

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE EL HADJ LAKHDAR-BATNA-
FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Mémoire présenté, en vue de l'obtention du diplôme de

MAGISTER

Filière Géologie

Option : Géologie et valorisation des bassins sédimentaires

Par

SAHRAOUI Salah

Thème :

Etude des discontinuités litho-stratigraphiques et relation tectono-sédimentaire à travers l'intervalle Santonien-Maastrichtien dans la région de Batna (Aurès).

Soutenu publiquement le / / 2014

Devant le jury :

MENANI M. Rédha	Pr. Université de Batna	Président
MARMI Ramdane	Pr. Université Constantine 1	Encadreur
YAHIAOUI Abdelouahab	M. C. A Université de Batna	Examineur
CHADI Mohamed	M. C. A E.N.S. Constantine	Examineur

Remerciement

Au terme de ce travail, pour moi c'est un agréable devoir d'exprimer ici ma sincère reconnaissance et ma gratitude à tous ceux qui m'ont aidé et qui ont accepté de juger ce travail

Je remercie avant tout, Dieu le tout puissant qui m'a éclairé le chemin de la réussite et du savoir et m'a donné le courage et la volonté pour réaliser ce travail.

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 », Université Constantine 1, d'avoir accepté de diriger mon mémoire de Magistère en Géologie. Ses critiques constructives, sa méthode de travail et sa grande expérience m'ont été d'un grand apport pour l'élaboration de ce travail de recherche. Je le remercie affectueusement et chaleureusement pour ses soutiens et ses conseils.

Mes remerciements vont aux membres du jury qui ont accepté d'examiner ce travail et qui ont eu la patience de le lire : **CHADI Mohamed M. C. A** E.N.S. Constantine, **YAHIAOUI Abdelouahab M. C. A** Université de Batna et qui me font l'honneur de participer à mon jury de soutenance. Je remercie vivement Mr le Professeur **MENANI M. R.** qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Par ailleurs, ce mémoire n'aurait pu aboutir dans sa forme finale sans la collaboration de nombreuses personnes qui ont apporté une aide indispensable, et à qui j'exprime toute ma reconnaissance et ma gratitude :

- **YAHIAOUI A**, Il avait suivi la progression de ce travail et l'avait enrichi de ses critiques, il m'a prodigué des conseils et n'a jamais ménagé ses efforts pour m'accompagner sur le terrain. Qu'il trouve ici l'expression de ma sincère gratitude.
- **DJAIZ F**, mon enseignant, grâce à lui j'ai trouvé les solutions aux problèmes auxquels j'étais confronté au cours de mon cursus de graduation.
- **EI HADJ BRAHIM Y**, mon enseignant et mon ami, qui m'a donné toujours des conseils et des méthodes pour éviter les erreurs.
- A tous les enseignants qui ont participé à la formation de première année de Magistère, Mr **MENNANI**, Mr **KALLA**, Mme **KALLA**, Mme **BENSAKHRIYA**, Mr **BRAHMIYA**, Mme **BEN KHROUF**, Mr **BENABBES**.
- J'exprime ma profonde gratitude au chef de département des sciences de la terre **Mr Belkhiri K.**

Je salue et remercie une deuxième fois mon encadreur Mr le Professeur **MARMI RAMDANE**

Enfin je remercie infiniment ma famille pour son aide et ses encouragements à laquelle je suis redevable. Je remercie aussi mes amis et tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont aidé et encouragé à achever ce travail et j'espère qu'ils trouveront ici ma profonde reconnaissance.

Résumé

La région d'étude se localise dans la partie occidentale des Aurès (Metlili, Tahanennt), se caractérise essentiellement par des dépôts mésozoïques et tertiaires (Trias jusqu'au Quaternaire), le Crétacé supérieur forme une épaisse série à dominance carbonatée nous nous sommes intéressés à l'étude de contexte géologique au cours du Sénonien supérieur (Santonien-Maastrichtien).

L'étude lithostratigraphique montre la dominance des formations marneuses intercalées par des niveaux à rognons ou des bancs des calcaires riches en Inocérames, parfois s'intercalent des niveaux repères de gypse et des bancs glauconieux. Ces niveaux sont des discontinuités lithostratigraphiques qui se manifestent dans la région accompagnés par des surfaces durcies et parfois par un changement de faciès.

L'étude structurale concernant la région a donné des informations importantes sur la tectonique récente, et ouvre de nouvelles conceptions au projet future d'aménagement dans les zones en questions. Sur le plan tectonique, la série étudiée, est affectée par des nombreux et importants accidents d'orientation générale NW-SE.

L'analyse séquentielle de la série d'âge Coniacien-santonien, de flanc méridional de Dj Metlili, permet de définir trois mégaséquences à tendance générale régressive, liées probablement aux variations de niveau marin et/ou la subsidence des sédiments.

L'analyse sédimentaire et l'analyse faciologique des dépôts du Santonien-Campanien, nous a permis de mettre en évidence plusieurs macrofaciès et microfaciès, traduisant une diversification pétrographique et leur contenu biologique dominés par la microfaune benthique, en relation avec des dépôts rattachables à un milieu de plateforme interne.

Les milieux de dépôts au Maastrichtien où appartiennent à une plateforme carbonatée, en allant de l'extérieur vers l'intérieur, se succèdent trois paléoenvironnements essentiels : une plateforme externe (l'infratidal), une plateforme moyenne avec des constructions récifales à Coraux, Bryozoaires et Echinodermes, et une plateforme interne infratidal à l'intertidal.

Mots clés : Aurès, Metlili, Tahanennt, Santonien, discontinuités, Tectonique

Abstract

The area of study is located in the Western part of Aurès (Melili, Tahanennt), is characterized primarily by deposits mesozoic and tertiary (Trias until Quaternary), the higher Cretaceous forms a thick series with predominance carbonated to us top to interest of studies the geological context during higher Senonian (Santonian-Mastrichtian).

The lithostratigraphic study shows the predominance of the marly formations intercalated by kidneys where benches of limestones rich person in Inocérames, sometimes is intercalated by levels reference mark of gypsum and glauconitic benches, these levels are discontinuities lithostratigraphic which appear in the area by hardened surfaces and sometimes by a change of the facies.

The structural study concerning the area gave significant information on recent tectonics, and opens new designs with the project future of installation in the zones in questions, On the tectonic level, the studied series, is affected by the many ones and significant tectonic undulations of general orientation NW-SE.

The sequential analysis of series of Coniacian-Santonian age, of southern most side of Dj Metlili, allows from definite three mégaséquence tendency regressive General, probably dependent by the variations of marine level because of the depression of the sediments.

Sedimentary analysis and faciologic analysis of Santonian-Campanian, us with license to highlight a multitude of macrofacies and microfacies, representing a petrographic and biological diversification interesting, whose deposit characterizes a medium of internal platform. They are dominated by the benthic microfaune.

The mediums of deposits in Maastrichtian which belong to a punt forms carbonated on which, from outside towards the interior, three essential environments follow one another:

a punt external format (the infratidal), a punt forms average with constructions recifals with Coraux, Bryozoaires and Echinodermes of infratidal medium, and a punt internal format infratidal with the intertidal one.

Key words:Aurès, Metlili, Tahanennt, Santonien, Discontinuities, Tectonics

بالتفصيل:

في منطقة الدراسة (مطولي، خاندان) في الجهة الغربية لحدود الأزواج التي تتميز بوضوح
من العصر الموزوني و التلمسز (من الأزواج إلى حلة لكونفرز)، العصر العنبري بشكل
بشكل جيد ذات عالية كروية، حيث في هذه الدراسة دراسة بجانب لولوجي خلال المسح
العلمي.

لدراسة الجيولوجيا الجوفية بين أهمية تكيفا برزخيا بشكله لحدود تقسي، في بعض الأحيان
بشكله مستويات محلة العصر أو التقديري، هذه المستويات تمثل تقدمات لبرزخيا جوفية و تقدر
أحيانا بالمنطقة بطرح حسب أو تقدر في السنت.

