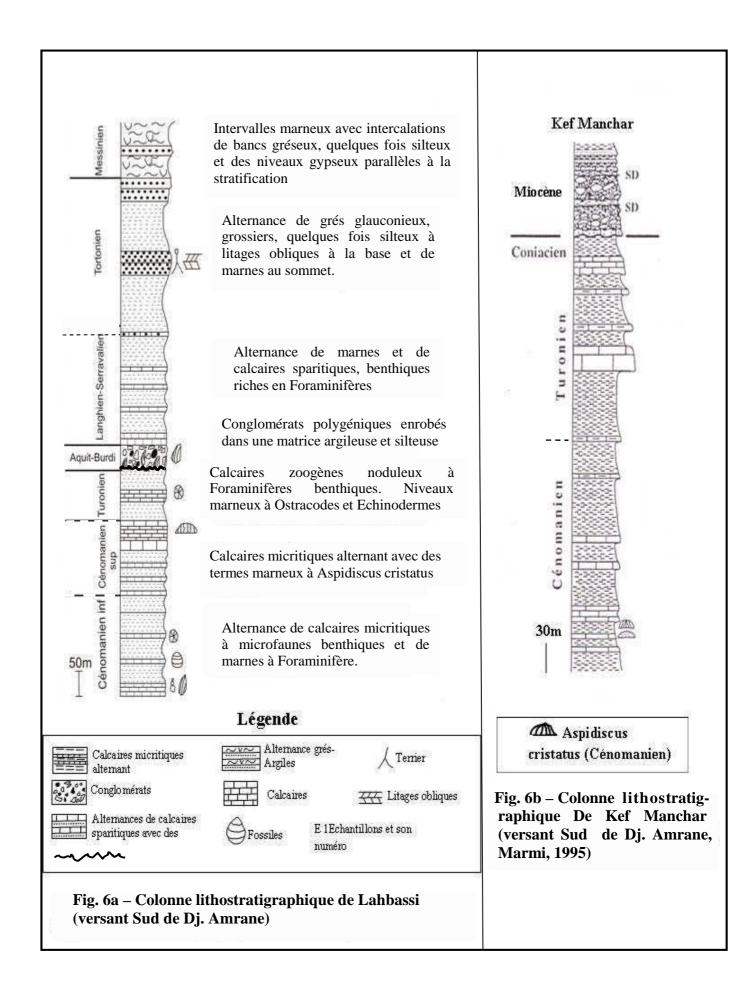
Marmi (1995) décrit une série marno-calcaire du Cénomanien-Turonien sur le flanc sud de Djebel Amrane. La coupe débute par des bancs décimétriques de calcaires fin à Algues Trinocladus tripolitanus, Neomeris sp, et quelques foraminifères (rotalipora sp,). La partie médiane est caractérisée par des bancs métriques de biomécrites à Milioles et Bivalves. Le sommet est argileux contenant des bancs calcaires à microfaciès grainstones ou wackstones riches en *Dasycladacées*, *Udoteacées, Miliolidés, Ophiuroides, Osracodes, Cadosinidés, Cadosina fusca cieszynica* (NOWAC), Corallinacées et Hydrozoires (dét. Misik). Cette association caractérise le Cénomano-Turonien et il est difficile de faire la différence entre les deux étages, suite à la continuité de la sédimentation marno-calcairequi les couvrent (fig. 7b).

Les lames minces montrent des foraminifères benthiques (milioles, bryozoaires), des pellitopides et des calcisfères. Les lavages des marnes ont fourni la microfaune suivante : ostracodes, échinodermes et des débris de spicules d'oursins. La série marno-calcaire du Cénomano-Turonien du flanc sud du Djebel Amrane (coupe Lahbassi et Sidi salah) constitue épaisseur d'environ 240 mètres. Marmi (1995) indique une association faunistique cénomano-turonienne avec la présence d'algues Trinocladus tripolitanus, Neomiris sp et quelques foraminifères (Rotalipora sp. Praechrysalidina.

F. CONIACIEN- SANTONIEN

1) La coupe de Ain El Beida (Dj Bou Arif)

1.1) Sous ensemble calcaire et marno-calcaire: Guellal et Vila (1977) ont cartographié du Coniacien sur le flanc sud de Djebel Bou Arif, de Dj Amrane et dans la région de Khenchela. Ils le caractérisent par des Inocérames, Rotalia algeriana et des Ostracodes. Les formations coniaciennes affleurant à Mechtat Ain Beida sur le flanc Sud Est du Dj. Bou Arif, se composent de bas en haut :



- **1.2)** Sous ensemble calcaires: Il est constitué par une barre approximative de 12 m de calcaires noduleux, micritiques, de couleur gris blanchâtre, riche en *Coraux*, *Inocérames*, des sections de *Gastéropodes et de Lamellibranches*. Elle est surmontée d'un gros banc de calcaires massifs (4m), compact, micritique de couleur grise, riches en *Coraux*, en terriers ferrugineux, section transversale d'Oursins, de Gastéropodes et de Lamellibranches souvent tronquées et déformées. La surface supérieure est ferruginisée et bioturbée. Ces formations sont visibles sous la discordance Miocène.
- **1.3)** Sous ensemble marno-calcaire: Il se compose d'un intervalles d'environ 120m de marnes beiges friables à Oursins, avec des intercalations de calcaires noduleux gris en bancs centimétriques à Huîtres *et des* bancs de calcaires conglomératiques grossiers, de couleur grise, riche en *Lamellibranches*, *Huîtres*, *Oursins*. Ces marnes sont surmontées d'une alternance marno-calcaire, dont la base est friable, de couleur verdâtre riche en Bivalves, Gastéropodes, Oursins souvent ferruginisés. Le sommet est micritique, gris-bleu en bancs (3m), dont le toit est ferruginisé.

Dans les niveaux marneux supérieurs nous avons récolté une Ammonite indiquant probablement le Coniacien moyen/supérieur par analogie aux termes décrits par Yahiaoui (1990) à Smail (El Kantara).

Sur le flanc nord du Dj. Amrane (fig. 7b), dans un niveau marno-calcaire Marmi (1995) a récolté une Ammonite (Tissotia tissoti) indiquant le Coniacien moyen/supérieur (dét. Busnardo), permettant ainsi de placer la limite Turonien-Coniacien un peu plus bas que le niveau contenant cette Ammonite. Dans les niveaux marno-calcaires du flanc sud de Djebel Amrane, il décrit une Ammonite (Gauthiericeras sp.) que Busnardo attribue au Coniacien inférieur. Ainsi, Marmi (1995) rattache l'assise marno-calcaire située sous les couches à Hippurites et ces derniers au Sénonien inférieur suite à la présence de ces Ammonites.

Le Sénonien est aussi décrit par Marmi (1995) au Djebel Bou Arif comme une série marneuse renfermant un mélange hétérogène de microfaune (Abathomphalus mayaroensis, Globotruncanita stuarti-formis, G. stuarti, Hedbergella, Globigerinelloides, Hedbergela flandrini (dét. R. Wernli) remaniée du Crétacé (cf. fig. 6b). Ces espèces appartiennent au Maastrichtien (Sénonien supérieur).

Les lavages des marnes de cet intervalle présentent la microfaune suivante (E₇, E₈, E₉):débris de *Coraux*, *de Bryozoaires*; *des Ostracodes*; *des Foramminifères*: - *Dentalina*, *Nodasaria*(Trias-Actuel);- petits organismes benthiques planispiralés, Hétérohelix (détermination Ait
Oumeziane, 2005)

PLANCHE 4



2) La coupe de Bouhmar

Ensemble marno-calcaire:

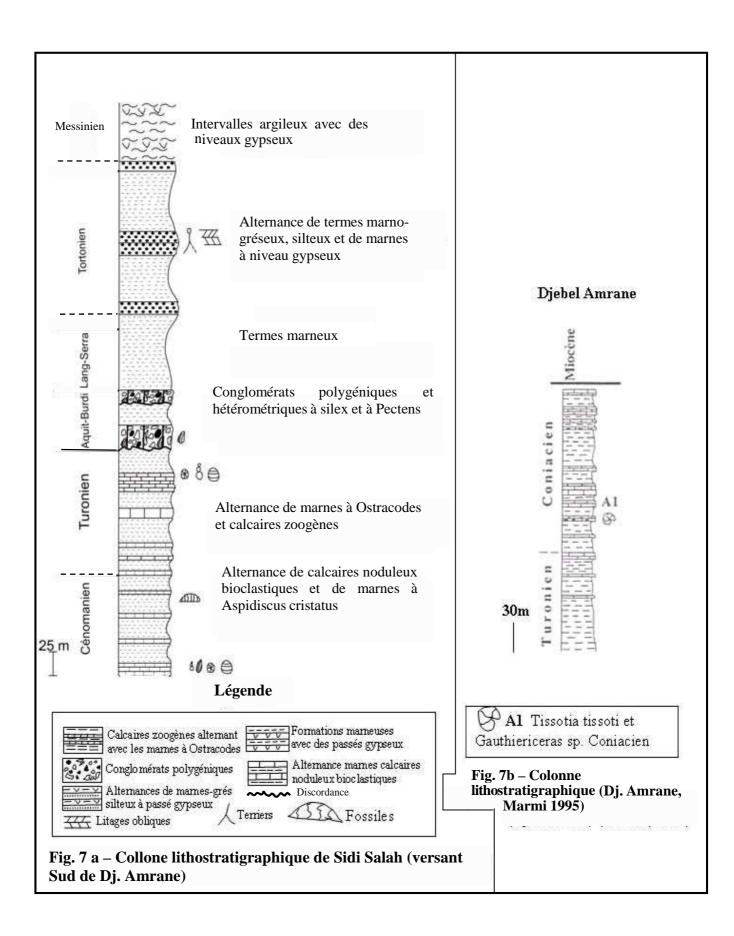
Cet ensemble débute par une succession marneuse d'environ 150 m d'épaisseur, au sein de laquelle s'intercalent des petits bancs décimétriques de calcaires bien lités, de teinte grisâtre, riches en Gastéropodes (Nérinés). Il se termine par une grosse barre calcaire de 5 m d'épaisseur, de couleur grise riche en éléments zoogènes essentiellement des tests d'organismes dont la taille augmente vers le sommet, d'un milieu agité.

A la base de cet intervalle apparaissent des bancs décimétriques de calcaires grossiers, à aspect bréchifié de couleur grise, à texture saccharoïde. Ces calcaires sont organogènes, riches en terriers aux formes allongées, en oursins. Dans sa partie médiane marneuse s'intercale un banc de 5 mètres d'épaisseur de calcaire phosphaté à encroûtements ferrugineux lié probablement à une tendance à l'émersion. Au dessus des marnes se dépose un banc de calcaire décimétrique avec des nodules de silex, comportant au toit une surface bioturbée ferruginisée (surface durcie). Au dessus de celui-ci (fig. 8), s'observent, des figures de tempéstites, et des structures mamelonnées indiquant un milieu agité à forte énergie (Pl. 5, Ph. 1-2-3).

Vers le sommet de l'intervalle marneux se distingue des bancs de calcaires décimétriques, organogènes riches en Lumachelles, Inocérames, Oursins, et Fusilines. Ces derniers sont diaclasés, plissés et affectés par une faille décrochante. Le sommet de l'ensemble montre une alternance de marnes à Ammonite et de minces bancs de carbonates à bryozoaires, Inocerames régularises, terriers et oursins irréguliers

Le dernier banc de calcaire organogène montre un crochon bien visible à l'échelle de l'affleurement. Ce faciès est bioclastique comportant des traces d'Ammonite de terriers à son toit, et renfermant des oursins, tests lumachelliques, gastéropodes, huîtres et inocérames à grosses coquilles de grande taille et des Bryozoaires soulignant un milieu relativement agité. (Pl, 5, Ph. 4-5). Les observations microscopiques montrent des sections de gastéropodes, des globorotalia Kugleri (foraminifère planctonique) et des globogérinidés (Pl, 5, Ph. 6-7-8).

Herkat, (2000) décrit dans les Aurès occidental des formations du Coniacien-Santonien constituées d'alternance marno-calcaire, de marnes et de bancs calcaires de faible épaisseur (décimétriques, rarement métriques). Les termes inférieurs apparaissent plus riches en intercalations calcaires, les termes supérieurs devenant progressivement plus marneux riche en Ammonite du genre Tissotia. Il signale aussi la difficulté d'établir une coupure stratigraphique dans la série Coniacien Santonien en raison de leur pauvreté en organismes pélagiques.



3) La coupe de Foum Toub

Ensemble marno-calcaire: Cet ensemble est constitué d'une alternance marno-calcaire. Les calcaires se présentent sous forme de bancs métriques, micritiques, fracturés et des plaquettes centimétriques (5-10 cm) alternant avec des niveaux marneux de teinte grisâtre. Dans les marnes, S'intercalent parfois de petits bancs de calcaires noduleux zoogènes (Inocérames, Oursines et Lamellibranches) (Fig. 9). La surface des bancs de calcaires métriques sommitaux est affectée par un réseau de fentes de tensions orthogonales, souvent à remplissage de calcite, impliquant une certaine activité tectonique postérieure à la sédimentation. En revanche, les marnes sont à débits en frites très caractéristiques.

4) La coupe de Foum Tarist (Yabous)

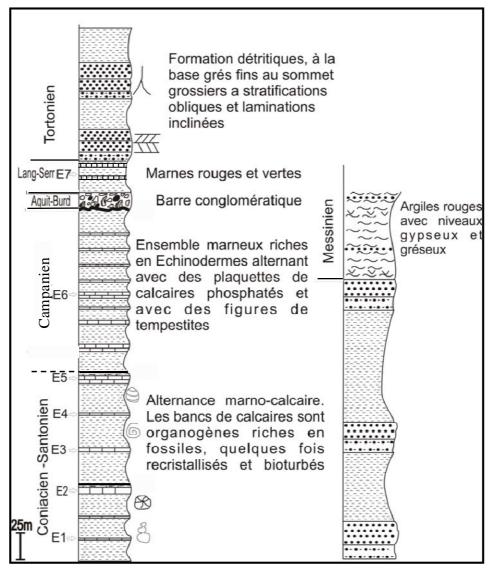
4.1) Ensemble marno-calcaire (Coniacien): C'est une association de niveaux carbonatés formés de calcaires noduleux en plaquettes centimétriques à bancs métriques riches en inocérames, gastéropodes, brachiopodes, huîtres (plicatules), oursins et ammonites (**Fig. 10**). Ces derniers, alternes avec des niveaux de marnes de couleur beige de 20 à 30 mètres riches en oursin et contenant des niveaux centimétriques de gypse. Ces carbonates sont affectés par des diaclases de direction N 135° E et par des fentes de tensions en échelons N 10°E. L'ensemble de ces formations atteint une épaisseur de 140 m.

4.2) Ensemble calcareux (Santonien): C'est une assise de 50 mètres de bancs de calcaire massifs, et de calcaires argileux, micritiques et noduleux riches en brachiopodes, oursins aplatis, gastéropodes, plicatules et ammonites. Le sommet de cette assise montre un petit banc centimétrique de calcaires organogènes riches en Plicatules associés à des niveaux à textures, suivi d'un gros banc métrique avec des traces d'inocérames, dont la surface est ravinée, marquant probablement la limite supérieure de cet étage.

G. CAMPANIEN

1) La coupe de Bouhmar

Ensemble marneux : C'est un ensemble essentiellement marneux de 90m environ riche, en échinodermes et lamellibranches, se terminant par quelques bancs de calcaires stratifiés en plaquettes centimétriques.



Légende

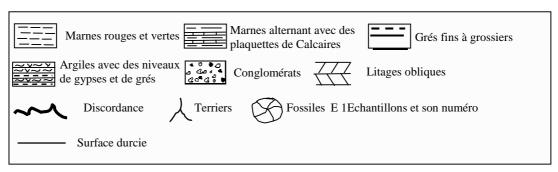


Fig. 8 – Colonne lithostratigraphique de Bouhmar

Ces derniers sont recristallisés et phosphatés. La base de ces niveaux montre des figures de tempéstites. Le sommet de cet ensemble est souligné par des bancs centimétriques d'aspect noduleux, de couleur brun jaune à gris foncé riches en lumachelles, en Inocérames, en oursins et en terriers.

Dans ses travaux, Laffitte (1939) décrit dans la région de Tazoult un Campanien marneux. Dans la coupe de Tighanimine (Dj Azreg); Herkat, (2002), décrit un Campanien marneux à échinodermes et lamellibranches surmonté par une alternance de marnes et de calcaires à débris de valves d'Ostréidés. L'ensemble est surmonté par une succession marneuse, ou s'intercalent quelques bancs calcaires renfermant à leurs sommets de grands lamellibranches dont des Inocérames et des bryozoaires.

2) La coupe de Foum Toub

Ensemble marneux (250 m): Cet ensemble est formé par des marnes grises et beiges. Elles sont surmontées par des niveaux de calcaires centimétriques blancs alternant avec de petits niveaux de marnes claires ou grises. Ces calcaires présentent des traces d'inocèrames et sont affectés par un réseau orthogonal de diaclases.

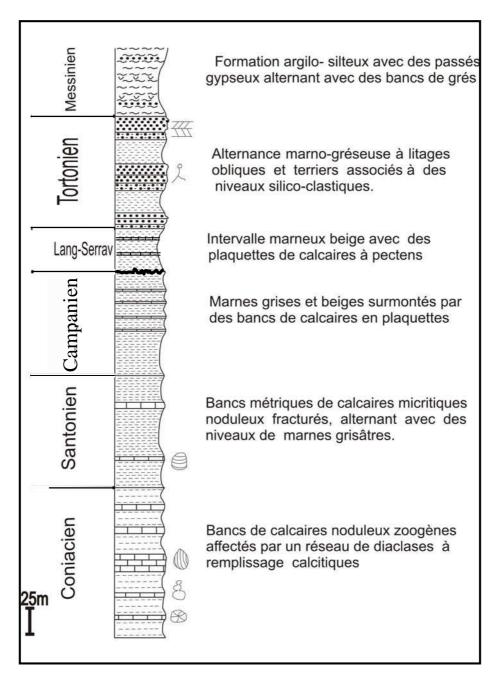
3) La coupe de Foum Tarist (Yabous)

Ensemble marno-calcaire: 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 grisâtres qui se débitent en plaquettes, riches en oursins, brachiopodes,huîtres, inocerames et ammonites. Un terme supérieur d'environ 150 m d'épaisseur est constitué essentiellement de marnes grises et de calcaires en plaquettes centimétriques.

H. MAASTRICHTIEN

1) La coupe de Foum Ksentina

1.1) Ensemble carbonaté: C'est une assise homogène de calcaires massifs blancs grumeleux à aspect saccharoïde à la cassure, en bancs décimétriques à métriques. Elle est formée à la base par des calcaires bioclastiques d'aspects noduleux et graveleux. Ces derniers sont riches en contenu fossilifère Rudistes, Bryozoaires, huîtres, des restes de tests de lamellibranches et des traces de terriers centimétriques. Le sommet de ces calcaires de couleur claire présente un aspect bréchique avec la présence d'éléments anguleux centimétriques, ferrugineux associées à une surface durcie (Fig. 11).



Légende

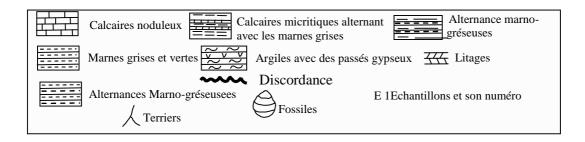


Fig. 9 – Colonne lithostratigraphique de Dj. Foum Toub

PLANCHE 5



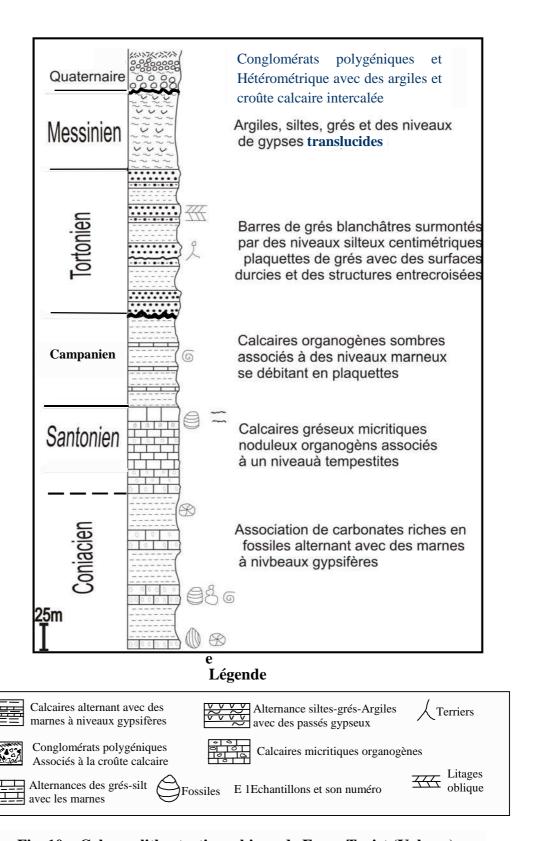


Fig. 10 – Colonne lithostratigraphique de Foum Tarist (Yabous)

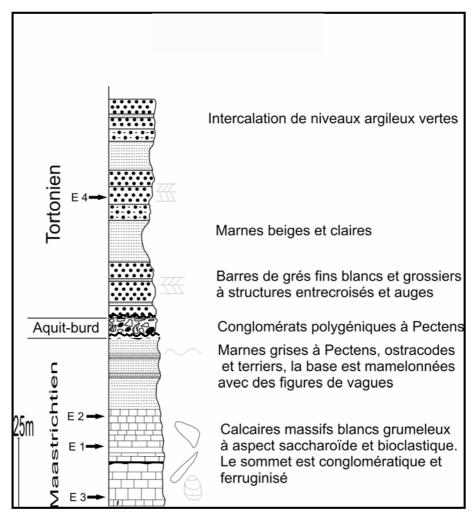
L'étude en lame mince de la base de ces calcaires (E3) montre un faciès biomicritique avec un pourcentage en éléments estimé à 40-60 % formé de Quartz, de glauconie et principalement de bryozoaires allongés (Chéilostome) à la base de ce faciès mais de petite taille, de forme arrondie (Cyclotome) soulignant le sommet. La matrice est essentiellement micritique marquée par une ferruginisation, où s'observe des perforations, des bioturbations et des micritisation (Annnexe Pl. I, Ph. 1-2). La sédimentation se caractérise par un milieu agité, récifal de plate forme externe proximale.

Le sommet du niveau carbonaté (E1 et E2) est un faciès biosparitique se rapportent à des foraminifères benthiques associes à des bioclastes d'échinodermes, de Bryozoaire, de Gastéropode (Annexe Pl. I, PH. 3-4-5), des Lamellibranches, d'Algues et des pelitoides.

Le ciment sparitique contient quelques grains de quartz xénomorphe et de la glauconie. Ce dernier est affecté par des phénomènes de perforation et de ferruginisation avec la présence d'une enveloppe micritique autour du grain. Le milieu de sédimentation est agité rattachable toujours à un milieu de plate forme proximale. Cependant nous constatons une différence dans la taille des organismes qui deviennent de plus en plus gros vers le sommet. La limite supérieure est marquée par une surface durcie, terminant une séquence négative.

1.2) Ensemble marneux : Cet ensemble est formé essentiellement de marnes en plaquettes grises, friables, riches en Pectens, Oursins, Terriers, Algues et Ostracodes, et d'une épaisseur d'environ 40m de. Il est surmonté de 60m de marnes friables à l'affleurement de couleur jaunâtre. La base de cet ensemble montre des structures mamelonnées et des figures de vagues.

Dans la base de ces marnes, on retrouve des indices de courant, tels les rides de vagues et des litages obliques se rapportant à un milieu agité annonçant un rivage. Vers le sommet de ces marnes s'intercalent deux niveaux métriques formés de petits bancs centimétriques de calcaires finement lités à grains fins en alternance avec de lits minces centimétriques d'argiles et de marnes. Ces derniers sont fracturés et présentent des petits rejets d'ordre centimétriques. Ces petites failles sont parfois scellées indiquant une tectonique synsédimentaire. Ces marnes peuvent appartenir au terme supérieur du Maastrichtien. Toutefois, cet ensemble présente certaines similitudes avec des formations décrites par Harkat (2000) dans d'autres régions des Aurès contenant une faune riche en Ostracodes datant le Paléocène.



Légende

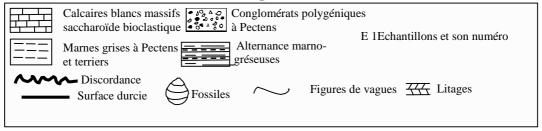


Fig. 11 – Colonne lithostratigraphique de Foum Ksentina

I. L'AQUITANO-BURDIGALIEN

1) La coupe de Dj Manchar Ali Guera (versant nord de Bou Arif)

Ensemble conglomératique: C'est une série épaisse d'environ 60m, elle est constituée de conglomérats, à éléments polygéniques, rouges à granulométrie hétérogène se rapportant à un faciès continental. Ces derniers se composent de quartzites, silex et débris de galets de nature micritique de taille variable (1 à 40 cm) souvent jointifs, arrondies, provenant probablement du remaniement des calcaires du Crétacé, enrobés dans une matrice argileuse silteuse à gréso-

carbonaté.

Marmi, 1995, dans sa description des lames minces effectuées dans ces niveaux, décrits des débris de bivalves, d'échinodermes, de miliolidés, de bryozoaires, de gastéropodes et des grains de glauconie. Ces éléments bioclastiques plus ou moins arrondie, supposent un sédiment remanié dont la source serait lointaine.

Le sommet de certains bancs comporte des terriers et des encroûtements ferrugineux de surface durcie Cette série a été décrite par Guellal et Vila, (1977), Ghandriche, (1991) et Marmi, (1995). Ces conglomérats ont été signalés dans les régions de Khenchela (Hamam Salihine, Dj Milik, Dj El Kalaa), Kef Tgatous, Stah, Col de Tizougarine, nouvelle Medina, et Dj Guellif.

Cette série contient des indices de tempestites formés de fragments grossiers constitués de coquilles et de débris bioclastiques associés à des sédiments plus fins, souvent bioturbés correspondant à une sédimentation de milieu calme (très faible énergie), avec une diminution de la vitesse de sédimentation et de la granulométrie. Ces dépôts seraient de courte durée, générés par une tempête dans un contexte général de plate forme. Les marnes sont de teintes beiges, riches en gastéropodes, en huîtres, en oursins et en ammonites. L'épaisseur de cette série diminue progressivement d'Ouest du coté de Bou Arif vers l'Est à proximité de djebel Amrane. Cette variation serait en relation avec le basculement du bloc affaissé.

Les conglomérats rouges d'origines continentales qui affleurent sur les flancs des structures de la bordure nord de la dépression de Timgad sont concordants sur les formations du Crétacé d'après H.Ghandriche, (1991). Ces derniers traduisent le démantèlement des structures atlasiques. Ce faciès est visible à la bordure nord de la dépression de Timgad et sur la partie septentrionale des Aurès

2) La coupe de Ain El Beida (versant sud de Bou Arif)

Ensemble conglomératique: Il commence par des conglomérats marins, polygéniques, hétérométriques d'environ 15m d'épaisseure, bleus à galets micritique, gris foncé, anguleux à rrondis (4 à 10 cm), riches en Pectens et de nodules de silex. On signale la présence des huîtres. Ces conglomérats ont été décrits par H.Ghandriche (1991) à 5 Km de Mechtat Ain El Beida et par Marmi (1995) à Kef Manchar. Ils traduisent un remaniement local lié probablement à une activité tectonique.

L'Aquitano-Burdigalien est caractérisé par une sédimentation marine limitée représentée par des conglomérats bleus, gris foncé concordant sur le Crétacé (Ain El Beida, versant Sud de Bou Arif). Ces formations se suivent sur une épaisseur importante qui a tendance a s'amincir vers Djebel Amrane. Cette succession allant des dépôts conglomératiques vers une sédimentation carbonatée peut être considérée comme une mégaséquence transgressive (cf. fig. 3b).

Marmi (1995) décrit à Kef Manchar et à Chemora une unité essentiellement détritique comprenant deux assises, dont la partie inférieure est formée par des bancs conglomératiques à bases érosives surmontant un banc de calcaire biosparitique gréseux à Miliolidés, Ostracodes et débris d'Inocérames. Ces conglomérats sont hétérométriques, jointifs, arrondis avec une matrice gréso-carbonaté. Ils présentent généralement un classement moyen, une granodécroissance verticale (fining upwards). Ces derniers correspondent à des dépôts de chenaux.

3) La coupe de Thniet el Baghla (versant nord de Bou Arif)

Ensemble conglomératique: Il s'agit de conglomérats polygéniques, hétérogènes, grossiers à la base et de plus en plus fins au sommet ces derniers renferment des éléments rouges centimétriques à décimétriques de nature micritique. Cependant il faut noter l'absence des Pectens rencontrés à travers les coupes du Miocène.

Ghandriche (1991) cite dans son travail de thèse l'existence de deux types de conglomérats bleu de nature marine limités aux bordures nord et sud de la dépression de Timgad et au Dj Chélia liés probablement à une activation des failles, et des conglomérats rouges de nature continentale mal triés, dimensionnés jusqu'à 1m et sont concordantes sur le substratum Crétacé. Ces derniers traduisent le démantèlement des structures atlasiques, un transport relativement cours et leurs remaniements lors de la transgression du Miocène. Selon Ghandriche (1991), la période Langhien-Serravallien est marquée par le retour de la mer se traduisant par une sédimentation de plate forme (carbonates) définissant une mégaséquence transgressive.

4) La coupe de Bouhmar

Ensemble conglomératique: Il marque probablement le Miocène inférieur (Aquitanien). Il est constitué d'une barre conglomératique rouges de 5m environ, hétérométrique, à galets grossiers, riche en pectens de taille variable de 5 à 15 cm. Cette barre est constituée d'éléments polygéniques, de tailles variable, bien roulés et généralement jointifs (galets centimétriques à décimétriques). Ces éléments sont des fragments de calcaires, plus ou moins arrondis, associées à des éléments de silex

arrondis et des galets gréseux. Elle repose en légère discordance sur l'ensemble précèdent marnocalcaire Crétacé.

5) La coupe de Foum Ksentina

Ensemble conglomératique: Il est formé de conglomérats polygéniques, grossiers à galets de teinte bleue et des nodules de silex de taille variables (1 à 10 cm). Ils renferment des Pectens, des Gastéropodes. L'ensemble repose en discordance par endroits sur des formations d'ages différents (Oligocène, Eocène, Crétacé supérieur). La présence des pectinidés – Ostrea crassissima LMK dans les conglomérats permet d'attribuer un age Aquitano-Burdigalien (Laffitte, 1939). Dans le secteur en question ces barres conglomératiques sont en discordance angulaire sur l'ensemble précédent formé des calcaires du Maastrichtien probablement (cf. fig. 11).

6) La coupe de Lahbassi (Dj Amrane)

Ensemble conglomératique: Cet ensemble d'une épaisseur de 5 mètre environs, affleure sur une centaine de mètres, constitue la base du Miocène. Les Conglomérats de couleurs rouges polygéniques à éléments de taille hétérométriques avec des nodules des silex, dans lesquels se rencontrent des pectens.

Ces dépôts proviennent essentiellement du remaniement des calcaires du Cénomanien et du Turonien. Les éléments sont souvent jointifs rarement sont cimentés par une matrice gréso- silteuse. Cette barre conglomératique montre des fentes en échelons soulignant une direction de raccourcissement. Ces derniers s'observent dans différents secteurs des massifs de Bou Arif et Amrane, tel que, Djebel Manchar Ali, Mechtas Ain el Beida, Sarsa et Sidi Salah.

7) La coupe de Sidi Salah (Dj Amrane)

Ensemble conglomératique: C'est un niveau d'une épaisseur de 5 mètres, constituant la base de l'ensemble miocène II est formé de conglomérat rouges, polygéniques à éléments de tailles variables, de galets de silex, dans lesquels se rencontrent des pectens. Ces galets sont à faciès carbonates gréseux, ou sont associés des débris de fossiles essentiellement constitués d'huîtres. On peut différencier deux types de conglomérats, un niveau à éléments beiges, grossiers de 8 à 25 cm bien roulés, enrobés dans une matrice fine silteuse. Le deuxième est formé par des éléments bien arrondis de tailles variables de 10 à 20 cm, essentiellement carbonatés, et élément de silex, à ciment fin argileux silteux. Ces derniers remanient probablement des calcaires du Cénomanien et du Turonien.

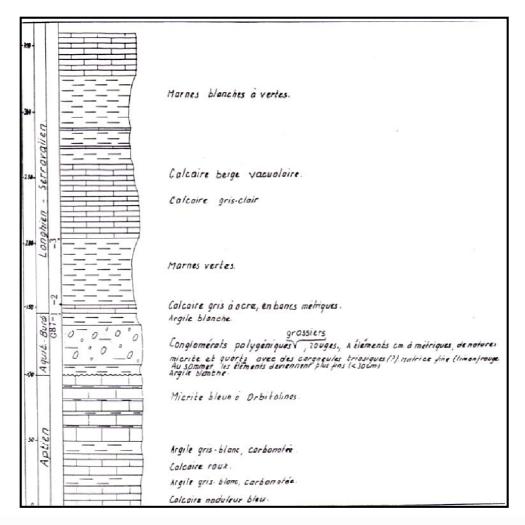


Fig. 12 – Thneit El Baghla (Flanc nord de Djebel Bou Arif (Ghandriche, 1991)

J. LANGHIEN-SERRAVALIEN

Dans ces travaux, Vila (1977) décrit un remaniement de la microfaune oligocène dans le miocène marin nord-aurésien. Il signale aussi un miocène marin affleurant aux Djebels Bou Arif et Amrane daté Langhien-Serravalien

Dans un lavage de marne sombre prélevé au sud de Touffana, Marmi (1995) décrit une association de microfaune oligocène, remaniée dans le miocène, représentée par : *Globigerina praebulloide s. l, G. officinalis ?, G. fariasi, G. gnauki, Globigerinita pera, g. munda, nonion et Pararotalia* (dét. R. Wernli in Marmi, 1995).

Dans ces travaux effectués dans le bassin de Timgad, Ghandriche (1991) décrit une association faunistique attribuée au Messinien. Cette dernière est très riche en *Globogerinoides aff.* Sicanus, G. trilobus, G. praebulloides, Globorotalia siakensis, Praeorbulina transitoria et globoquadrina langhiana.

Les lavages de marnes effectués à Ain El Beida, Manchar Ali Guera, Thniet El Kharfane et Lahbassi nous ont livrées respectivement des débris de Coraux; des Bryozoaires; des Ostracodes; des Foraminifères: (*Dentalina, Nodasaria, Vernenilina*), des polypieds; des encroûtements algaires à Mélobésiers, des traces de Lumachelles; des coraux (polypieds), des foraminifères benthiques (*Globigirina praebulloides; Globigerina langiana; Dentalina*); des fragments d'Echinodermes; des foraminifères benthiques; calcifères et Ostracodes. Toutes ces associations sont datées Langhien-Seravallien.

1) La coupe de Dj Manchar Ali Guera (versant nord de Bou Arif)

Ensemble calcareux-gréseux: Cet ensemble a une épaisseur d'environ 40 mètres. Il est constitué à la base par des calcaires massifs, appelés calcaires à Mélobésiées et Boris melo (J.M.Vila et S.Guellal, 1977). Ces derniers caractérisent les mers peu profondes contribuant à la cimentation des débris de fossiles, formant ainsi de véritables roches et d'abondants débris de d'organismes.

Ces calcaires reposent en concordance sur les conglomérats rouges, elles traduisent le début de la transgression miocène. Ces dépôts montrent des indices d'un milieu peu profond caractérisé par la présence de polypieds et des encroûtements algaires à Mélobésiers (**Annexe Pl. II, Ph. 1-2**).

2) La coupe de Ain El Beida (versant sud de Bou Arif)

Sous ensemble marno-calcaire: Les conglomérats Aquitano-Burdigaliens sont surmontés de calcaires blanchâtres, graveleux, vacuolaires, à petits galets riches en macrofaune (Pectens). Ces derniers contiennent des nodules de silex (10 cm) et des fillonnets de barytine fibroradiée. Ce sous-ensemble est surmonté de marnes grises à oursins aplatis. Il se termine par des calcaires gréseux rougeâtres, glauconieux à *Pectens et* Gastéropodes à la base et gréseux, grossiers, glauconieux avec des taches noires (oxydes de fer) au sommet. La surface sommitale est bioturbée (*Terriers*) et ferruginisée.

Le lavage des échantillons de marnes prélevés dans cet intervalle a fourni la microfaune suivante : débris de Coraux; des Bryozoaires; des Ostracodes; des Foramminifères: (*Dentalina*, *Nodasaria*, *Vernenilina*).

La période Langien-Serravallien est caractérisée par des dépôts de mer peu profonde, se rapportant à un milieu de plate forme, associés à des apports terrigènes gréseux. Cette série fut décrite par Marmi (1995) comme marneuse recouverte par un banc calcaréo-gréseux, situé à la base de l'assise supérieure de l'unité supérieure (**cf. fig. 3b**). Ghandriche (1991) rattache cette série au Miocène moyen avec la présence de *Globigerinoides sacculifer*, *G. subsacculifer*, *G. trilobus*, *G.*

quadrilobatus, G. sicanus, G, obesa, Globigerina praebulloides, Globoquadrina langhiana, Praeorbitolina transitoria et p. glomerosa.