لدراسة الجوفية للمنطقة اعتمدت معلومات مهمة حول لتقديريه كالتالي، ما يقع المحل
للتوزيع الحديثة للمنطقة محل التلال، بالنسبة للناحية الجنوبية للمنطقة المدروسة تعرضت لتصدعات
تقوية ذات اتجاه عملي، عمري - جنوب شرقي.

لتقسيم التكتوني للمنطقة ذات عمر كونسي - مسفوني للسطح الجوفي نجد منظر سطح
تقوية ذات متواتر كبيرة ذات سول جزوي، مرتبط لها بتغير مستوى سطح البحر و متوسط
الترسبات.

لدراسة الترسبات والدراسة للمنطقة بالمحطات ذات عمر دالتوني - كدلتني هناك وجود تحت
السطح والسطحيات التي ما أدى إلى قترح كسر ترومفوني و سولوجي تمثل للصفحة لقرية بر
لداخل التي تتميز بمكروفرق بشكل.

وسط التوضع تحت الترسبات بين الصفحة تقوية، من تلال التي تدخل تميز ثلاثا
وساط لسطح: صفحة قلبية خارجية، صفحة قلبية وسطى (تتميز بالخاصة الفذة للترسيب
القارية لمرج، الترسبات، شوكيات الجذ) و صفحة قلبية داخلية

التكتونيات الثلاثة: الأزواج، مطولي، خاندان، مسفوني، تحت الأستراتيجية، التكتونيات

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION.....	07
-------------------	----

CHAPITRE I : GENERALITE

I. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	08
I-1. Localisation	08
I-2. Relief des Aurès.....	10
I-3. Le climat.....	11
I-4. Réseau hydrographique.....	12
I-5. Faune et flore.....	13
II. CADRE GEOLOGIQUE.....	14
II. 1. La chaîne des Maghrébides.....	14
II.1.1. Le domaine interne.....	15
II.1.2. Le domaine des flyschs.....	15
II.1.3.1. Les séries telliennes.....	17
II.1.3.2. Les séries de l'avant pays.....	17
II.1.3.2.1. Unité néritique constantinois.....	17
II.1.3.2.2. Unités sud- sétifien.....	18
II.1.3.2.3. Unités des Sellaoua.....	18
II.1.3.2.4. Le para autochtone Nord-aurésien.....	18
II.1.3.2.5. L'autochtone Nord-aurésien.....	18
II.2. Le contexte structurale.....	20
II.2.1. Les monts des Aurès et Batna.....	20
II.2.1.1. Les accidents WNW-ESE et NW-SE.....	21
II.2.2. Les Zibans et monts de Bellezma.....	21
II.2.2.1. Les accidents WNW-ESE à EW.....	21
II.2.2.2. Les accidents NW-SE.....	22
II.2.2.3. Les accidents sud méridiens NNE-SSW.....	22
II-3. Variations de subsidence et de sédimentation au Sénonien dans les Aurès.....	23
III. HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	24

CHAPITRE II : LITHOSTATIGRAPHIE ET CADRE TECTONIQUE

I- CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE.....	26
I-1. Trias.....	27
I-2. Jurassique.....	27
I-3. Crétacé.....	29
I-3-1. Le Néocomien.....	29
a- Le Berriasien.....	29
b- Le Valanginien.....	30
c- L'Hauterivien.....	30

I-3-2. Le Barrémien.....	30
I-3-3. Le Aptien.....	30
I-3-4. Le Albien.....	31
I-3-5. Le crétacé supérieur.....	32
a- Le Cénomanién.....	33
b- Le Turonien.....	33
c- Le Sénonien.....	34
I-4. Les formations du Tertiaire.....	36
I-4-1. Le Nummulitique.....	36
a- Série marine du nummulitique (Paléogène marin).....	36
b- Paléogène continental (l'Eocène supérieur et Oligocène).....	37
I-4-2. Le Néogène.....	38
a- Le Miocène.....	38
b- Le Pliocène.....	39
I-5. Les formations du Quaternaire.....	39
II- APERCU STRUCTURALE.....	40
II-1. Les structures plissées de l'Aurès.....	40
a- Les anticlinaux.....	41
b- Les synclinaux.....	44
II-2. Les accidents tectoniques.....	46
II-2-1. Les failles directionnelles, NE-SW.....	46
II-2-2. Les failles transversales, NW-SE.....	46
II-2-3. Les failles Est-Ouest.....	47
II-2-4. Accident Metlili Ouest.....	47
II-2-5. Accident Metlili Est.....	47
II-3. Les phases tectoniques.....	48
II-3-1. Les phases tectoniques mésozoïques	48
A) La phase jurassique.....	48
B) La phase Anté-Sénonienne	49
C) La phase (Emshérienne).....	49
II-3-2. Les phases Tectoniques Tertiaires	49
A- La phase Fini-lutétienn major ou Phase Atlasique	49
B- Au Miocène.....	50
C- Phase tangentielle tortonienne -La phase Alpine	51
D- La phase fini -Pliocène	51
E- la tectonique récente (Plio-Quaternaire)	52
II-4. Tectonique de la région.....	53
II-4-1. Analyse morfo-structurale.....	53
II-4-2. Analyse structurale de la région d'El Kantara.....	54
II-4-3. Les méthodes d'étude	59
II-4- 3-1-Travaux au laboratoire.....	59
A-Analyse linéamentaire.....	59
B-Méthodologie.....	59
C- Statistique.....	60

D- Résultat des données.....	61
II-4- 3-2-L'analyse sur terrain	62
A- Les marqueurs tectoniques	62
B- Projection stéréographique.....	62
B-1-Interprétation et analyse	62
B-1-1- Les joints des diaclases.....	62
B-1-2- Les plans des failles.....	62
B-1-3- Les diagrammes de densité	64
II-5. Conclusion.....	67

CHAPITRE III : ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTAIRE

I- LA LITHOSTRATIGRAPHIE.....	68
I-1- Coupe de l'el kantara (Dj Metlili).....	68
I-2- La coupe de Tahanennt	80
II- LE CADRE SEDIMENTAIRE.....	84
II-1. Notions générales sur la sédimentologie.....	84
A-Méthodologie.....	84
B-Caractérisation des environnements de dépôt.....	84
1) Les critères biologiques.....	84
2) Les critères lithologiques et stratonomiques.....	85
3) Les critères pétrographiques.....	85
C- Les discontinuités régionales	87
D – Les surfaces durcies.....	88
D.1 - Localisation des surfaces durcies.....	88
D.2 - Analyse des surfaces durcies régionales.....	88
D.2.1- Caractérisation.....	88
D.2.2- Changement progressif de la texture sédimentaire.....	88
D.2.3- Perforations.....	89
D.2.5- Bioturbation et dolomitisation.....	89
D.2.6- Ciments.....	89
D.2.6.1- Ciments fibreux isopaques.....	89
D.2.6.2- Ciments syntaxiques.....	90
D.2.6.3- Ciments micritiques.....	90
D.2.6.4- Ciments granulaires (blocky calcite).....	91
D.2.6.5- Ciment radiaxial.....	91
D.2.6.6 - Ciment microstalactitique.....	91
D.2.7- Minéralisation des surfaces durcies.....	91
D.2.8- Origine des surfaces durcies.....	92
II-2 L'outil séquentiel.....	92
II-2-1. Quelques définitions de bases.....	93
II-2-2. Les types des séquences.....	93
II-2-3. L'Ordre Séquentiel (Typologie et rapport entre les ordres séquentiels et les phénomènes géologiques).....	94
II-2-4. Le découpage séquentiel de la série Sénonien de flanc méridional de Dj Metlili.....	95

a)La mégaséquence Idu Santonien.....	95
b)La mégaséquence II du Campanien-Maastrichtien.....	98
II-3 Faciès et modèles de faciès.....	101
II-3-1. Introduction.....	101
II-3-2. Les faciès sédimentaire.....	101
II-4. Corrélation régionale.....	111
II-4-1.Le Coniacien-Santonien	111
a) Massif de Metlili.....	111
b)Le Dj. Azreg.....	111
c) Le synclinal d'Arhane.....	111
d) Chelia.....	111
II-4-2.Le Sénonien.....	113
a)Djebel Moddiane.....	113
b)El Kantara.....	113
c)Djebel Azereg.....	113
II- 4-3. Corrélation entre les deux coupes.....	115
III-.LA PALEOGEOGRAPHIE.....	117
CONCLUSION GENERALE.....	120
BIBLIOGRAPHIE.....	122
ANNEXE	

Liste des figures

Fig. 01: Localisation géographique de la région d'étude et position des coupes.....	09
Fig. 02: Le massif de l'AURES Source : Carte topographique au 1/500000e.....	10
Fig. 03: Représentation en 3D à partir du DEM SRTM (Digital Elevation Model), d'après Marmi et Abdellaoui, 2010.....	11
Fig. 04: Carte du réseau hydrographique D'après R.Marmi, 2010.....	13
Fig. 05: Schéma de la carte structurale du Nord Alpine Africain. Modifiée par Frizon de Lamotte et al. (2000).....	14
Fig. 06: Coupe illustrant les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (d'après Durand-Delga, 1969).....	16
Fig. 07: Carte géologique de l'Algérie orientale et de la Tunisie septentrionale (Wildi,1983).....	19
Fig. 08: Coupe synthétique N-S de l'avant pays (modifié par Vila, 1980; Frizon de Lamotte et al., 2000; Pique et al.,2002).....	20
Fig. 09: le canevas des accidents synsédimentaires des Aurès (Herkat, 2000).....	20
Fig. 10: Variation des taux de sédimentation selon un profil Est- Ouest comprenant les coupes: (1) Testara, (2) Metlili, (3) Azreg et (4) Hamimat, entre Coniacien-Maastrichtien (89.5-66.5); d'après Herkat (2000).....	23
Fig. 11: Carte géologique schématique de la région du Batna (d'après Laffitte 1939).....	26
Fig. 12: Le Jurassique dans le massif de Djebel Azreg, Aurès (Beicip – SH1970, Boudjema, 1985)	28
Fig. 13: Schéma illustrant les variations de faciès dans le crétacé inférieur de l'Aurès d'après Laffitte (1939) et modifié par Guiraud (1973).	31
Fig. 14: Le crétacé supérieur d'après la bibliographie dans les monts Aurès et des monts de Batna (A.Yahiaoui, 1990).	32
Fig. 15: Colonne lithostratigraphique des Aurès (D'après Marmi et Guiraud, 2006).....	35
Fig. 16: Schéma paléogéographique de l'éocène (d'après Guiraud, 1973).	37
Fig. 17: schéma structurale de l'Aurès (d'après Guiraud, 1973).....	40
Fig. 18: Coupe géologique de la région d'el Kantara (d'après Marmi et Guiraud, 2006).....	41
Fig. 19: Coupe du djebel el Azreg (d'après Ballais 1981).	42
Fig. 20: Coupe de l'Ahmar khaddou (D'après Ballais 1981)	43
Fig. 21: Coupe du Chelia d'après Laffitte, 1939 A.....	43

Fig. 22: Coupe de l'accident du sud chelia d'après Laffitte, 1939 A.....	43
Fig. 23: Coupe du djebel Aidel d'après Laffitte, 1939A.....	44
Fig. 24: Coupe du val de Rhassira d'après Laffitte, 1939A.....	45
Fig. 25: Hypothèse d'une déformation compressive en transpression dextre responsable des chevauchements vers l'Est affectant le socle Kabyle et la série des flyschs à l'Eocène supérieur (d'après Mahdjoub et Merle, 1990)	50
Fig. 26: schéma des traits morphostructuraux (d'après Marmi et Abdellaoui, 2010).	54
Fig. 27: Carte de réseau hydrographique et traits morpho-structurale de la région d'El D'el kantara.....	55
Fig. 28: Carte linéamentaire d'après (MARMI, ABDELLAOUI, 2010)	57
Fig. 29: Représentation graphique de la statistique des linéaments et les rosaces.....	61
Fig. 30 : Diagrammes de densité et rosaces pour (les diaclases et les plans de Failles) dans la région d'étude.....	66
Fig.31: Carte représente la situation de la zone d'étude.....	68
Fig. 32: Photo représentée un décrochement senestre se manifeste au niveau du Chemin de fer (El Kantara).	71
Fig. 33: Coupe synthétique représente le Santonien-Campanien au niveau du Chemin de fer (El Kantara).	72
Fig. 34: Coupe lithostratigraphique dans l'intervalle santonienne au niveau de chemin de fer (El Kantara).	76
Fig. 35: Colonne lithostratigraphique et analyse séquentielle au niveau d'el kantara représente le mégaséquence du Maastrichtien.....	78
Fig. 36: Coupe synthétique représente l'intervalle Santonien au niveau de la région du Tahanennt.	81
Fig. 37: Coupe lithostratigraphique dans l'intervalle santonienne au niveau de Tahanennt (Bni Fedhala).....	83
Fig.38: Tableau représente des principaux critères d'environnement. D'après Gall 198.....	86
Fig. 39: Découpage en unités génétiques, milieux de dépôts et empilement vertical de la série santonienne (coupe chemin de fer) au niveau d'el Kantara.....	97
Fig. 40: Coupe synthétique dans la région des Aurès (el kantara, Tighanimine) représente l'intervalle Campanien-Maastrichtien avec une corrélation régionale à travers l'intervalle Maastrichtien.....	99
Fig. 41: Zonation verticale des fonds marins (d'après Pérès, 1961).....	102

Fig. 42: Corrélation régionale Ouest-Est au (Coniacien- Santonien) dans les Aurès.	112
Fig. 43: Le Sénonien du promontoire de Biskra et de l'Aurès. Exemple d'évolution lithostratigraphique (d'après Guiraud, 1990 ; modifié)	114
Fig. 44: Corrélation entre les deux coupes réalisées dans l'intervalle Santonienne	116
Fig. 45: Le bassin Aurésien au Crétacé : reconstitution des grands ensembles paléogéographi-ques et de l'organisation en blocs basculés. D'après Kazi Tani, 1986.....	119

INTRODUCTION

Dans les plates-formes et les bassins situés autour de la Téthys, une importante transgression marine intervient au Crétacé supérieur qui entraîne le relèvement du niveau marin. Ce contexte de haut niveau marin et un climat relativement chaud, vont permettre le dépôt de séries marno-calcaires, caractérisées par une grande diversité d'assemblages fauniques (Herkat, 1999).

Le massif de l'Aurès constitue le cœur du domaine atlasique, occupant une aire géographique s'étendant des Monts du Hodna à l'Ouest jusqu'aux Monts de Nememcha-Ain Beïda à l'Est. Son versant sud du côté de Biskra est limité par l'accident sud atlasique (flexure saharienne). La partie septentrionale comprend des dépôts détritiques marines miocènes occupant le bassin de Timgad jusqu'aux Nord-est de Khenchla.

L'étude abordée dans ce mémoire concerne Dj Metlili, qui se localise dans la partie occidentale de ce massif. Il représente un vaste pli coiffé dont le flanc Sud est plus redressé que le flanc Nord. Le cœur est constitué des dépôts albiens tandis que le flanc nord, et surtout le flanc sud, affleurent des terrains attribués au Crétacé supérieur. Le Miocène repose en discordance sur le Sénonien qui sera abordé dans notre étude. L'anticlinal est recoupé par de nombreuses failles ENE-WSW et NW-SE et l'effondrement de la voûte a été provoqué par l'accident directionnel Souk Ahras-Batna (Guiraud 1971).

Une deuxième secteur d'étude retenue est celui de Bni Fdhala à titre de corrélation. Le terrain d'étude comprend des sédiments rattachés à des environnements variés caractérisant un milieu marin essentiellement à dominance marno-carbonatée. Les objectifs de notre étude se résument aux points suivants :

- la caractérisation des faciès des différents dépôts,
- La localisation des différentes discontinuités dans la série sénonienne,
- la reconstitution des paléoenvironnements de sédimentation,
- la définition des principales séquences sédimentaires,
- établissement de la relation tectonique/ sédimentation dans Dj Metlili.