3) La coupe de Thniet El Kharfane (versant sud de Bou Arif)

Ensemble marno-calcaires: Cet ensemble est estimé à 200 mètres d'épaisseur. Il est formé de niveaux marneux (5-10m) alternant avec des bancs carbonatés. Ces bancs de calcaires centimétriques à décimétriques reposent en concordance sur des formations albiennes. Il est à signaler l'absence de bancs conglomératiques observés dans les secteurs de Menchar Ali Guera, Ain El Beida, Lahbassi et Sarsa. Ces bancs de calcaires sont ocre et noduleux. Au sommet, ils deviennent gréseux, dolomitiques, beiges avec des traces de Lumachelles et de coraux (polypiers). Ces carbonates traduisent le début de la sédimentation marine miocène se rapportant à un milieu de sédimentation relativement peu profond.

4) La coupe de Thniet El Baghla (versant nord de Bou Arif)

Ensemble marno-calcaire (200m): Cet ensemble est formé essentiellement de niveaux marneux à passées argileuses de 5 à mètres d'épaisseurs, de teinte grise à jaunâtres, alternant avec des bancs carbonatés légerment gréseux et quelques fois des bancs centimétriques à décimétriques de calcaires noduleux, micritiques, bleu, à débris d'huîtres, de gastéropode, d'oursins et des fragments de coquilles (cf. Fig. 4b). Ces mêmes formations ont étaient décrites par Ghandriche, (1991) (cf. Fig. 12).

5) La coupe de Bouhmar

Ensemble marneux: Cet ensemble surmonte la barre conglomératique, il est constitué par des marnes rouges, suivies par des marnes vertes tendres riches en foraminifères planctoniques. Ces marnes sont décrites par Laffitte (1939) dans la Machta Tiguengaz, sur la route Batna-Biskra, et datés par le Mooritheruim trigonodo, fossile qui confirmerait un age miocène inférieur. Ghandriche (1991) signale dans ces travaux de 1991, dans le bassin de Timgad, un Miocène inférieur marneux à Globogerinoides Trilobus, Globorotalia siakensis, praeorbulina et globoquadrina langhiana.

Dans sa nomenclature, Guiraud (1973), rattache cet ensemble au Langhien-Serravalien suite à la présence des espèces serravallienne (globigerinoide trilobus, globigerinoide quadrilobatus, et Uvigerina gr. Papapi)

6) La coupe de Lahbassi (Djebel Amrane)

Ensemble marno-calcaire (30 m): Il est formé par une alternance de niveaux marneux beiges d'environ 15 mètres, et de bancs de calcaires bleus, zoogènes, décimétriques, noduleux et riches en débris de lamellibranches (Pectens). Ces bancs sont affectés par un réseau de diaclases orthogonales remplies de calcite où apparaissent des fentes en échelons conjugués. Les résidus des lavages de marnes renferment des foraminifères benthiques (Globigirina praebulloides, Globigerina langiana, Dentalina) et des articles d'échinodermes.

Les bancs de calcaires sont aussi riches en foraminifères benthiques, calcisféres et ostracodes. La disparition des bancs de calcaires pourrait être considérée comme la limite entre le Langhien-Serravallien et la base du Tortonien. Ghandriche (1991) fait coincider la limite Serravallien-Tortonien au sommet du niveau carbonaté en se basant sur des datations par macrofaune et confirme ainsi le découpage proposé par les auteurs précédents, entre autre Boudjema (1975) dans ces travaux sur les Aurès.

K. TORTONIEN

1) La coupe de Dj Manchar Ali Guera (versant nord de Bou Arif)

Ces formations sont essentiellement gréseuses avec une présence de terriers et de bivalves. Néanmoins, il est a signalé que la séquence de ces formations au Nord du massif de Bou Arif reste discrète par rapport aux affleurements localisés au Sud de ce dernier, dans le bassin de Timgad. Les formations du Tortonien dans ce secteur sont en positions renversées avec un pendage vers le Sud Est.

2) La coupe de Ain El Beida (versant sud de Bou Arif)

Sous ensemble marno-gréseux (>500m): Il est formé de grés grossiers rouges avec des intercalations centimétriques d'argiles rouges. Ces grés renferment dans leur partie sommitale des hélix (Tissoti Baryan). Ces bancs renferment des structures sédimentaires représentées par une stratification entrecroisée et des litages obliques. Les terrains attribués au Miocène marin, affleurent sur les deux flancs de l'anticlinal du Dj Bou Arif nettement discordant dans le versant Sud et concordant dans le versant Nord au dessus des formations du Secondaire.

Les affleurements de cet ensemble sont peu érodés et sont bien conservés dans la dépression de Timgad contrairement aux zones surélevées situées sur la partie septentrionale de l'Aurès.

On observe dans les ravins et les talus, de bas en haut une succession de marnes et des barres de grés bien visibles dans la morphologie du paysage. Le passage des marnes vers les grés se fait de

façon progressive, contrairement le passage des grés vers les marnes est net. Le Tortonien est subdivisé en trois ensembles lithologiques chacun se terminant au toit par une barre gréseuse (7-15 m) s'étalant régionalement. De ce fait, ce dernier est formé de trois séquences. La première séquence repose directement sur des calcaires du Langhien-Serravalien suivit des deux autres séquences formées par des marnes surmontées de calcaires. Les dépôts de ce secteur correspondraient à un envahissement de la mer qui persiste durant le Tortonien, où un milieu de sédimentation serait relativement plus profond, traduit par une épaisse série marneuse.

Marmi (1995) décrit au Kef Manchar une assise supérieure concordante sur les bancs conglomératiques et marno-gréseuses. Ces derniers sont métriques à plurimétriques, jaune à la base et verdâtre au sommet. Cette couleur est due à l'abondance de grains de glauconie (cf. fig. 6b).

3) La coupe de Thniet El Kharfane (versant sud de Bou Arif)

Ensemble marno-gréseux : Cet ensemble d'épaisseur considérable (250 m) est constitué par une alternance de niveaux marneux verts à gris foncé et des barres gréseuses. Parfois ces niveaux sont entrecoupés par des bancs silteux verts affectés par un réseau de diaclases orthogonales, et des bancs gréseux métriques à granulométrie moyenne à grossière légèrement friables et poreux. Ces grés montrent des teintes vertes dues à la présence de la glauconie. Cet ensemble se caractérise par quatre barres gréseuses dont les corniches sont nettement visibles en paysage (cf. Fig. 2).

Dans la coupe décrite par Ghandriche (1991) à Thneit El Kharfane (**fig. 13**), il souligne une combe de 190 m de marnes vertes surmontant les calcaires du Langhien-Serravallien caractérisant la limite sud du massif de Bou Arif. Il signale la présence de quatre barres gréseuses intercalées dans des niveaux marneux. On allant vers l'Est à Djebel Amrane, cette séquence s'amincit progressivement.

4) La coupe de Bouhmar

Ensemble marno-gréseux: Sur l'ensemble du paysage allant de Bou Hmar jusqu'à Timgad, affleurent des barres de grés, légèrement inclinées vers le Nord et le NE. Cette série se poursuit jusqu'à l'embranchement de Marcouna. La succession de ces barres gréseuses au nombre de quatre (5-10 m) d'épaisseur sont toujours intercalées par des marnes silteux (10-15m) d'épaisseur de couleurs vertes à beiges. Dans la région de Mercouna, ces barres gréseuses s'amincissement progressivement puis disparaissent dans la combe, où subsistent seulement des marnes surmontées par des formations du Quaternaire.

Il est à dominante détritique, formé à la base d'une barre de grés blancs fins se débitant en plaquettes, se terminant surmonté vers le sommet par des grés plus grossiers, à taches brunes d'altération comportant une stratification oblique. D'autres couches montrent des nodules argileux de couleurs vertes et des traces d'algues. Leurs épaisseurs ne dépassent pas les 15 mètres. Cet ensemble est azoïque, seulement des formes de terriers allongés type susponsivores, disposés transversalement à la stratification. Ces grés renferment des niveaux centimétriques de marnes. Souvent, s'observent des structures sédimentaires (stratification oblique ou entrecroisée, des surfaces durcies) sur différents niveaux. Généralement le toit des bancs gréseux est affecté par des traces de bioturbations, des encroûtements d'oxydes de fer, indiquant probablement un dépôt sous une faible tranche d'eau due à une fluctuation du niveau marin.

Vers l'Est, le long de la dépression Sud du bassin notamment à Foum Tarist Ghandriche (1991) signale un épaississement de cette première séquence qui atteint 60 mètres avec l'apparition des dragées de Quartz atteignant 0.5 cm dans des barres de grés de 14 m, ainsi qu'à Djebel Menchar (Khenchela) ou l'épaisseur de la séquence reste constante avec un changement latéral du faciès gréseux qui devient plus argileux.

5) La coupe de Foum Ksentina

Ensemble marno-gréseux : Il est essentiellement détritique incluant à sa base une barre décimétrique de grés blancs fins sous forme de petits bancs surmontés de grés plus grossiers, à taches brunes résultant de l'altération de la glauconie et comportent des stratifications entrecroisées ou en auges métriques, matérialisant des dépôts de barres chenaux à aggradation verticale.

Au toit de ces bancs apparaissent des taches ocres d'oxydes de fer constituant une surface ferrugineuse indiquant probablement un dépôt sous une faible tranche d'eau.

Certains bancs montrent des nodules argileux de couleurs vertes, et des formes cylindriques verticales correspondant à des traces de terriers de type susponsivores. Dans l'ensemble cette barre gréseuse de 15 mètres est pauvre en contenu fossilifère. Ces grés montrent des intercalations de niveaux centimétriques argileux.

6) La coupe de Foum Toub

Ensemble marno-gréseux : C'est un ensemble à dominante gréseuse, formé par une alternance de marnes et de barres de grés en bancs métriques. Ces bancs se présentent sous un faible pendage de l'ordre de 30° vers le NE. A la base, ces grés sont blancs fins, et séparée par des joints

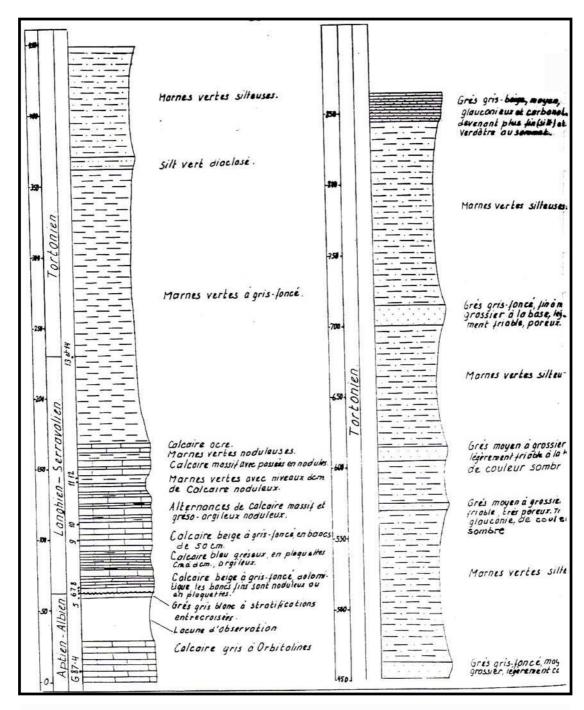


Fig. 13 -Thneit El Kharfane (Flanc sud de Dj Bou Arif), (Ghandriche, 1991)

marno-argileux centimétriques à décimétrique souvent facilement érodables. La différenciation granulométrique est soulignée par une association de niveaux clairs, alternant avec des lits plus sombres et plus grossiers. Des structures sédimentaires sont fréquentes et se manifestent par des litages obliques localisés dans des bancs de 30 centimètres d'épaisseurs. Les niveaux à structures sont cadrés par des bancs ne présentant pas de figures sédimentaires. Certaines formes de litages en

auge sont aussi présentes caractérisant des dépôts de chenaux.

Le toit de certains bancs est couvert de rides dissymétriques de 4 centimètres de largeurs indiquant un courant de direction N-S. La surface de ces bancs, comporte aussi de petites taches arrondies d'oxydes fer, des traces terriers allongées de tailles variables (4 – 15 cm). Ces grés sont affectés par des failles postérieures aux dépôts.

La partie médiane de l'ensemble se caractérise par des grés fins à minces lamines et elle est assez bien fournie en litages obliques. Au sommet les bancs de grés d'une épaisseur de 15 mètres sont riches en glauconie et se caractérise par une granulométrie plus grossière. A la base, ces grés sont très durs, de couleur rouge, s'observent des figures de base de bancs.

A l'affleurement l'érosion sélective met en relief quatre grosses barres de grés (15 - 30m) alternant avec des niveaux silico-clastique (gréso-argileux) de (20 - 30m). Le ravinement est bien exprimé dans les terrains marneux créant un chevelu hydrographique assez dense.

7) La coupe de Foum Tarist (yabous)

Ensemble marno-gréseux (Tortonien) : Les formations sont représentées par quatre grosses barres de grés à grains grossiers de couleur beige, dont l'épaisseur varie entre (7-30m) comportant à leurs toits des surface durcie et des traces de terriers. L'ensemble est surmonté par des niveaux silteux centimétriques et des grés durs en plaquettes minces.

Ces bancs de grés montrent une stratification oblique (pendage de 10-15°) comprise entre des niveaux grossiers sombres à terriers et d'autres argileux plus fins de teinte claires. Certaines structures entrecroisées sont surmontées par des lamines subhorizontales indiquant une réduction dans l'énergie des courants. Les intervalles marneux de 10 à 30 mètres se caractérisent par un débit en frites, sont généralement de teintes grises à sombres, renfermant parfois des bivalves (Pecten) et d'autres formes de fossiles indéterminés. Des niveaux centimétriques de grés ocres, altérés s'intercalent dans ces marnes

8) La coupe de Lahbassi (Dj Amrane)

Ensemble marno-gréseux : Cet ensemble est formé par une alternance de marne et de grés qui s'étend sur une environ 800 m d'épaisseur. Les intervalles marneux, parfois silteux, occupent généralement des combes avec des extensions en surface de 150 à 200 mètres. Les marnes sont de couleurs vertes à gris-foncé, parfois elles renferment de petits bancs dur silteux très fracturés.

Les barres gréseuses sont d'épaisseur métrique, se répétant dans la série et forment quatre corniches dans le paysage suivant une direction E-W, plongeant vers le sud au niveau du versant

sud de Djebel Amrane. Ces grés sont à grains moyens à grossiers, de couleur sombre contenant de rares pectens. A leur base, ils sont légèrement friables et riches en glauconie. Au sommet, ils deviennent plus fin, silteux de teinte verdâtre où se distinguent des lamines claires et sombres.

Ces grés sont parfois affectés par des fractures à réseau rectangulaire, à remplissage calcique. Elles renferment des terriers allongés et parfois disposés verticalement, de tailles centimétriques. Des figures sédimentaires se manifestent par des litages obliques, des stratifications entrecroisées et des figures ressemblant à des impacts de gouttes de pluies. Certaines surfaces de bancs sont couvertes d'encroûtements ferrugineux indiquant probablement des périodes courtes d'émersion. La dernière barre gréseuse est soulignée par une succession de bancs métriques gréseux, friables à la base alternant avec des niveaux marneux plus épais.

Toutes les formations gréseuses du Tortonien montrent des indices d'une déformation tectonique rattachable à un épisode post-Tortonien. Elle s'exprime sur le terrain par la présence de miroirs de failles, de joints de diaclases et des fentes de tension en échelons.

Cartographiquement, le sommet du Tortonien peut être fixé au début de l'apparition des argiles rouges se rapportant au Messinien qui occupent le cœur de synclinal de Timgad

9) La coupe de Sidi Salah (Dj Amrane)

Ensemble marno-gréseux : Cette série est assez épaisse et peut atteindre les 500 mètres. Elle est formée d'une alternance de barres gréseuses métriques, à éléments grossiers, parfois silteux et glauconieux, et des niveaux marneux de couleur verte à minces couches gypseuses couvrant d'importantes surfaces et occupent les dépressions. Les bancs de grés constituent plusieurs petites corniches de direction E -W plongeant vers le sud sur le versant sud de Djebel Amrane. A la base de ces grés se rencontrent des pectens, les éléments hétérogènes grossiers parfois anguleux ou arrondis de silex, des traces de terriers avec des formes allongées d'une vingtaine de centimètres. Au sommet, ils deviennent généralement plus fin, silteux et de teinte verdâtre au sein desquels s'observent des niveaux clairs et des lits sombres soulignant un litage oblique à faible pendage.

Toutes les barres gréseuses tortoniennes sont affectés par une tectonique qui se manifeste par la présence de fentes en échelons qui sont reprisent par une déformation postérieure cassante avec apparition de failles et des décrochements témoignant d'une intense déformation post tortonienne.

L. LE MESSINIEN

1) La coupe de Thniet El Kharfane (versant sud de Bou Arif)

Ensemble argilo-gréseux : Les formations méssiniennes constituent l'assise la plus puissante au sein du bassin de Timgad et de Ouled Fadhel du coté de Khenchela. Cette assise est alignée suivant une direction globalement E-W. Ces dernières atteignent une épaisseur de l'ordre des 500 à 600 m (Laffitte, 1939). La série débute à la base par des bancs gréseux, des niveaux gypseux, et des fissures à remplissage gypseux séquents à la stratification. Au sommet, dans les argiles rouges, affleurent des niveaux centimétriques de gypse fibreux, interstratifiés dans ces derniers à proximité du Douar de Sidi Mançar. Ces dépôts gypsifères seraient en relation avec une évaporation intense sous une faible tranche d'eau.

Cette assise ne contient pratiquement aucune faune caractéristique, seule un contenu biologique caractérisé par la présence des gastéropodes terrestres, des racines de végétaux. De ce fait la limite Tortonien-Messinien est plutôt cartographique.

2) La coupe de Bouhmar

Ensemble argilo-gréseux : Ce faciès occupe le petit synclinal le long de la vallée de Oued Taga. Il est caractérisé essentiellement par les argiles rouges avec l'intercalation de plaquettes gypsifères de tailles centimétriques.

3) La coupe de Foum Toub

Ensemble Argilo-gréseux: Les formations sont visibles essentiellement dans la dépression coincée entre Foum Toub et Foum Khaza, souvent elles sont recouvertes par des dépôts du Quaternaire (Annexe PL. III, PH. 3). Elles sont caractérisées par l'association de deux types de faciès, le premier est argileux avec des passés gypsifères reposant sur les grés tortonien par l'intermédiaire d'un contact concordant. Dans la coupe de Foum Toub, le passage est progressif, il est marqué par un niveau centimétrique de gypse bien distinct. Le second est formé par des petits bancs gréseux à grains fins quelques fois silteux. L'épaisseur de l'ensemble dépasse 400 m.

4) La coupe de Foum Tarist

Ensemble argileux: Cet ensemble correspond à des formations continentales argileuses de couleur rouge occupant le cœur du bassin de Touffana et surmonte un Miocène gréseux. Dans ces argiles, on retrouve quelques fois des niveaux de gypse centimétriques à décimétriques. L'épaisseur de ces argiles dépasse les 300 m.

5) La coupe de Lahbassi (Djebel Amrane)

L'ensemble repose sur les grés tortoniens par l'intermédiaire d'un contact concordant. Les formations sont visibles essentiellement dans la dépression de Timgad et sont couvertes par les formations du Quaternaire. Elles se caractérisent par la présence d'un faciès argileux associé à des gypsifères. Le passage du Tortonien - Messinien est matérialisé par un passage net aux marnes/argiles aux dessus de la dernière barre gréseuse tortonienne. Cet ensemble supérieur dont la sédimentation renferme des dépôts continentaux.

Dans ces travaux, Ghandriche (1991) situe la limite supérieure du tortonien et la base du Messinien à la dernière barre gréseuse par l'échantillonnage G87-15 prélevé dans le synclinal de Tagratine Cette même limite est représenté par une microfaune planctonique qui a fourni un mélange de forme remaniées du miocène moyen à supérieur de l'échantillon G87-15 prélevé dans une combe légèrement argilo-marneuse par Boudjema (1986).

6) La coupe de Tagratine

Ces affleurements appartiennent à une structure anticlinale dont le cœur est constitué de miocène. Ce site se situe à l'Ouest du barrage de Koudiate Lamdaour dans le bassin de Timgad (fig. 14). Ils sont formés par des bancs métriques de grés se dégageant en corniches de direction E-W. Ces formations gréseuses sont de teinte grisâtre, présentant des traces d'organismes fouisseurs (terries), et des figures sédimentaires (ripples marks) au sommet des bancs. Ces deniers sont affectés par un réseau de diaclases, donnant des formes losangiques. Des joints centimétriques plus tendres souvent friables, essentiellement gypsifère de teinte blanchâtre sont inter stratifié au sein des argiles (Annexe Pl. III. Ph. 1).

La série de Tagratine est épaisse environ de 600 m, constituée par une succession de barres métriques et de bancs centimétriques à décimétriques de grés à grains moyens à grossiers à la base, de teinte rougeâtre, passant à des silts verdâtres alternant avec des bancs de grés grossiers au sommet associés à un litage oblique. La base de cette série est soulignée par la présence de filonnets centimétriques de gypse, séquents et postérieur à la stratification (Annexe Pl. III. Ph. 2).

Le terme supérieur de la série se distingue par une alternance de bancs décimétriques de grés à grains fins à grossiers, montrant parfois un granoclassement croissant en rapport avec la variation de l'énergie du milieu de dépôt, et de plaquettes de grés silteux à grains très fins montrant des structures sédimentaires indiquant le même sens du transport.

Dans un Oued, à proximité du cimetière de Sidi Mançar, s'observe une lentille de grés qui présente un biseautement intercalé dans des niveaux argileux verdâtre. Ce corps gréseux montre des structures sédimentaires représentées par une stratification oblique (Tabular cross bedding) et des

rides à énergie décroissante. Des couches de grés fins d'épaisseur centimétrique à décimétrique sont noyées dans une matrice pélitique affectée par une certaine schistosité. Les rides sont générées par des courants où leur longueur d'onde varie de 10 à 25 centimètres, de forme asymétrique en coupe.

On observe aussi des strates à litages horizontales surmontées par une stratification entrecroisées à rides de courants.

Toujours dans les mêmes bancs, on observe des figures d'impact laissées par des objets en mouvement sur le fond laissant une empreinte concave comblé par un sédiment postérieur. Le sommet est caractérisé par des argiles rouges occupant la dépression axiale du bassin au sein desquelles s'intercalent des niveaux centimétriques de gypse

L'ensemble messinien a été décrit par Ghandriche (1991) comme une séquence transgressive. Il regroupe deux faciès, l'ensemble basal signalé dans les cuvettes du bassin de Timgad et l'ensemble supérieur localisé dans le synclinal de Tagratine. Le premier ensemble est formé essentiellement d'argiles rouge gypsifère surmontant les grés du Tortonien. Le second est un complexe marno-gréseux, formé par une alternance de grés fins à grossiers, parfois lenticulaires de silts et d'argiles verte (**fig. 15**).

M. LE PLIO-QUATERNAIRE

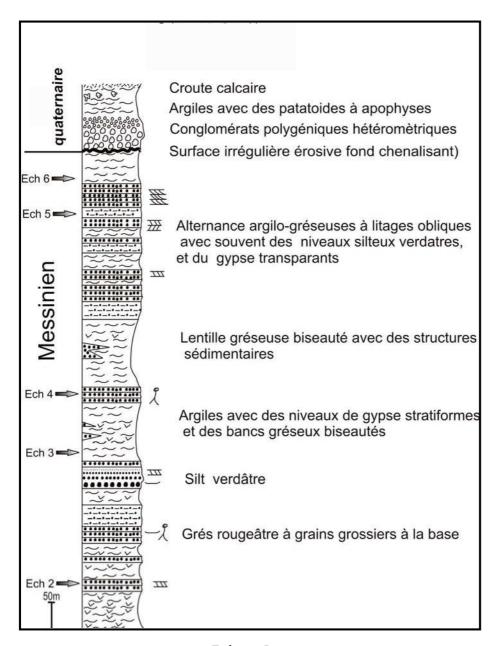
1) La coupe de Thneit El Baghla

Cette coupe est levée au Nord Est du massif de Bou Arif à quelques kilomètres du village de Ain el ksar. Les coordonnées géographiques de cette coupe sont : (X=838 - X'= 837) et (Y=266-Y'=267).

Ces formations affleurent généralement sur le versant Nord du massif de Bou Arif, occupant des dépressions anciennes et paléo-vallées. Elles sont constituées par des argiles de teinte jaunâtres, des graviers, des calcaires lacustres et des conglomérats. Elles sont attribuées au Villafranchien en corrélation avec les mêmes formations déjà décrites plus au Nord à Constantine (Oued Seguin) par Vila et Guella, 1977

2) La coupe de Tagratine

Les formations sont constituées d'éboulis, de travertins et de conglomérats polygéniques et hétérométriques (3m) ravinant les argiles messiniènnes (1m) sous jacentes de direction (N 80 °E 20 E). Ces conglomérats sont constitués de morceaux de calcaires fins micritiques associés à des calcaires saccharoïdes à fossiles (restes de coquilles) (cf. fig. 14). Dans certains niveaux silteux des formations plio-quaternaires, se présente des concrétions avec apophyse, ainsi que des enclaves circulaires centimétriques à décimétriques dans les niveaux conglomératiques à fond chenalisant (Annexe Pl. IV, Ph. 1-2-3-4).



Légende

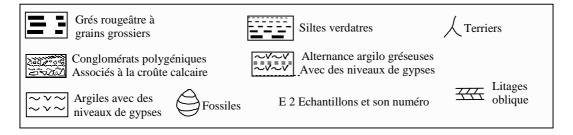


Fig. 14 - Colonne lithostratigraphique du synclinal de Tagratine

3) La coupe de Foum Tarist (Yabous)

La coupe de Khangat Yabous est levée au Sud du synclinal de la feuille de Touffana. Le profile se présente selon une direction NNE-SSW, débutant dans les formations du Crétacé supérieur et se terminant dans les formations du Miocène. Les coordonnées géographiques de la coupe établies sont situées dans la carte Géologique de la feuille de Touffana (N°202).

Les faciès rencontrés dans cette coupe seront décrits suivant leur chronostratigraphie. Ces formations couvrent généralement en discordance l'ensemble des formations antérieures du bassin de Timgad.

Le contact discordant angulaire est bien souligné par un niveau conglomératique. Il s'observe sur la bordure Nord du bassin de Timgad à proximité du massif de Djebel Amrane et au centre du bassin. Cette formation se distingue par une morphologie de cuestas isolées. A l'ouest du bassin, pas loin de Marcouna, dans une carrière d'exploitation des argiles rouges, on observe des niveaux métriques argileux légerment inclinés vers le Sud et perchés à une altitude de 1200-1300m. Ils sont surmontés par des graviers et des calcaires lacustres.

Les faciès rencontrés dans cette coupe seront décrits suivant leur chronostratigraphie. Ces formations couvrent généralement en discordance l'ensemble des formations antérieures du bassin de Timgad. Le contact discordant angulaire est bien souligné par un niveau conglomératique. Il s'observe sur la bordure Nord du bassin de Timgad à proximité du massif de Djebel Amrane et au centre du bassin.

Cette formation se distingue par une morphologie de cuestas isolées. A l'ouest du bassin, pas loin de Marcouna, dans une carrière d'exploitation des argiles rouges, on observe des niveaux métriques argileux légerment inclinés vers le Sud et perchés à une altitude de 1200-1300m. Ils sont surmontés par des graviers et des calcaires lacustres.

I. 2. Ensemble marno-calcaire (Crétacé)

Les affleurements crétacés dans la partie centrale du bassin de Timgad sont peu développés du fait de leurs recouvrements par les formations Néogènes. Néanmoins, certaines coupes établies dans certains secteurs du bassin telque, Bouhmar, Lahbassi et Sidi Salah (Dj Amrane) font apparaîtrent les différentes séquences.

En revanche, dans la périphérie Nord et Sud (Dj Bou Arif, Dj Amrane, Foum Ksentina, Temagoult, Dj Chelia), les coupes géologiques montrent des formations essentiellement composées de carbonates, de marnes et d'argiles.

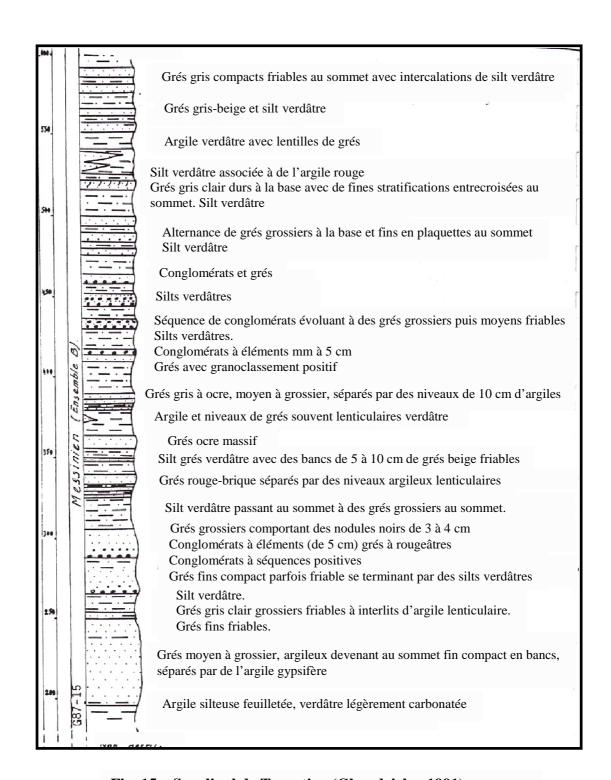


Fig. 15 – Synclinal de Tagratine (Ghandriche, 1991)

Les travaux de subsurfaces (sismiques-diagraphies) et forages pétroliers, et les corrélations effectuées entre les différents sondages situés à l'intérieur du bassin et en dehors, font apparaîtrent

un certains nombres de repères présentant des caractères de continuité régionale permettant d'établir des coupures (limites) bien nettes entre les différents étages (H.Ghandriche, 1991) (**Fig. 16**). Le sondage le plus représentatif choisi comme référence dans notre région d'étude est représenté par le sondage AMR-1, profond de 1770m effectué à Djebel Amrane. Ce dernier met en évidence la coupure A limitant le sommet du Cénomanien, la coupure D se situant à la base de l'Albien, la coupure F annonçant le début de l'Aptien-Albien et la limite soulignée par G constitue la fin des formations gréseuses qui se rapportent au Barrémien (H.Ghandriche, 1991) bien caractérisée dans le massif de Bou Arif (Vila, 1980).

- La limite G n'est pas loin de la terminaison du sondage AMR-1 qui s'étend sur 1770 métres. Cette dernière matérialise la fin des formations gréseuses probablement d'âge Barrémien. Ces grés sont bien identifiés et décrit dans le massif de Bou Arif (Vila, 1980), dans le massif de Tombait (Marmi, 1995). Ces formations s'étalent au niveau de la coupe de Manchar Ali Guera (versant NW de Bou Arif).
- La coupure F souligne la fin de la sédimentation Barrémienne et le début de l'Albo-Aptien estimé à 1000 m. Ce dernier est formé essentiellement de carbonates intercalés entre deux niveaux de marnes et d'argiles. Dans la partie supérieure de cet intervalle, il existe trois autres coupures E, D, C délimitant les différents faciès de l'Albien supérieur. On note l'absence des niveaux gréseux dans le massif de Dj Amrane. En revanche, leur présence est bien signalés dans le massif de Toumbait et dans les versants Nord et Sud du massif de Bou Arif où ils occupent pratiquement la totalité Est et Ouest du massif.
- La coupure annonçant le Cénomanien s'intercale entre B et C, elle est estimée à une profondeur de 600 mètres d'épaisseurs. La limite supérieure du Cénomanien n'est pas mise en évidence dans le forage AMR1 Cet étage est caractérisée par une sédimentation essentiellement marneuse avec des intercalations calcaires dans sa partie supérieure, rencontré dans d'autres forages implantés à l'extérieur du bassin de Timgad. Les formations cénomaniennes sont décrites dans le versant Sud de Djebel Amrane et dans la partie Est du versant sud de Bou Arif et la partie Ouest du versant nord de ce dernier. Ils comprennent des Coraux (Aspidiscus cristatus) qui caractérisent cet étage à travers tout le massif des Aurès.
- Le repère A indique la fin du Cénomanien et le début du Turonien. Il n'est pas représenté dans le forage AMR1, mais il est mis en évidence dans d'autres forages tel que JHF1 à (Djahfa) au Sud Ouest de Khenchela et HTG1 (Hamimat Guera) au Sud Est de khenchela.

I. 3. Ensemble conglomératique (Aquitano-Burdigalien)

Ces formations quoique moins importantes du point de vue extension et épaisseur, néanmoins, elles constituent l'indicateur le plus important annonçant la transgression du Miocène et marquant la grande discordance angulaire décrite un peu partout dans les Aurès entre les formations du Crétacé et probablement l'Eocène, et les termes supérieures miocènes représentés par des barres de grés, des marnes et des argiles. Ces étages antérieurs sont affectés successivement par les phases tectoniques compressives Eocène (fini lutétienne) appelée communément la phase Atlasique marquant une longue période de régression et la phase Miocène (Burdigalien –Langhien Inférieur).

D'après la nature des éléments de ces conglomérats, on observe des galets rouges, de nature hétérogène et des galets bleus micritiques. Les premiers sont les plus développés. Ils sont localisés essentiellement à la bordure des dépressions entre le bassin de Timgad et les reliefs bordant ce dernier au Sud et au Nord. Ces formations sont généralement lenticulaires, discontinues et peu épaisses, et riches en huîtres, débris de coquilles (Pectens), oursins et des terriers.

Elles sont souvent associées à des niveaux argileux blanchâtres. Elles sont hétérogènes, de teinte rougeâtre parfois ocre, constitués par des éléments à la fois anguleux et arrondis, empruntés aux formations secondaires et peut être de l'Eocène, remaniées et resédimentés. Ces éléments sont de nature micritique, siliceuse et quartzitique avec des nodules de silex de taille variable allant de 2 cm à 15 cm, enveloppés dans une matrice argileuse.

Quelques fois ces conglomérats montrent des niveaux constitués par des galets centimétriques arrondis, grossiers surmontant des niveaux à éléments beaucoup plus fins, le tout affectés par des fractures séquentes à la stratification (Coupe Ain El Beida) (Pl. 6, Ph. 1-2-3-4).

Ces conglomérats sont mis en évidence dans différents secteurs; versant Nord et Sud du massif de Bou Arif (Manchar Ali Guera, Ain El Beida, Sersa), Djebel Amrane (Lahbassi, Sidi Salah), Bouhmar (Douar Tiguiguent, Foum Ksentina) et dans la région de Khenchela et les Aurès, et ils ont été décrits par différents auteurs dont nous citons Gaudry en 1876 qui les attribuent à l'Aquitano-Burdigalien sur la base d'un gisement de Moeritherium trigonodon découvert à Khenchela; Laffitte, (1939); Ghandriche, (1991) et Marmi, (1995).

Le deuxième type de conglomérats présentant pratiquement les mêmes caractéristiques que les conglomérats rouges, mais sont de moindre importance et partiellement répartie géographiquement

Nous soulignant la présence de ces derniers au Sud de Bou Arif (Ain El Beida), notons qu'ils ont étés cités par Ghandriche, (1991) dans les secteurs du versant Sud de Bou Arif, l'extrémité Est de Djebel Amrane et le flanc nord de l'anticlinal de Bouhmar.

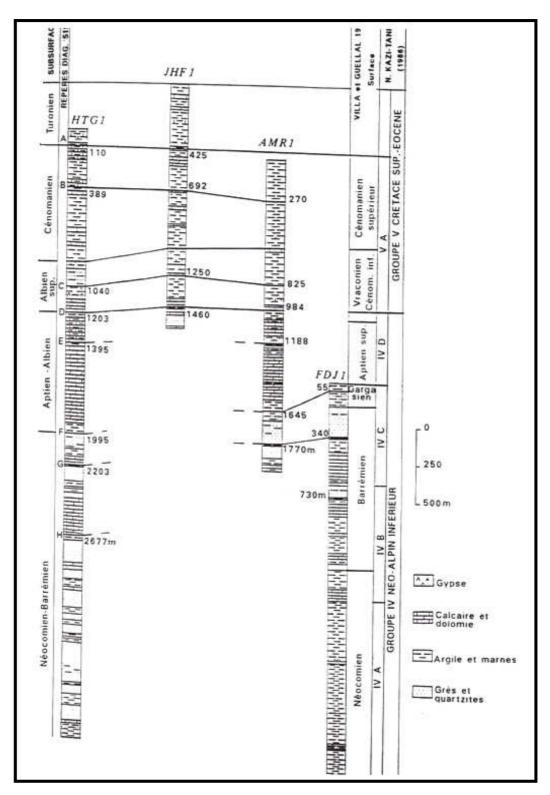


Fig. 16- Coupe corrélation des repères diagraphiques et sismiques (Ghandriche, 1987)

Ces conglomérats sont attribués à un matériel provenant du démantèlement des structures Atlasiques, ainsi qu'à un remaniement local en étroite relation avec la réactivation des accidents anciens. Ils sont à la fois concordants et discordants sur les formations du Crétacé.

I. 4. Ensemble marno-carbonaté (Languien-Serravalien -Tortonien basal)

Cet ensemble est relativement peu répondu, il succède en concordance aux conglomérats par l'intermédiaire d'un contact concordant. Ce dernier est localisé dans plusieurs secteurs, le versant Nord et Sud de Djebel Bou Arif, au Sud de Djebel Amrane (Lahbassi) et au cœur de l'anticlinal de Bouhmar.

Cette formation est représentée sur la coupe de Ain El Beida (versant sud Bou Arif) par une succession de bancs de calcaires à Mélobésiées centimétriques à décimétriques de couleur ocre à jaune interstratifiées avec des niveaux marneux.