La méthode de travail suivie est basée sur un travail de terrain et concerne le levé des coupes géologiques, l'échantillonnage, et les mesures sur les macrostructures et microstructures. Le travail de laboratoire se résume au traitement des données recueillies et l'étude pétrographique.

PREMIER CHAPITRE

GENERALITES

GEOGRAPHIE DE LA REGION

CADRE GEOLOGIQUE DE LA REGION

**HISTORIQUE DES TRAVAUX EFFECTUES SUR LA
REGION**

I. CADRE GEOGRAPHIQUE

I-1. Localisation:

La région d'étude, incluant un secteur d'El Kantara et un secteur à Bni Fdhala, fait partie de la terminaison occidentale du Massif de l'Aurès. Le premier secteur se localise dans Dj. Metlili qui constitue un vaste anticlinal orienté globalement NE-SW (**Fig. 01**).

Géographiquement l'anticlinal de Metlili est limité par les coordonnées Lambert entre latitude 35° et 36° Nord, Longitude entre 5° et 6,5° Est.

La zone d'étude se caractérise par deux types de relief : une zone montagneuse dominée par Dj. Metlili dont le sommet culmine à plus de 1490m (**fig.02**) et une plaine, occupant la partie nord occidentale de la feuille « Les Tamarins », dont les altitudes ne dépassent guère les 800m.

Le secteur de Bni Fdhala appartient à la terminaison de l'anticlinale de Ich Ali et se trouve à 12 km à l'Est de Ain Touta.

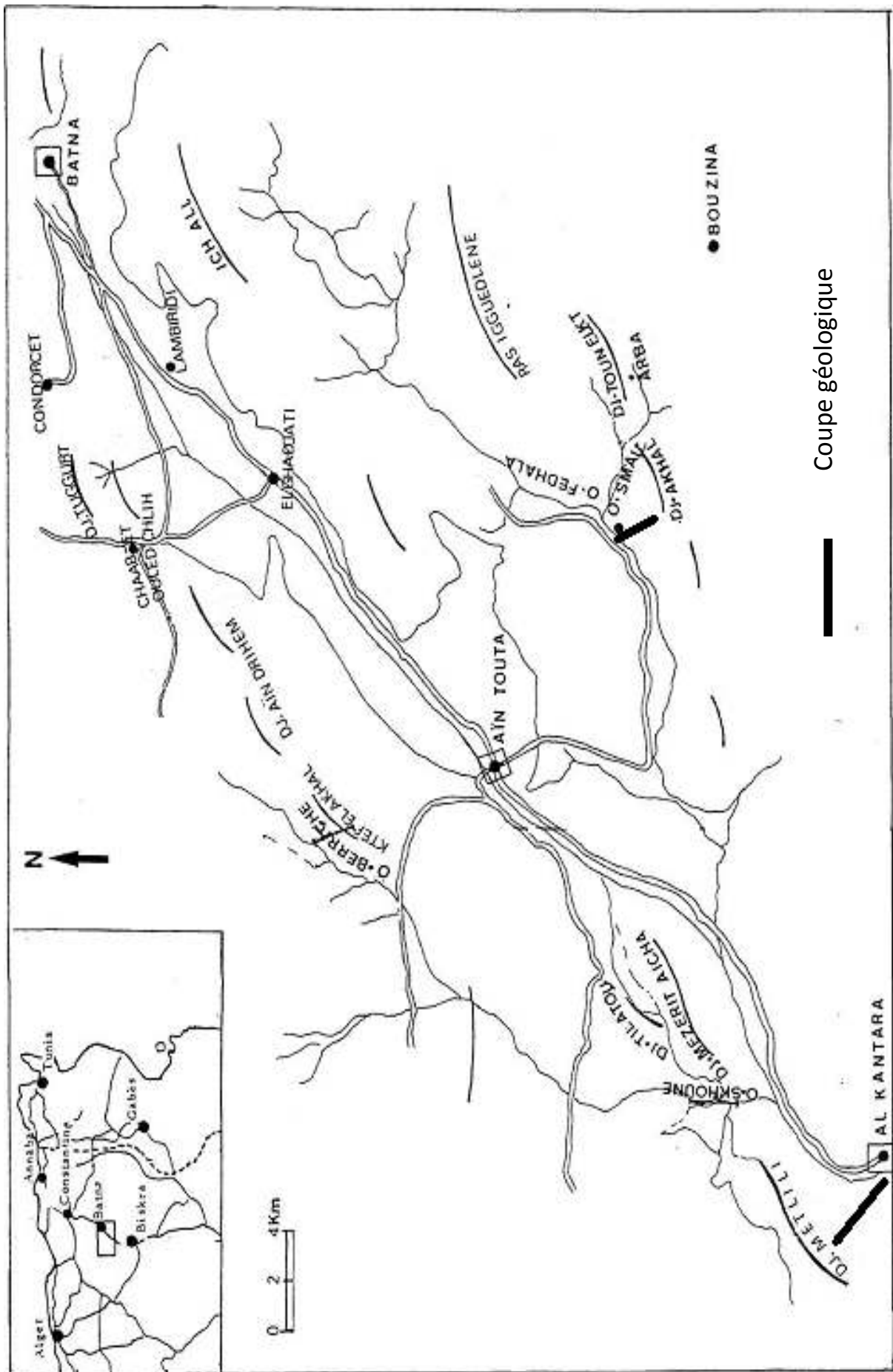
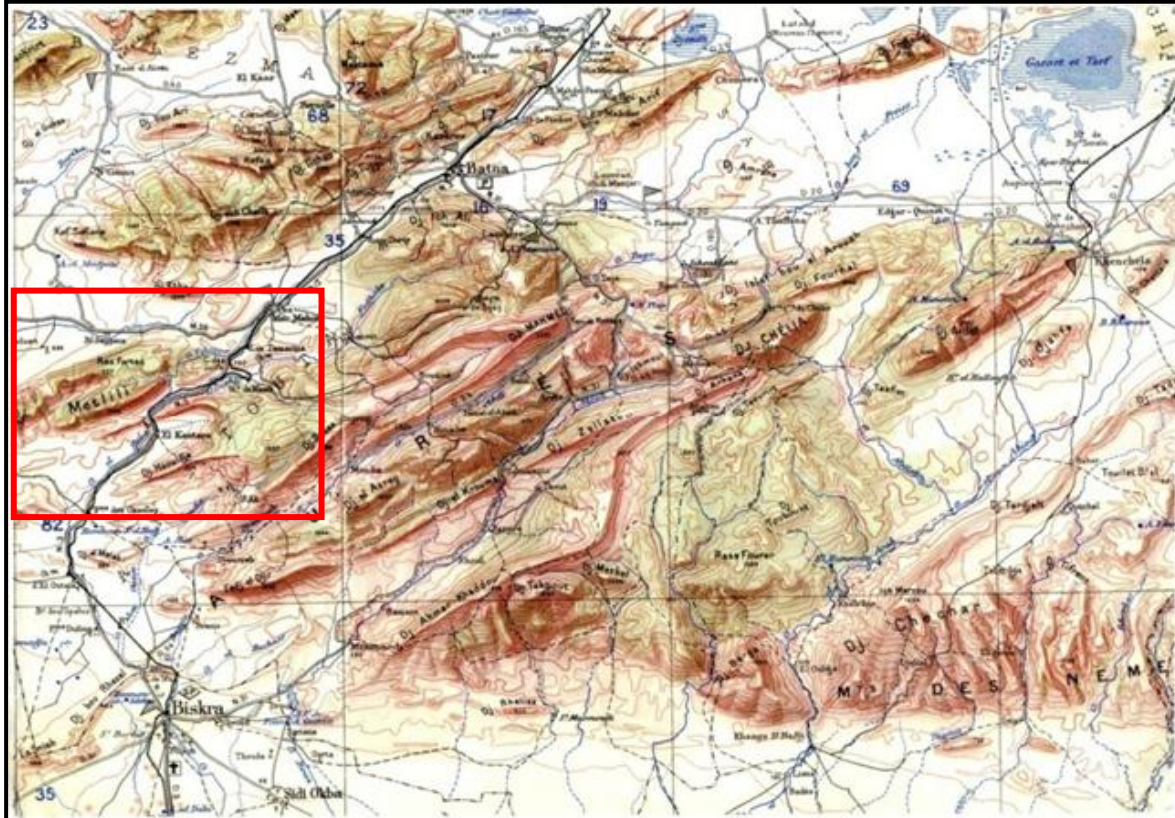


Fig.01 : Localisation géographique de la région d'étude et position des coupes géologiques.

I-2. Relief de l'Aurès (Fig. 02):

Vu dans l'ensemble, le massif de l'Aurès présente une structure simple : le dôme anticlinal côtoie la cuvette synclinale et c'est ainsi tout le long du massif où les formes sont orientées SW-NE.



 ne d'étude

Figure 02 : LE MASSIF DE L'AURES
 Source : Carte topographique au 1/500000^e

- Les vallées

Notre terrain se caractérise par deux vallées assez étroites et profondes, qui sont entaillées dans des formations à dominante carbonatée. La première située au NE, correspond à Oued Berriche (**Fig. 03**), où la profondeur du lit peut dépasser les 180m avec un resserrement de la gorge vers l'aval et constitue un exécutoire se situant à 860m. La seconde se localise en amont de la ville d'El Kantara et portant le même nom (Gorges d'El Kantara) correspond à Oued el Hai. Il est longé par la route nationale N°3 reliant Batna à Biskra ; sa côte en amont se trouve à 700m (lit de l'oued) pour atteindre l'altitude 520m au niveau des gorges d'El Kantara. L'accentuation de l'entaille de ces gorges serait liée au soulèvement généré par la déformation du Quaternaire (Marmi et Abdellaoui, 2010). D'ailleurs dans les

Aurès le Miocène se trouve parfois perché à des altitudes dépassant les 2000m (Ghandriche, 1991).

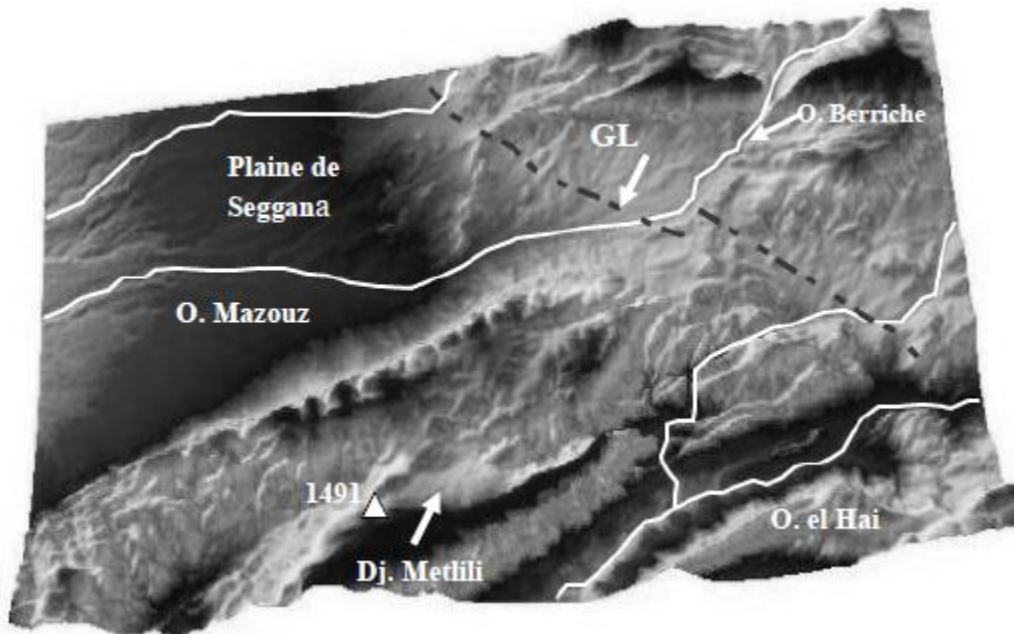


Fig. 03: Représentation en 3D à partir du DEM SRTM (Digital Elevation Model),
(d'après MARMI et ABDELLAOUI, 2010).

I-3. Le climat

Le climat de l'Aurès qui ressemble beaucoup au climat des régions montagneuses de la France et qui est très rude surtout à cause des brusques changements de température (A.-E. Mitard).

La distinction fondamentale doit être ici, comme dans les régions bordières, entre le Nord et le Sud, à climats réellement différents. Le Nord est un pays à climat rude, à hivers rigoureux, avec des forêts (soit de chênes verts et genévriers mêlés, soit de pins d'Alep), des cultures permettant l'élevage dans les jachères, car il y a peu de prairies, et des plantations d'arbres fruitiers analogues à ceux d'Europe (noyers, abricotiers). Le Sud est semi-désertique, parfois même nettement plus désertique que les plaines sahariennes voisines, avec un sol de reg dominant et des oasis à palmiers. La limite entre ces régions, qui est loin d'être rectiligne, passe à peu près au Sud du Metlili, puis se dirige grossièrement N-S des environs de Maafa au Djebel Takrount.

La quantité de pluie indique 100 mm de moyenne annuelle. Cependant, des pluies diluviennes sont constatées dans les Aurès. Les dégâts causés par des crues peuvent être considérables.

I-4. Le réseau hydrographique:

Avec ses 7 000 Km² et ses différentes structures, le massif de l'Aurès ne peut qu'avoir un réseau hydrographique très dense. En effet et pour pouvoir bien apprécier la multitude de bassins versants qui s'y trouvent. À la différence des plaines, les lignes de partage des eaux sont nettement définies. Nous y trouvons six bassins versants, tous à écoulement endoréique mais leurs actions hydrologiques se différencient nettement par leur étendue d'abord ainsi que par la topographie (**Fig.04**). Ceux-ci comprennent des Oueds à écoulement permanent et à écoulement temporaire mais dans deux directions générales soit quatre au Sud et trois au Nord.

Le secteur d'étude est caractérisé par un réseau hydrographique dense constitué par l'Oued El Hai D'El Kantara, l'Oued Djemmorah qui s'écoule dans un Oued principale qui s'appelle l'Oued Biskra qui fait partie du bassin fermé du chott Melrhir ; L'Oued Biskra est à sec, sauf lors des pluies exceptionnelles.

En dehors des vallées l'Oued El Hai et Djemmorah les ressources en eau sont assez limitées sur la faille d'El Kantara. On note la présence de diverses petites sources issues principalement de certaines barres carbonatées du Crétacé (Ain Chebaba, sources Nord Salaouine...etc.) des formations éocènes (Gueddik) ou des conglomérats et calcaires miocènes (Ain et Abiod, Fontaine des gazelles). Les éboulis développés au pied des falaises maastrichtiennes donnent également lieu parfois à de faible écoulement (Ain kelba, Ain kartous). Les sources de hammam Sidi El Hadj et d'Ain Slat, sont localisées au voisinage immédiat d'accident important, de part et d'autre de Drea Zemla, les eaux du Hammam Sidi El Hadj sont assez chaudes, leur température atteint environ 42°C.

Il y a lieu de signaler par ailleurs que la palmeraie d'El Kantara est alimentée pour l'essentiel par une source importante, issue des calcaires turoniens, située dans la gorge creusée par l'Oued El Hai, à la terminaison orientale du Djebel Metlili. Les couvertures conglomératiques des glacis quaternaires sont parfois, à leur base, le siège de maigre écoulement, seules les alluvions récentes des Oued El Hai et Djemmorah donnent lieu à de petites nappes exploitées à la faveur de puits.