Ils s'agit généralement de calcaires beiges diaclasés à ciment sparitique, grossiers, riches en *Gastéropodes*, débris de coquilles (huîtres). Certains de ces bancs de calcaires montrent une différence de structure faisant apparaître un granoclassement inverse, débutant par des grains très fins surmontés par des éléments hétérogènes grossiers de nature différents, bien arrondis. Ces bancs sont affectés par des fissures remplies par un matériel provenant probablement d'un remaniement des formations anciennes. Cet ensemble peu constitué une mégaséquence transgressive débutant à l'Aquitanien et regroupe les calcaires et marnes datés du Langien -Seravallien

Cette formation se termine par des grés rougeâtres à verdâtres, glauconieux à *Pectens* à la base et grossiers, glauconieux avec des taches noires au sommet. La surface sommitale est bioturbée (Terriers) et ferruginisée (encroûtement de fer).

Au Sud de Djebel Amrane (Lahbassi et Sidi salah), ces niveaux sont soulignés par une alternance marno-calcaire de 60 mètres d'épaisseur. Ces calcaires sparitiques sont bancs décimétriques, de teinte bleutée, diaclasés orthogonalement et affectés par des fentes de tension remplies par une calcite de recristallisation secondaire générées par une intense déformation. La surface de ces calcaires fait apparaître la présence des lumachelles, d'huîtres et d'oursins associés à des t des nodules de silex (**Pl. 10, Ph. 1-2**).

I. 5. Ensemble Marno- gréseux (Tortonien Moyen à Supérieur)

Les affleurements de cette série se distinguent par de grosses barres gréseuses à glauconie (5-15m) dessinant dans le paysage des corniches, limitant la bordure Sud du bassin de Timgad et partiellement la bordure Nord au Sud des massifs de Bou Arif et Amrane. Ces barres sont souvent séparées par des niveaux marneux de couleurs vertes (15-40 m). Ces reliefs sont bien représentés dans la partie centrale et les limites immédiates du bassin. En revanche, elles sont moins visibles au sommet des reliefs notamment dans les zones septentrionales des Aurès suite à une intense érosion.

PLANCHE 6



Conglomérats bleus arrondis de l'Aquitano-Burdigalien (Foum Ksentina)



Banc conglomératique de l'Aquitano-Burdigalien (Lahbassi -Dj.Amrane-)



Conglomérats gris plus ou moins arrondis de l'Aquitano-Burdigalien (Dj. Bouhmar)



Conglomérats gris plus ou moins arrondis avec des nodules de silex de l'Aquitano-Burdigalien (Ain el Beida - Bou Arif Sud))

On observe de bas en haut une succession de barres gréseuses alternant avec des niveaux très espacés de marnes vertes et d'argiles. L'épaisseur de ces niveaux marneux a tendance a diminuer progressivement vers le haut au profil de la série de l'épaississement progressif des barres gréseuses en montant dans la série (**Pl. 7, Ph. 3-4**).

La bordure sud du bassin de Timgad est généralement formé par des marnes vertes surmontées par une alternance argilo-gréseuse (4 – 5 barres), suivit par des grés à grains fins, gris. En revanche, la bordure nord du bassin de Timgad est parfois caractérisé par une combe à marnes vertes silteuses d'une épaisseur considérable (150-200 m), sur lesquelles vient une barre gréseuse beige de 15 m à grains grossiers, riche en glauconie, comme c'est le cas à proximité du massif de Bou Arif, ou formé par des niveaux marneux beaucoup moins épais, surmontés par deux barres de grés.

I. 6 Ensemble Argilo - gréseux (Messinien)

C'est un ensemble formé à la base par des marnes alternant avec des bancs gréseux recoupés par des joints remplis de gypse, traduisant toujours une certaine continuité de la sédimentation dans les mêmes conditions que le Tortonien mais avec une tendance de plus en plus continentale avec un dépôt massif d'argiles rouges avec une tendance de confinement matérialisée par la présence de niveaux gypseux (Pl. 7, Ph. 5-6).

II. SYNTHESE SUR L'EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION

La corrélation E-W des séries méso-cénozoiques à travers le bassin de Timgad (**Fig. 17**) montre un substratum crétacé qui représente globalement trois blocs séparés par deux accidents. Ils se disposent en escaliers dont le bloc Est est soulevé et le bloc Ouest est effondré, où le messinien est assez épais. Sur le bloc central, le Langhien-Serravallien est très réduit.

La corrélation N-S des séries méso-cénozoiques à travers le bassin de Timgad (**Fig. 18**) suggère la présence d'un accident E-W où le bloc nord est soulevé et celui du sud affaissé. Par contre les séries miocènes sont plus développées sur ce bloc nord. Cela pourrait être lié à une inversion de la cinématique de cet accident pendant le Miocène.

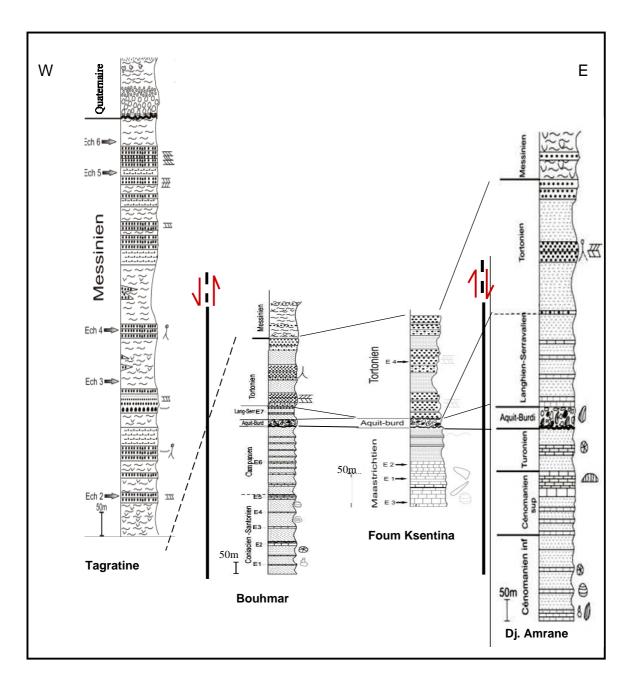


Fig. 17- Corrélation E-W des séries méso-cénozoïques à travers le bassin de Timgad

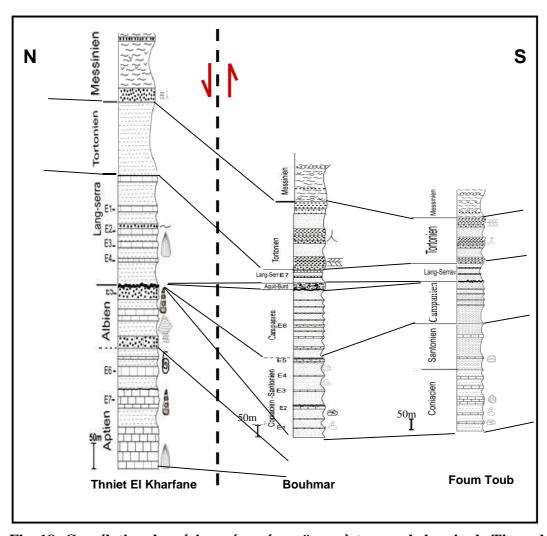


Fig. 18- Corrélation des séries mézo-cénozoïques à travers le bassin de Timgad

III. LE DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Les travaux de terrains effectués dans différentes sites à la périphérie Nord (Manchar Ali Guera-Thniet El Baghla-El Mather-Thniet El Kharfane-Ain El beida-Lahbassi) et Sud du bassin de Timgad (Foum Toub-Foum Tarist-Foum Ksentina) ainsi que dans sa partie centrale (Bouhmar-Koudiate El Mdaouer-Thniet El Khourchouf) sur les formations du Crétacé et du Miocène nous ont permit de subdiviser ces séries stratigraphiques en plusieurs mégaséquences (**Fig. 19**).

- 1 La première mégaséquence transgressive débutant par des calcaires dolomitiques du Lias et se terminant par des calcaires à filaments et à radiolarites, traduisant un approfondissement du milieu marin.
- 2• La deuxième mégaséquence regressive connue dans tout l'Aurès marquée par une surface durcie à Ammonites, se terminant par des grés entre le Barrémien et l'Aptien.
- 3• La troisième mégaséquence transgressive débutant par des marno-calcaires aptiens et atteignant les calcaires du Palèogène sur lesqueles vient la discordance du Miocène inférieur.
- 4• La quatrieme mégaséquence transgressive tortonienne qui correspond à une succession marno-gréseuse, avec un épaississement progressive des barres gréseuses associées aux argiles au profit de l'amincissement des niveaux marneux, soulignant le retrait progressive de la mer accompagné par une certaine fluctuation du niveau marin.

IV. LES PALEOCOURANTS DANS LES DEPOTS MIOCENES

1. Méthode

L'étude des paléocourants a pour objectif de déterminer les directions de transport du matériel détritique, de localiser les zones nourricières et d'en déduire les milieux de dépôts des sédiments gréseux. Dans cette optique des travaux de terrain ont été effectués, consistant essentiellement en des mesures directionnelles sur les différentes structures sédimentaires observables dans les faciès détritiques et se rapportent particulièrement aux différents litages. Une vingtaine de stations de mesures sont réalisées totalisant plus de 200 mesures réparties sur les affleurements en différents sites de la région d'étude.

Les reconstitutions de paléocourants se basent sur l'orientation des diverses structures (faisceaux à litage plan oblique, en auge, rides, et chenaux) associées aux dépôts gréseux. La méthode suivie est fondée sur les travaux antérieurs de Petter et Pettijohn (1977) et Durand (1978) qui ont mis au point des techniques pour déterminer les directions de courants et estimer les paléo environnements.

Les traitements automatiques ou manuels des données aboutissent à une représentation graphique qui met en évidence les directions des apports détritiques.

Notre terrain d'étude offre des d'affleurements, représentés essentiellement par les corniches gréseuses miocènes bien visibles dans la partie centrale et sur la bordure Sud du bassin. Sur les barres gréseuses s'observent plusieurs types de structures sédimentaires mesurables et pouvant servir à la détermination des paléocourants. Plusieurs auteurs ont déjà abordé cette méthodologie, nous citerons: Allen (1963, 1982), Visser (1980), Homewood (1992), Reading (1981), Collinson et Thompson (1982), Fielding (1986), Chamley (1987), Pettijohn et al (1988), Arnaud (1990) entre autres. Les stratifications obliques sont les structures directionnelles les plus abondantes dans les séries fluviatiles, elles permettent de donner la direction principale des apports et la reconstitution paléogéographique.

PLANCHE 7



Des calcaires à Mélobesiers de Manchar Ali Guera (Bou Arif Nord) (Langh-Serra)



Bancs de calcaires à Mélobesiers de Thniet El El Kharfane (Bou Arif Sud) (Langh-Serrav)



Des grés de Thneit El Khourchouf (Dj Amrane Sud) (Tortonien)



Des grés de Koudiate El Mdaouer (Dj. Amrane Sud –Timgad-) (Tortonien)



Dépression de Tagratine rempli d'argiles rouges messiniennes



Les argiles rouges messiniennes coffrées par une dalle plio-quaternaire

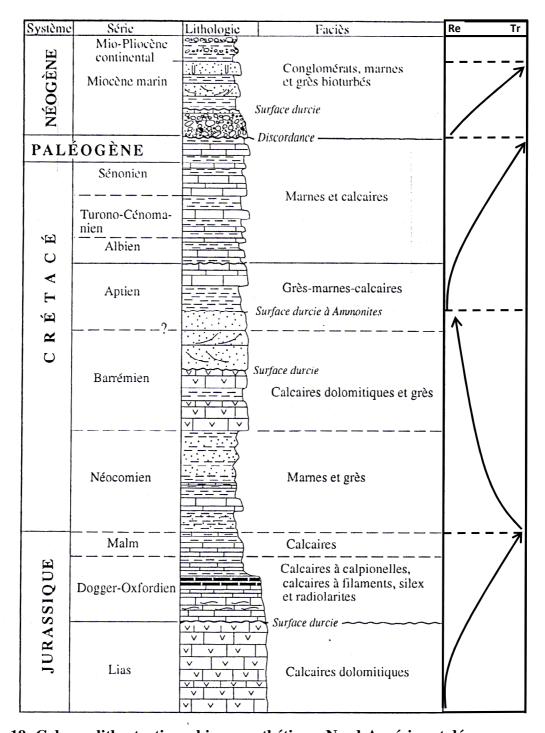


Fig. 19- Colonne lithostratigraphique synthétique Nord-Aurésien et découpage séquentielle (Marmi, 1995) modifiée Tr : transgression, Re : Regression

2. Traitement des données

La plus part des formations gréseuses qui affleurent dans le bassin de Timgad, se présentent en séries basculées sous l'effet des contraintes tectoniques qui les en affectées. De ce fait, les directions des paléocourants peuvent êtres déterminées après projection stéréographiques des pôles des plans ou des traces cyclographiques des feuillets.

Par contre la direction des paléocourants peut être déterminée directement sur un affleurement subhorizontal par simple visée sur l'axe des faisceaux en auge (trough cross-bedding), ou à partir de la direction et du pendage les «micro-stratifications obliques planes».

Le traitement des mesures individuelles d'orientation de feuillets sédimentaires par la statistique angulaire ne peut donner des résultats représentatifs de la direction générale du courant que si les mesures sont à la fois nombreuses et dispersées sur de nombreuses structures sédimentaires (Durand, 1978). Ces mesures sont traitées séparément (stratification oblique tabulaire et stratification oblique arquée).

Trois types de diagrammes (projections stéréographiques) ont été utilisés pour la représentation des directions et orientations des litages obliques et des structures entrecroisées. Ils ont été réalisés par traitement informatique à l'aide du logiciel « **Stereonet** ».

- Les diagrammes de traces cyclographiques, représentent les directions et les pendages des plans se rapportant à des structures sédimentaires (litages obliques, structures entrecroisée, structures en auges). La mesure s'effectue sur plan de litage et comprend la direction la ligne de plus grande pente et après traitement elle sera matérialisée un sens de paléocourants indiquant le sens des apports.
- Les diagrammes de points, correspondent à la projection stéréographique des vecteurs pendages (hémisphère inférieur). Ce type de représentation nous permet de déduire : le type de structure, les directions des paléocourants et le milieu de dépôt peut être déduis graphiquement. Une population de mesures (de litage oblique) sera unimodale, bimodale ou polymodale si le diagramme en points représente respectivement un seul, deux ou plusieurs groupements.

3. Paléocourants dans les dépôts du Miocène moyen-supérieur

La transgression marine dans les Aurès et ces contreforts nord a eu lieu pendant l'Aquitano-Burdigalien juste après le soulèvement de ces derniers suite à la tectonique compressive NW-SE qui a sévi à cette époque (Laffitte, 1939). Ces dépôts englobent entre autres des faciès détritiques essentiellement gréseux reposant en discordance sur les formations crétacées par l'intermédiaire de conglomérats rouges hétérométriques et polygéniques.

4. Les stations de mesures dans les barres gréseuses

Les affleurements gréseux du Tortonien du bassin de Timgad regroupent des structures mesurables et bien dégagées, visibles pratiquement dans toutes les corniches émergentes dans la topographie du bassin et ces contreforts (**Fig. 20**).

Les mesures sont effectuées essentiellement sur des litages obliques et des structures entrecroisées. Ils sont répertoriés sur plusieurs stations implantées sur plusieurs sites : Ain El Baida (station **St. 1**, 15 mesures), Koudiate Mdaouer (station, **St. 2**, 19 mesures), Thniet El Khourchouf (station **St. 3**, 15 mesures), Retenue collinaire (station, **St. 4**, 14 mesures (RC1), 28 mesures (RC2)), Bibimoun (station, **St. 5**, 9 mesures), Oued Taga (Tiguenguente (station, **St. 6**, 28 mesures)), (Tiguenzaz (station, **St. 6**, 11 mesures)), Foum Ksentina (station, **St. 7**, 11 mesures (FK1), 33 mesures (FK2), 14 mesures (FK3)), Foum Toub (station, **St. 8**, 8 mesures), Foum Khaza (station, **St. 9**, 12 mesures)

a. Les paléocourants de Ain El Beida (Bou Arif Sud)

Les litages obliques observés dans les barres gréseuses localisées dans la partie centrale du bassin appartenent au Tortonien. Ces affleurements se trouvent à 1 Km du village de Ain El Baida situé dans le versant sud de Bou Arif sur la route qui mène à Chemora. Les résultats du traitement automatique des données sont illustrés par deux diagrammes, l'un en points (projection stéréographique sur hémisphère inférieur, (fig. 21a), l'autre en traces cyclographiques (fig. 21b), indiquant deux sens préférentiels le premier à (N150°E) vers le sud et, le second à (N240°E) vers le sud ouest. Ce schéma peut correspondre à la structure d'une barre tidale due à un courant bipolaire vers le SE et SW classes I et II de Allen, 1980.

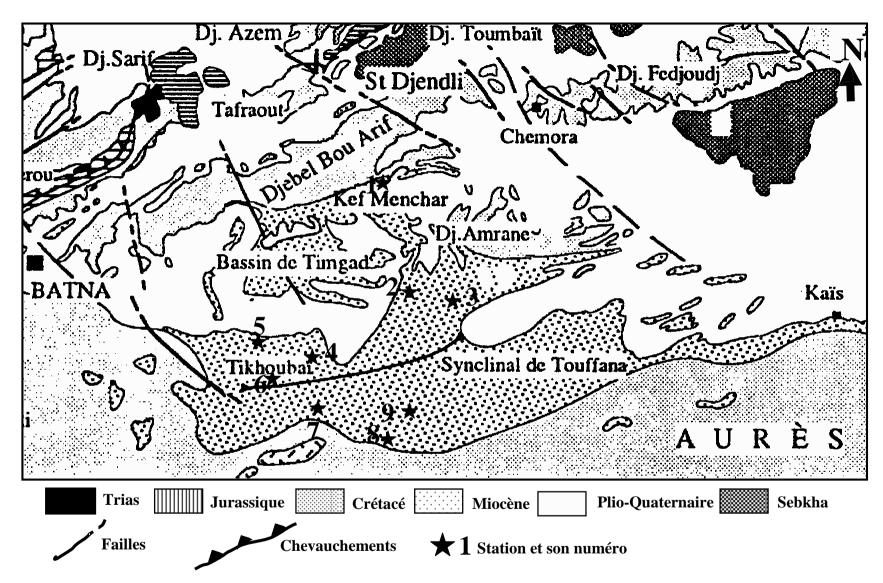


Fig. 20- Carte géologique du bassin de Timgad et les stations des paléocourants (Marmi, 1995 modifiée)

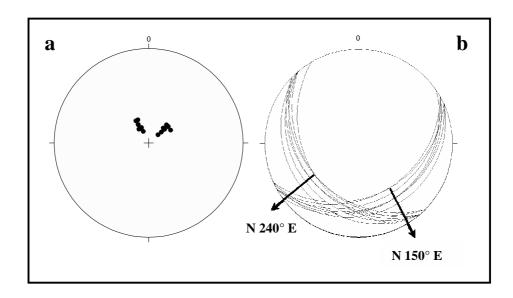


Fig. 21 a et b : Diagrammes représentant les projections des directions des paléocourants de la station de Ain El Beaida (D. Bou Arif)

b. Les paléocourants de Koudiate Mdaouer (Dj. Amrane)

Les litages obliques observés appartiennent à des barres gréseuses isolées dans les marnes situées à une centaine de mètres à l'Est de la digue du barrage de koudiate Mdaouer. Les résultats des traitements statistiques sont représentés par deux diagrammes, l'un en points (projection stéréographique sur l'hémisphère inférieur, (fig. 22a), l'autre en traces cyclographiques (fig. 22b), illustrant deux sens préférentiels, le premier orienté N40°E et le second se dirige vers le Sud-Ouest (N210°E). Cette représentation correspondrait à un dépôt de barre tidale due à des vagues à courant bipolaire vers le NE et SSW.

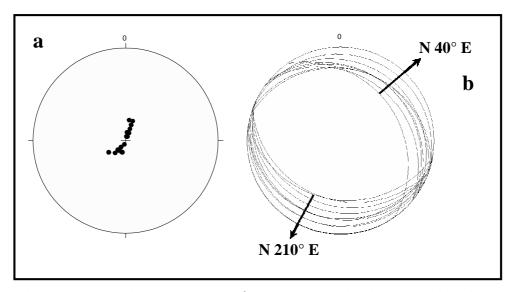


Fig. 22 a et b : Diagrammes représentant les projections des directions des paléocourants de la station de Koudiate Mdaouer (Dj. Amrane)

c. Les paléocourants de Thniet El Khourchouf (Dj. Amrane)

Les structures sédimentaires prises en considération appartiennent à des bancs gréseux localisés à une centaine de mètres de la route qui mène à Khenchela, entre les localités Timgad et Touffana. Les graphiques obtenus illustrent deux sens de courants, le premier se dirige vers le NE (N40°E) (**Fig. 23a**), le second vers le SWW (N 200°E) (**Fig. 23b**).

En comparant les deux stations, nous remarquons que les deux sens de courants mis en évidence sont très proches et par conséquence ils pourraient indiquer les mêmes directions de courants.

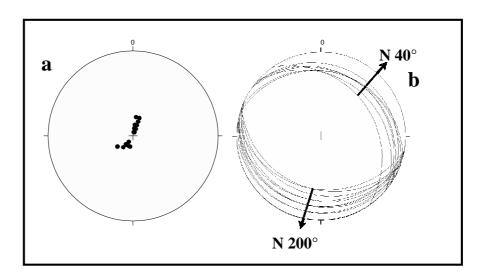


Fig. 23 a et b : Diagrammes représentant les projections des directions des paléocourants de la station de Thniet El Khourchouf (Dj. Amrane)

d. Les paléocourants de la retenue collinaire (RC1) et (RC2) (Dj. Bouhmar)

Les litages obliques s'expriment dans les bancs de grés métriques grâce à l'alternance de feuillets à grains fins et grossiers, représentant des structures sédimentaires de type planaire, obliques. La stratification entrecroisée est oblique par rapport au pendage moyen de la surface de stratification (cross bedding). Ces stratifications obliques renseignent sur un déplacement latéral des courants. Le traitement des données fait apparaître une direction globale dominante vers le Sud à Sud-Ouest. Pour ces deux stations (Fig. 22, 23), les sens des paléocourants changent légèrement par rapport aux stations précédentes. Ce changement peut être expliqué par la relation sédimentation-tectonique des dépôts postérieurs aux précédents (Pl. 8, Ph. 1-2--4-5). Les sens des paléocourants sont vers le SW (N 230° E) et le SSW (N 190° E) (Fig. 24, 25)

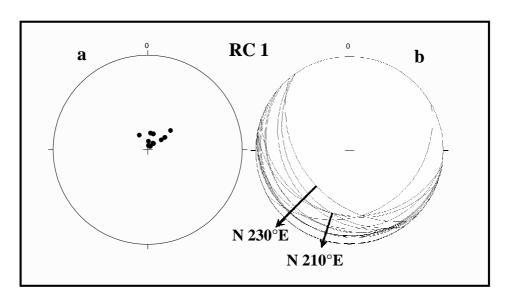


Fig. 24 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de la retenue collinaire S1 (Dj. Bouhmar)

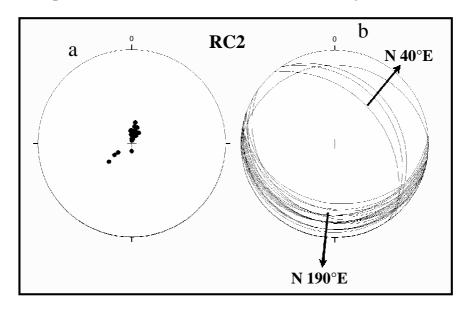


Fig. 25 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de la retenue collinaire S2 (Dj. Bouhmar)

D'autres structures sédimentaires de types planaires obliques et courbes (tabular cross bedding) et de types en auges (trough cross bedding) sont visibles prés de la retenue collinaire de Bouhmar dans des bancs gréseux métriques à granulométrie fine (PL. 8, Ph. 3). Ces bancs de grés se présentent avec des surfaces incurvées crées par les courants témoignant de migration latérale du courant du dépôt (Annexe Pl. VII, Ph. 4). On observe aussi des rides (wave ripple strata) qui sont des formes essentiellement développées en contexte sableux sur les surfaces des bancs. Ces dernières sont symétriques et sont dues à des courants de houles bidimensionnelles, et se développent à la suite de vagues à énergie faible, il s'agit de rides d'oscillation provoquées par des

mouvements de va et vient (courant de marrée) sur le substratum (Annexe Pl. X, Ph. 2). Au sommet de ces rides les structures présentent un profil asymétrique dans le sens de l'écoulement (écoulement unidirectionnel).

Sur certaines surfaces des bancs gréseux, apparaîssent des figures d'érosions formées de traces des gouttes de pluie (Rain drop) (Pl. 8, Ph. 6)

Les structures sédimentaires sont assez fréquentes dans les bancs gréseux supérieurs, signifant un niveau d'énergie élevé attribué probablement aux courants de marées.

e. Les paléocourants de Bibimoun (Dj. Bouhmar)

Les litages obliques sont bien représentés dans les bancs de grés (1 m) à granulométrie fine, présentant un sens de transport unidirectionnel vers le Sud Est n 130° E (**Fig. 26**).

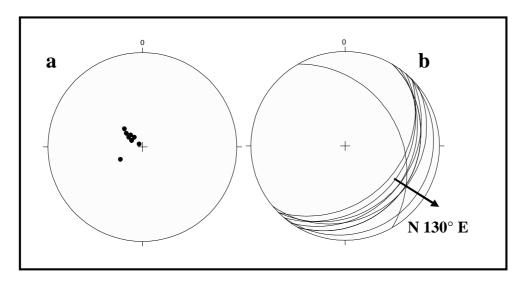


Fig. 26a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Bibimoun (Dj. Bouhmar)

f. Les paléocourants de Tiguenguente (S1) et Tiguenzaz (S2) (Oued Taga)

Les structures sédimentaires dans cette station sont carractérisées par des slumps, des litages croisés, des litages obliques plans, des litages obliques arqués (**Pl. 9, Ph. 2**) et des faisceaux en auges (**Pl. 9, Ph. 4**) donnant des directions de paléocourants avoisinant les N 35° E et N

50° E. Ces structures sont dues à des courants de houles bidimensionnels. Les deux sens de mouvements carracterisant le transport des sédiments sont vers le N 160° E et le N 340° E (**Fig. 27, 28**). Dans la station de Tiguenzaz le sens du transport est unidirectionnel vers le Sud Est (N 160° E.). On observe aussi des structures de figures de charges (**Pl. 9, Ph. 1**).

PLANCHE 8



Litages obliques dans les grés tortonien (Bouhmar)



Litages obliques dans un niveau gréseux (Oued Taga)



Litages arqués dans les grés tortonien (Bouhmar)



Litages obliques d'un niveau gréseux grossier sur un niveau plus fin (Bouhmar)



Litages obliques dans les grés fins du tortonien (Bouhmar)



Traces des gouttes de pluie sur les bancs gréseux du tortonien (Rain drop)

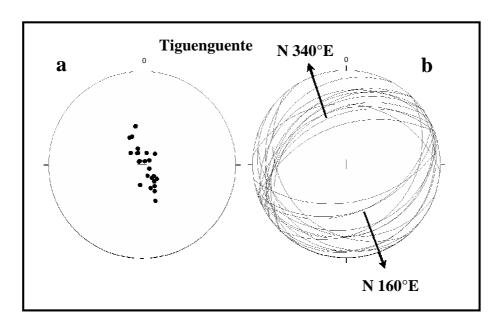


Fig. 27 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Tiguenguente S1 (Oued Taga)

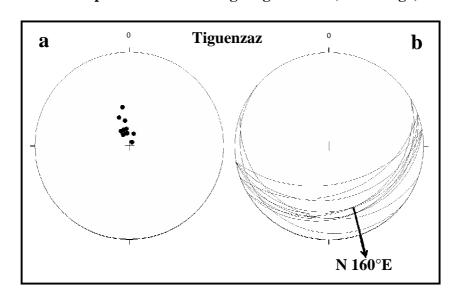


Fig. 28 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Tiguenzaz S2 (Oued Taga)

g. Les paléocourants de Foum Ksentina (S1), (S2) et (S3) (Oued Taga)

Les strtifications croisées à litages plans (**Pl. 9, Ph. 3**) et entrecroisées à litages obliques arqués sont bien exprimées au niveau des barres gréseuses supérieures. On observe un terme sommital où alternent des bancs gréseux fins et beiges avec des niveaux argilo-sableux riches en terriers et en bivalves. La surface des bancs gréseux montre une bioturbation remarquable. Les sens des paléocourants sont vers le SW (N 240° E), le NW (N 310° E) (**Fig. 29**), le NNE (N 340° E) et le NE (N 40° E) (**Fig. 30**) et le NW (N 320° E) (**Fig. 31**). Les résultats du traitement montrent une

progradation vers le SW, le NW et le NE. Ces illustrations correspondent à une variabilité d'énergie et du sens des courants.

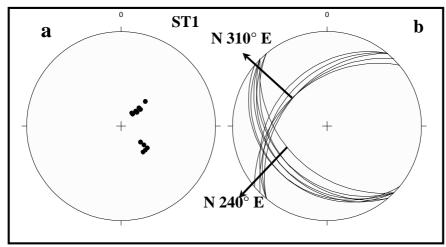


Fig. 29 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Foum Ksentina S1 (Oued Taga)

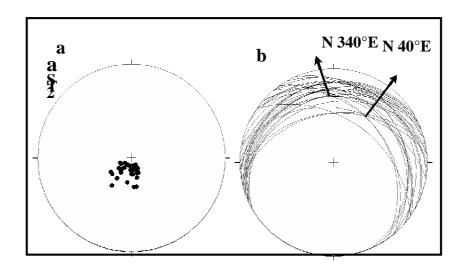


Fig. 30 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Foum Ksentina S2 (Oued Taga)

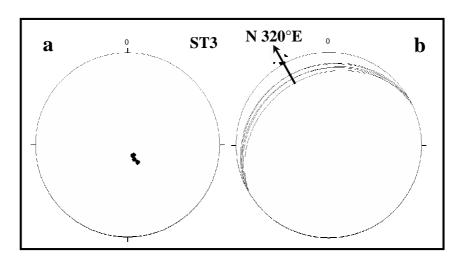


Fig. 31 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Foum Ksentina S3 (Oued Taga)

h. Les paléocourants de Foum Toub

Les barres gréseuses formant les corniches de Foum Toub s'illustrent par la présence des rides asymétriques (**Annexe Pl. X, Ph, 1**) qui sont le produit de l'action des courants et des litages obliques plans et quelques fois arqués. Ces structures sont omniprésentes dans les formations Miocène bordant le bassin de Timgad dans sa partie Sud. Le sens des paléocourants est vers le SSW (N 200° E) (**Fig. 32**).

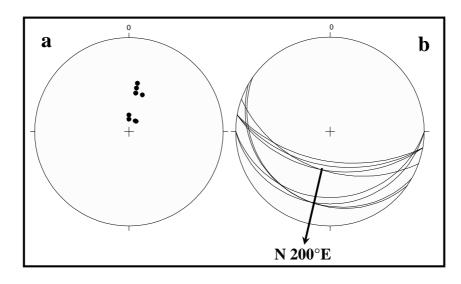
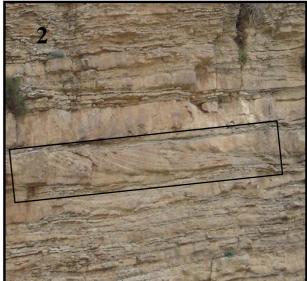


Fig. 32 a et b : Diagrammes représentant les projections du sens des paléocourants de Foum Toub

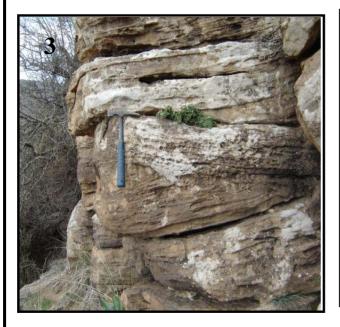
PLANCHE 9





Figures de charges en formes de langues irrégulières (Oued Taga)

Litages arqués dans les grés fins du Tortonien (Oued Taga)



Structures croisées dans les grés grossiers du Tortonien (Foum Ksentina)



Structures en auges (trough cross bedding) (Oued Taga)

i. Les paléocourants de Foum Khaza

Ce secteur se trouve à proximité de Foum Toub. Les barres gréseuses constituent l'ossature de l'anticlinal de Foum Khaza. La surface des bancs de stratification montre des indices de bioturbation soulignée par la présence de terriers. Les affleurements de grès miocènes sont marqués par des structures sédimentaires représentées par des litages obliques arqués. Les sens tu transport des sédiments est vers le NE (N 60° E) (**Fig. 33**)

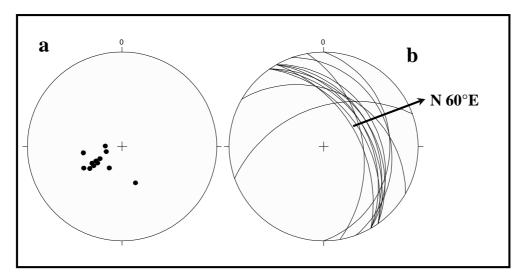


Fig. 33a et b : Diagrammes représentant les sens des paléocourants de Foum Khaza

5. Discussions

Les dépôts miocènes des zones méridionales du bassin de Timgad sont transgressifs sur les formations carbonatées du Crétacé supérieur. Ils constituent des corniches le long de la limite bassin-montagne. Cette transgression débute souvent par des bancs conglomératiques ou des bancs calcaires bioclastiques.

La sédimentation détritique Aquitanien-Serravallien se caractérise par une granulométrie grossière indiquant la proximité de la source d'apport qui ne peut être que septentrional (magmatisme néogène) (Marmi, 1995), alors que Ghandriche (1991) propose une origine méridionale. Un enrichissement en glauconie s'exprime plus particulièrement dans la partie sommitale de la série. Les dépôts gréseux miocènes renfermant des structures sédimentaires se rapportant à des barres tidales où l'énergie serait assez variable. Donc le milieu de sédimentation est peu profond et appartiendrait probablement à un domaine de plate forme interne. Cependant les

prémices d'un milieu marin de plus en plus ouvert se font sentir (glauconie et microfaune planctonique).

Les stations de mesures effectuées dans le bassin de Timgad (**Fig. 34**) sur les cortèges argilo-gréseux du Miocène marin sont marqués par des paléocourants tidaux, dont les directions préférentielles du transit des apports détritiques sont sensiblement NNE-SSW à NW-SE et WSW-ENE (**Fig. 35**). Le Messinien est caractérisé par des structures entrecroisées (**Pl. VIII, Ph. 1-2-3**) sous un régime de courant stable avec apport des sédiments par dépôt des élements en suspension. Les limites sont érosives et grossièrement horizontales.

Dans les formations silteuses se forment des structures d'érosion appellées pseudonodules « structures en traversins » (bal land pillows) (Pl. V, Ph. 4) visibles dans la couche à grains fins (sables). La base de ces couches est ondulée, voir découpée en une série de nodules séparés les uns des autres par des formes rappellant des traversins. Ils indiquent une vitesse de sédimentation rapide. Le mécanisme de formation est lié au passage d'ondes sismiques favorisant un échapement de fluides et une remobilisation des sédiments.

IV. LA PALEOGEOGRAPHIE DU BASSIN DE TIMGAD

a) Paléogéographie au Crétacé supérieur

La paléotopographie au Crétacé supérieur dans le bassin de Timgad fait apparaître trois blocs Tectoniques (**Fig. 36**): Un premier bloc NW occupé par des formations albienne, un deuxième au SW regroupant des formations campanienne et maastrichtienne, et un troisième bloc situé dans la partie orientale du bassin couvert par le Turono-Coniacien.

Ces blocs sont séparés entre eux par deux accidents dont le premier est de direction NE-SW séparant l'Albien soulevé du Crétacé supérieur affaissé. Le second est de direction NNW-SSE limitant le bloc Est souligné par des formations turoniennes et coniacienne en soulèvement et celui de l'Ouest campano-maaestrichtien probablement affaissé.

Pendant le Crétacé supérieur le bassin de Timgad est déjà soumit à des contraintes tectoniques permettant sa structuration en blocs plus ou moins soulevés les uns par rapport aux autres. Ces accidents résultent probablement de phases de déformations dont la chronologie est différente.