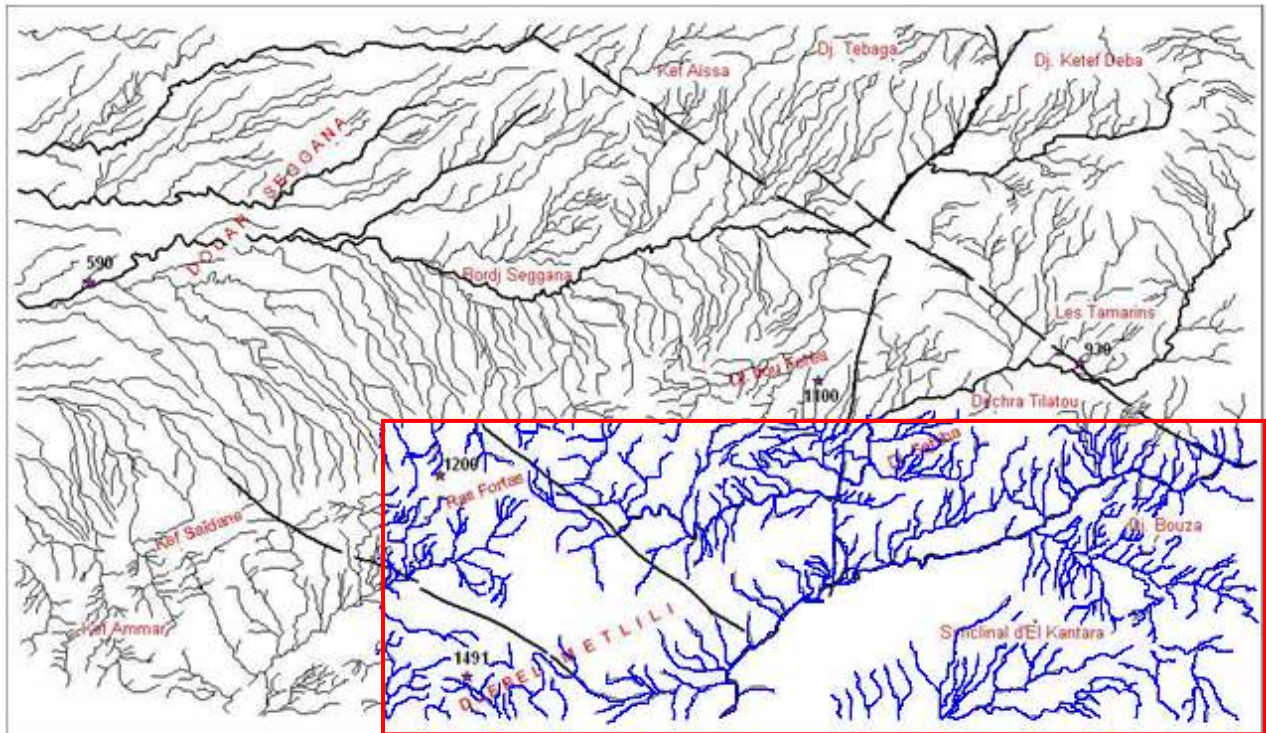


Fig.04: Carte du réseau hydrographique (D'après Marmi et Abdellaoui, 2010).

I-5. La faune et la flore

Les animaux : l'âne, le cheval, la hyène, le lièvre, les bovins, le mouton, la chèvre, le fennec, l'aigle, le sanglier, le lézarde, le chacal, la cigogne blanche, le canard, le ganga etc. Le dernier lion a été chassé au XIXe siècle près d'Arris.

Certaines espèces de poissons vivent dans les eaux de rivières ou de ruisseaux près de Timgad.

La végétation est représentée par plusieurs conifères et arbustes (cèdre, pins d'Alep, sapin, chênevert, etc.). Il y a des palmiers, le genévrier, le saule, le Jujubier, le Tamarinier, les arbres fruitiers (pommier, grenadier, abricotier, poirier, figuier, olivier, amandier, etc.).

II- CADRE GEOLOGIQUE

Pour mieux comprendre l'histoire géologique de la région d'étude, il paraît indispensable de la situer dans son contexte géologique régional ; c'est-à-dire dans le cadre des chaînes côtières d'Afrique du Nord, Wildi W., (1983) ou Maghrébides, Durand Delga M., (1980).

II. 1. La chaîne des Maghrébides

Le nom de Maghrébides a été proposé par Auboin et Durand-Delga (1971). Les Maghrébides (**Fig.05**) 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.

L'aire étudiée comprend une vaste zone qui va de la ville d'El Kantara et ses environs aux Monts de Batna (Bni Fdhala) qu'elles situées dans les Aurès (**fig. 06**).

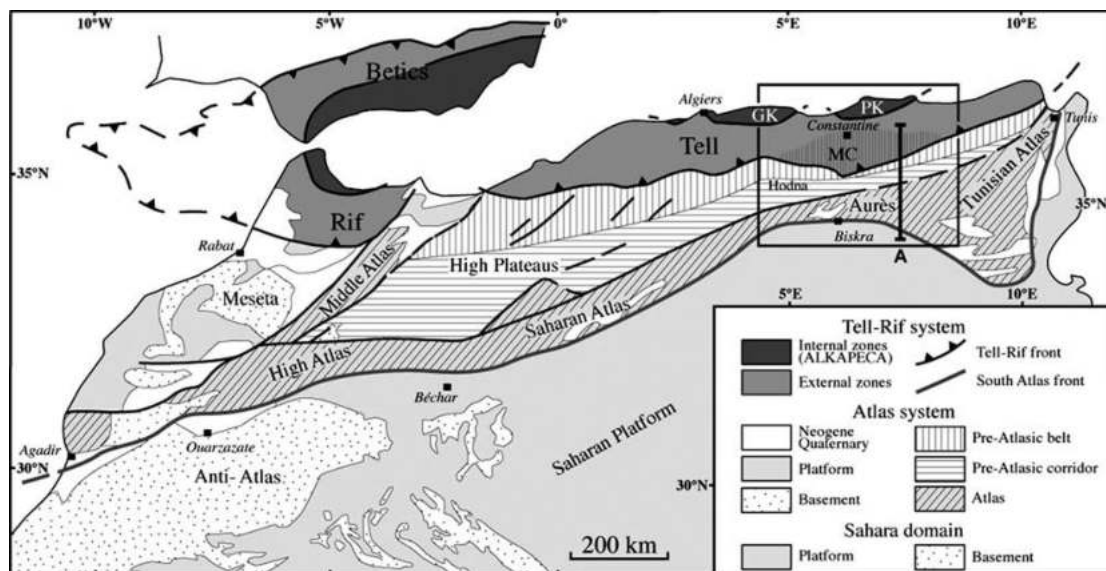


Fig.05 : Schéma de la carte structurale du Nord Alpine Africain. Modifiée par Frizon de Lamotte et al. (2000). GK, Grande Kabylie; MC, Mole Constantinois; PK, Petite Kabylie. La ligne brut A représente la localisation de la Fig. 4..

Les nappes où les structures constituant la chaîne des Maghrébides sont à vergence sud et sont issues de trois domaines paléogéographiques :

- Le domaine interne
- Le domaine des Flyschs
- Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain.

II.1.1. Le domaine interne

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 ».

On attribue au socle (Bouillin, 1977 et Raoult, 1974) trois ensembles lithologiques :

- Un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites.
- Un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant « des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes ocellés ».
- La couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comprennent des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur.

Pour ce qui est de la Dorsale kabyle ou Chaîne calcaire, les auteurs (Durand Delga, 1969 ; Raoult, 1974 ; Vila, 1980) ont distingué des unités internes, médianes et externes. Ces séries constituaient, à l'origine, la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire du socle kabyle. Les unités externes et médianes se sont cependant désolidarisées de leur substratum. Elles ont ensuite été plissées et chevauchées par le socle kabyle et la dorsale interne.

II.1.2. Le domaine des flyschs

Ce domaine est coïncé 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.

Au Crétacé inférieur des flyschs terrigènes relativement proximaux se déposent dans la partie nord du bassin (flysch Maurétanien), Gélard, (1969) et des flyschs distaux dans le sud (flysch Massylien), Raoult, (1969).

A l'Oligocène et au Miocène basal, un flysch grés-micacé (le flysch Numidien) se dépose en discordance sur les premiers contacts tectoniques séparant les unités du domaine interne et la nappe du flysch Maurétanien. Les séries gréseuses de la nappe numidienne se sont formées durant l'Aquitainien et le Burdigalien basal, probablement dans le sud du bassin Massylien et tout à fait au nord du domaine externe tellien.