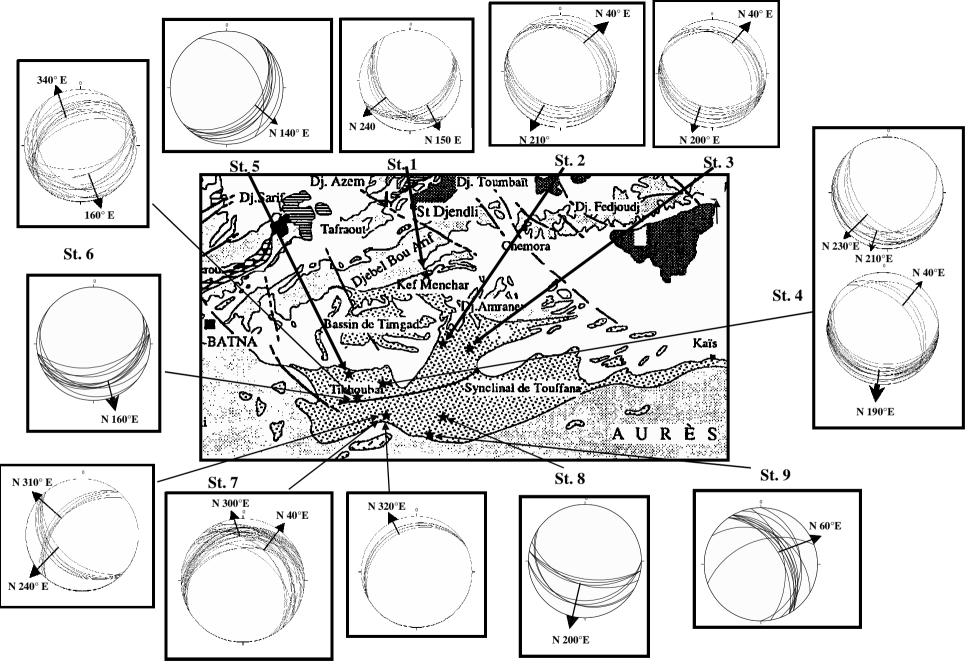


Fig. 34- Les paléocourants dans le bassin de Timgad

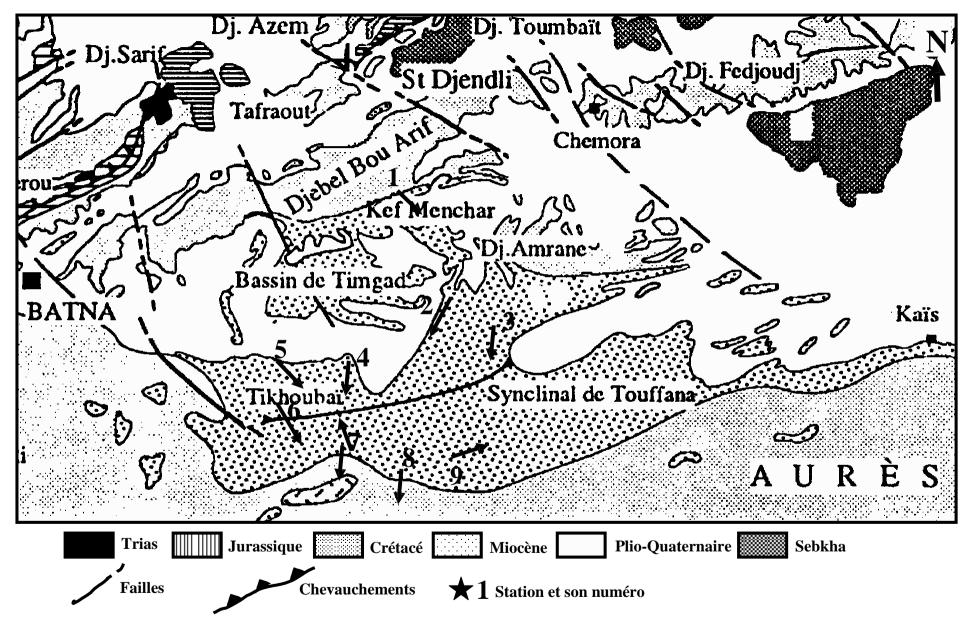


Fig. 35- Carte des paléocourants dans les dépôts miocène du bassin de Timgad.

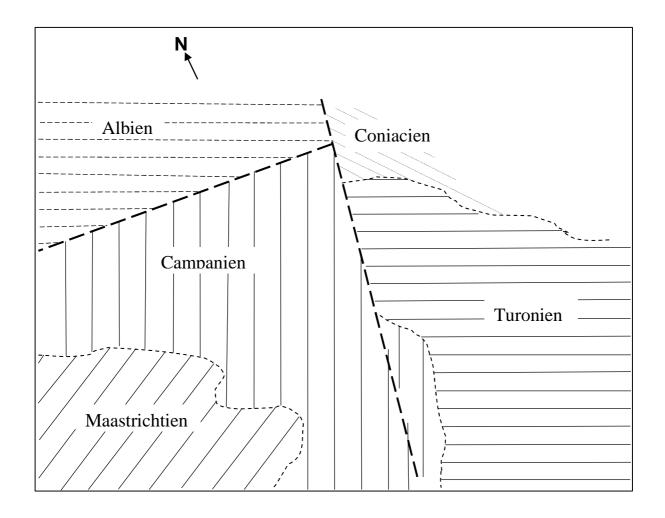


Fig. 36 – Paléogéographie du Crétacé supérieur dans le bassin de Timgad

. b) Paléogéographie au Miocène moyen-supérieur

Au Miocène moyen-supérieur le bassin de Timgad est compartimenté en deux blocs (**Fig. 37**): l'un oriental et l'autre occidental mis en contact par accident ancien orienté NNW-SSE ayant rejoué probablement en décrochement dextre. Dans la partie médiane du bloc Est affleurent les formations crétacées du Djebel Amrane à la faveur d'un plis anticlinal dont la direction de l'axe est E-W. Par contre le bloc Ouest serait effondré.

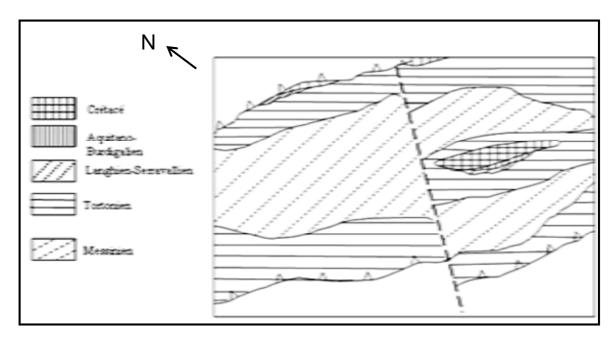


Fig. 37 – Paléogéographie du Miocène moyen-supérieurdans le bassin de Timgad

V. CONCLUSION

Le Trias n'apparaît qu'à la faveur d'accidents tectoniques et souvent soulignant la base des massifs chevauchants. Il apparaît principalement sur la bordure sud des massifs septentrionaux Bélezma-Bou Arif et suit généralement des failles inverses profondes telles que celles détectées par la géophysique (sismique).

Le Jurassique débute généralement par un ensemble dolomitique de mer peut profonde, puis suivent des calcaires à silex et radiolarites avec une microfaune planctonique caractérisant un milieu profond. Au Crétacé inférieur se développe une série détritique où la décharge silicoclastique atteint son paroxysme à l'intervalle hauterivien-barrémien. A partir de l'Aptien jusqu'au Sénonien supérieur se développent plutôt des formations carbonatées de plate forme interne avec une riche macrofaune représentée par des Ammonites, des Echinodermes, des Rudistes, des Coraux et des Bivalves.

Sur le plan lithostratigraphique les terrains néogènes surmontent une discontinuité régionale apparaissant au-dessus du Crétacé représenté soit par le Sénonien soit par l'Albo-Aptien. La limite entre les deux séries lithostratigraphiques, crétacé et néogène, est donc matérialisée par une discordance majeure soulignée tantôt par des conglomérats polygéniques tantôt par des dépôts calcaires bioclastiques. A l'échelle de la chaine alpine cette discordance est reconnue à la base du Burdigalien qui marque une élévation rapide du niveau de la mer sur le cycle « global » de la charte de Haq et al. (1987). L'hétérogénéité des faciès de la base des dépôts néogènes serait en relation avec la paléotopographie

héritée lors de la transgression marine miocène. Sur le plan sédimentaire, la série miocène, comprenant une épaisse série détritique gréso-argileuse, peut être divisée en deux principales séquences stratigraphiques au sens large. Elles montrent à leurs bases respectives des surfaces caractérisant une progradation marine et renferment en leur sein des discontinuités en relation avec les déformations tectoniques et/ou fluctuations du niveau marin. Les milieux de dépôts sont variables allant d'un milieu relativement profond à un milieu littoral sur l'ensemble du cycle sédimentaire néogène. L'analyse des faciès, complétée par l'étude des paléocourants, nous a permis de reconstituer les milieux de dépôts, plus particulièrement ceux gréseux. La sédimentation gréseuse est dominé par un milieu peu profond attesté par la présence de barres tidales et de terriers cylindriques, en position verticale rectiligne, non bronchus, avec une profondeur pluridécimétrique, qui sont rapportés par Blondel (1991) à l'ichnogenre Ophiomorpha caractérisant un milieu peu profond et agité. Les zones nourricières à l'origine de cette décharge silicoclastique se localiseraient au Nord et/ou Nord-Est dont les directions de transport s'orientent sensiblement du NE vers le SW soulignant une transgression septentrionale.

3^{EME} PARTIE : ETUDE TECTONIQUE

But et Méthodologie

Le bassin sédimentaire de Timgad est bordé au Nord par un ensemble de massif chevauchant vers le Sud. Ce dernier est affecté par une tectonique polyphasée dont les plus importantes phases sont attribuées au Tertiaire. Ces dernièrs ont engendré des plissements et des accidents diagonaux qui ont guidé l'évolution de son remplissage sédimentaire.

L'objectif principal de notre étude est de caractériser les déformations tectoniques ayant affecté ce bassin pour aboutir à une meilleure compréhension de son évolution géodynamique dans un cadre régional. En se fondant sur les études sédimentaire et structurale notre travail de recherche débouchera sur la conception d'un modèle de fonctionnement du bassin de Timgad.

La méthodologie suivie englobe des investigations de terrain en analysant les macrostructures et la récolte de mesures sur les microfailles striées et autres microstructures (fentes de tension, microfailles, fentes en échelons, joints stylolithiques) dont le traitement définira les différents événements tectoniques ayant affecté le bassin. Le traitement statistique des données sera illustré par des représentations graphiques (stéréogrammes) montrant les directions de raccourcissement ou d'extension des contraintes tectoniques permettant de reconnaître les différents épisodes tectoniques et leur chronologie relative.

Les résultats obtenus sont comparés aux données régionales (forages, sismique) afin de replacer son évolution géodynamique dans un cadre plus large.

I. CONTEXTE TECTONIQUE GENERAL

A) Rappels sur les phases tectoniques compressives

Plusieurs auteurs ont abordés des études tectoniques sur l'avant pays atlasique dont Laffite (1939), Dubordieu (1956), Delteil et al (1971), Guiraud (1973, 1975), Vila (1980), Bureau (1986), Kazi-Tani (1986), Gandriche (1991), Marmi (1995) et dans le constantinois (Bles, 1969; Mahdjoub, 1990); Chadi, 1991 et Aris, 1994). Ils ont mis en évidence plusieurs phases de déformations tectoniques ayant généré différentes structures dans la chaîne alpine Nord orientale et dans son avant pays Atlasique. Dans les monts du Hodana et dans le sud sétifien Guiraud (1973) a décrit des accidents en relation avec les phases tectoniques compressives de l'Eocène et du Miocène. Vila (1980), dans sa conception allochtoniste attribue aux Monts d'Aïn Yagout une disposition en nappe à vergence sud aidée par une présence accrue du Trias. Quant à Bureau (1986) a décrit la virgation du Dj. Bou Arif comme la conséquence d'une tectonique compressive ayant engendré une large zone en décrochement suivant une direction globale NNW-SSE et qui se prolongerait à travers le bassin de Timgad.

Les levés de cartes géologiques réalisés par Guellal et Vila en collaboration avec la SONATRACH (1973-1975) se rapportant aux feuilles de Tazoult, Touffana et Khenchela mettent en évidence le développement d'un réseau de failles NW-SE et NE-SW au sein de couloirs bordés par de grands accidents interprétés comme des décrochements dextres. Ces anciens accidents de socle sont le plus souvent orientés NW-SE dont certains sont réactivés lors des phases tectoniques méso-cénozoïques.

Selon les travaux de Kazi-Tani (1986) dans le Nord algérien la genèse du « bassin » de Timgad, est en relation avec le jeu de deux accidents majeurs dextres de la même famille limitant ce dernier en « pull-aparte». Cette hypothèse est corroborée par l'interprétation de la déformation néogène ayant engendré des failles en décrochement à l'origine d'une scission en blocs tectoniques basculés de la région (**Fig. 1**). Ces failles sont orientées vers l'Ouest dans l'anticlinal de Bouhmar, vers l'Est dans celui de Dj. Amrane ainsi que sur la bordure méridionale du bassin.

Les résultats cartographiques de subsurface, sur la base de la sismique, obtenus par Ghandriche (1991) sur le bassin de Timgad apportent de nouveaux éléments d'interprétation. Cette cartographie a permis de donner un aperçu sur la géométrie des grandes structures plissées générées par la tectonique post-miocène qui s'est surimposée aux structures atlasiques plus anciennes. Ces failles ont affecté les différents plis et se raccordent vers le haut à un décollement intra-miocène sont probablement synchrone à post plissement.

Les travaux de subsurface montrent une relation entre d'une part les directions de plissements-chevauchements E-W et les accidents normaux NNW-SSE et d'estimer d'autre part les épaisseurs des différentes formations. Le programme sismique réflexion réalisée en 1971 par la Sonatrach dans le cadre de l'exploration pétrolière de l'anticlinal de Djebel Amrane a apporté certains éléments de réponse. L'orientation de ces profils NW-SE sont parallèles aux failles normales est obliques aux structures plissées.

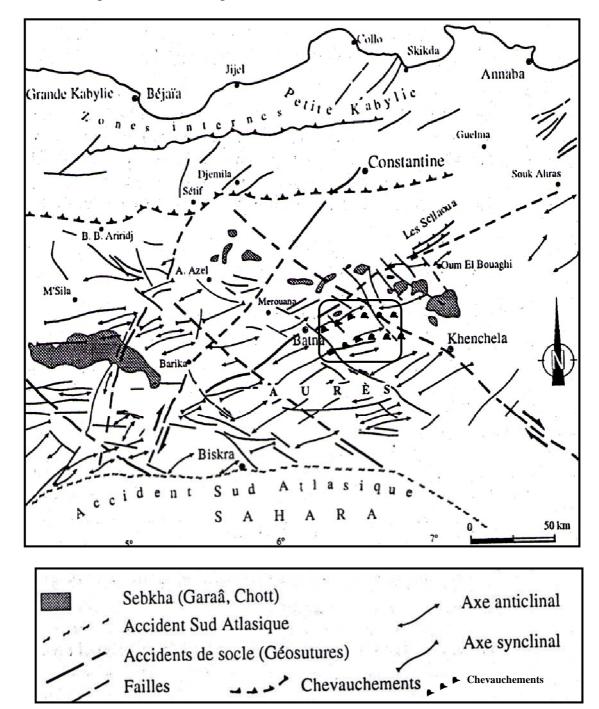


Fig. 1 – Les grands traits structuraux d'Algérie Nord oriental (in Marmi, 1995).

1) Les phases du Crétacé supérieur

1.1 La phase santonienne

A l'échelle de la marge de la plaque africaine Guiraud et Bosworth (1997) et Guiraud et al. (2005) ont mit en évidence un événement tectonique rapporté au Santonien supérieur. Les indices de cette déformation se manifestent par l'occurrence des plissements isoclinaux, par un métamorphisme de certaines unités telliennes et par de larges plis à travers les Hauts Plateaux et l'Atlas saharien. En Algérie nord-orientale, de fréquents hiatus dans les séries sédimentaires d'âge Sénonien inférieur ainsi que des discordances angulaires sont signalés par Vila (1980). Aussi Chadi (2004) a décrit, dans les Monts d'Aïn M'Lila, des lacunes sédimentaires appartenant au Sénonien inférieur qui pourraient être rattachées à cet événement tectonique.

1.2 Evénement tectonique du Maastrichtien supérieur (Limite Maastrichtien-Paléocène)

A l'échelle du Nord de la plaque africaine Guiraud et al. (2005) font référence à un nouveau stade d'un haut niveau marin global reconnu au Campanien-Maastrichtien résultant d'un développement de plate-forme de mer peu profonde. Ils relient l'occurrence d'une forte activité magmatique au développement d'un probable régime distensif régional. Une compression maastrichtienne de direction N130°E à N135°E est décrite par Marmi et Guiraud (2006) dans le Môle constantinois et dans la bordure septentrionale du massif de l'Aurès.

2) Les phases cénozoïques

2.1 Evénement de l'Eocène supérieur

Cette phase est reconnue à l'échelle de la marge de la plaque africaine (Guiraud et Bellion, 1995; Frizon de Lamotte et al, 2000). Elle est considérée comme une phase majeure (Guiraud, 1990) et elle est bien exprimée dans l'Atlas saharien. Elle a induit des plis très étendus, orientés suivant la direction N60°E et des décrochements conjugués, dextres suivant la direction NW-SE et senestres avec une orientation NE-SW. Coiffait et al. (1984) l'ont datée fini- lutétien dans le sud des Monts Nementcha, dans la région de Bir el Ater en notant une discordance entre les dépôts plissés du Lutétien et les formations du Priabonien.

Toutes les structures se rapportant à cette déformation compressive montrent un raccourcissement N-S à NNW-SSE (Guiraud et al., 1987 ; Addoum, 1995). L'émersion du massif de l'Aurès est considérée comme la conséquence principale de l'orogenèse tertiaire et elle résulte d'une phase régionale d'âge fini-lutétien (Laffitte, 1939). Plus au nord, Vila (1980) la considérait comme priabonienne. Marmi et Guiraud (2006) décrivent cette phase compressive dans le Sud Constantinois et lui attribue une direction de raccourcissement N 155°-160°E.

2.2 Les phases miocènes

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

Une déformation compressive générale s'est manifestée au Burdigalien à travers tout le nord-ouest de la marge de la plaque africaine (Guiraud et al. 2005). Le domaine externe de la chaine 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 certains chevauchements locaux. Cette phase est responsable des superpositions anormales décrites dans le secteur de Chélia et le bassin de Timgad.

2.3 La phase du Plio-Quaternaire

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 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).

B) Les structures du domaine atlasique

Ces structures ont fait l'objet de plusieurs études réalisées par Laffite (1939), Blès (1969), Devaux (1969), Guiraud (1971-1975), Biju-Buval et al. (1975), Bureau (1986), Delteil (1986), Ghandriche (1991), Marmi (1995) entre autres.

A travers le massif de l'Aurès Laffitte (1939) met en évidence l'existence de phases tectoniques compressives superposées (phases atlasique et post-miocène). En 1980, Vila attribue la forme géométrique en baïonnette de l'anticlinal de Djebel Bou Arif, alors que Bureau (1986) décrit un couloir tectonique affectant ce Djebel et lui induisant une virgation.

Ces phases compressives ont engendrées à la fois un système d'accidents NW-SE nettement dominant par rapport au système d'accidents NE-SW.

- Le système d'accident NW-SE correspond à des décrochements dextres. Ils constituent cartographiquement des géosutures comme celles Negrine-Bejaia et de Khenchela-Meduine-Gafsa.
- Le système d'accident NE-SW, de moindre importance, par rapport au précédent, représentant des décrochements senestre. Parmi ces failles Glangeaud (1951) distingue la géosuture Souk Ahras-Batna-Outaya qui se prolonge vers Béja en Tunisie (Delteil et Turki, 1986).
- Les accidents de direction E-W sont moins nombreux, cependant Guiraud (1973) décrit la géosuture Hodna-Aurès et soupçonnée par Glangeaud (1951) comme une faille inverse profonde à fort pendage vers le Sud limitant les Aurès.

L'épisode tectonique extensif est marqué par un développement d'un réseau de diaclases NW-SE et NE-SW (Guellal et Vila, 1977).

C) Les structures plissées du bassin de Timgad

La cartographie des formations néogènes fait apparaître un ensemble de plis dont les directions des axes changent en relation avec les phases tectoniques génératrices (Fig. 2). Dans le

domaine atlasique les plis dominant s'orientent suivant la direction atlasique, c'est-à-dire globalement N60°E.

1) Les Plis E-W

Ces anticlinaux présentent un intérêt dont la mesure où la fracturation s'exprime souvent dans l'espace et dons le temps. Dans ce bassin, ces structures apparaissent très plissées, alignées et disposées en relais, alternant avec des synclinaux plus ou moins soulevés topographiquement, à remplissage argilo-marneux contenant des filons gypseux d'age Messinien.

a) L'anticlinal de Djebel Amrane

Le Djebel Amrane comprend des formations crétacées qui sont affectées par des failles décrochantes senestres, d'orientation N-S.

Ce pli se localise à l'extrémité Nord du bassin de Timgad-Touffana. Il présente une direction E-W à cœur crétacé et flancs miocènes. Sa terminaison périclinale ouest plonge sous les sédiments messiniens de la dépression de Bou El Freiss. 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. 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 et souligné par une discordance angulaire dans les secteurs de Lahbassi et Sidi salah (Dj. Amrane) carractérisée par la présence des conglomérats hétérogènes.

b) L'anticlinal de Foum Toub

L'anticlinal de Foum Toub est situé entre les anticlinaux de Bouhmar à l'ouest, de Djebel Amrane à l'est, de Djebel Fourhal et Dj Aslaf au Sud. Cette structure d'orientation ENE-WSW se développe dans les argiles messiniennes de la dépression de Touffana (**Fig. 2b**). Il s'agit d'une structure cylindrique à cœur Tortonien, affecté par un réseau de failles de directions NW-SE et N-S représentant un débit losangique spectaculaire observable sur les barres gréseuses fortement basculées du flanc anticlinal.

c) Le synclinal de Tagratine

Il est situé entre l'anticlinal de Bou Arif et l'anticlinal de Bouhmar et constitue le prolongement ouest de l'anticlinal de Djebel Amrane. Il s'agit d'un large pli dont l'axe s'oriente E-W (**Fig. 2c**). Ce synclinal est ébauché dans les formations argilo-gréseuses contenant des niveaux de gypses stratiformes et quelques fois remplissant les fractures séquents à la stratification. La structure est coiffée par des dépôts argileux-conglomératiques discordants du Villafranchien et/ou du Plio-quaternaire. (**Pl. 10, Ph. a-b-c-d**).

d) L'anticlinal de Bouhmar

Ce dernier est situé entre Djebel Tagratine au Nord et Djebel Temagoult au sud. Il forme un pli avec des terminaisons périclinales asymétriques. Il constitue le prolongement de l'anticlinal de direction atlasique d'Iggedeline.

La transition entre l'anticlinal de Bouhmar et celui d'Iggedeline est marquée par une faille normale à pendage vers l'est et de direction NNW-SSE, allant de Markouna jusqu'à Mechtet Baiou, provoquant un rejet vertical de 800 mètres des niveaux miocènes. 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 Foum 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 accident de direction NW-SE, mettant en contact les formations du Crétacé avec celles du Miocène.

2) Les plis hérités de la phase atlasique

Sur le plan extension, l'anticlinal de Dj. Bou Arif, de direction globale NE-SW, est l'un des plus importants anticlinaux du domaine atlasique, faisant partie des structures héritées de la déformation atlasique. 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. Ce pli est de style coffré (Vila, 1980) comporte un important réseau de failles d'orientation NNW-SSE se manifestant en décrochements dextres.

Ces derniers sont responsables de la torsion et de la dislocation du massif de Bou Arif pendant le miocène. Un accident directionnel sur le flanc sud de la structure est représenté par une

faille inverse chevauchante, soulignée par la présence du Trias. Quant à Ghandriche (1991), il mentionne un contact chevauchant vers le sud qui suit le flanc sud du Bou Arif toujours accompagné d'une lame triasique et une accordance des dépôts miocènes-crétacé sur le versant nordde ce dernier). Néanmoins, on a observé une discordance du Miocène sur l'Aptien au Sud de Sebkhet Djendeli (Thniet El Baghla), à 2 Km d'EL Mather sur le versant Nord de Bou Arif. Selon ce dernier auteur, 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 et post-miocène (**Fig. 2a**).

PLANCHE 10



Discordance Plio-quaternaire sur les argiles Messinienne légerment inclinées vers le sud



Contact chenalisant limitant les calcaires lacustres et les argiles rouges messinienne



Formation lacustre et fluvio-lacustre formée d'argiles, de graviers et de conglomérats.



Concrétions avec apophyse dans des niveaux silteux blanchâtres

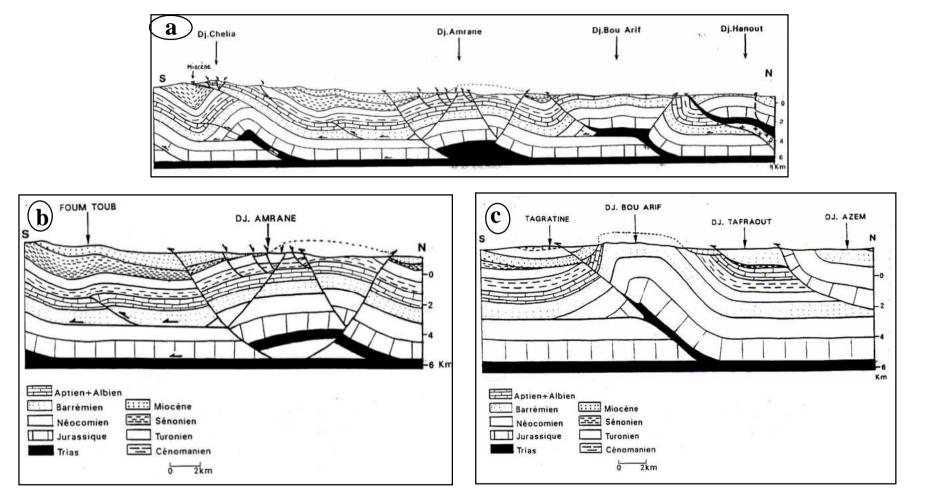


Fig. 2 – Coupes représentant les structures plissées du bassin de Timgad avec la base chevauchante vers le sud; a : Front du chevauchement, b : Anticlinaux de Foum toub et Dj. Amrane, c : Anticlinal de Bou Arif et Synclinal de Tagratine ; Ghandriche.(1991)

3. Analyse de la déformation tectonique dans le bassin de Timgad

Les milieux de dépôts varient d'un secteur à un autre allant d'un milieu plus ou moins profond à un milieu littoral (**Fig. 3**) en association avec les mouvements tectoniques qui soulèvent certaines zones et affaissent d'autres. L'étude géologique des différentes collones stratigraphiques montre clairement que les phénomènes d'érosions ne s'opèrent pas de la même façon d'un secteur à un autre, Ceci est en relation avec les niveaux topographiques de la sédimentation.

L'analyse des faciès associée à l'étude des paléocourants, permet de fixer la géographie des zones nourricières à l'origine de cette décharge silicoclastique se localiseraient au Nord et/ou Nord-Est dont les directions de transport s'orientent sensiblement du NE vers le SW soulignant une transgression septentrionale.

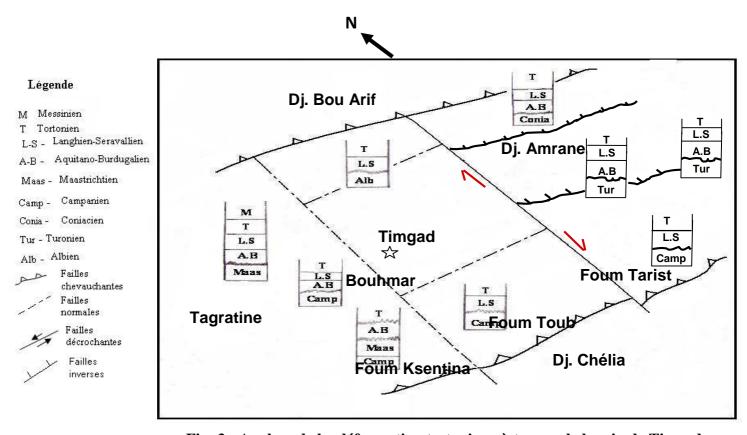


Fig: 3 - Analyse de la déformation tectonique à travers le bassin de Timgad

Conclusion

La cartographie effectuée dans la dépression de Timgad et ces environnements montre clairement que l'architecture et la géométrie en surface de ces structures plissées étaient élaborées sur des formes géométriquement résultant de la phase atlasique, réactivées et remaniées par la phase post-Miocène. Nous avons observé dans la dépression de Timgad, des anticlinaux sont affectés par des accidents cartographiques de direction NW-SE, engendrant des blocs basculés. Ainsi dans l'anticlinal de Djebel Amrane, les failles montrent un pendage accentué vers l'Est, contrairement à l'anticlinal de Bouhmar où les pendages sont vers l'ouest.

Ces accidents décrits par Ghandriche (1991) et par Marmi (1995) affectent exclusivement les structures citées ci-dessus, d'où leurs synchronismes ou postériorité par rapport aux plis affectés. Ces failles affectent les formations crétacés et tortoniennes et semblent se noyaient dans les argiles messiniennes (Fig. 4). Ghandriche (1991) souligne une zone de décollement située à la base du messinien. Le prolongement de ces accidents en profondeur ne peut être mis en évidence que par l'exploitation des données de subsurface. La concomitance plissement-chevauchement et l'existence d'indices de failles chevauchantes parallèlement aux plis cartographiques est difficile à mettre en évidence, sauf dans l'axe de Sarif-Guellil plus au Nord, où ceux-ci sont plus soupçonnés qu'observés (Ghandriche, 1991). Comme dans le prolongement en profondeur des accidents, c'est aussi les données de subsurface qui vont éclaircir ce problème.

D) Les Données géophysiques de subsurface

Le but de l'exploitation de ces données est de préciser en profondeur la géométrie des structures plissées et accidents observés en surfaces. On essayera de s'intéresser à l'interaction entre les structures de plissement-chevauchement post-miocènes d'orientation E-W et les accidents NNW-SSE qui constituent probablement la continuité des failles normales NW-SE affectant les différents plis horst (Bou Arif, Amrane) affleurant en surface.

Le bassin de Timgad qui s'étend sur une distance de 120 Km et une largeur de 35 Km a fait l'objet de plusieurs compagnes sismiques qui s'étalent sur une vingtaine d'années 71 AB, 73 AB, 78 AB, 94 AB et 02 AB la plus récente qui est en cours de réalisation (**fig. 5**).

Ainsi, les diagrammes de sismiques réflexions réalisés en 1971 par la Sonatrach à proximité de l'anticlinal de Djebel Amrane (AMR₁₎ d'orientations NE-SW traversant ce dernier ainsi qu les massifs de Kef El Hammam et Kef Gamou, et ENE-WSW recoupant les massifs de Tagratine, de Bouhmar, nous permet de commenter certains événements en relation avec la chronologie des événements à l'origine la structuration du Bassin Timgad qui sont de de

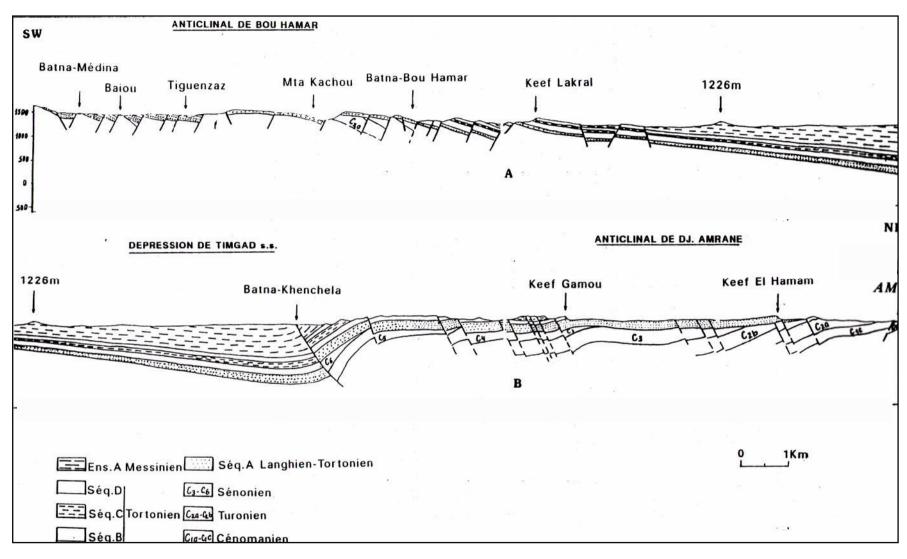


Fig. 4 - Découpage des axes anticlinaux par les failles normales NW-SE A : basculées vers le SW : B : vers le NE Ghandriche. (1991)

Ces profils sismiques sont orientés NW-SE, parallèlement aux failles normales et obliques par rapport aux axes des structures plissées E-W, les autres profiles orientés NE-SW sont implantés sur les flancs des anticlinaux dans les zones où les failles normales sont amorties.

1) Le profil 71 AB 05

Ce profil de direction NW-SE sur une longueur de 18 Km environ recoupant l'anticlinal de Djebel Amrane, montre que cette structure est coffré et légerment dissymétrique. Il semble correspondre à une forme extrusive limitée de part et d'autre par deux failles inverses fortement inclinées et convergentes en profondeur.

Ces accidents se recordent à une surface plane de décollement basale au niveau du Trias. Ces derniers peuvent êtres assimilés à des failles listriques en profondeur et des fronts de chevauchement en surface (**Fig. 6**).

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 Cénomanien Sud vers le haut par rapport à celui du Nord, mais elle n'affecte pas la base du Miocène.

Le cœur de ce horst extrusif et sa zone sud montrent des failles normales de relâchements limitées au sommet par le niveau B correspondant au Cénomanien et à la base par le niveau I (base du Néocomien). Ces failles sont probablement tardives par rapport aux failles inverses à faibles rejets constituant la base de l'intrados. Ce système compliqué peut être lié au synchronisme du phénomène

plissement-relachement.

2) Le profil 71 AB 12

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 cœxistence de deux types de failles (**Fig. 7**).

a) Failles normales

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 Freis 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 leurs tardivité.

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 (Cénomanien) 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 (Cénomanien) et ne semble pas êtres affectée par les phases compressives postérieures, d'où la possibilité de les liées à une tectonique distensive attribuable à l'Albien.

b) Failles inverses

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 Freis et des grabens (synclinaux) plus ou moins perchées. 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.

Ces structures à double déversement peuvent être expliquées par la direction du transport tectonique (Boyer et Elliott, 1982 ; Schirmer, 1988 ; Frizon de Lamotte et al. 1991).

3) Le profil 71 AB 11

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. On ne représente que la partie SE de l'anticlinal de Fedjoudj, la partie NW est illisible et de mauvaise qualité. On observe de façon net et précise des failles inverses analogues à celles trouvées au Djebel Amrane et une discordance angulaire sous la dalle villafranchienne à la fois sur les niveaux messiniens (3), la base (1) et le sommet du Tortonien (2) et sur le sommet des niveaux du Crétacé (D).

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 (**Fig. 8**). Ces caractéristiques (plissement-fracturtaion et étages) permettent de caler sans ambiguïté, de façon claire et précise l'age post-messinien et anté-villafranchien

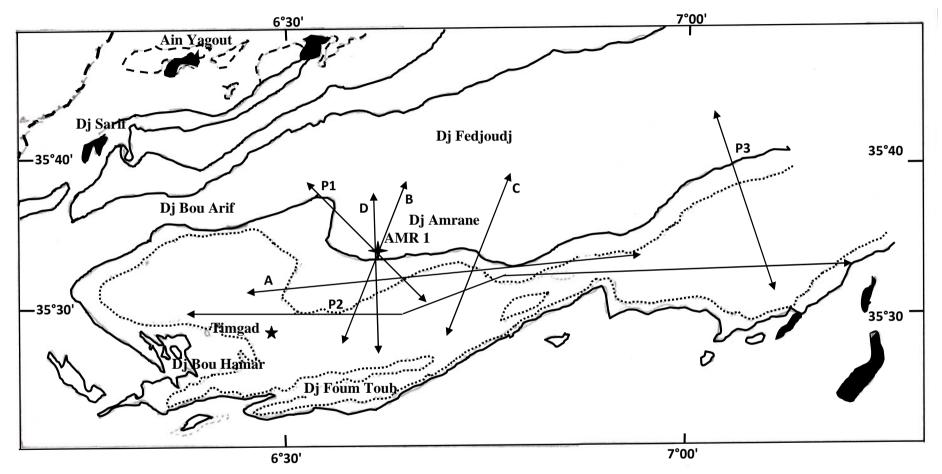


Fig. 5: Carte de positionnement des profils géophysiques dans le bassin de Timgad (SONATRACH, 1972; Ghandriche, 1991).

Ces structures à double déversement peuvent être expliquées par la direction du transport tectonique (Boyer et Elliott, 1982 ; Schirmer, 1988 ; Frizon de Lamotte et al. 1991).

3) Le profil 71 AB 11

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. On ne représente que la partie SE de l'anticlinal de Fedjoudj, la partie NW est illisible et de mauvaise qualité. On observe de façon net et précise des failles inverses analogues à celles trouvées au Djebel Amrane et une discordance angulaire sous la dalle villafranchienne à la fois sur les niveaux messiniens (3), la base (1) et le sommet du Tortonien (2) et sur le sommet des niveaux du Crétacé (D).

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 (**Fig. 8**). Ces caractéristiques (plissement-fracturtaion et étages) permettent de caler sans ambiguïté, de façon claire et précise l'age post-messinien et anté-villafranchien

4) Le profil A

Cette section de direction E-W traverse le pli horst à proximité du forage AMR₁, permettant ainsi l'identification des différents horizons sismiques. La partie Ouest de ce profil se distingue par un axe structural positif à cœur Turonien et versants Tortonien. Plus à l'Est, la structure présente un axe négatif qui peut éventuellement correspondre au synclinal de Touffana affecté par des failles F₁ subverticales à rejet faible, associée à d'autres failles F₂ fortement inclinées vers l'W. Ce profil montre que vers le haut l'amortissement de failles au niveau des marnes cénomaniennes et des calcaires turoniens. Par contre, vers le bas, elles se noient dans les formations aptiennes et ne se raccordent pas au niveau du décollement majeur qui est plus profond (trias ?). Ces failles normales peuvent être datés du Crétacé moyen et être liées à une phase distensive (post-Autrichienne).

A la base du profil, sous les formations aptiennes, d'autres types de failles inverses de faibles rejets vers l'Ouest sont détectées sous le bassin de Touffana. L'autre hypothèse peut lier ces failles à la tectonique chevauchante supposant un décollement majeur à la base de l'Aptien. On note la constante épaisseur des formations géologiques, montrant l'homogénéisation des dépôts.

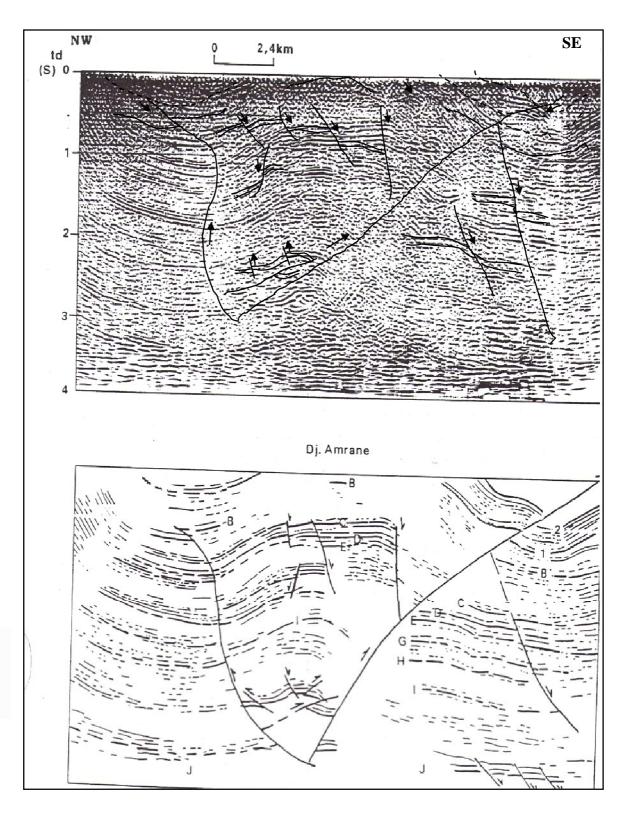


Fig. 6-Le profil 71 AB 05 (Ghandriche, 1991)

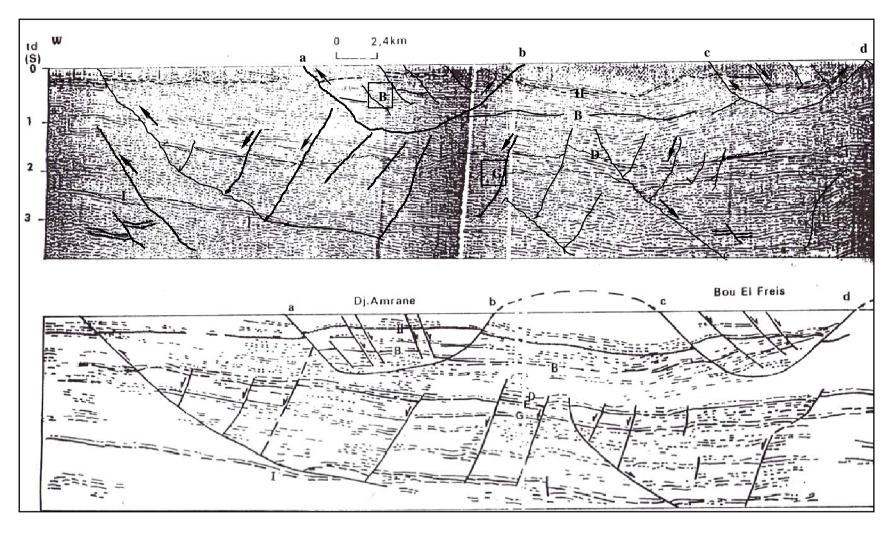


Fig. 7- Le profil 71 AB 12 (Ghandriche, 1991)

Signalons à la fin, la discordance angulaire de la base du Tortonien sur les formations Crétacé (Cénomanien-Turonien) qui s'étend sur une grande surface (**Fig. 9**).

5) Le Profil B

Ce profil traverse le pli-horst où est implanté le forage AMR₁. La partie WSW montre un axe positif affecté par plusieures failles subverticales analogues à F1 ou légèrement inclinées vers l'WSW. Ces failles affectent le Turonien et soulignent la transition entre l'anticlinal de Djebel Amrane et la dépression de Touffana située plus à l'ENE (**Fig. 10**).

Au milieu du bassin deux failles F2 normales fortement inclinées vers l'ESE affectent le Vraconien et se noient dans les formations argilo-marneuses du Cénomanien. Une autre famille normale subverticale située dans la partie ENE affecte le Vraconien et le Cénomanien.

Tout ces accidents semblent être scellées vers le haut dans la partie ENE par les niveaux cénomaniens, rattachant ainsi leur présence à une phase distensive (post-autrichien). La partie ENE du profil est soulignée par un axe structural négatif.

6) Le Profil C

Ce profil d'orientation identique à celui «A» mais situé plus à l'Est, montre deux structures. La première est négative soulignant le synclinal de Touffana avec un cœur Tortonien plissée et accordant sur le substratum Turonien. Ces formations sont affectées par deux types de failles normales, F1, F2 post Turonien et F3 affectant l'Albien et se noyant dans les marnes cénomaniennes (Fig. 11).

Les failles F3 peuvent êtres liées à la phase distensive post albienne, par contre les failles F1 et F2 sont beaucoup plus tardives qu'on peut les attribuées à une phase de relâchement post Tortoniènne. La structure positive situé au NE est marquée par une discordance nette du Plio-Villafranschien sur le Miocène, permettant ainsi de callée la phase de déformation fini-Miocène à Anté-Villafranchien.

7) Le Profil D

Ce profil d'orientation N-S montre un bloc soulevé constituant l'anticlinal de Djebel Amrane limité à l'Est par une faille inverse (F2) à pendage subverticale affectant tous les horizons. Le cœur de ce massif est formé de calcaires turoniens. Ces failles sont probablement liées à la phase compressive associée au chevauchement post-messinien et anti-villafranchien (**Fig. 12**).

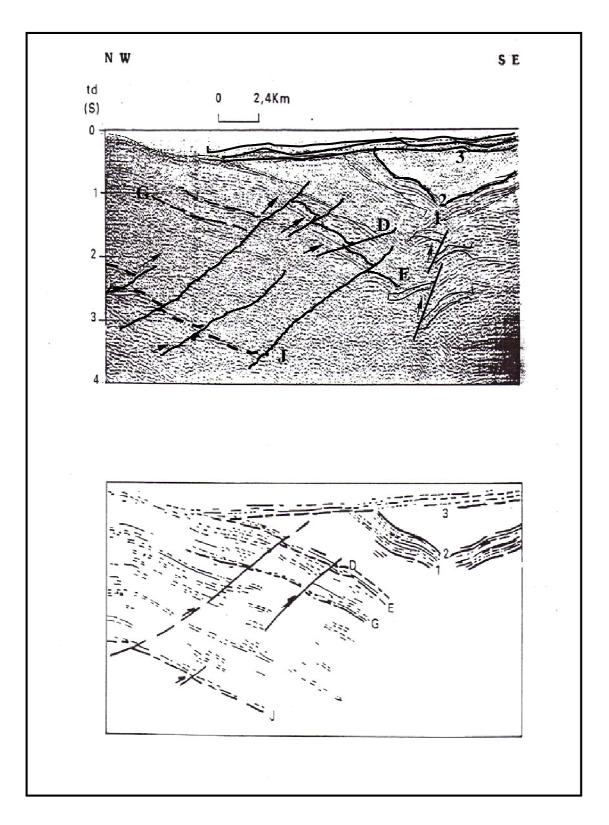


Fig. 8- Le profil 71 AB11 (Ghandriche, 1991)

Plus à l'ouest, la structure est constituée d'un axe négatif reflétant l'axe du synclinal de Touffana. Ce dernier est affecté par plusieurs failles normales fortement inclinées vers l'ouest dont la faille (F₃) prend son origine à partir du niveau le plus bas (J) jurassique pas loin du niveau du décollement inférieur (T) et qui s'amortit au niveau du sommet du Tortonien, en le décollant légerment, ce qui n'est pas visible sur le terrain, à cause de la nature lithologique des argiles messiniennes

Cette section montre clairement le plissement du Tortonien avec son substratum, sans qu'il est une discordance visible, d'où probablement la postériorité de cette structure à la phase concomitance plissement-chevauchement daté post-miocène et anté-vilafranchienne.

8) Conclusion

L'interprétation des données de subsurfaces donne un aperçu sur la chronologie des événements et la relation entre les structures plicatives et les différents accidents qui les affectent. Ainsi, il apparaît clairement que dans le profil de Djebel Amrane (71 AB 05), l'association ou la synchronisation du plissement chevauchement post-miocène qui ne fait aucun doute. La sismique montre clairement que l'age de cette tectonique compressive est post-messinien et antévillafranchien comme semble l'indiquer le profil (71 AB11).

Les failles normales de sub surfaces observées dans les structures anticlinales (Dj. Amrane, Bou El Freiss) sont affectées à leurs bases par des surfaces de chevauchement, indiquant ainsi leurs antériorités au couple plissement-chevauchement, alors que du point de vue cartographique, il semble indiquer leurs postériorités par rapport aux plis.

Une autre famille de failles normales fortement inclinées vers l'Ouest est mise en évidence. Elle est recoupée par la zone de chevauchement majeur au niveau du Trias-Jurassique. Elle est limitée au niveau des repères D et B, constituant le mur du Cénomanien et le toit de l'Albien. Elles peuvent êtres liées à un épisode distensive Albien. Ces failles ne semblent pas êtres affectés par les contraintes compressives postérieures.

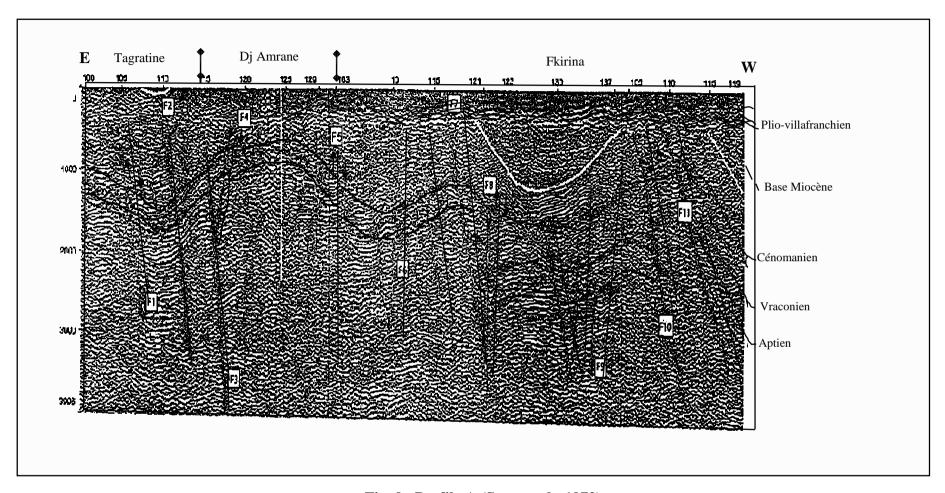


Fig. 9– Profile A (Sonatrach, 1972)

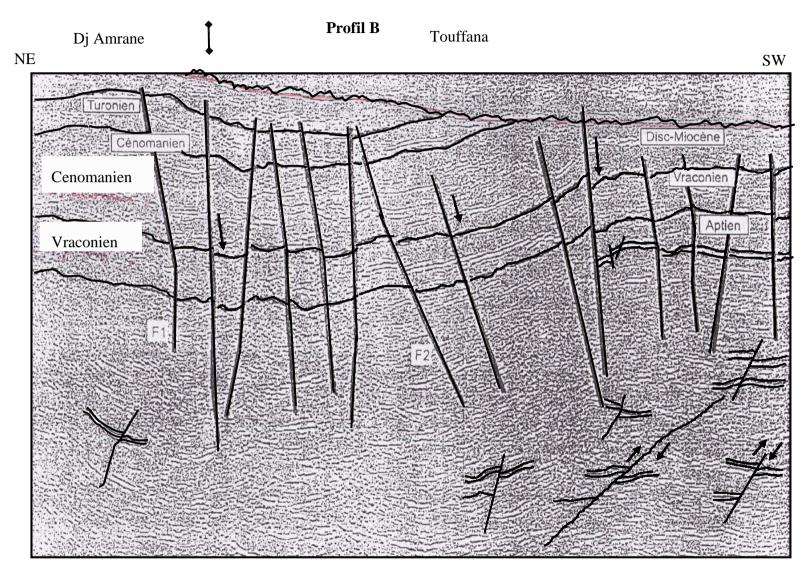


Fig. 10- Profil B traversant le horst de Djebel Amrane (Sonatrach, 1972)

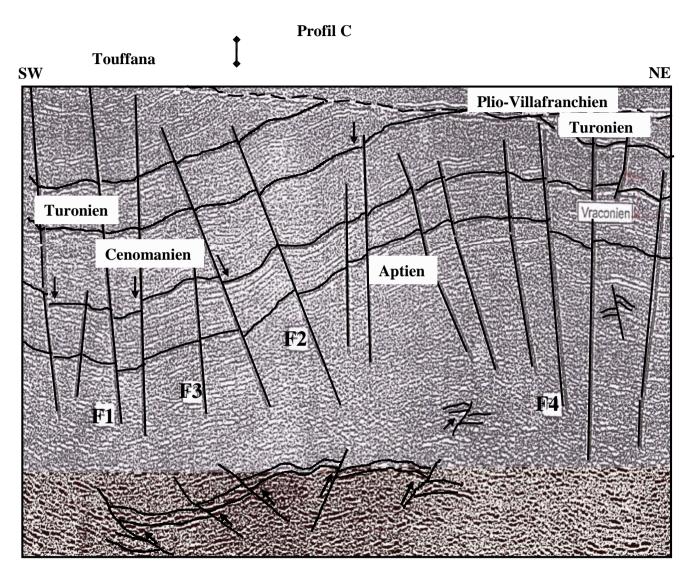


Fig. 11- Profil C traversant le synclinal de Touffana (Sonatrach, 1972).

PROFIL D

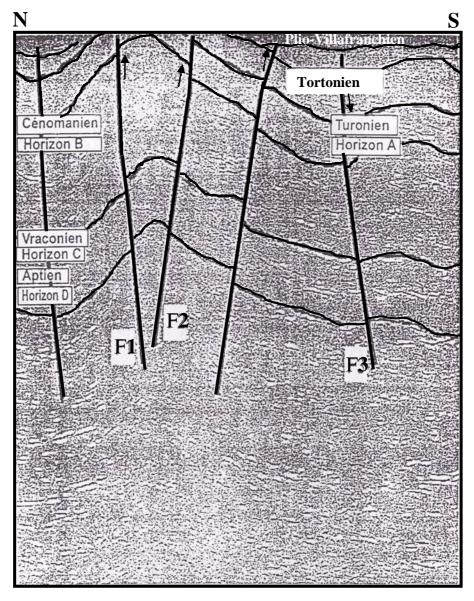


Fig. 12- Profile D, horst de Djebel Amrane (Sonatrach, 1972).

E) Les discontinuités régionales

La série du Miocène constitue le remplissage essentiel du bassin de Timgad. Elle est constituée de dépôts détritiques marins débute à la base par un terme conglomératique discordant sur le Crétacé. Elle est recouverte en discordance par un ensemble plio-quaternaire.

L'observation de ces contacts discordants en différents sites que se soit à Bou Arif, à Dj. Amrane, à Bouhmar ou au massif de Chelia confirme la manifestation de phases tectoniques compressives anté et post-miocènes.

1. Le contact Crétacé-Miocène

La transgression marine du miocène inférieur (Aquitanien-Burdidgalien) est suffisamment commentée par les différents auteurs qui ont effectué des recherches dans l'Atlas saharien. Elle est nettement visible sur le terrain, plus particulièrement sur les bordures septentrionale et méridionale du bassin. Elle est souvent soulignée par la présence des dépots conglomératiques rouges polygéniques et hétérométriques d'une épaisseur variable de 2 à 5 m. Ce Miocène marin est discordant sur l'ensemble des structures plisées atlasique de direction NE-SW attribuées à la compression de l'Eocène supérieur.

Au nord de Bou Arif, à l'Ouest d'El Mader (Menchar Ali Guera), les couches du Miocène sont en position renversée où les bancs conglomératiques rouges plongeant vers le sud de 60°. Plus à l'est vers Chemora, ces formations sont observées à Thneit El Baghla présentant un pendage subhorizontal. Dans le versant sud de Bou Arif les bancs conglomératiques rencontrés à Mechtat Ain El beida et Sarsa sont constitués de galets centimétriques, micritiques plus ou moins anguleux, quelques fois arondies et contenant des huitres. Ces bancs sont affectés par des fractures parallèles et sécantes à la stratification.

Plus à l'est vers Djebel Amrane, aux lieux dit Lahbassi et sidi Salah, la formation est réduite à une barre de 5 mètres, formée de calcaires noduleux à galets de 5 - 15 cm bleu et des huitres.

Au centre du bassin de Timgad, dans l'anticlinal de Bou Hmar (Oued Taga) et dans sa partie méridionale au lieu dit Foum Ksentina (Barbagua), la barre conglomératique présente les mêmes caractéristiques, à savoir la dominance d'éléments arrondis, de taille centimétrique où s'associent des Pectens (**Pl. 11, Ph. a-b-c-d-e**).

2. Le contact Messinien-Plio-Quaternaire

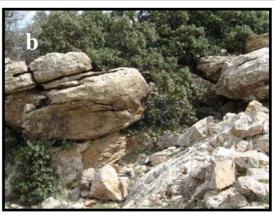
Le second contact est de moindre importance par son extention régional et son épaisseur. Il est visible dans le bassin de Timgad essentiellemnt dans le synclinal de Tagratine pas loin de Sidi Mançar avec les coordonnées géographiques de cette coupe qui sont : (X=838 - X'= 837) et (Y=266-Y'=267). Il s'agit d'une discordance mettant en relation la formation plio-quaternaire lacustres et fluvio-lacustres, formée d'argiles de teinte jaunâtres, des graviers, des calcaires lacustres et des conglomérats polygéniques et hétérométriques (3m) occupant des dépressions anciennes et paléo vallées (cf. Pl. 10, Ph. c), ravinant les argiles messiniennes sous jacentes de direction (N 80°E N20° E) (cf. Pl. 10, Ph. a-b).

Ces conglomérats, à base chenalisante, sont constitués d'éléments de calcaires fins micritiques et de calcaires saccharoïdes à fossiles (restes de coquilles). Dans les formations plioquaternaires s'observent des niveaux silteux renfermant des concrétions à apophyses (cf. Pl. 10, Ph. d). Dans les niveaux argileux clairs se distinguent des galets mous rouges arrondis centimétriques à décimétriques.

Cette formation se distingue par une morphologie de cuestas isolées. A l'ouest du bassin, pas loin de Marcouna, dans une carrière d'exploitation des argiles rouges, on observe des niveaux métriques argileux légèrement inclinés vers le Sud et perchés à une altitude de 1200-1300m. Ils sont surmontés par des graviers et des calcaires lacustres.



Contact discordant entre le Miocène et le Crétacé (Foum Ksentina)



Contact des grés subhorizontales miocène et les calcaires inclinés (Foum Ksentina)



Conglomérats à galets centimétriques anguleux (Aquitano-burdigalien) (Foum Ksentina)



Conglomérats à galets centimétriques bleus arrondis et ciment micritique (Foum Ksentina)



Conglomérats rouge à Pectens (Foum Ksentina)

II- ETUDE STRUCTURALE

A. ELEMENTS TECTONIQUES

a. Généralités

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 décelable, comme elle peut être spectaculaire provoquant des déplacements kilométriques.

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 surface « plan de faille ». Le rejet vertical d'une faille est la valeur du déplacement relatif d'une couche (**Fig. 13**); son pendage est l'angle que fait le plan de faille avec l'horizontale. Lorsque le plan de faille est incliné vers la lèvre affaissée, la faille est dite normale. Elle est inverse dans le cas contraire, si le plan de faille surplombe la lèvre affaissée. Les failles de rejet horizontal sont dites décrochantes. Lorsque le bloc se déplace vers la la gauche, il est dit que le mouvement est senestre (**Fig.14 A**), il est dextre lorsqu'il est vers droite (**Fig.14 B**).

Si le plan de cassure contient des éléments plus durs par rapport à la matrice, ceux-ci creusent des stries dont on peut repérer la direction et le sens (Fig.15 a).

Une analyse systématique de la tectonique cassante et plicatives sera entreprise dans les terrains néogènes et crétacé du bassin de Timgad et les massifs encaissants.

Les données récoltées n'étaient pas toujours suffisant et répondant aux critères d'utilisation. Néanmoins, la tectonique dans ce domaine fragile a pu donnée en plus des failles, des fentes de tension et des critères de dissolution (stylolites). Ces microstructures à l'échelle de l'affleurement, donnent des informations en relation directe avec les directions d'allongement et de raccourcissement (Arthaud et Choukroune, 1969 et Arthaud, 1985).

b) Les éléments planaires

Se sont toutes les failles carractérisées par un plan de glissement, portant sur leures miroires des indicateurs de mouvements. Ce plan est caractérisé par une direction dont la valeure est comprise entre $(0-180^\circ)$ et un pendage qui va de $0-90^\circ$.

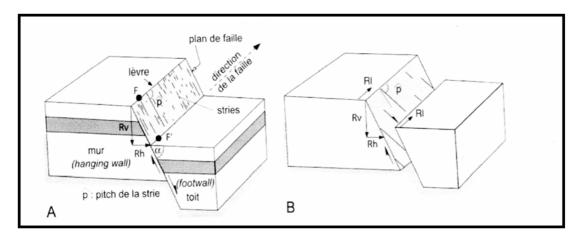


Fig. 13: Failles verticales

Schéma d'une faille normale décrochant (B). deux points F et F' initialement contigus décalés. Le déplacement FF' se décompose en un rejet vertical Rv et un rejet horizontal Rh (cas A), les stries ont un pitch de 90° (attitude par rapport à l'horizontal sur le plan de faille). En B, une composent décrochement R1 est ajouée, les stries sont alors obliques (pitch plus petit que90°)

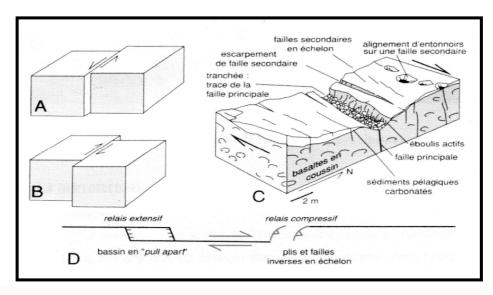


Fig. 14 : Failles décrochantes

A- Décrochement sénestre (bloc opposé vers la gauche). B- Décrochement dextre. C- Exemple de structures associées à un décrochement océanique majeur, observées au fond de la vallée transformante de la zone de fracture vema (d'après Vila, 1980). D. Structures associées aux décrochements dans le cas de relais compressifs et extensifs

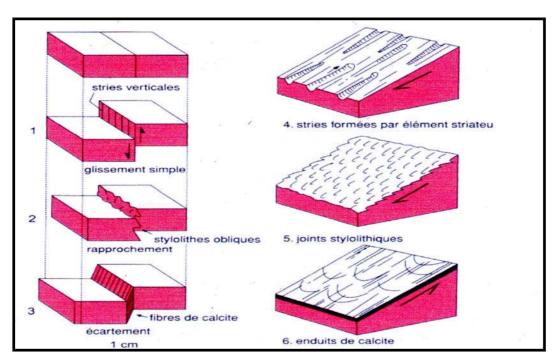


Fig. 15 a: Microstructures de failles

Schéma montrant quelques microstructures dans le cas de failles avec compression (inverses) ou extension (normales) (d'après Mattauer, les matériaux de l'écorce terrestre, Paris, Hermann)

• Les fentes en échelons (fractures sigmoides ouvertes et discontinus): Ces fentes sont des fractures ouvertes dans des roches compétentes à répétition et à remplissage secondaire sans mouvement, traduisant généralement une intense déformation (Fig. 15 b). Elles correspondent à des fissures de quelques centimètres à décimètres de longueur et de quelques millimètres à centimètres de largeurs.

Le modèle de Riedel soulignant les fractures de type (R, R', P et T) est illustré par un schéma classique (fig.16A. a) (Riedel, 1929). Les cisaillements de Riedel matérialisent deux systèmes conjugués de cassures provoqués par des contraintes tangentielles et disposées en échelons dans la zone de cisaillement « Schear zone ». Ces cassures peuvent êtres des diaclases ou des failles, selon l'intensité du déplacement.

Ces microstructures sont généralement de bon indicateurs des directions tectoniques, localisées au niveau des zones de cisaillements. Ces fractures de forme lenticulaires, dont l'agencement en échelon souligne le plan la zone de cisaillement (**Fig. 16A. b**). Ils sont généralement parallèle à la direction de contrainte maximum ρ_1 (**Fig. 16B**).

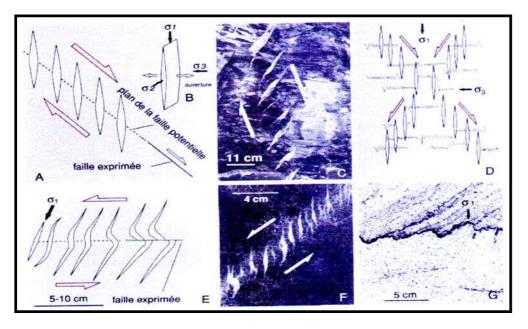


Fig. 15 b: Les fentes de tension et les stylolithes

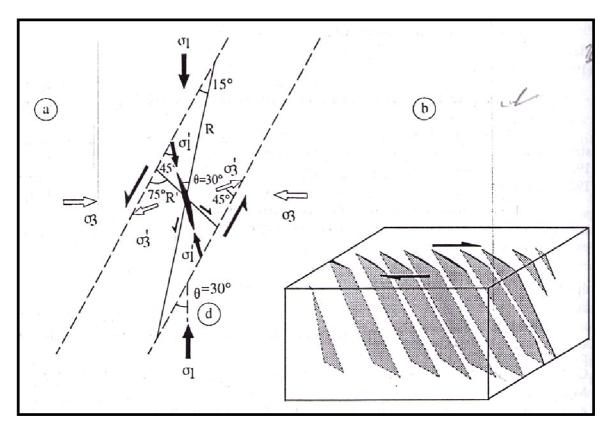
- A- Réparation en échelon le long d'une faille potentielle.
- **B-** Détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes
- C- Exemple dans le complexe de base du flysch à hélminthoides, Alpes.
- **D-** Réparation le long de deux cisaillements conjugués et association avec des joints Stylolithiques.
- E- Origine des fentes sigmoïdes par déformation et rotation progressives
- **F-** Exemple réel. G-un exemple de stylolithes dans un grés charbonneux. La matière organiques concentre sur le joint stylolithique en raison de la dissolution des grains de quartz avoisinants

La rupture des roches se fait le long de plans isolant des blocs indépendants. Ces plans sont des fractures qui peuvent s'accompagner ou non du déplacement des bordures disjoints. Elles peuvent êtres fermées et avec déplacement, se sont les failles, ou sans déplacement (diaclases), elles peuvent êtres ouvertes (fentes) et remplis de produits de recristallisation, ou béantes (fissures).

• Les diaclases: Ils correspondent à des cassures de roche sans déplacement relatif des parties, s'emploi essentiellement pour des cassures perpendiculaires aux couches sédimentaires (Raoult, 1994). Ces diaclases se dévellopent dans les roches rigides exogènes et /ou endogènes. On compte généralement deux familles de diaclases selon des surfaces perpendiculaires entre elles et perpendiculaire aux plans de stratifications; de sorte que la roche se débite en parallélipèdes.

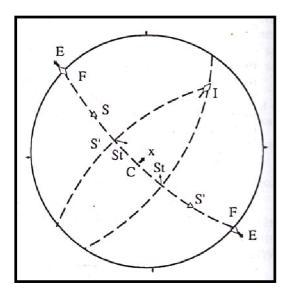
c) Les éléments linéaires

Ces paramètres matérialisent la cinématique du mouvement. Elles sont caractérisées par les stries de failles, les axes de plis et les pics stylolitiques. Ces éléments sont observables sur une surface

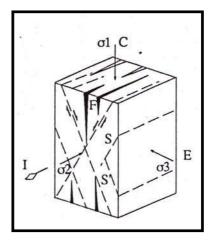


- a) Relations angulaires entre les éléments d'une zone de cisaillement (d'après Hancock 1972)
- b) représentation en bloc-diagramme de fentes en échelons (disposition droite) dans une zone de cisaillement dextre subverticale (d'après Holmquist 1932)

Fig. 16A -Rappel: Cisaillements conjugués de Riedel et fentes de tensions en échelons.



d) Représentation de la figure ci-contre sur stéréogramme



c) Position dans l'espace des plans de cisaillements conjugués et des fentes de tension (f). Ligne d'intersection (I) commune à toutes les fractures.
 Orientation de la compression C. selon σ1 et de L'extension E selon σ3

Fig. 16 B- Rappel : Position des fentes de tensions par rapport aux directions principales de déformation

réduite et les observations sont repertoriés de façon statistique; on emploi pour ceux des diagrammes de tous genres, le caneva de Schmidt, qui utilise la projection stéreographique. Comme on utilise des méthodes statistiques, il devient necessaire de faire des mesures nombreuses et systématique, on a donc effectuer un travail analytique dans plusieurs stations et à différents étages.

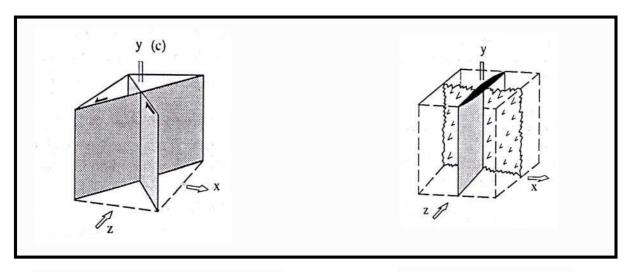
- Les stries : Les srtries sont des indicateurs de mouvement laissées sur le miroir de faille, suite à un déplacement des deux blocs rocheux, provoqué par une tectonique. L'orientation des stries est indiquée par sa direction et son plongement. La présence de ces derniers est engendrée par un déplacement des deux blocs l'un par rapport à l'autre.
- Les stylolithes: Le nom de stylolithe a été introduit pour la première fois en (1828). Il s'agit d'une colonne individuelle dont la taille varie de micrométrique à pluridécimétrique. L'ensemble des colonnes s'interpénétrant forment une surface stilolithique. Ces joints stilolithique d'origine tectonique sont généralement perpendiculaires ou obliques sur la stratification (S_0) (Arthaud et Mattauer, 1969). Parcontre, les joints stilolithiques de compaction sont parallèles aux plans de stratification (S_0). Ces derniers sont généralement sont d'origine diagénitique. Les joints stilolithiques d'origine tectonique souligne la direction de racourcissement (**Fig : 17 a et b**).
- Les directions d'une déformation: Le traitement d'une population de failles permet de donner une direction moyenne caractérisée par trois directions orthogonales (Arthaud et Choukroun, 1972) (fig. 17c).
 - z : direction principale de raccourcissement,
 - x : direction principale d'allongement,
 - y: direction principale intermédiaire,

dans certains cas les axes z, y et x peuvent correspondre respectivement aux directions principales $\sigma 1$, $\sigma 2$ et $\sigma 3$ des contraintes

d) Les polarités cinématiques (critères de mouvements)

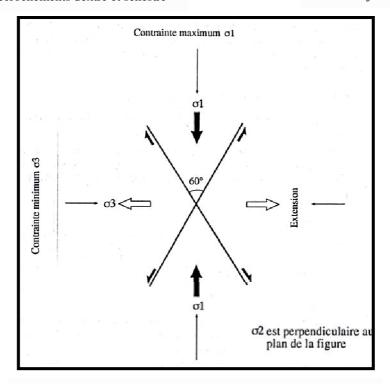
Le sens de mouvement sur un miroir de faille dans une roche compétente (calcaire, grés) est généralement déterminer à l'aide de certains critères caractérisés par des fentes de tensions, cristallisation en zones abrités et figures striateurs (**fig. 18b**).

D'autres critères sont déterminant pour apprécier le sens du mouvement relatif dans les roches gréseuses, tels ques les failles secondaires, cisaillemuent R1 de Riedel ou fente en relais, (fig.. 18a).



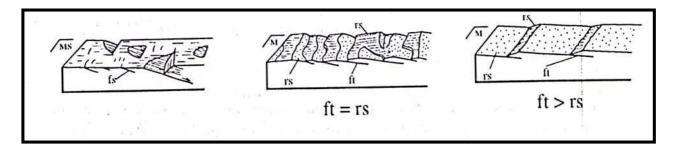
a- Microdécrochements dextre et senestre

b- fente et joint stylolitique



c- Apparition de plans de cisaillement conjugués sous contraintes.

Fig. 17: Schéma montrant l'orientation des directions principales de déformation par rapport a des systèmes simples de microfractures (déformation supposée plane, y invariant)



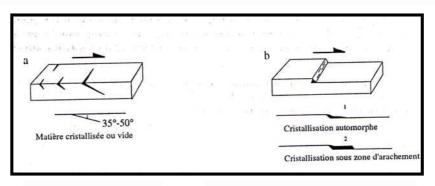
Faille secondaire (fs) Concave vers l'extérieur Ft : cisaillement (R1) de Riedel ou fente en relais

Rs ; cisaillement de ? de Riedel

ft : fente en relais

rs : surface de rupture compressive de la zone de recouvrement des fentes rs plonge à 10°+15° du miroir moyen vers l'aval du mouvement

Fig.18a-: Exemples de miroirs de failles en roches non calcaires (cas de figures rencontrées à 50% dans les grés de d'après Petit et al., 1980)



Fentes de tension

Cristallisation en zone abritée

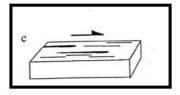


Figure d'arrêt d'éléments striateurs

Fig. 18b- Critères de mouvements permettant de déterminer le sens du déplacement en microtectonique

B. ANALYSE MICROTECTONIQUE

1. Buts

L'étude microtectonique effectuée sur différents sites dans les terrains Néogène de la dépression de Timgad, s'appuie sur des travaux de terrains en complémentarité avec les donnés obtenues par nos prédécesseurs.

Pour cela, nous essayerons de procéder de la façon suivante :

- De préciser et d'argumenter la géométrie et la chronologie des différentes structures cartographiques plicatives (anticlinaux) et extensives (bassins).
- De recenser le nombre des événements tectoniques principales mise en évidence dans les différentes formations de la région d'étude et faire appelle à une analyse microtectonique.

2. Méthodologie

La technique utilisée dans le traitement des populations de microfailles striées, de fentes en échelons et de diaclases à travers les différentes stations du bassin de Timgad est basée sur le principe de la projection stéréographique. Il s'agit d'un mode de réprésentation et de construction géométrique abstrait qui n'analyse que les rapports d'orientation des éléments tectoniques dans l'espace. Ce principe consiste à translater ces éléments parallélement à eux mêmes pour les rapporter à une demi-sphère de référence. Dans notre projection, on utilise l'hémisphère supérieur du Caneva de Schmidt.

Nous avons récolté plus de 300 mesures, réparties sur une vingtaine de stations et couvrant toute la zone d'étude (**Fig. 19**).

3. Les stations de mesures dans les formations du Crétacé

Nous signalons que les phases tectoniques Tertiaires sont responsables de la génèse des structures plissées affectant à la fois les terrains secondaires qui enregistrent les effets de cette tectonique polyphasée et les terrains mio-plio-quaternaire marins et continentaux. Plusieurs directions d'accidents NW-SE, NE-SW, NNE-SSW et E-W sont mis en évidence dans les formations compétentes de ce bassin (**Fig. 20**).

Les régions qui englobent les terrains du crétacé sont localisées essentiellement aux marges septentrionale (S1a-1b), (S2), (S9), (S18), (S16) et méridionale (S10a), (S10b), (S11a-11b), (S12), (S15a), (S15b) du bassin de Timgad. Nos travaux d'observations et d'analyses sont effectués essentiellement dans le versant sud de Bou Arif et le versant nord de Chélia et à moindre degré dans la zone de Bouhmar.