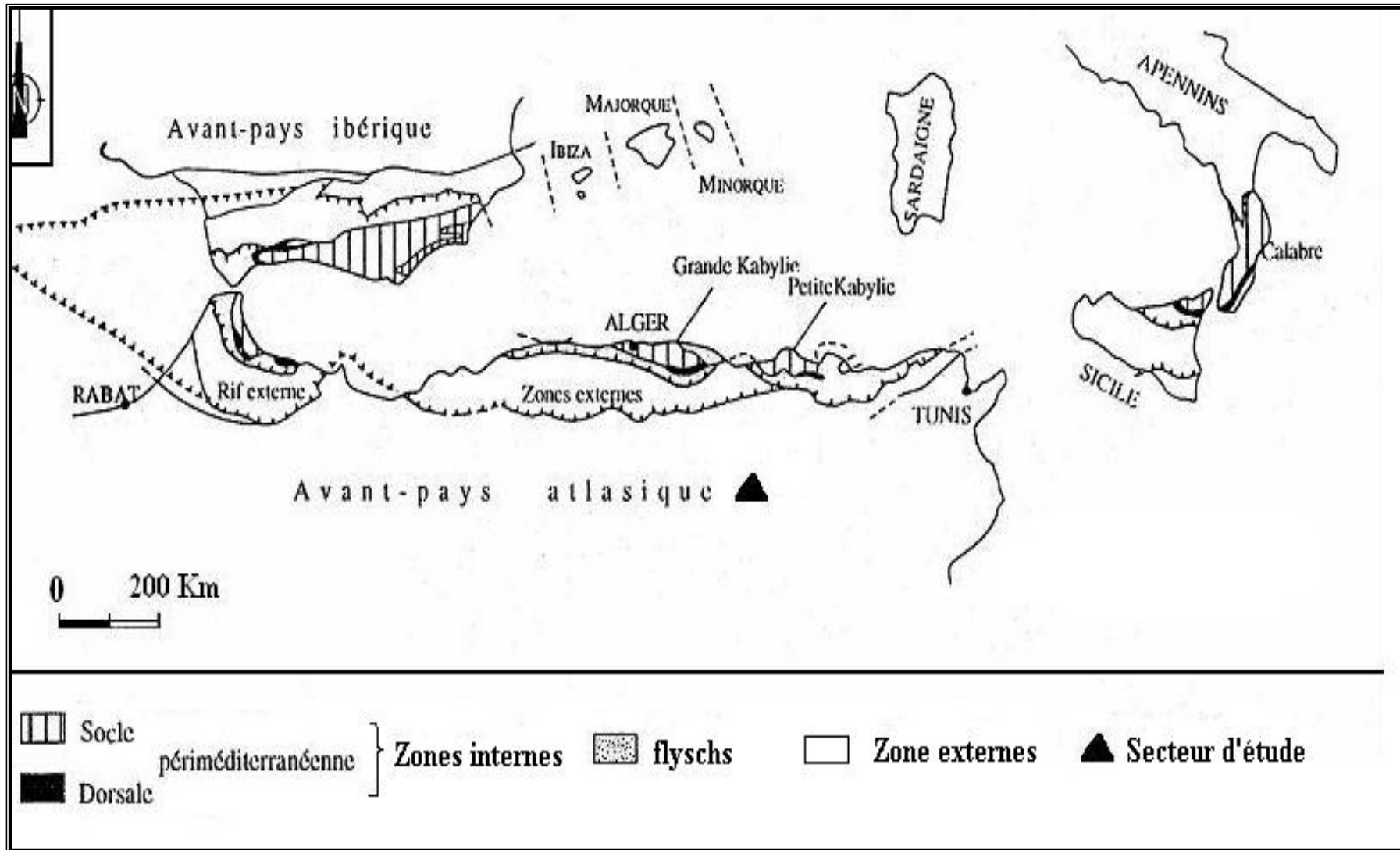


Fig. 06 – Coupe illustrant les différentes unités de la chaîne alpine d’Algérie orientale (d’après Durand-Delga, 1969)

Les flyschs reposent, avec des modalités structurales variées, sur les zones internes et occupent une position allochtone par rapport aux zones externes. La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées.

II.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.

II.1.3.1. Les séries telliennes

En Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens, les séries telliennes ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Ce sont, du Nord vers le Sud (Wildi, 1983 ; Vila, 1980) (**Fig. 07**):

- Les unités ultra-telliennes, dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs ;
- Les unités telliennes sensu-stricto, avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les enchevêtrements de faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Eocène ;
- Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites, à faciès néritique prépondérant du Crétacé supérieur à l'Eocène.

Ces dernières séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avant-pays méridionaux, les unités sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise.

II.1.3.2. Les séries de l'avant pays (Fig. 08)

La chaîne des Maghrébides est bordée, au sud, par des avant-pays de nature et de comportement tectonique variables.

On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les unités et domaines suivants :

II.1.3.2.1. Unité néritique constantinois

Il se caractérise par une plate-forme carbonatée allant du Jurassique au Cénomaniens, 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 durcie 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 Cénomaniens supérieur.

II.1.3.2.2. Unités sud- sétifien

Situé au Sud et à l'Ouest de la nappe néritique Constantinoise, est considéré comme autochtone depuis les travaux de Savornin (1920) et Glaçon (1967). Dans ses travaux Savornin (1920) met en évidence une ligne tectonique marquée par de légers chevauchements et des plis à déversement vers le Sud. C'est cette ligne qu'adoptera Vila et qu'il fera coïncider avec le contact anormal au front de l'ensemble sud- sétifien.

II.1.3.2.3. Unités des Sellaoua

Appelée aussi zone à écaille depuis les travaux de David (1956) et de Voûte (1967) et fut intégrée dans l'avant pays allochtone par Vila (1980) qui a vu en cette zone le siège de raccourcissements considérables qui sont attribués à des chevauchements de grandes ampleurs.

II.1.3.2.4. Le para autochtone Nord-aurésien

Il constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique. Ce para-autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Aïn Yaghout et par les Djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Aïn Kercha et d'Oum El Bouaghi.

Cet ensemble a été violemment affecté par la tectonique alpine. Le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le cœur d'un vaste pli couché (Benabbas, 2006).

II.1.3.2.5. L'autochtone Nord-aurésien

Il s'agit là du domaine atlasique, caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'Eocène selon des directions atlasiques, et par un Trias diapirique d'âge aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa (Farah, 1991).