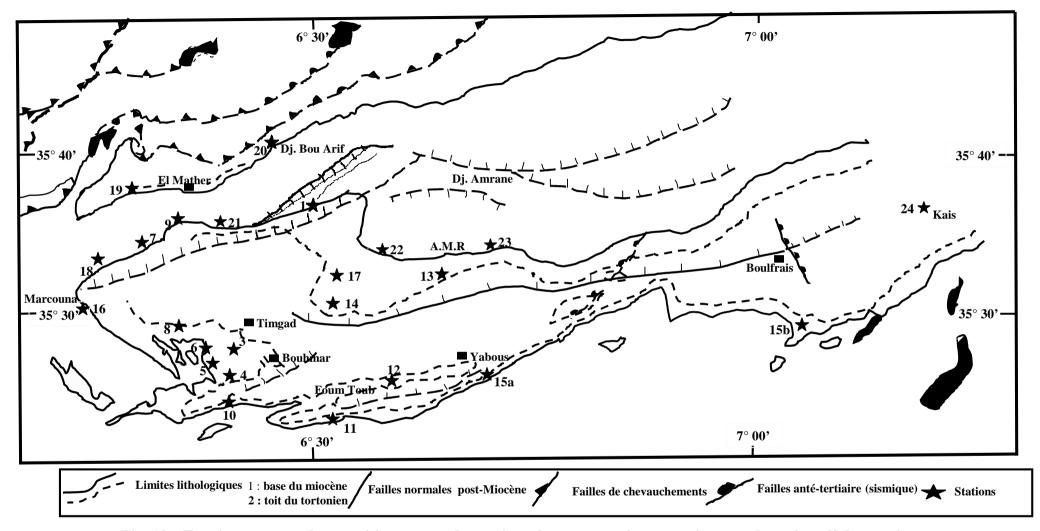


Fig. 19 – Esquisse structurale et positionnement des stations de mesures microtectoniques et des points d'observations

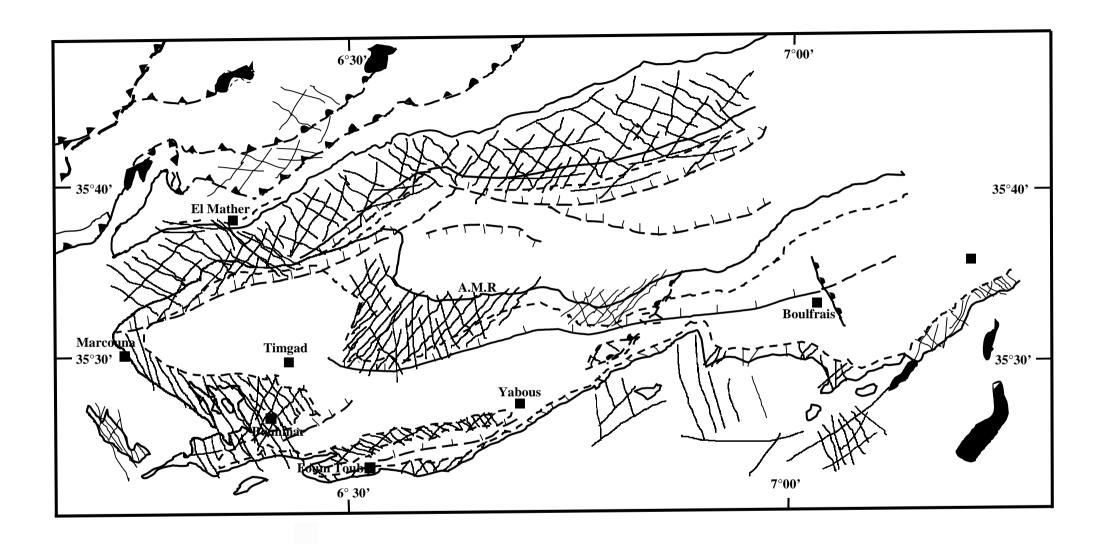


Fig. 20- Schéma structural et carte linéamentaire du bassin de Timgad

Les régions qui englobent les terrains du crétacé sont localisées essentiellement aux marges septentrionale (S1a-1b), (S2), (S9), (S18), (S16) et méridionale (S10a), (S10b), (S11a-11b), (S12), (S15a), (S15b) du bassin de Timgad. Nos travaux d'observations et d'analyses sont effectués essentiellement dans le versant sud de Bou Arif et le versant nord de Chélia et à moindre degré dans la zone de Bouhmar. Les microstructures d'échelles cartographiques observées dans la région se limitent aux anticlinaux de Bou Arif et de Chélia de direction N40°/50°E. Ils sont affectés par des failles décrochantes N-S et E-W, engendrés essentiellement par le raccourcissement N140°E et par des failles décrochantes dextres N150°E

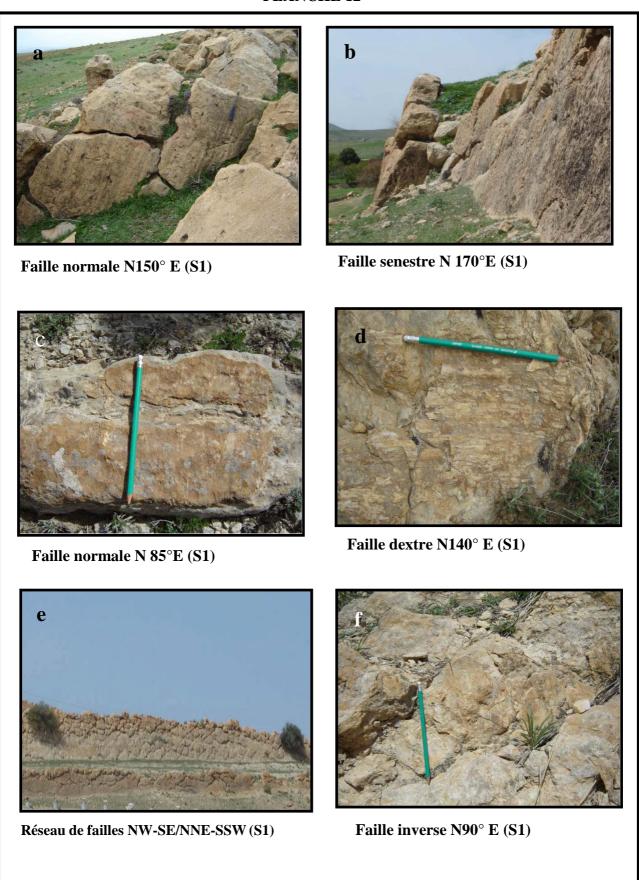
3.1 La déformation dans la bordure nord du bassin

les stations de mesures microtectoniques S1 (Ain El Beida), S2 (Ouled Deradj), S9 (Sersa), S18 (Koudiate Tenoun), S16 (Markouna) et Manchr Ali Guera présentent de bons indices microtectoniques bien visible à l'échelle de l'afleurement. L'analyse des microstructures est bien observée au niveau des structures de Bou Arif (S9) et (S18) (Fig. 19) et Djebel Amrane. Elle est basée sur des observations de terrains complétées par les résultats quantitatifs du traitement des microfailles mesurées essentiellemnt dans les formations du Crétacé. Ce traitement nous permet de mettre en évidence deux contraintes :

- Une compression Aquitano-burdigalienne N 50° E donnant des failles senestres N 70° E [(S9)] et d'autres dextres N 170°0 E [(S18)]
- Une compression post-tortonienne N-S donnant à la fois des failles inverses N 90°E [(S1)] [(S9), Pl. 12-Ph. f], des failles inverses N 80° E [(S19)], et des failles normales de mêmes direction [(S1), Pl. 12-Ph. c] [(S19)]. D'autres types de failles normales de direction N 140°/150° E [(S1), Pl. 12-Ph. a-e] [(S18)] qu'on peut liées éventuellement aux phases compressives maestrichienne, Eocène supérieur ou tortonienne. Une autre composante décrochante dextre N140°E [(S1), Pl. 12-Ph. d], N 180° E [(S19)] [(S9)], N 170° E [(S18)] et senestre N70° E [(S9)], N170°/180°E [(S1), Pl. 12-Ph. b] [(S19)] liée à un régime compressif racourssissant alpin précose anté-plis.

3.2 La déformation dans le bassin de Timgad

Les seuls affleurements d'age crétacé ont étés localisés au dessous de la discordance de Bouhmar [(S3)]. Cette station montre des failles normales N90°E [(S3)] et des décrochements dextres à crochons [(S3)]. Toutes les autres stations sont caractérisées essentiellement par des formations marno-gréseuses appartenant au Miocène.



3.3 La déformation dans la bordure sud du bassin

L'analyse microstructurale concernant les formations carbonatées a été faite au niveau de Foum Ksentina (Barbaga) (S10). Le traitement des données de terrains a permis de mettre en évidence des failles inverses N110°E et des failles normales N120°/130°E qu'on peut liées à la phase post-tortonienne, des décrochement dextres N100°E/130°E, senestres N0°E, éventuellement rattachable à la phase maestrichtienne. Les observations de terrains laissent apparaître respectivement des Failles normales N130°E,/150°E et 170°E [(S10)].

4. Les stations de mesures dans les formations du Miocène

La structure générale du bassin mise ne évidence par la sismique (Ghandriche, 1991), correspond à un synclinorium qui s'étend sur une aire géographique d'environ 35 Km d'Est en Ouest et sur plus de 10 Km à 15 Km du Nord au Sud.

L'étude tectonique et microtectonique réalisée dans les terrains néogènes du bassin de Timgad et des zones limitrophes nous a permis de tirer certaines informations concernant les phases ayant affecté les formations mio-pliocènes et les structures qui y sont associées.

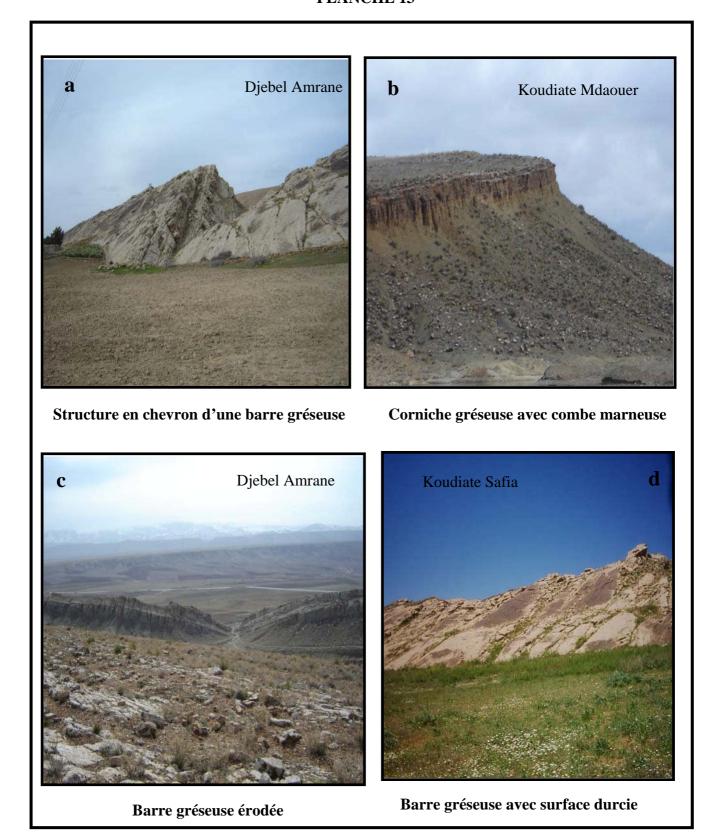
L'étude de terrain fait met en évidence quatre familles de failles représentées par les directions : NW-SE, NE-SW, NNE-SSW et E-W observables dans les formations gréseuses.

4.1 La déformation dans la bordure nord du bassin

Cette zone est bordée au nord par le chainon de Bou Arif qui est à son tour en position légèrement chevauchante vers le sud par l'intermédiaire d'une faille inverse marquée par des pointements discontinus de Trias. Cette déformation est bien visible au niveau des barres gréseuses Tortonienne (**Pl. 13, Ph. a-b-c-d**).

Les stations de mesures microtectoniques S1 (Ain El Beida), S7 Ain El Assafer, S9 (Sersa), S18 (Koudiate Tenoun), S16 (Markouna) et les observations des microstructures (**Pl. XI. Ph. 1-2-3**) sont localisées sur le versant sud de Bou Arif correspondant à la bordure nord du bassin de Timgad. Le traitement statistique des populations de microfailles (**Fig. 21**) fait apparaître deux états de contraintes:

- 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. Elle génére aussi des failles normales N120°/160°E syn à post-plis liée à la phase de relâchement du chevauchement.



- Une compression post-tortonienne à serrage N-S induisant des failles inverses N90°E (S1), et cisaillantes syn-plis, en relation avec une poussée vers le sud de structures chevauchantes, et des failles normales de même direction (S16) (S18) (S1), lors du relachement 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 racourssissant précose 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.

4.2 La déformation dans le bassin de Timgad

Cette région regroupe un ensemble de plis, dont la direction dominante est celle E-W, représentés par le synclinal de Tagratine, l'anticlinal de Djebel Amrane et de Djebel Bouhmar (cf. Fig. 20).

a) Djebel Amrane

Dans les stations de Koudiate Lamdaour (S17a) (S17b), Thneit El Khourchouf (S13) et à l'Est du barrage (S14a) (S14b), les contraintes définies (**Fig. 22**) par l'analyse microtectoniques caractérisent:

- Une compression tortonienne de direction N-S qui enregistrent des failles décrochantes dextres (**Pl. 14, Ph. B**) N140°/160°E (S17a) (S17b) (S14a) (S14b) (S13), et senestres N0°/10°E (S17a) (S17b) (S13) pendant le premier stade du régime compressif anté-plis, et des failles normales N140°/160°E (S13) (S14a) (S14b) (S17) primaires et secondaires liées à l'effet gravitaire syn à post-plis (**Pl. 14, Ph. A1**).
- Les failles inverses N150°/160°E (S17a) (S17b) (S13), peuvent êtres reliées à une compression de direction N20°/30°E (**Pl. 14, Ph. A2**) qu'on peut rattacher à une phase tectonique Pliocène ou Plio-Quaternaire.

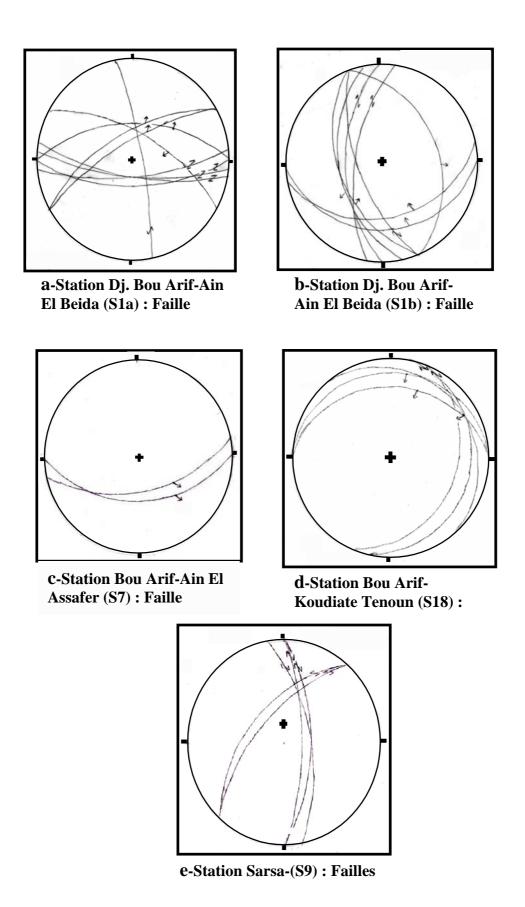


Fig. 21 – Stations de mesures des failles au Nord du bassin de Timgad et le long du versant Sud de Bou Arif

b) Djebel Bouhmar

Plusieurs stations de mesure microtectoniquesont étés effectuées dans les zones de Oued taga (S3) –de Tiguengaz (S4) – de la retenue collinaire (S6) (**Fig. 23**) et dans les zones – de Azoui (S5) – de Bibimoun (8) - de Foum Ksentina (S10) et de Markouna (S16) (**Fig. 24**). Le Miocène marin est omniprésent et discordant sur l'ensemble des structures sous-jacentes. Il se caractérise par des microstructures compressives et distensives observables sur terrain. L'analyse des populations des microfailles caractérise deux états de contraintes:

- Une compression post-tortonienne (Plio-Quaternaire) N-S engendrant des failles décrochantes dextres N150°/160°E [(S6)-(S5)-(S8)], N130°E [(S6)] et des failles décrochantes senestres N180°E [(S3)-(S8)], N140° E [(S6)] liée à un régime compressif précoce anté-plis. Une autre composante normale avec deux directions différentes, la première est orientée N90°/100°E (S3)-(S16) dans le flanc Sud du massif de Bouhmar, attribuée à un régime en relâchement syn-plis après compression et la seconde est orientée NW-SE 130°/140°E [(S5)-(S6)-(8)] qu'on peut rattachée à des effets gravitaires syn a post-plis.
- Une compression Pliocène à Plio-Quaternaire N20°/30°E responsable des failles inverses orientées N130°/140°E [(S4)-(S6)] localisées dans la station de la retenue collinaire et probablement des failles décrochantes senestres N100°/130°E (S6).

4.3 La déformation dans la bordure sud du bassin

Cette bordure est soulignée par les chainons E-W de Foum Toub, Foum Ksentina (Bouhmar), Foum Khaza, Foum Tarist (Yabous), Boulfrais et le versant septentrional de Djebel Chelia d'orientation NE-SW. Ces massifs sont formés par une succession de reliefs gréseux qui émargent dans la topographie, débutant par une falaise dont la surface montre un débit losangique plongeant de 40°/50° vers le nord. Ces formations tertiaires du sud du bassin de Timgad, représentées par une association des terrains miocènes marin et continentale enregistrent bien les effets de la tectonique miocène et post-miocène.

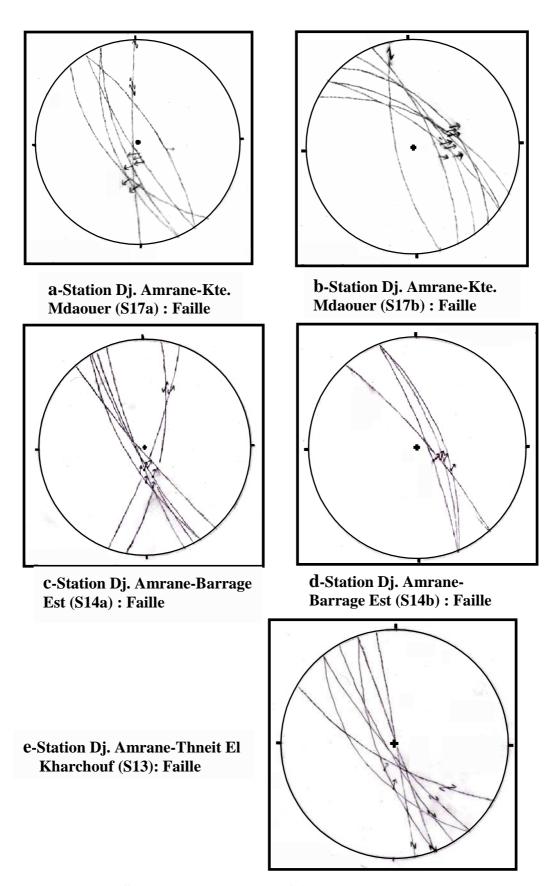
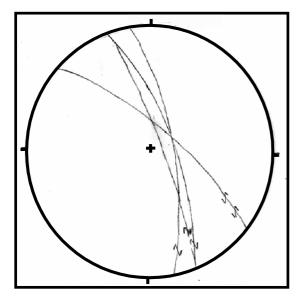
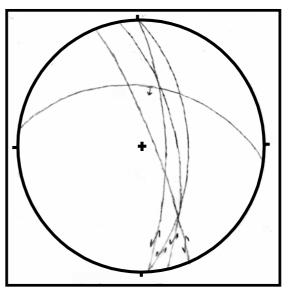


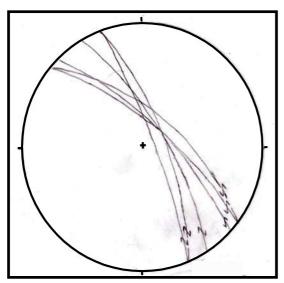
Fig. 22 – Stations de mesures des failles dans le bassin de Timgad (Dj. Amrane)



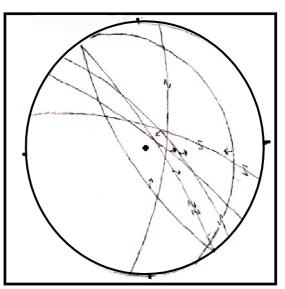
a-Station Bouhmar-Oued Taga(S3): Faille



b-Station Bouhmar-Tiguenzaz (S4): Faille

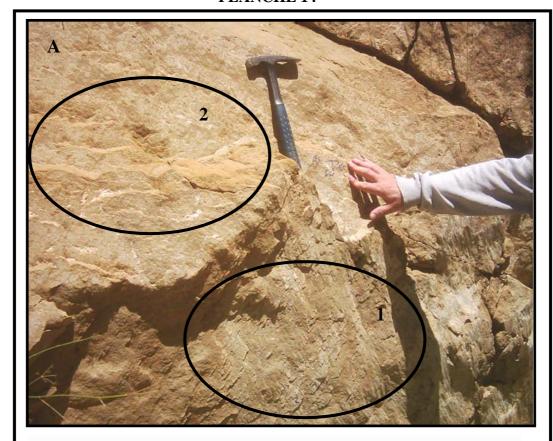


c-Station Bouhmar-Retenue collinaire (S6a) : Faille



d-Station Bouhmar-Retenue collinaire (S6b) : Faille

Fig. 23 – Stations de mesures des failles dans le bassin de Timgad (Dj. Bouhmar)



Faille normale N150°E (1)/Faille inverse N150°E (2) (S14)



Faille décrochante dextre N140E (S14) affectant les corniches gréseuses

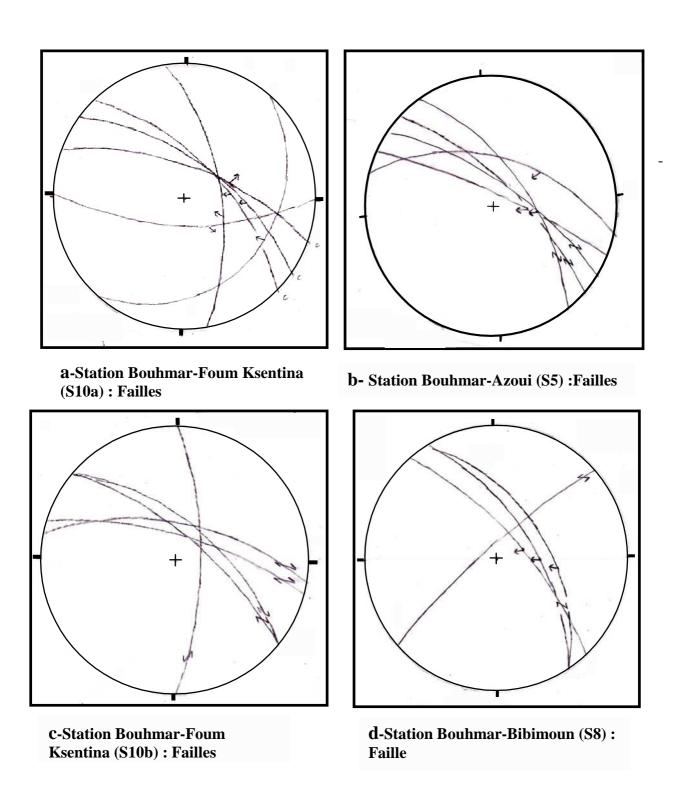


Fig. 24— Stations de mesures des failles dans le bassin de Timgad (Dj. Bouhmar)

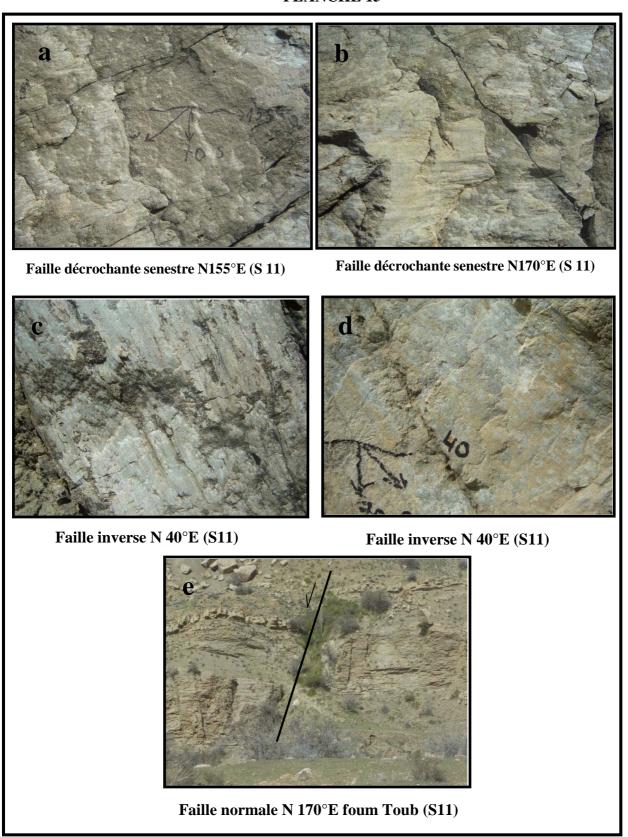
Les différents stations d'observations et stations de mesures microtectoniques station Foum Ksentina (S10a) et (S10b) - station Foum Toub (S11a) et (S11b) - station Foum Khaza (S12) - station Foum Tariste (S15a) - station Boulfrais (S15b) et station de Yabous (S24) affectées au miopliocène sont localisées respectivement au sud de Bouhmar, de Yabous, de Foum Toub et de Yabous. (Fig. 25).

Les directions de contraintes de raccourcissement définis par l'analyse des différentes populations de failles et de microfailles définissent trois phases compressives:

- Une compression tortonienne N140°E discrète engendrant des failles décrochantes dextres N90°/100°E visible à l'échelle de l'affleurement aux dos des anticlinaux de Foum Ksentina (S10a) et (S10b) et Foum Khaza (S12). D'autres failles inverses de direction N40°E localisées uniquement à Foum Toub [(S11a) et (S11b), **Pl. 15-Ph. c-d**] sont à rattachées à la même contrainte compressive.
- Une compression post-tortonienne (Plio-quaternaire) apparente soulignée à la fois: par des failles inverses N90°E (S10a) et (S10b) [(S15b)], et des failles normales N80°/90°E [(S12)], [(S15b)] syn-plis, liées au mouvement cisaillant lors du transport majeur du nord vers le sud, par d'autres failles normales secondaires de direction N170°E [(S10a) et (S10b), [(S11), Pl. 15-Ph. e] découpant les anticlinaux en blocs syn à post-plis rattachées à l'effet gravitaires lors du relâchement du mouvement.

Cette phase est aussi marquée de façon continuelle par la présence de décrochement dextres N140°/160°E [(S15a)] et senestres N170°/10°E (S10a) - (S10b), [(S11a)-(S11b), [Pl. 15-Ph. a-b], (S12)], [(S15a)] et [(S15b)] anté-plis liées au stade précoce de la compression

- La troisième compression N30°E de moindre importance, modestement enregistrée est mise en évidence dans la station (10a) et (10b) de Foum Ksentina, affectent les terrains du Miocène supérieur est marquée par des failles normales N40°E. Elle correspond probablement à la phase Pliocène (Marmi, 1995).



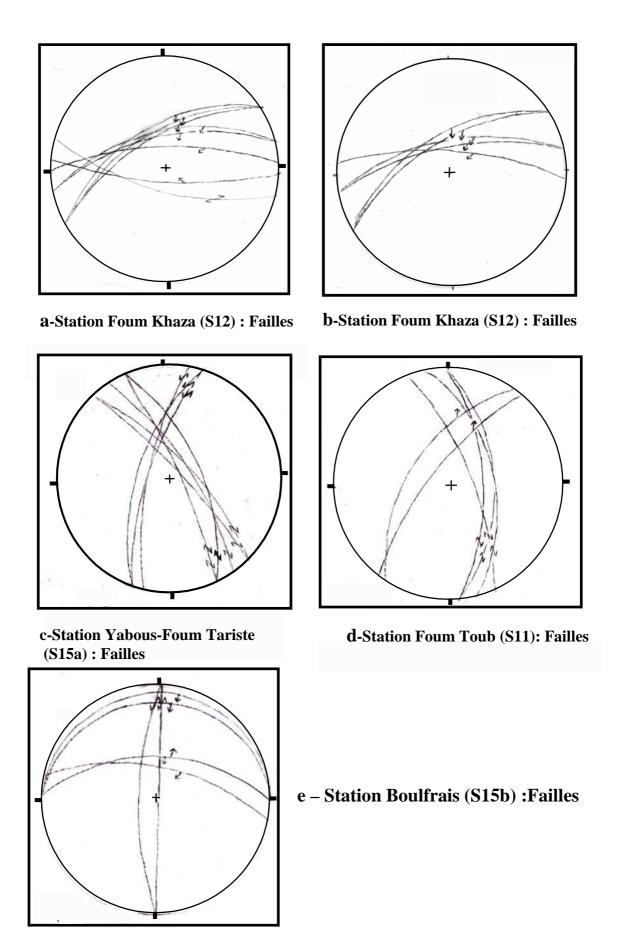


Fig. 25 – Stations de mesures des failles dans la bordure Sud du bassin de Timgad

4.4 Conclusion

Les phases tectoniques tertiaires sont responsables de la génèse des structures plissées affectant à la fois les terrains mio-plio-quaternaires marins et continentaux, et les terrains secondaires qui enregistrent les effets de cette tectonique polyphasée (cf. Fig. 20).

Les formations néogènes enregistrent les épisodes de déformations compressifs : Aquitano-Burdigalien N40°E, Tortonien N140°E et Pliocène N20/30°E. Ils ont généré des failles généralement à cinématique décrochantes dextres NW-SE et senestres NNW-SSW, des failles normales et inverses de directions E-W et des failles normales gravitaires NNW-SSE et NW-SE. Certains de ces accidents inverses NW-SE et normales NE-SW sont réactivés en failles décrochantes dextres NW-SE et senestres NE-SW.

La répartition et l'analyse des populations de microfailles au sein des formations néogènes du bassin de Timgad (Fig.28;29) illustre une composante distensif constante de direction majeure E-W et mineur ENE-WSW et ESE-WNW. Cette répartition de faille est repérée à travers l'ensemble du bassin et enregistrée par les formations du Miocène.

L'étude microtectonique met en relief la chronologie de la succession de trois événements tectoniques calés globalement: dans le Miocène inférieur, dans le Miocène supérieur et à la limite Pliocène-Quaternaire.

5. Fentes de tensions

Les fentes de tensions sont des microstructures généralement observables dans les zones de cisaillement au niveaux des formations carbonatées du Crétacé (Aptien-Barremien et Maastrichtien). Ce sont des fractures centimériques à métriques, linéaires avec un remplissage de calcite, souvent visible à la surface des bancs et parallèles à la contrainte φ 1.

L'observation et l'analyse de ces microstructures au niveau des différentes stations de mesures (S11)-(S20) (**Pl. XIV, Ph. 1-2-3-4**) et (S21) (**cf. Fig. 20**) laissent apparaître plusieurs directions donnant quelques fois des structures losangiques. L'état des contraintes (**Fig. 26**) montre respectivement les directions N0°E/170°E, N140°/160°E/N110°E et 60°E/70°E (**Pl. 16, Ph. a-b-c-d**).

• Les directions NO°E/170°E peuvent êtres rattachées à la compression posttortonienne affectés par des accidents senestres N110°E liées à la phase pliocène.

- Les directions N140°E/160°E sont liées à la compression Eocène supérieur. Ils sont repris par des décrochements senestres liés à la phase Aquitano-burdigalienne.
- Les directions N60°E/70°E peuvent êtres rattachées à la compression Aquitanoburdigalienne repris par des accidents dextres N140°E/150°E Post-tortonienne et des décrochements senestres pliocènes.
- Les directions N40°E liées à la compression Aquitano-burdigalienneet des directions N110°E qui peuvent êtres rattachées à la compression Maestrichtienne.

En s'appuyant sur les observations des microstructures tectoniques (**Pl. XII, Ph. 1-2-3**) (**Pl. XIII, Ph. 1-2-3-4**) et l'analyse des rosaces stéréographiques, il en ressort trois phases de déformations compressives enregistées par les formations du crétacé. Il s'agit des phases de l'Eocène supérieur, de l'Aquitano-burdigalien et du Plio-quaternaire. Ces accidents sont sont souvent repris par des décrochements, nous permettant ainsi de caler chronologiquement les différentes compressions.

6. Fentes en échelons

Ces fractures lenticulaires agencées en échelons sont souvent rencontrées dans les formations calcaires du Crétacé (**Pl. XV**, **Ph. 1-2-3-4-5**). Ils déterminent la direction du plan de cisaillement par conséquent la direction de la contrainte φ1. Ces structures sont repertoriées sur plusieurs stations autour du massif de Bou Arif (S18), (S20), (S9), (21) (**Fig. 27**) et au Sud de Djebel Amrane (22) et (23), au Nord du bassin de Timgad, et (S15a) et (S15b) au Sud de Bouhmar et Boulfrais situés à la limite sud du bassin (**Fig. 30**).

En s'appuyant sur les microstructures observées sur terrain et les analyses des résultats microtectoniques, il apparaît deux phases de phases de déformations compressives enregistrées par les calcaires du Barremien, de l'Aptien et du Maestrichtien. Une compression Aquitano-burdigalienne de direction N40°E /50°E qui serait à l'origine des décrochements dextres N30°E et senestres N70°E [Pl. 16, Ph. a-c]. Une deuxième compression N0°E/N10°E responsable des décrochements dextres N170°E et senestres N20°E [Pl. 17, Ph. b-d-e-f] (post-tortonienne).

Les directions engendrées par cette phase (post-tortonienne) sont les plus répondues statistiquement à l'intérieur et autour du bassin de Timgad d'où l'importance de cette compression.

Toutefois quelques plans de cisaillement à composante senestre N140°E (Bou Arif-Sebkhate Djendli) sont décelés dans les formations de l'Aptien qu'on arrive pas a calés et rattachés à une phase de compression.

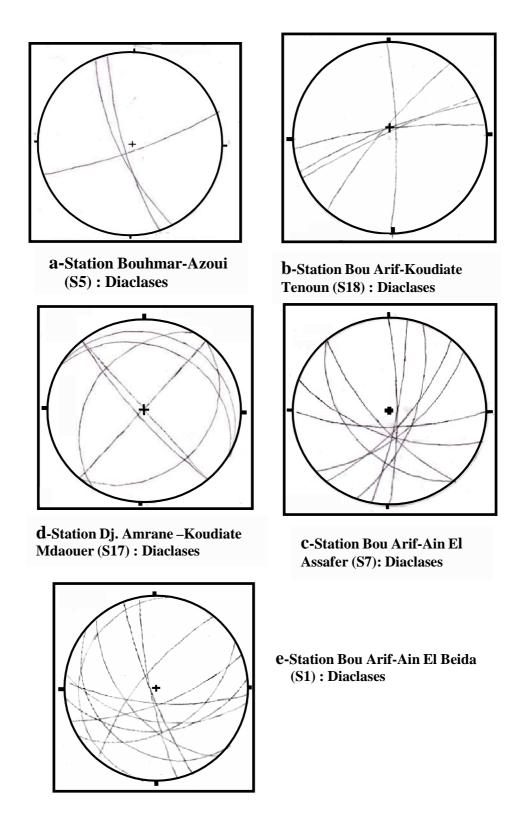


Fig. 26 – Stations de mesures des fentes de tension dans le bassin de Timgad



Diaclases N 60°E/N150°E (Sidi Salah) (S23) donnant un aspect losangique



Diaclases N 70°E et N150°E (S11)



Diaclases N60°E et 150°E (S20)



Fentes N140° et N90°E (S20)

Marmi, (1995) signale au nord de Bou Arif prés de Sebkhet Djendli (**S. 12**) une compression N-S à N 30°E, lui reliant des accidents à composante dextre NW-SE qui décalent les axes de plis NE-SW à E-W. Une autre compression N 50°E (**S. 19**) décelé dans la terminaison périclinale NE de Bou Arif se manifeste par des microcisaillements dextres N150°E/N160°E.

7. joints stylolitique

Ces joints stylolitiques d'origine tectonique de direction N80°E et N120°E sont mis en évidences au niveau de la station de Ouled Deradj (S. 2) (versant Sud de Bou Arif) avec des directions compressives de direction N170°E et N30°E qu'on peu liées respectivement aux compressions Post-Tortonienne et Pliocène. Ces mèmes pics stylolitiques sont bien représentés sur les plans des bancs de calcaires crétacé de direction N90°E visibles au niveau de Kais (S. 24) prés du barrage [Pl. XVI, Ph. 1-2].

PLANCHE 17



Famille conjuguée de Fentes en échelons (S7) dextre N30°E et senestre N70°E



Fente en échelon senetre (Thneit El kharfane) (S21) N20°E



Fente en échelon senestre (Lahbassi) N20°E et microfaille N170°E



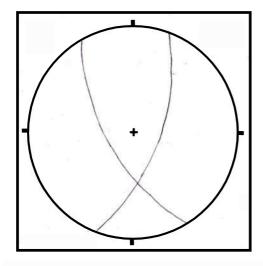
Famille conjuguée de Fentes en échelons (Sidi Salah) N30°E N70°E



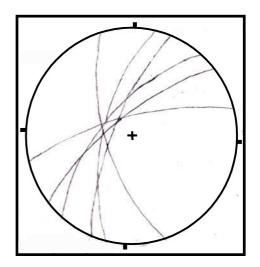
Fente en échelon senestre (15b) N20°E repris et décroché par un mouvement dextre N110°E



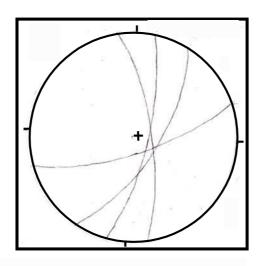
Fente en échelon dextre (S20) $N170^{\circ}E$



a-Station Bou Arif-Koudiate Tenoun (S18) : Fentes en échelons



b-Station Bou Arif-Sarsa (S9) : Fentes en échelons



C-Station Bou Arif-Ain El Assafer (S7): Fentes en échelons

Fig. 27 – Stations de mesures des fentes en échelons dans la bordure Nord du bassin de Timgad

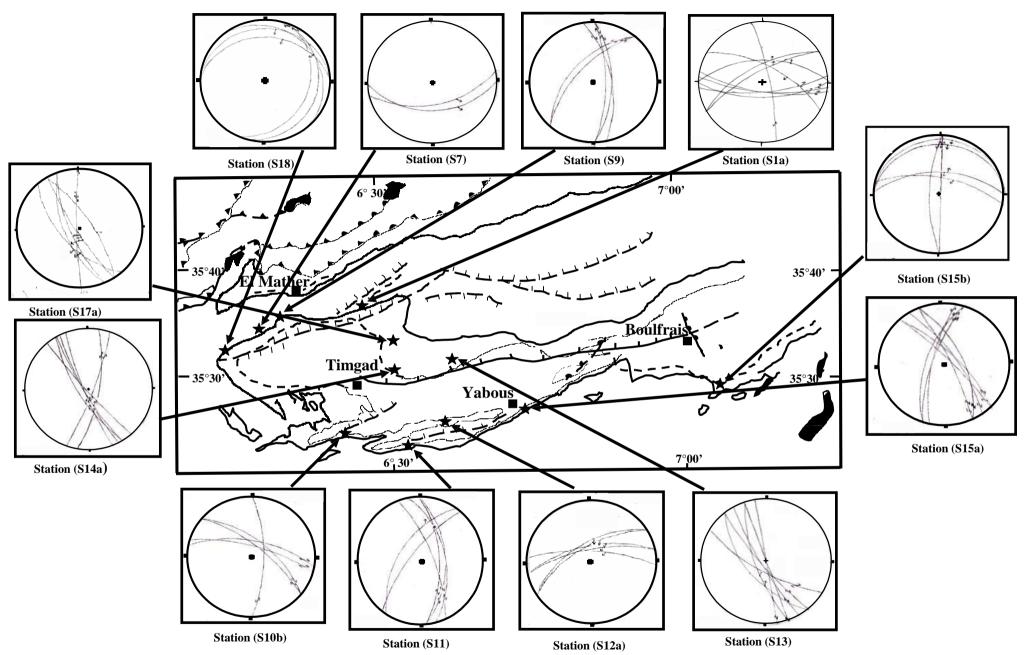


Fig. 28- Esquisse structurale et les projections stéréographiques des failles des stations de mesures dans le bassin de Timgad

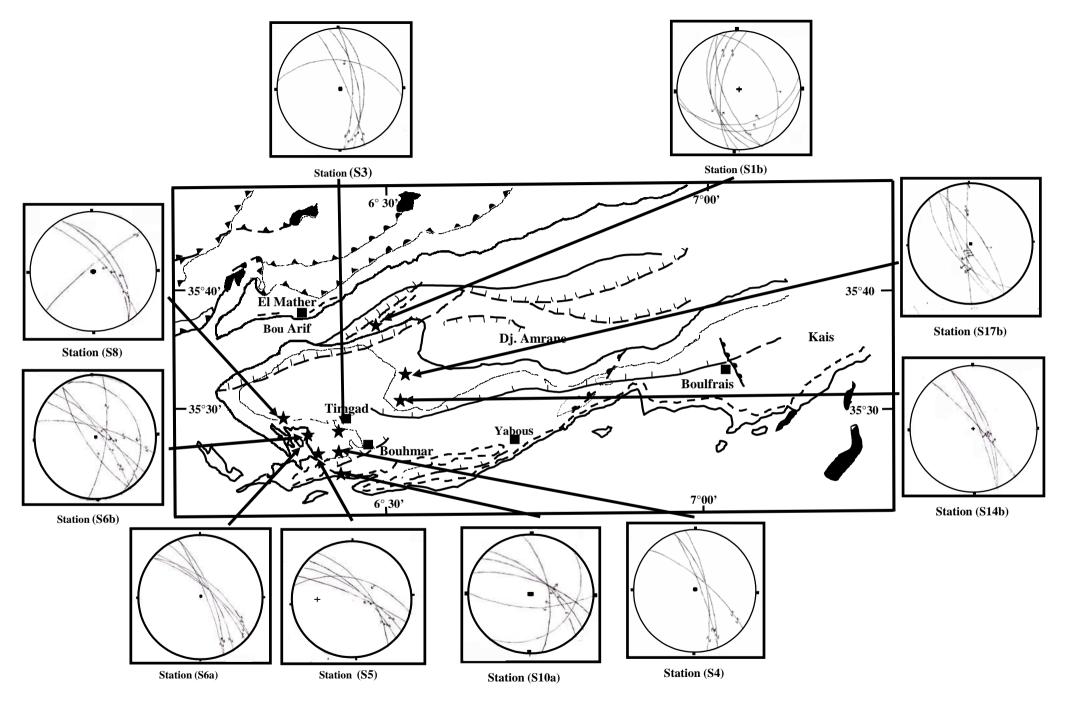
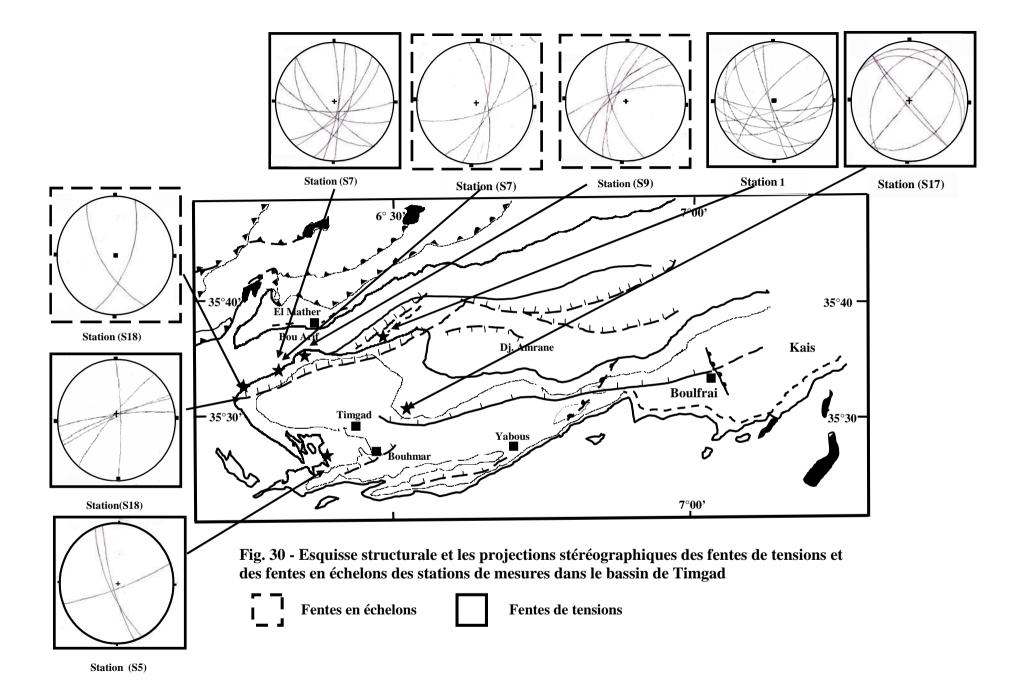


Fig. 29 - Esquisse structurale et les projections stéréographiques des failles des stations de mesures dans le bassin de Timgad



III. Contexte géodynamique

Les études tectoniques antérieures, sur les Aurès et les régions voisines effectués par certains auteurs : Guiraud (1973), Ghandriche (1991), Marmi (1995) et Marmi et Guiraud (2006) entre autres, ont définis les phases compressives se rapportant à l'Eocène, au Miocène et au Quaternaire basal. Ces phases sont reconnues aussi à l'échelle de la marge de la plaque africaine (Guiraud et Bellion, 1995 ; Frizon de Lamotte et al, 2000).

L'analyse des populations de microfailles réalisées dans la série mio-pliocène) du bassin de Timgad confirme l'implication des épisodes compressifs de déformations qui se sont manifestés à l'Aquitano-Burdigalien (direction de raccourcissement N40°E), au Tortonien (N140°E) au Plio-Quaternaire (N20-30°E). Une dynamique chevauchante ayant induit une poussée vers le sud des différentes structures est rattachable à la dernière phase compressive. Ils ont généré des failles généralement décrochantes NW-SE dextres et NNW-SSW senestres, des failles normales et inverses de directions E-W et des failles normales gravitaires NNE-SSW et NW-SE. Les deux accidents chevauchants limitant le bassin sur ses deux bordures nord et sud constituent des accidents avec un décollement probable au niveau du Trias en se référant aux données sismiques.

Toutefois les formations néogènes enregistrent aussi une déformation extensive de direction E-W qui a succédé à la phase compressive du Miocène inférieure et elle est à l'origine de la mise en place d'accidents orientés globalement N-S. L'ensemble de ces déformations a structuré le bassin de Timgad en blocs tectoniques de formes losangiques édifiés en horst et grabben (**Fig. 31**). Cette disposition structurale et la géométrie des failles mettent en évidence une relation sédimentation-tectonique avec une tendance à l'approfondissement du bassin dans sa partie orientale.

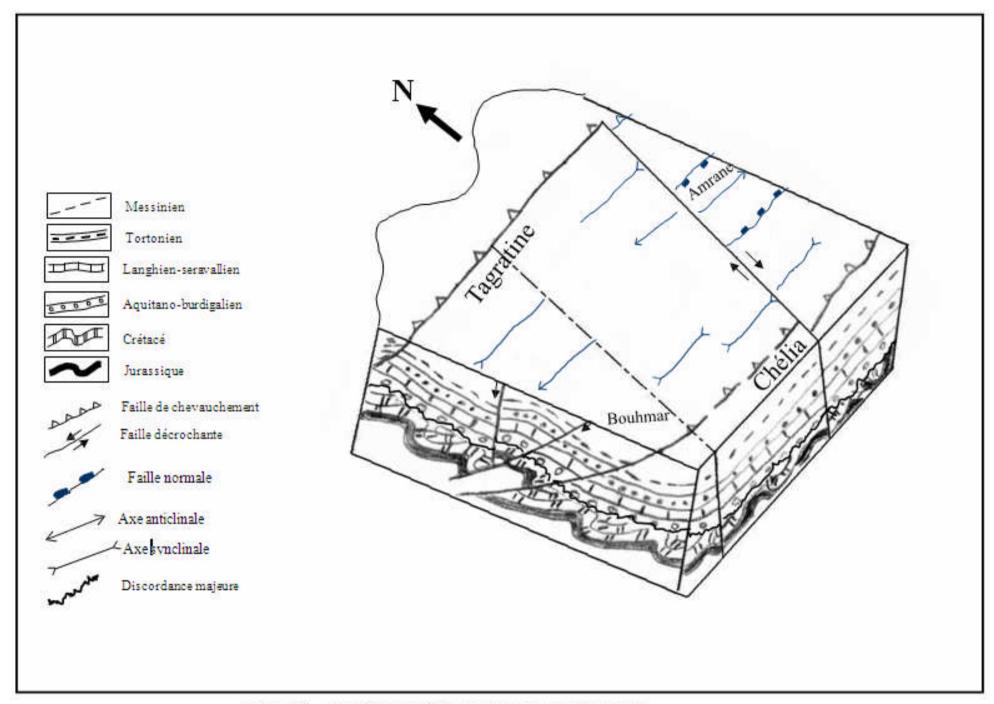


Fig. 31 – Modèle en 3D du bassin de Timgad

IV. Conclusion

L'Atlas saharien est affecté par plusieurs phases tectoniques compressives dont la phase majeure Eocène serai à l'origine des grandes structures observées aussi bien dans le domaine atlasique qu'au niveau du bassin de Timgad. Cette phase a engendré de vastes plis orientés entre N 40 et N 60° E et de grands accidents de direction N-S et E-W .

L'analyse structurale à l'échelle de bassin, appuyée par les données de géophysique (SONATRACH) met en évidence une disposition en blocs du substratum crétacé délimités par des accidents diagonaux décrochant dextres NE-SW et senestres NW-SE. Cela s'est manifesté, après la transgression marine miocène, par une sédimentation sélective qui débute par les dépôts carbonatés au Burdigalien-Langhien sur les blocs affaissés (Graben) et des dépôts gréseux du Langhien-Serravallien sur les blocs soulevés (Horst). Les phases compressives du Miocène et du Quaternaire basal ont réactivé les anciennes failles et ont plissé les séries miocènes.

Les phases tectoniques du Cénozoïque ont affecté le bassin de Timgad lui conférant un vaste synclinorium allongé orienté E-W. L'ensemble de la structure est porté par un contact chevauchant profond, à vergence sud, dont la surface de décollement suit le Trias.

L'étude microtectonique indique une déformation représentée par trois épisodes tectoniques compressifs qui se sont manifestés respectivement au Miocène inférieur, au Tortonien et au Villafranchien. Une distension (période de relâchement) orientée E-W ayant engendré des failles normales orientées globalement N-S, elle se situerait au Miocène moyen. La phase tectonique villafranchienne a donné naissance des structures compressives plissées et serait à l'origine d'un transport cisaillant vers le sud du bassin de Timgad.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La synthèse sur les formations géologiques du substratum du bassin de Timgad observées au niveau des massifs limitrophes ou ceux perçants la série détritique néogène permet de préciser certains caractères lithostratigraphiques se rapportant aux séries du domaine atlasique.

Le Trias n'apparaît qu'à la faveur d'accidents tectoniques et souvent soulignant la base des massifs chevauchants. Il apparaît principalement sur la bordure sud des massifs septentrionaux Bélezma-Bou Arif et suit généralement des failles inverses profondes telles que celles détectées par la géophysique (sismique).

Le Jurassique débute généralement par un ensemble dolomitique de mer peut profonde, puis suivent des calcaires à silex et radiolarites avec une microfaune planctonique caractérisant un milieu profond. Au Crétacé inférieur se développe une série détritique où la décharge silicoclastique atteint son paroxysme à l'intervalle hauterivien-barrémien. A partir de l'Aptien jusqu'au Sénonien supérieur se développent plutôt des formations carbonatées de plate forme interne avec une riche macrofaune représentée par des Ammonites, des Echinodermes, des Rudistes, des Coraux et des Bivalves.

Dans le massif de l'Aurès, le Cénozoïque renferme des dépôts marins marno-carbonatés dans sa partie inférieure et à l'Eocène terminal se manifeste une tendance à l'émersion marquée par l'absence de l'Oligocène qui n'apparaît que rarement avec des dépôts souvent continentaux à travers l'Atlas saharien oriental. Une discordance à caractère régionale signe une émersion généralisée des Aurès et atteignant par endroits le Miocène basal. Après le retour de la mer à l'Aquitano-Burdigalien, avec une élévation sensible du niveau marin, se dépose un terme détritique grossier conglomératique ou de calcaires bioclastiques. Cette variation latérale de faciès est en relation avec la paléotopographie héritée lors de la transgression marine miocène. Au-dessus se développe une série gréso-argileuse du Miocène renfermant de nombreuses structures sédimentaires renseignant sur l'évolution du milieu sur le plan énergie et profondeur. Une tendance à l'émersion s'amorce à partir du Messinien avec l'apparition de minces niveaux gypseux associés à des argiles rougeâtres de milieu oxydant.

Cette série miocène est représentée par deux mégaséquences, limitées par des discontinuités lithostratigraphiques, l'une inférieure transgressive et l'autre supérieure régressive où l'enchainement vertical des sédiments montre une certaine cyclicité répétitive.

Les dépôts continentaux du Pliocène sont à dominante conglomératique, comblant généralement les dépressions intra-montagneuses et se rapportent à un environnement fluviatile

où s'observent des litages obliques frustres marqués par un grano-classement croissant et décroissant, fonction de l'énergie des écoulements. Ils sont coiffés, par endroits, par une « dalle » subhorizontale que nous attribuons au Quaternaire sans arguments stratigraphiques. Cette dernière serait mise ne place après une pénéplanation du relief de certains secteurs suite à la phase villafranchienne et une érosion intense.

L'étude sédimentaire fondée sur des observations de terrain et de laboratoire, complétées par l'analyse des paléocourants met en évidence une évolution du milieu de dépôts allant d'une mer peu profonde à un environnement littoral avec la mise en place de mégarides subtidales. Les caractéristiques d'un milieu côtier sont attestées par la présence de bundles tidaux, générés par des courants de marées et des rides de vagues. Aussi la présence dans les dépôts gréseux miocènes de bioturbations fréquentes corrobore l'hypothèse d'un milieu tidal. Les dépôts carbonatés marquant le début de la transgression marine miocène se caractérisent par la présence des polypieds et des encroûtements d'algues militant en faveur d'un milieu oxygéné peu profond. L'analyse des paléocourants apporte aussi des précisions complémentaires sur l'origine des décharges du matériel détritique et sur leurs conditions de dépôt. Les résultats, du traitement de données prises sur les structures sédimentaires, indiquent une direction dominante, des apports gréseux, orientée globalement N-S à NE-SW, suggérant des sources nourricières septentrionales. L'ensemble des massifs septentrionaux renferme d'épais dépôts gréseux appartenant à l'intervalle Valanginien-Barrémien et par conséquent ils auraient alimenté le bassin en matériel gréseux. Donc la transgression marine, attestée par la discordance régionale, serait nord à nord-est, Marmi (1995) propose un apport NE plus à l'Est de notre terrain d'étude (région de Khenchela) en se fondant sur les paléocourants dans les grès du Serravallien-Tortonien.

Les discontinuités apparaissant au sein des deux séquences principales du Miocène peuvent être en relation avec les déformations tectoniques et/ou fluctuations du niveau marin. Les milieux de dépôts sont variables allant d'un milieu relativement profond à un milieu littoral sur l'ensemble du cycle sédimentaire néogène.

Sur le plan structural le bassin de Timgad est représenté par un synclinorium, mis en évidence par la sismique réfraction (SONATRACH), porté par un plan de chevauchement profond dont la zone de décollement se situe au niveau du Trias. Des failles listriques, souvent inverses, limitent des blocs tectoniques basculés à vergence sud avec des redressements des couches sur le front méridional.

L'approche tectonique est basée essentiellement sur les observations de terrain prenant en compte les structures cartographiques et les microstructures. Les résultats de l'analyse microtectonique sur microfailles striées nous ont permis de déceler trois épisodes tectoniques compressifs et un épisode distensif. Leur chronologie relative correspondrait respectivement au Miocène inférieur, au Tortonien, au Villafranchien et post-Tortonien concernant l'extension. La compression villafranchienne est probablement génératrice du chevauchement majeur à vergence sud de l'ensemble des structures du bassin. Elle a induit aussi des décrochements dextres NW- SE, senestres NE-SW et des failles inverses E-W responsables d'une disposition en blocs tectoniques losangiques d'échelle cartographique. Les accidents anciens, régionaux, obliques sur l'Ouest sont réactivés lors des phases récentes et ont guidé l'évolution structurale du bassin.

L'ensemble de ces structures tectoniques permet d'admettre un déplacement post-miocène de faible envergure généré probablement par la déformation compressive plio- quaternaire, dont la direction de raccourcissement est orientée globalement N-S.

Les données de géophysique mettent en évidence la géométrie profonde des différents accidents et révèle une relation sédimentation-tectonique dans le bassin. Elles font apparaitre des accidents chevauchants, des plissements, des failles listriques et des discontinuités marquant des discordances angulaires et des lacunes stratigraphiques. L'ensemble de ces particularités structurales est en relation étroite avec les épisodes tectoniques ayant affecté la région d'étude.

Sur le à l'Eocène plan paléogéographique, supérieur émersion 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). Une régression marine, au Miocène inférieur est suivie d'une érosion intense marquée par l'absence de l'Oligocène et/ou du Miocène basal dans le massif de l'Aurès et les régions limitrophes. Elle est générée par la phase tectonique compressive du Miocène inférieur. A l'échelle de la chaine alpine cette discordance est reconnue à la base du Burdigalien qui marque une élévation rapide du niveau de la mer sur le cycle « global » de la charte de Haq et al. (1987). Le retrait définitif de la mer des Aurès s'est amorcé au Messinien terminal avec des dépôts argileux renfermant des niveaux gypsifères associés aux formations rougeâtres de milieu oxydant. Le Plio-Quaternaire continental, à dominante détritique, occupe les dépressions intra-montagneuses et parfois il culmine à de grandes altitudes 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.

Références bibliographiques

ADDOUM B. (1995) : L'Atlas saharien sud-oriental: Cinématique des plischevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est Constantinois (Confins algérotunisiens). Thèse Sciences, Université Paris Sud Orsay, 198p.

AISSAOUI D.M. (1979) – Les séries carbonatées du jurassique supérieur des Aurès Hodna (Algérie). Sédimentogenèse et diagénèse synsédimentaire. Thèse de 3^e cycle, Paris.

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, Strasbourz 150 p.

AIT-SALEM H. & TRUG G. (1987) — Diagenèse des réservoirs gréseux : poronécrose par dolomitisation épigénétique sous contrôle des nappes aquifèrs (processus d'encroutement météorique ou profond) affectant les sédiments gréseux fluviatiles du Trias dans le Sud-Est de l'Algérie. 8th I.A.S. Regional meeting of sedimentology. Tunis

ALLEN J. R. L. (1963) – The classification cross-stratified units. With notes on their origin. Sedimentology, 2, p. 93-114.

ALLEN J. R. L. (1968)- Currents Ripples. Their relation to patterns of water and sediments motion. North-holland, Amesterdam, 433 p.

ALLEN J. R. L. (1980) – Sand waves, sedi. Géol, V26, p. 81-328.

ALLEN J. R. L. (1982) - Sedimentary structures: their character and physical basis. Developments in sedimentologie, 30. Elsevier, Amsterdam, 2 vol., 663 p.

ANDRIEUX J. – (1971) – La structure du Rif central, Etude des relations entre tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaine alpine. Thèse Doct. Etat, Note & Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 235.

ARIS Y. (1994) – Etude tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plioquaternaire du Constantinois (Algérie nord-orientale): Caractérisation des différentes phases de déformation. Thesis, University Nancy I, France, 215 pp.

ARNAUD-VANNEAU A. et ARNNAUD H. (1990) – Hauterivian to lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine Chains (Southeastern France and Swiss Jura). Spec. Publ. Inc. Ass. Sediment. 9, 203-233.

ARTHAUD F. et MATTAUER F. (1969) – 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.

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. et DURAND DELGA M. (1971)- la chaine des Maghrébides

AUTREY Y., DESROUSSEAUX (1990) – Etude d'un front de chevauchement et du passage à la plate forme. La flexure saharienne. Rapport de stage, E. N. P. M. (Paris), 86p.

BALLAIS J. L. & VOGT T. – (1979) – Croûtes calcaires quaternaires du piémont nord des Aurès (Algérie). Rech. Geogr. Strasbourg n° 12. AA. Geogr. D'Alsace.

BASSOULET J. P. – (1973) – Contribution à l'étude stratigraphique du Mézosoique de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Doct. Etat. Université Paris VI, 2t, 497 p..

BEGHOUL J. (1974) – Etude géologique de la région de Hamimat (SE constantinois). Application à la recherche pétrolière dans les confins Algéro-Tunisiens. Thèse Doct. Ing., Univ. De Paris VI.

BEICIP-SONATRACH (1970)- Etude géologique du Permis Taktiout (partie occidentale). Rapport inédit.

BELLION Y. J. (1972) – étude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bélezma (Algérie). Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle, Paris 6, 186p.

BEN AYED N. (1986) – Evolution tectonique de l'avant pays de la chaine alpine de Tunisie du début du Mésozoique à l'actuel. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud Orsay, 327p.

BENEST M. (1982) – Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextre (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Saida (Algérie occidentale). Rev. Géogr. Phys ; Géol. Dyn. Paris, vol.23, pp. 17-35.

BENSALAH M., BENEST M. & TRUC G., - (1986) – Présence de Miocène supérieur à Hélicidés dans la hamada du Chott El Gharbi (hautes plaines de l'ouest algérien). 6^è Semin. Nat. Des Sci. Terre.

BERGGREN et al ; GUIRAUD R. (1995) - Evénements tectoniques depuis le Carbonifère moyen au temps actuel le long de la marge téthysienne arabo-africaine (Echelle Chrono- stratigraphique).

BERTRANEU J. (1952) – Le massif de Bou Taleb. Publ. XIX. C.G.I Alger, Monogr. Reg., 1 série, n° 5, 84p., 22 fig., 1 carte h.t, Alger

BERTRANEU J. (1955) – Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna :1) le massif du Bou Taleb. Thèse ès-sciences Alger. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull. n° 4, 190p. 4 pl. h. t, Alger.

BERTRANEU J. et CRUYS H (1955) – Contribution à l'étude géologique des monts du Hodna. Pub. Serv. Carte géol. Algérie. Bull. n° 4, p 98-139.

BIJU-DUVAL B. (1974) – Carte géologique et structurale des bassisn tertiaires du domaine méditerranéen : commentaire. Rev. Inst. Français Pétr., vol XXIX, n°5, pp. 607-639.

BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1976) – La genèse de la Méditerranée. La recherche, n° 71, pp. 811-822, Paris.

BLAYAC J. L. (1908) – Observation sur les prétendus charriages dans les contrés septentrionales algériennes. Bull. Soc. Géol. Fr., 4^e série, t.8, p. 53, Paris.

BLAYAC (1912) - l'age triasique de la montagne de sel d'El Outaya « Les Oursins infratriasique.

BLES J.L. (1969) – Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille Morsott (Sud- Est constantinois, Algérie). Les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série, Bull. n° 39, p. 7-17, 8 fig.

BLONDEL T.J.A. (1991) – Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale. Thèse es Sciences, Univers. de Genève, 408p.-Annexes XII, 9pl.

BOUILLIN J. P (1982) – Mise en évidence d'importantes structures tangentielles au sein du socle de Petite kabylie (Algérie). C. R Acad. Sc. Paris, t. 294, Série II, p. 1271-1274.

BOUILLIN J. P (1986) – Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296, Série II, p. 1329-1332.

BOUILLIN J. P (1992) – 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.

BOUDJEMA A. (1986) – Evolution structurale du bassin triasique saharien. Résultat de la mission de terrain (Mars-Avril 1985). I. F. P. Paris

BOUDJEMA A. (1987) – Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara nord oriental (Algérie). Thèse Univ. Paris-Sud, 281 p.

BOYER S. E et ELLIOT D. (1982) – Thrust systems. Am. Ass. Of Petrol Geol. Bull., 66, p; 1196-1230.

BUREAU D. (1966) – Remarque sur le Miocène inférieur des Monts du Bélezma (Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 263, série D, n°5, p. 472-475

BUREAU D. (1967) – Description d'un chevauchement sur le flanc méridional du Dj. Touggourt (Monts du Bélezma). C. R. Soc. Géol. Fr. 19 juin 1967, p. 237-239, 1 coupe

BUREAU. D. (1970) – Principaux traits de la structure des Monts du Belezma (Algérie). B.S.G.F., 2, pp. 210-213.

BUREAU D. (1971) – Le chevauchement au Sud du Dj. Sarif (Monts de Batna, Aurès).

Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Bull. n° 45, p. 65-72

BUREAU D. (1972) – Obliquité de la subsidence et la tectonique dans les Monts de Batna (Algérie). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 5,p. 206-207 BUREAU D. (1974) – Rôle du magmatisme dans l'interprétation paléogéographique des régions aurésiennes. 2^e R. A. S. T., p. 86

BUREAU D. (1975) – Esquisse géologique des Monts de Bélezma-Aurès, Algérie. Publ.Serv. Carte. Algérie, Bull. N° 45, p. 75-92

BUREAU D. (1975) – Figures et structures sédimentaires du Crétacé inférieur des Monts du Bellezma (Algérie). Publ. Serv. Carte géol Algérie, N.S., n° 45, pp. 93-98, Alger.

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. (1979) – Le substratum du SW constantinois au Mésozoïque. 7^e R. A. S. T., p. 93

BUREAU D. (1984) – Sédimentation contemporaine des basculements des blocs du substratum en domaine épicontinental. Caractères tirés d'un exemple pris autour de Batna, Algérie. 5^e Cong. Europ. De Sédim., p. 84-85

BUREAU D. (1986) – Approche sédimentaire de la dynamique structurale : Evolution mésozoique et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest constantinois et Aurès, Algérie). Thèse Doct. ès sci., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 2 vol., 1^{re} partie 441 p., 1 pl. h.t., Annexe 338 p.

BUSSON G., FLANDRIN J. et LAFITTE R. (1955) – observations stratigraphiques récentes concernant la paléogéographie de l'Algérie pendant les temps éocènes. C. R. Acad. Sc.Paris, t. 240, p 1445-1447.

BUSSON G. (1970) : Le mésozoïque saharien : Essai de synthèse des donnés des sondages Algéro-Tunisiens. C.R.Z.A. Série Géol. N°11, Ed. CNRS, Paris. 810p.

BUSSON G. (1972 : L'analyse des données de forages réalisés par la Sonatrach dans le bassin saharien.

BUTLER R. W. H. (1982) – The terminology of structures in thrust belts. J. Struct. Geol., 4, p. 239-245.

CAREY E. (1979) – Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 21, p. 37-66

CASTAN Y. G. (1984) – l'accident sud-tunisien, son age et ses relations avec l'accident sud- atlasique algérien. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 238, n° 8, p. 916-918

CHADI M. (2004): C a d r e géologique et structural des séries crétacées néritiques du Constantinois (Est-algérien). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Constantine, 229p.

CHEBAH M. (2007) - Caractérisation sédimentologique et géochimique du Néogène, de part et d'autre de l'accident sud-atlasique, région de Biskra. Thèse de Doctorat d'état, 410 p., Annexe, 10 Planche, 9 tableaux.

CHAMLEY H. (1987) - Sédimentologie, collection géosciences, Bordas, Paris, 174p.

COIFFAIT P.-E., COIFFAIT B., JAEGER J.-J. et MAHBOUBI M. (1984): Un nouveau gisement de micromammifères fossiles d'âge éocène supérieur sur le versant sud des Nementcha (Algérie orientale) : découverte des plus anciens rongeurs d'Afrique. C. R. Acad. Sci. Paris 299, 893-898.

COIFFAIT Ph. E. (1992) – Un bassin post-nappes dans son cadre structural: L'exemple du basin de Constantine (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat d'état, Université de Nancy I, 501p.

COQUAND H. (1862)- Géologie et paléontologie de la région Sud de la province de Constantine. Mém. Soc. Emul. Province, II, 341p.

COLLINSON J. D. et THOMPSON D. B. (1982) – Sedimentary structures, Publishers, Ltd, London, 194 p.

DAHLSTROM C. D. A. (1970) – Structural geology in the eastern margin of the Canadien Rocky Mountains. Bull. Cana. Petrol. Geol., 18, p. 332-406.

DALLONI M. (1913) – l'Oligocène marin et sa faune en Algérie. C. R. Acad. SC. Paris; t. 156; p. 1711-1713.

DALLONI M. (1939) – Géologie appliquée de l'Algérie.

DALLONI M. (1952) – sur les terrains tertiaires supérieurs de l'Algérie et la classification du Néogène méditerranéen. Publ. XIX C. G. I Alger, ALGER, C. R., sect. XIII, fasc. XIII, pp. 9-24, Alger.

DELFAUD J. – (1974) - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. géol. France ; $7^{\text{ème}}$ S., t. XVI, n° 6, p. 643-650.

DELTEIL J. et al. (1971) – Géodynamique de l'Algérie Nord-Occidental. C R. somm. S.G.F., fasc. 8, p. 414.

DELTEIL J. et TURKI M. M (1986) – Les structures méridionales des chaînes alpines de l'Atlas oriental, déformation transformante en compression (Tunisie et Algérie orientale). Sci. Nat. Elf Aquitaine (Production). Pau, p. 249-258.

DEVAUX J. (1969) – Recherche de l'organisation des contraintes dans le tréfonds de l'Algérie du Nord. Le rôle des failles de décrochement obliques sur l'Ouest ; Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull. n° 39, pp. 41-69, Alger.

DONZE; (1973-1974) – L'introduction des Ostracodes dans la stratigraphie du sud-ouest constantinois

DROOGER C. W. (1952) – Problèmes structuraux des monts du Hodna. Geol. En Mijnb, Pay- Bas, Août 1952, nouv. Série, vol. 14, n° 8, p. 291-297, 4 fig.

DUBOURDIEU G. (1956) – Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n° 10, 659 p., 27 tabl., 89 fig., 27 pl., 8 pl. photo., 1 carte au 1/200 000^e, Alger.

DUBOURDIEU G., DUROZOY G. (1956) – Observation tectonique dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza ; Bull ; Soc ; Géol. Fr. 5^e série, t. 20, fasc. 4-6, p. 257-266, 4 fig

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

DUEE G., KAZI-TANI N. (1984) – La transversale de Béjaia-Négrine; 5e sem. Sci. De la Terre Alger, p. 54

DURAND-DELGA M. (1969) – Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série, n°39, p. 89-131, 9 fig.

DURAND-DELGA M. ET FONTBOTE J. M. (1980) – Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. Publ. 26é 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 M. (1978) – Paléocourants et reconstitution paléogéographiques. L'exemple du Buntsanstein des Voges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). Sci. De laTerre, t. XXII, n° 4, p. 301-390, 49 fig. 2 tabl. Nancy.

DUSSER et BETIER (1932) – Mines et carrières de l'Algérie.

EL HARFI A. (1990) – Les formations continentales néogènes, détritiques et encroûtées du « bassin » d'Anzal (Sud du Haut-Atlas et Nord de l'Anti-Atlas, Maroc). D.E.A., Dijon, 50 p.

ELF-AQUITAINE (1975) – Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 : Elément d'analyse. Technip éd., 172 p.

ELF-AQUITAINE (1977) – Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2 : Elément d'interprétation. Technip éd., 231 p.

ETCHECOPAR A. (1984) – Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation des déformations plastiques (approche mathématique). Thèse de Doctorat d'état, Univer. de Monpellier, 270p.

FABRE J. (1976) – Introduction à la géologie du Sahara algérien. Soc. Nat. Edit. et Diff., Alger 422 p.

FICHEUR E. (1897) – sur les formations oligocènes de l'Aurès et en particulier dans la région d'El Kantara. C. R. 25^e Congrès Ass. Fr. Avan. Sc. Tunis 1896, Paris, 1897, p. 161

FICHEUR E. (1898) – Sur les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le Sud du Constantinois. C. R. Acad. Sci. Paris, 20 juin 1898, t. 126, p. 1826-1828.

FICHEUR E. (1901) – notice sommaire sur la carte géologique de l'Algérie (3^{ème} édition). Congr. Intern. Paris, 14p.

FICHEUR E. (1902) – La carte géologique de l'Algérie. Aperçu historique et esquisse sommaire. Extr. Bull. Soc. Géogr. D'Alger et de l'A.F.N.

FIELDING C. R. (1986) – Fluvial Channels and overbank deposits from the Westphalian of the Durham coalfield, NE England, Sedimentology, V. 33, p. 119-140.

FIOILET-PIETT A., CHAMLEY H. et HOLTZAPFFEL T. (1990) – Sédimentation argileuse plio-quaternaire sur la marge armoricaine. Ann. Soc. Géol. Nord. C. V. III, p. 165-175.

FLANDRIN J. (1952) – Les chaînes atlasiques et la bordure nord du Sahara. Publ. XIX C. G. I. Alger 1952, Monogr. rég. 1^{re} série, n° 14, 82 p., fig.

FOLK R. L. (1974) – Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill's, Austin, Texas, 182.p.

FOURNEL (1849) – Etude stratigraphique des Aurès

FRAISINET C. (1989) – Les étapes de la structuration récente du haut Atlas calcaire (Maroc). Analyse des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaine intracontinentale. Thèse Doct. Sci., Université de Paris –Sud Orsay, 267p. 10 pl. h.t.

FREYTET P. et PLAZIAT J. -C. (1965) – Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. Bull. Soc. Géol. De France, (7), VII, p. 679-694.

FRIZON DE LAMOTTE D., GUEZOU J. C., ALBERTINI M. A. (1989) – Deformation related to Miocene westward translation in the core of the Betic Zone: Implications to the tectonic interpretation of the Betic orogen (Spain). Geodinamica Acta, 3, 4, p. 267-281

FRIZON DE LAMOTTE D., GHANDRICHE H., MORETI I. (1990) – La flexure saharienne : trace d'un chevauchement aveugle post-Pliocène de flèche plurikilométrique au Nord du Sahara (Aurès, Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 310, série II, p. 1527-1532

FRIZON DE LAMOTTE D., GUEZOU J. C., ANDRIEUX J.(1991) – Cinématique des chevauchements néogènes dans l'arc bético-rifaine : discussion sur les modèles géodynamiques. Bull. Soc. Géol. France, (4), p.????

FRIZON DE LAMOTTE D., SAINT BEZAR B. et BRACENE R. (2000): The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. Tectonics 19 (4), 740-761.

GAMON J. F. et ODONE F. (1984) – Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrains. Soc. géol.

- France (7), t. XXIV, n°1 p. 115-128.
- GAMON J. F. et GIRAUD A. (1982) Identification des zones de failles à l'aide des associations de fractures de second ordre. Bull. Soc. Géol. France, (7) t. XXIV, n°4, p. 755-762.
- GELARD J. P. (1969) Les flyschs Kabyles dans le Djurdjura et le col de Chellata.
- GHANDRICHE H. (1987) Etude préliminaire du bassin tertiaire Timgad-Khenchela (Algérie orientale). Mémoire de D. E. A., Univ. de Paris-Sud Orsay, 29p.
- GHANDRICHE H. (1991) Modalités de la superposition de structures de plissement chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie). Thèse de l'Univ. De Paris-Sud, centre d'Orsay, 189 p., 68 fig., 6 pl. h. –t.
- GILL G. A. et LAFUSTE J. G. (1987) Structure, répartition et signification paléogéographique d'Aspidiscus, hexacoralliaire cénomanien de la Téthys. Bull. Soc. géol. France, (8), t. III, n° 5, p. 921-934.
- 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., 11 fig., 28 pl. photo, 5 pl. h. t
- GUELLAL S., VILA J. M (1977) Cartes géologiques au $1/50~000^{\rm e}$: Lambèse, Touffana, Khenchela, Ain El Ksar, Boulhilet et Oum El Bouaghi
- GLANGEAUD L. (1951) Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. B.S.G.F., 6, t. 1, pp. 735-762.
- GUELLAL S., KAZI-TANI N., LAHONDAIRE J. C., SIGAL J., VILA J. M (1977) Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : stratigraphie, faciès position structurale et paléogéographique. Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, t. 68, fasc. 1-2, p. 101-112
- GUIRAUD R. (1968) Le plio-quaternaire du bassin du Hodna (Algérie du Nord). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 267, série D, p. 561-564.
- 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. (1971) Notice explicative de la carte géologique 1/50000 Souk Ouled Ndja. Publ. Serv. Géol. Algérie, 35 p.
- GUIRAUD R. (1973) Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Doctorat es Sciences, Nice, 270 p.
- GUIRAUD R. (1975) Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phy., (2), 17, 4, p. 427-446

GUIRAUD R.& BALLAIS J. L. (1975) – Carte géologique d'El Kantra au 50 000^e avec notice, n° 259 Serv. géol. Algérie, Min. Ind. et Energie, Dir. Mines et Géol. Alger.

GUIRAUD R. (1977)- Sur la néotectonique des régions Ouest-Constantinoise. Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, p. 645-650, 3 Fig.

GUIRAUD R. (1986) – Corrélations entre les principaux évènements géodynamiques enregistrés du Trias à nos jours sur les marges alpines et atlantiques de la plaque africaine. Revue Fac. Sc. Marrakech P. I. C. G., U.N.E.S.C.O., n° 183-1985.

GUIRAUD R. et al (1987) - Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. In: Bowden, P., Kinnaird, J., (Eds.) African Geology Reviews. Geol. J. 22, 443-466.

GUIRAUD R. (1990) – Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Mémoire 3, Service Géologique de l'Algérie, Alger 271 p.

GUIRAUD R., Bellion, Y., (1995) – Late Carboniferous to recent geodynamic évolution of the West. Gandwanian cratonic Tethyan margins. In: Nairn, A Dercourt, J., Vrielynk, B, (Eds), The Ocean Basins and Margins, The Thethys Ocean, vol. 8. Plenum, New York, pp. 101-124.

GUIRAUD R. (1997) - Historique du découpage lithostratigraphique du néogène dans l'Atlas saharien et les régions voisines.

GUIRAUD R. et BOSWORTH (1997): Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. Tectonophysics 282, 39-82.

GUIRAUD R. et al (2005) – Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview, J. African Earth Sci., 43 (1-3), 83-143.

HAQ B. U., HARDENBOL J. And VAIL P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (25 Ma to the present). Science, 1156-1167.

HAMEWOOD P. et Al (1992) – Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. Bull. Centre. Rech. Expl. Prod., Elf- Aquitaine, V. 16, 2, p. 357-381.

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.

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.

HEDBERG H. (1979) – Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et procédures Doin Editeurs-Paris, 2 33p.

JENNY J. (1983) – Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas c entral), Maroc) : Prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. Ecologea Geol. Helv., vol. 76/1, p. 243-251.

JOLEAUD L. (1907) – note sur la région de Négrine, Algérie. Bull. Soc. Géol. Fr. 4e série, t.7, P. 263-271, 3 fig.

KAZI-TANI N. (1982) – Les Zibans (Algérie). Un modèle de zone de transformation continentale. 9^e R. A. S. T., p. 332.

KAZI-TANI N. (1984) – Expansion océanique: la réponse sédimentaire en domaine intraplaque d'Algérie. Cas du Mésozoïque d'Algérie. 5^e Sém. Sci. De la terre, Alger, p. 78

KAZI-TANI N. (1984) – Evolution géodynamique du segment alpin d'Algérie. 10^e R. A. S. T., p. 315

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.

LAHONDER J. C. (1987) – les séries ultra-telliennes de Oued Znati

LAFFITE R. (1933) – Les formations continentales du Tertiaire de l'Aurès. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 197, n° 25, p. 1671-1672

LAFFITE R. (1933) – Sur la tectonique du Sud du massif de l'Aurès. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 197, n° 23, p. 1439-1441

LAFFITE R. (1934) – l'Eocène dans l'Aurès oriental. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 199, n° 26, p. 1636-1638

LAFFITE R. (1934) – Le faciès de l'Aptien, de l'Albien et du Turonien dans l'Aurès. C. R.Acad. Sci. Paris, t. 199, n° 23, p. 1321-1323

LAFFITE R. (1934) – Sur la présence de l'Albien dans l'Aurès. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 198, n° 2, p. 191-193

LAFFITE R. (1935) – Le Danien et le Nummulitique dans l'Aurès occidental. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 201, n° 27, p. 1497-1499

LAFFITE R. (1935) –La formation et l'épaisseur des sédiments dans l'Aurès (Algérie) et dans quelques autres régions du bord sud de la Mésogée. Arch. Mus. Nat. Hist. Fr., 6^e série,

t. 12, vol. du tricent. 1, p. 201-206

LAFFITE R. (1936) – Subsidence et mouvements orogéniques dans l'Aurès (Algérie). C. R. Soc. géol. Fr., 5, p. 77-79

LAFFITE R. (1939) – Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. Bull. Soc. géol. Fr., 5e série, t. 9, p. 135-159, 1pl.

LAFFITE R. (1939) – Etude de géologie de l'Aurès. Doctorat ès Sciences Paris, Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 1re série, n° 15, 484 p., 26 fig., 35 cartes, 1 carte au 1/200 000^e h.t.

LAFFITE R. (1939) – structure et relief de l'Aurès algérien. Bull. Ass. Géogr. Fr., n° 119, p. 34-39

LAGRULA J., LAMBERT. A. (1957) – Essai d'interprétation des anomalies gravimétriques de l'Algérie orientale. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 244, n° 11, p. 1526-1527.

LAVILLE E., LESAGE J. L., SEGURET M. (1977) – Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes ; Bull. soc. Géol. France, XIX, p. 527-539

LETOUZEY J. (1990) – Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt. Editions Technip, 1990, p. 101-128

LESSARD L. (1955)- Faciès béchique dans le Crétacé supérieur, âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de khenchela. Publi. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull. 5, pp. 381-390, 1 pl. h. t. Alger.

LOMBARD J. P. (1965a) – Données géologiques sur la région d'Ain Yagout et sur le Djebel Bou Arif. Rapport interne SN. REPAL inédit, 4p. 8pl.

MAHDJOUB Y. (1990) – Cinématique des déformations et évolution P-T anté-alpines et alpines de la Petite Kabylie (Algérie orientale) : un modèle d'évolution de thèse –essciences, Alger, 196 p.

MAHMOUDI M., PURSER B. H. et PLAZIAT J. –C. (1987) – Les carbonates marins peu profonds du quaternaire de la côte est de la Tunisie. 8 th 1AS région. Meet. Sedimento., Tunis, Excur. Guidebook, p. 129-172.

MARTINEZ C., ANDRIEU J., TRUILLET. R., BEN JEMIAA M. (1990) – Les structures synsédimentaires miocènes en compression associées au décrochement dextre Mhrila-Cherichina (Tunisie centrale). Bull. Soc. Géol. France, 1990, (8), t. VI, n° 1, p. 167-176

MARMI R. (1989) – Méthodologie de prospection géochimique appliquée à la recherche de gîtes polymétalliques du type Pb-Zn, cas du Djebel Bou Arif-Batna ((Algérie), Thèse de Magister en Géologie minière, 184p.

MARMI R. (1994) - Stratigraphic informations about Cretaceous formations and

reconstructions of paleoenvironments of Nothern 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 nord- orientale. Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique.

MARMI et Guiraud (2006) – End cretaceous to recent polyohased compressive tectonics along the "Mole Constantinois" and foreland (NE Algeria).

MAUPIN C. (1982) – Nouvelles données stratigraphiques et micropaléontologiques sur la couverture jurassico-crétacée du Dj. Toumbait (région d'Ain Yagout, NE algérien). Bull. inst. Sc. Terre, Univer. Constantine, inédit, ronéot., p. 54-61, 2 tabl.

MIALL A. D. (1974) – Paleocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. J. Sedim. Petrol., 44, p. 1174-1185.

MIALL A. D. (1983) — Basin analysis of fluvial sediments. In: Modern and Ancient Fluvial Systems, COLLINSON J. D. and LEWIS J. (eds). Int. Asooc; Sedimentol. Spec. Publ., 6p. 279-286.

OBERT D. (1974) – Phases tectoniques mésozoiques d'âge antécénomanien dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie). Bull. Soc. Géol. France, (7), XVI, pp. 171-176, 4 fig., Paris.

PERON A. (1883)- Essai d'une description géologique de l'Algérie pour srvir de guide aux géologues dans l'Afrique française. Ann. Soc. Géol.., t,. 14, 202 p., Paris.

PERVINQUIERE L. (1902) – Sur l'Eocène d'Algérie et de Tunisie et l'âge des dépôts à phosphates de chaux. Bull. Soc. Géol. France, vol 4, n° II, p, 40-42.

PETIT J. P., PROUST F. et TAPPONNIER P. (1983) – Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXV, n°4, p. 589-608.

PETTER P. E. et PETTIJOHN F. J. (1977) – paléocourants and basin analysis, 425 p.

PHILIP H., ANDRIEUJ., DLALA M., CHIHI L. et BEN AYAD N. (1986) – Evolution tectonique moi-plio-quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie Centrale) : implication sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. Bull. Soc. Géol. France, (8), t. II, n° 4, p. 559-568.

PLAZIAT J. –C. (1984) – Le biotope palustre : Méthode d'identification paléo écologique. Geobios, Mém. Spécial n° 8, p. 313-320, 1 pl. Lyon.

POMEL A. (1889) – Nouvelles remarques sur les subdivisions du terrain miocène C. R. Acad. Sci., t. 47, pp. 949-951, Paris.

RAOULT J. F. (1969-1970) – Les flyschs de la Petite Kabylie (col. D'El Kantour).

RAOULT J. F. (1994° - Dictionnaire de Géologie

READING G. H. (1981) – Sedimentary and environments and facies, Blackwell Scientific Pub., 569

RENOU (1848) – Structure géologique de l'Algérie.

RIEDEL W. (1929) – Zur mechanik geologicher Brucherscheinungen. Zentralb. F. Mineral geol. U. Pul., 1929 B, p. 354-369.

ROUSEL., J. (1973) – L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus. Bull. Soc. Nat. Afr. Nord. T. 64, 364, pp. 185-210.

SABRIER R. et NEURDIN-TRESCARTES J. (1991) — Le remplissage du bassin intramontagneux néogène du Chélif (Algérie): interprétation géodynamique par les minéraux argileux. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 313, série II, p. 923-928.

SAVORNIN J. (1905) – Sur la tectonique du SW du Chott El Hodna. C. R. Acad. Sci. Paris, t.141, p. 784-786.

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

SAVORNIN J. (1931) – Géologie de l'Algérie et de l'Afrique du Nord.

SHANLY K. W., MC CABE P. J et HETTINGER R. D. (1992) – Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, U.S.A.: a key to sequence stratigraphic interpretation. Sedimentology, V. 39, p. 905-930.

SHAW (1743) – Voyage dans certaines provinces de la Berberie et de proche orient.

SOPEFAL –SN. REPAL (1970) – contribution à l'étude de l'accident sud-atlasique « flexure saharienne ». Rapport interne, inédit, DR 227/596/B-9, 36p. ronéot.

SOREL D., BIZON G., ALIA J. S & HASANI L. (1992) – Calage stratigraphique de l'âge et de la durée des phases compressives des Hellénides (Grèce Nord-occidentale et Albanie), du Miocène à l'actuel. Bull. Soc. Géol. France, t. 163, n° 4, p. 447-454.

STRAKHOV N. M (1957) – Méthode d'étude des roches sédimentaires. Annales du service d'information géologique du Bureau de Recherches géologiques, géophysiques et minières (B.R.G.G.M.); n°35, t.2, 535p.

TAPPONIER P. (1977) – Evolution tectonique du système alpin en méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bull. Soc. Géol. France, sér. 7, t. XIX, n° 3, p.437-460.

THOMAS G. (1974) – La phase de compression pléistocène en Algérie Nord-Occidentale: âge, premiers éléments cinématiques, relations avec les mouvements en distension.

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

- VATAN A. (1967) Manuel de sédimentologie. Editions Technip. Paris, 499 p.
- 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 1/50 000, feuille n° 146 de Ain Yagout (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° 173 de Ain El Ksar, (El Mather) (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° 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 (1^{ère} édition) avec notice explicative détaillée (levés de M. Mégartsi et S. Guellal). Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.).
- VILA J.-M. (1980) La chaine alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doctorat ès Sciences Nat., Université Pière et Marie Curie, Paris VI, 2 tomes, 7 pl. h. t., 40 pl; ph. H.t., 665 p., (roniotypée).
- VILA J. M. (1994) Première étude de surface d'un grand « glacier de sel » sous marin : l'est de la structure Ouenza-Ladjbel-Méridef (confin algéro-tunisien. Proposition d'un scénario de mise en place et comparaison. Bull. soc. Géol. France, t. 166, n°2, p. 149-167.
- VILA J. M., FREIBERG H., LAHONDERE J-C., GOURINARD Y., CHOUABI A., MAGNE J. et DURAND-DELGA M. (1995): Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Affif dans leur cadre structural Est algérien: Origine saharienne du Numidien et calendrier des charriages miocènes. C. R. Acad. Sci. Paris 320, 1001-1009.
- VILLE (1868) Etablissement de carte géologique au 1/800000 de l'Algérie auec notice explicative.
- VISSER M. J., (1980) Neap –spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note Geology. V. 8. p. 543-546.
- WERNLI R. (1984) Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. Note et Mém., Service Géologique, Maroc, n° 322, p. 49-53.

WILDI (1983) – Le domaine externe tello-Riffain.

YAHAIOUI A. (1990) – La partie inférieure de la série marno-calcaire du crétacé supérieur (Cenomanien supérieur à Coniacieninférieur) entre Batna et el Kantara (Algérie orientale). Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, 207 p.

ZARGOUNI F. (1985) – Tectoniquede l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 292 p.

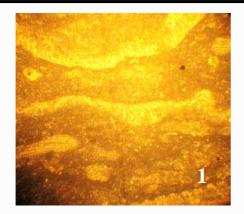
ZERDAZI A. (1990) – Etude gravimétrique du Môle d'Ain-Mlila et de l'Atlas saharien septentrional (Nord-Est de l'Algérie). Thèse Sciences Lausanne. Inéd., 227 p., 79 fig., 19 tabl., 30 pl. h. t.

ANNEXES

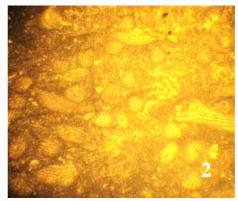
PLANCHE I

- Ph. 1 Calcaire biomicritique : bryozoaire (Chéilostomes) Foum Ksentina- Maastrichtien
- Ph. 2 Calcaire biomicritique : bryozoaire (Cyclostome) Foum Ksentina- Maastrichtien
- Ph. 3 Calcaire biosparitique : section de Bryozoaire Foum Ksentina- Maastrichtien
- Ph. 4 Calcaire biosparitique : section de Gastéropode Foum Ksentina- Maastrichtien
- Ph. 5 Calcaire biosparitique : section d'Echinoderme Foum Ksentina- Maastrichtien

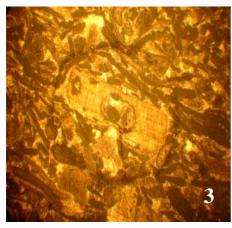
PLANCHE I



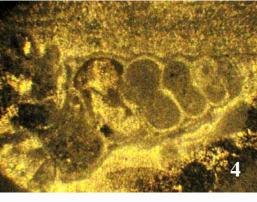
Calcaire biomicritique : bryozoaire (Chéilostomes) Foum Ksentina- C_6



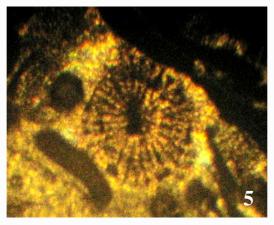
 $\begin{array}{c} Calcaire\ biomicritique:\\ bryozoaire\ (Cyclostome)\\ Foum\ Ksentina-\ C_6 \end{array}$



 $\label{eq:calcaire} Calcaire\ biosparitique: section\ de \\ Bryozoaire\ -\ Foum\ Ksentina\ -\ C_6$



Calcaire biosparitique : section de Gasteropode - Foum Ksentina- C_6

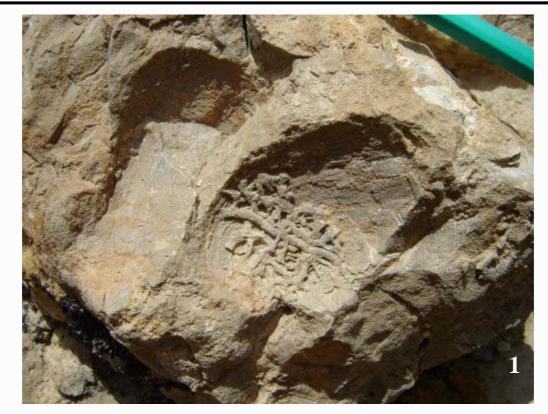


Calcaire biosparitique : section d'Echinoderme - Foum Ksentina- C_6

PLANCHE II

- **Ph. 1 -** Des encroûtements algaires à Mélobésiers localisés dans les bancs de calcaires biosparitiques fins de teinte blanchâtre de la plate forme carbonatée. Il caractérise l'étage du Langhien-Seravallien de la station d'Ain El Beida du versant Sud de Bou Arif.
- **Ph.** 2 Les coraux (Polypied) dans les calcaires biosparitiques peu profonds de plate forme carbonatée du Langhien-Seravallien de la station de Thniet El Kharfane du versant Sud de Bou Arif.

PLANCHE II



Calcaires à Algues -Ain El Beida – Langhien-Serravalien



Calcaires à coraux (Polypied) Thniet El Kharfane – Langhien-Serravalien

PLANCHE III

- Ph. 1 Les plaquettes centimétriques de gypses légèrement inclinées, interstratifiées dans les argiles messiniennes du bassin de Timgad.
- **Ph. 2** Les passés blanchâtres orthogonaux et centimétriques des gypses, sécants à la stratification des argiles rouge messinienne dans le bassin de Timgad
- **Ph.** 3 Les formations argileuses rouges, continentales d'âge messinien dans la zone méridionale du bassin de Timgad (Foum Toub).

PLANCHE III



Plaquettes de gypses stratiformes dans les argiles messinienne du bassin de Timgad



Filons de gypses séquents à la stratification des argiles messinienne de Tagratine



Argiles rouges messinienne dans le bassin de Foum Toub

PLANCHE IV

- **Ph. 1-** Contact discordant entre les formations messiniènnes rouges présentant un léger pendage et les formations Plio-Quaternaire blanchâtres.
- **Ph. 2-**Argiles rouges désiquées à la base surmontées par un mélange conglomératiques de nature et de forme différents. Le contacte entre les deux est souligné par un liseré de teinte blanchâtres.
- **Ph.3** Hétérogénéité des niveaux Plio-Quaternaires. La base est grossière et conglomératique, le sommet est fins et silteux avec des concrétions avec apophyse.
- **Ph. 4 -** Présence d'enclave de forme circulaire, de taille centimétrique à décimétrique d'argiles messinienne dans le niveau inférieur conglomératique à fond chenalisant.

PLANCHE IV



Formation blanchatre Plio-quaternaire Discordant Sur des argiles rouges messinienne (Tagratine)



Limite entre les conglomérats plioquaternaire et les argiles du Messinien



Concrétions avec apophyse dans des niveaux silteux, sur un niveau conglomératique



Enclave circulaire centimétrique dans un niveau conglomératique à fond chenalisant

PLANCHE V

- **Ph. 1** Stratifications entrecroisées (cross bedding) à litages arqués dans les sédiments sableux et gréseux du messinien inférieur. Le régime de courant est stable avec un apport de sédiments par dépôts des éléments en suspension. Les limites entres ces unités sont érosives et grossièrement horizontales (Tagratine).
- **Ph. 2** Stratifications entrecroisées (cross bedding) à litages arqués dans les sédiments sableux et gréseux du méssinien inférieur. Les limites entres ces unités sont érosives et grossièrement horizontales ou légèrement inclinées (Tagratine).
- **Ph.** 3 Bancs gréseux biseauté interstratifiées dans des niveaux argilo-silteux du Messinien (Tagratine)
- **Ph. 4** structures en pseudonodules ou (structures en traversins) (bal land pillows) visibles dans les couches sableuses (grés). Ils indiquent une vitesse de sédimentation rapide, leurs formations sont reliées au passage d'ondes sismiques.

PLANCHE V



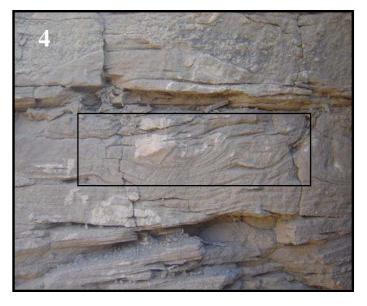
Stratifications entrecroisées (cross bedding) dans les sédiments sableux inférieurs (Tagratine)



Stratifications entrecroisées (cross bedding) dans les sédiments sableux supérieurs. Les limites entres ces unitées sont horizontales (Tagratine)



Bancs gréseux biseauté interstratifié dans des niveaux silteux du Messinien (tagratine)



Structures en pseudonodules (bal land pillows) indiquant la vitesse de sédimentation dans les niveaux silteux de Tagratine

PLANCHE VI

- **Ph. 1 et 2 -** Structures asymétriques (rides) en plan avec face amont en pente douce et une pente aval raide dans les bancs gréseux tortononien. Ces structures sont le résultat de l'action des courants. Ils sont observables dans les sédiments composés des grains dont la taille varie des silts grossiers aux sables moyens.
- **Ph. 3** Structures asymétriques (rides) en plan avec face amont en pente douce et une pente aval raide dans les bancs gréseux tortononien
- **Ph. 4 -** Rides symétriques entre les deux profils perpendiculaires de part et d'autres de la ligne de crête. Ces structures sont le produit de l'action des vagues (Thniet El Kharfane versant Sud de Bou Arif).

PLANCHE VI



Structures asymétriques (rides) en plan avec face amont en pente douce et une pente aval raide dans les bancs gréseux tortononiens (Thniet El Kharfane – versant Sud de Bou Arif).



Coupe d'une structure asymétrique dans les grés de Thniet El Khourchouf (partie centrale du bassin de Timgad)



Structures asymétriques (rides) en coupe avec face amont en pente douce et une pente aval raide dans les bancs gréseux tortononien (Thniet El Kharfane – versant Sud de Bou Arif).



Rides symétriques de part et d'autres de la ligne de crête ((Thniet El Kharfane – versant Sud de Bou Arif).

PLANCHE VII

- **Ph. 1-** Rides asymétriques observées dans les sédiments fins (Silt) du Tortonien dans le secteur de Foum Toub
- **Ph. 2-** Rides symétriques observées dans les sédiments fins (Silt) du Tortonien dans le secteur de Bouhmar

PLANCHE VII



Rides asymétriques observées dans les sédiments fins (Silt) du Tortonien dans le secteur de Foum Toub



Rides symétriques observées dans les sédiments fins (Silt) du Tortonien dans le secteur de Bouhmar

PLANCHE VIII

- **Ph. 1-** Un accident en faille normale de direction E-W illustré par un miroir en calcite présentant des stries et des niches d'arrachements. Ce dernier affecte les calcaires dans le secteur de Manchar Ali Guera (versant Nord de Bou Arif).
- **Ph 2-** Accident en faille dextre de direction N180° E affectant les corniches du Cénomanien (Manchar Ali Guera (versant Nord de Bou Arif).
- **Ph. 3-** Plan de miroir indiquant deux mouvements différents (inverse décrochement) liés probablement à deux phases tectoniques différentes affectant les calcaires du secteur de Manchar Ali Guera (versant Nord de Bou Arif).

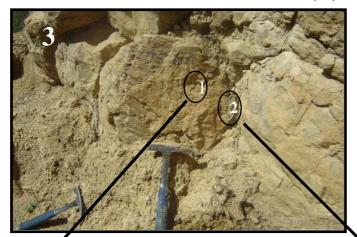
PLANCHE VIII



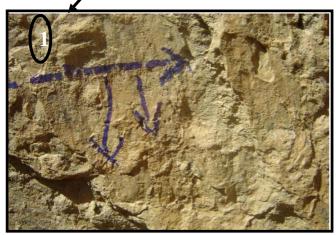
Faille normale N90° E (Manchar Ali Guera) (19)



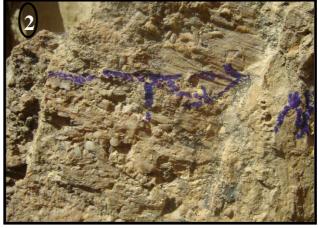
Faille dextre 180° E (Manchar Ali Guera (19) Bou Arif)



Plan de [N180° E] avec deux types de stries (Manchar Ali Guera-(19) Bou Arif)



Faille inverse N180° E (S 19)

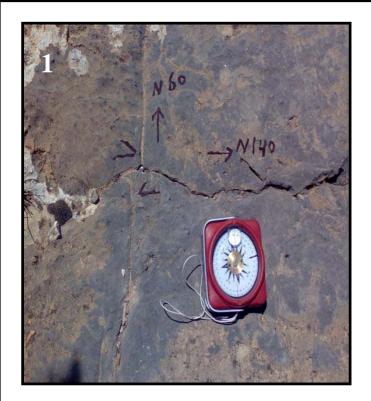


Décrochement senestre N180° E (S19

PLANCHE IX

- **Ph.** 1 Fente de tension de direction N 60°E affectée par un décrochement de direction perpendiculaire N 140°E dans le secteur de chebkat Djendli (versant Nord de Bou Arif). Cette faille résulte probablement de la phase tectonique Miocène.
- **Ph. 2** Fente de tension orientée N 70°E décrochée par une faille de direction N140°E liée probablement à la phase Atlasique (Eocène supérieur).
- **Ph. 3-** Fente de tension N 60°E affectée par deux décrochements, dextre N 150°E et senestre N 0°E.

PLANCHE IX



Microfaille dextre (S20) $N140^{\circ}E$



Microfaille dextre (S20) N140 $^{\circ}$ E



Microfailles senestre (S20) $N0^{\circ}E/dextre N150^{\circ}E$

PLANCHE X

- **Ph.** 1 Fente de tension de direction N 0°E affectée par des décrochements senestres de direction N 110°E et dextres N 90°E dans le secteur de chebkat Djendli (versant Nord de Bou Arif).
- **Ph. 2** Fente de tension orientée N 160°E décrochée par une faille senestre de direction N70°E liée probablement à la phase Miocène.
- Ph. 3- Fente de tension N 140°E affectée par un décrochement senestre N 70°E.
- **Ph. 4** Fente de tension orientée N 140°E décrochée par une faille dextre de direction N60°E.

PLANCHE X



Microfailles senestre (S20) N110°E/ dextre N90°E



Microfailles senestres (S20) N70°E décalant un filonnet de calcite en « escaliers »



Microfaille senestre (S20) N70°E



Microfailles senestres (S20) N60 $^{\circ}$ E et dextres

PLANCHE XI

- **Ph. 1** Fente de tension de direction N 0°E (versant Nord de Bou Arif) liée probablement à la phase Miocène dans le secteur de Chebkate Djendli.
- **Ph. 2 -** Fente de tension orientée N 140°E liée probablement à la phase Eocène supérieur dans le secteur de Chebkate Djendli.
- **Ph. 3** Une famille de Fentes de tension N 140°E et N 40°E dans le secteur de Chebkate Djendli.
- **Ph. 4 -** Fente de tension orientée N 170°E antérieur à celle de direction N 110°E dans le secteur de Chebkate Djendli.

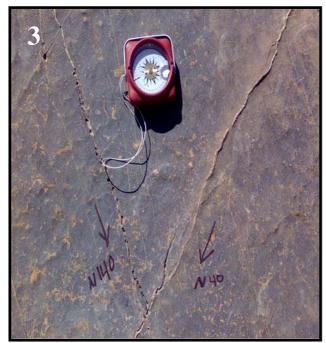
PLANCHE XI



2 ELFFETORY ILLUSTRATION IN THE SECOND PROPERTY IN THE SECOND PROPER

Fracture ouverte N0°E (S20)

Filonnet de calcite $N140^{\circ}E$ (S20)







Fracture ouverte N110°E/170°E (S20)

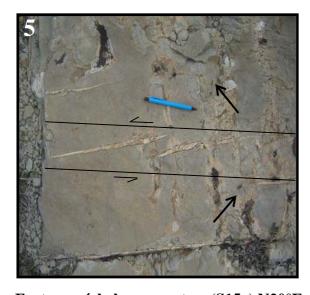
PLANCHE XII

- **Ph. 1-** Fentes en échelons dans un couloir de cisaillement dextre de direction N 170°E (versant Nord de Bou Arif) dans le secteur de Chebkate Djendli.
- **Ph. 2 -** Fentes en échelons dans un couloir de cisaillement senestre orientées N 140°E dans le secteur de Chebkate Djendli.
- **Ph. 3** Fentes en échelons dans un couloir de cisaillement senestre orientées N 20°E Une dans le secteur de koudiate Tenoun (versant Sud de Bou Arif).
- **Ph. 4 -** Fente de tension dans un couloir de cisaillement senestre orientée N 20°E dans le secteur de sarsa (versant Sud de Bou Arif).
- **Ph. 5 -** Fente de tension dans un couloir de cisaillement senestre orientée N 20°E dans le secteur de (Foum Tarist).

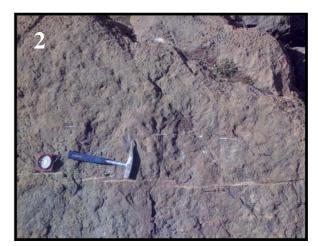
PLANCHE XII



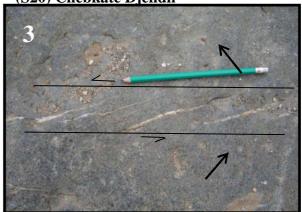
Fentes en échelons dextre N170°E



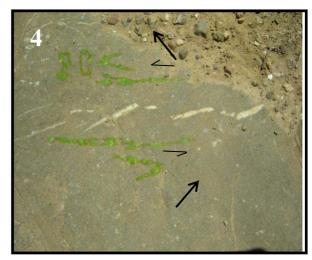
Fentes en échelons senestres (S15a) N20°E



Fentes en échelons senestres N140°E (S20) Chebkate Djendli



Fentes en échelon senestre (S18) N20°E



Fentes en échelons senestres (S9) N20°E

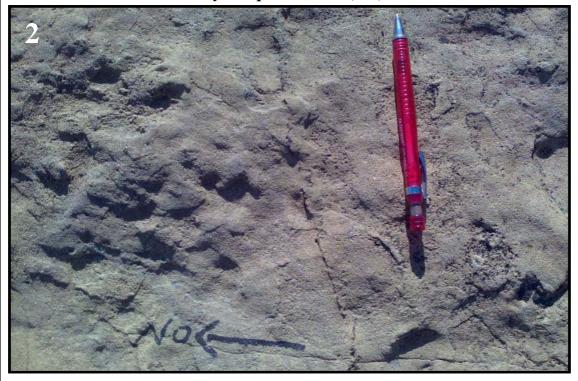
PLANCHE XIII

- **Ph. 1** Joint stylolitiques orienté N 80°E perpendiculairement à la contrainte compressive N 170°E dans les calcaires du Crétacé (secteur de Kais).
- **Ph 2 -** Joint stylolitiques orienté N 80°E perpendiculairement à la contrainte compressive N 170°E dans les calcaires du Crétacé (secteur de Kais).

PLANCHE XIII



Joint stylolitiques N 170 $^{\circ}$ E (S24)



Joint stylolitiques N80°E

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, vers le sud, des massifs septentrionaux (Monts de Bélezma-Chaînon de Bou Arif) et du domaine atlasique autochtone (Massif de l'Aurès).

Les formations géologiques du Mésozoïque, à dominante carbonatée, formant son substratum sont surmontées par les dépôts détritiques, gréso-argileux, marins du Miocène. La limite entre les deux séries lithostratigraphiques, crétacé et néogène, est matérialisée par une discordance majeure soulignée tantôt par des conglomérats polygéniques tantôt par des dépôts calcaires bioclastiques. A l'échelle de la chaine alpine cette discordance est reconnue à la base du Burdigalien qui marque une élévation rapide du niveau de la mer sur le cycle « global » de la charte de Haq et al. (1987). L'hétérogénéité des faciès de la base des dépôts néogènes serait en relation avec la paléotopographie héritée lors de la transgression marine miocène. Sur le plan sédimentaire, la série miocène, comprenant une épaisse série détritique gréso-argileuse, peut être divisée en deux principales séquences stratigraphiques au sens large. Elles montrent à leurs bases respectives des surfaces caractérisant une progradation marine et renferment en leur sein des discontinuités en relation avec les déformations tectoniques et/ou fluctuations du niveau marin. Les milieux de dépôts sont variables allant d'un milieu relativement profond à un milieu littoral sur l'ensemble du cycle sédimentaire néogène. L'analyse des faciès, complétée par l'étude des paléocourants, nous a permis de reconstituer les milieux de dépôts, plus particulièrement ceux gréseux. Les zones nourricières à l'origine de cette décharge silicoclastique se localiseraient au Nord et/ou Nord-Est dont les directions de transport s'orientent sensiblement du NE vers le SW soulignant une transgression septentrionale.

Sur le plan tectonique l'ensemble des structures relevées à travers le bassin sont générées principalement par la phase tectonique majeure de l'Eocène supérieur et celle du Miocène supérieur-Quaternaire. L'analyse microstructurale, fondée sur des microfailles striées, a mis en évidence des déformations tectoniques essentiellement compressives dont les plus importantes sont datées anté-Burdigalien et post-Messinien. Cette dernière est probablement génératrice du chevauchement majeur à vergence sud de l'ensemble des structures du bassin. Cette compression a induit aussi des décrochements dextres NW-SE, senestres NE-SW et des failles inverses E-W responsable d'une structuration en blocs tectoniques losangiques d'échelle cartographique. Il se dégage de cette étude structurale une relation étroite entre la sédimentation d'une part et la tectonique d'autre part.

Sur le plan paléogéographique, à l'Eocène une première émersion généralisée de l'ensemble de l'Atlas saharien orientale, 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). Une deuxième régression marine, au Miocène inférieur est suivie d'une érosion intense marquée par l'absence de l'Oligocène et/ou du Miocène basal dans le massif de l'Aurès et les régions limitrophes. Elle est générée par la phase tectonique compressive du Miocène inférieur. Le retrait total de la mer des Aurès s'est amorcé au Messinien terminal avec des dépôts détritiques incluant des niveaux gypsifères et des formations rougeâtres de milieu oxydant. Les dépôts continentaux du Plio-Quaternaire sont représentés essentiellement par des conglomérats de milieu fluviatile.

Mots clés : Bassin de Timgad, Sédimentation, Tectonique, Paléocourants, Algérie nord-orientale.

Abstract

Timgad basin is located at convergence of the pre-Atlasic domain which characterized by overthrusting toward south of Belezma-Bou Arif mountains and the autochthonous domain Atlasic (Aurès massif) in south. Geologic formations of the Mesozoic, composed from limestone rocks which constitute basin bedrock and are covered by thick series of detrital sediments of marine Miocene (muddy-sandstone deposits). The limit between the two Neogene's and Cretaceous series is materialised by a major unconformity including conglomerates and grainstone. From a broad region around the Alpine perimeter, the marine transgression at early Burdigalien stage is shown as a period of rapidly using sea level on the "global" cycle chart of Haq et al. (1987). Facieses heterogeneity of Neogene's deposits bottom will be in relationship with inherited paleo-topography present before Miocene marine transgression. The Miocene stratigraphy can be divided into two main stratigraphic sequences sensu lato which have, at their base, major surfaces of marine onlap. The unconformity at the base of Aquitanian-Burdigalian represents a major transgressive surface. Those sequences include some discontinuity expressed of tectonic deformations. Reconstitution of the depositional environment is established considering micro-facies analyses and paleo-Concerning sandstone deposits the transport sediments is oriented globally N-S characterizing the Miocene marine transgression.

In point of view tectonic the general structures observed in basin are generated principally by major tectonic phase of the upper Eocene and those of upper Miocene to Quaternary. Microtectonic analysis indicates compressive deformations where the two important phases are related to late Eocene and Earliest Quaternary. This later phase is probably the principal factor of the overthrusting of the basin toward south. This tectonic compressional induces NW-SE dextral strike-sleep and NE-SW senestral and reverses faults responsible of bloc tectonics lozenge form with cartographic scale. It is appear from this structural analysis a narrow relation-sheep between sedimentation in the hand and tectonic in another.

Concerning the paleo-geographic, it appear a first general emersion which taken place at Eocene through the east Saharan Atlas, however this phase tectonic is recognized in African margin plate (Guiraud et Bosworth, 1995, Guiraud et al, 2005). The second earliest Miocene marine regression is characterized by an intensive erosion affecting the sedimentation of Oligocene and/or basal Miocene in Aurès and neighbouring areas. This later emersion is generated by the lower Miocene phase. The complete retract of the sea in the area correspond at the latest Messinian age where deposits include thin gypsies layers associated to oxidant environment of red clay's formations. Plio-Quaternary continental deposits are represented by coarse sediments include some sedimentary structures of fluvial environment.

Key words: Timgad Basin, Sedimentary, Tectonic, Paleo-currents, North-Eastern Algeria.

.((2005 ,1995

.