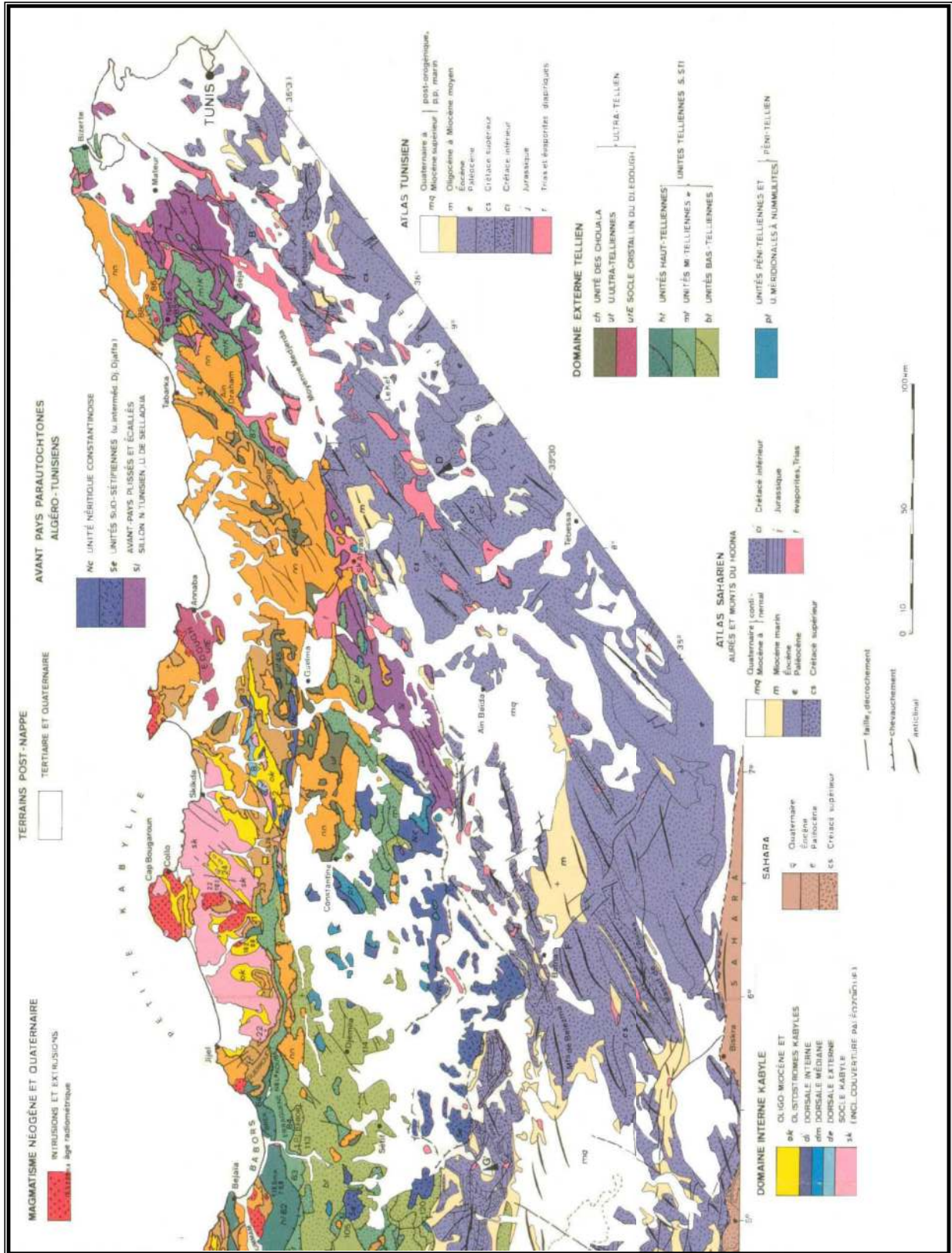


Fig. 07 : Carte géologique de l'Algérie orientale et de la Tunisie septentrionale (Wildi, 1983).

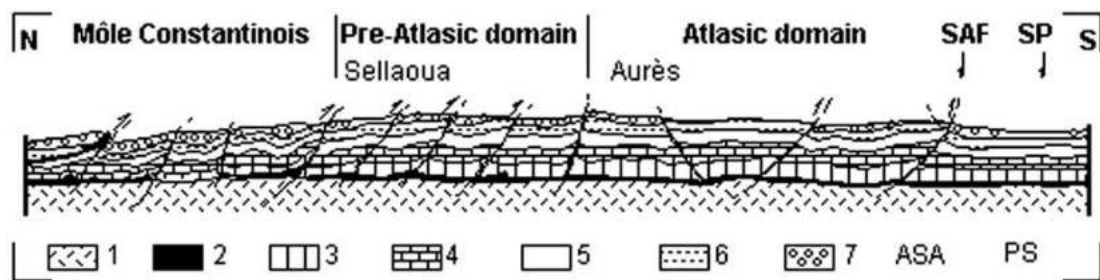


Fig. 08 : Coupe synthétique N-S de l'avant pays (modifié par Vila, 1980; Frizon de Lamotte et al., 2000; Pique et al., 2002). 1, Paléozoïque; 2, Triasique; 3, Jurassique; 4, Crétacé inférieur; 5, Crétacé supérieur; 6, Paléogène; 7, Néogène. SAF : Flexure sud Atlasique; SP : Plate forme saharien.

II.2. Contexte structurale

On essaiera ici de passer en revue les principaux accidents ayant exercé un contrôle sur la sédimentation du Crétacé supérieur dans les Aurès en prenant en compte l'ensemble des données disponibles (**Fig. 09**).

II.2.1. Les monts des Aurès et Batna

On examinera successivement les accidents WNW-ESE et NW-SE, puis les accidents NE-SW, et les accidents sud-méridiens NNE-SSW.

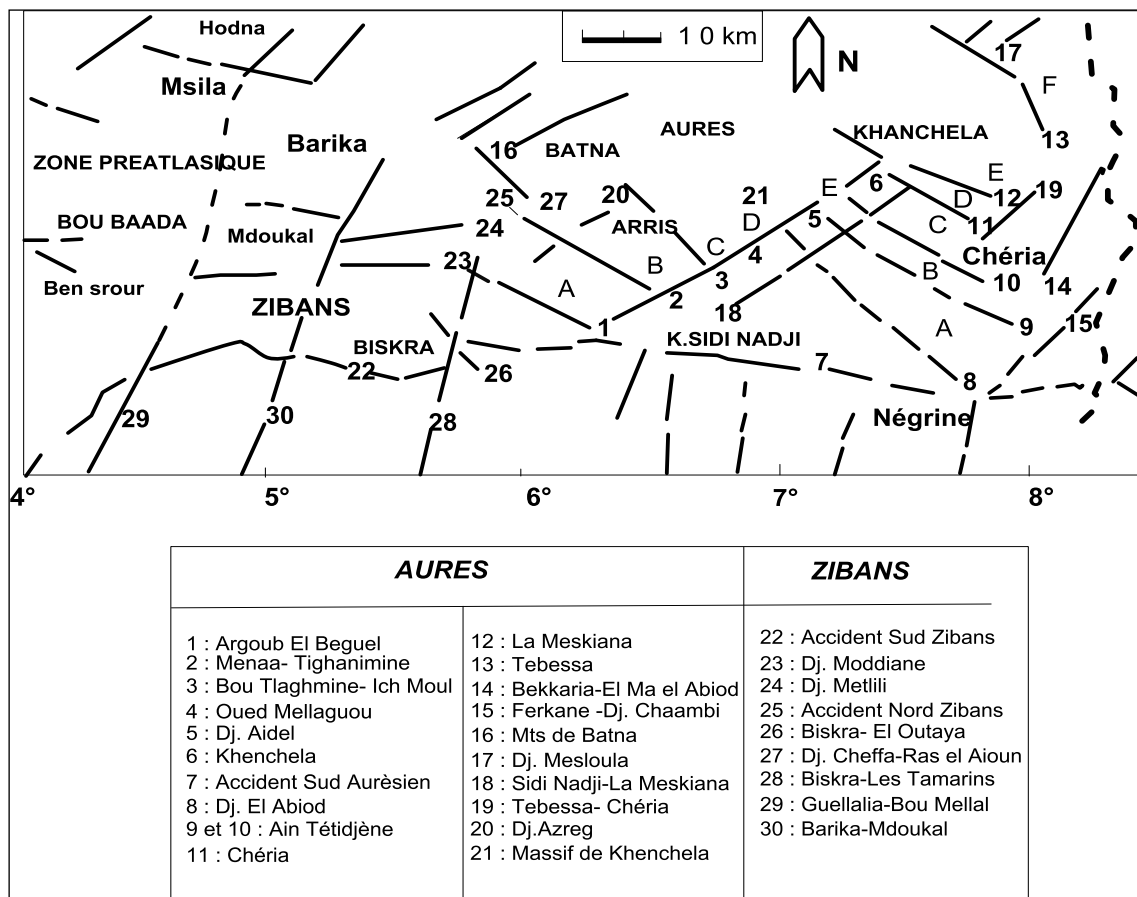


Fig.09 : le canevas des accidents synsédimentaires des Aurès (Herkat, 2000).

II.2.1.1. Les accidents WNW-ESE et NW-SE

- Les accidents du Dj. Azreg, massif de Toubount, IchMoul, Chelia, Ich Ali et de l'Igguedlene

Il s'agit d'accidents de (l'accident Argoub El Baguelet l'accident de Menaatighanimine) N 110-N 140, déterminant des blocs basculés vers le Sud.

Ils sont mis en évidence sur le canevas des accidents synsédimentaires de Bureau (1983), mais avec un sens de basculement opposé à la réalité.

Ces accidents s'expriment essentiellement par le jeu en flexure, qu'ils exercent sur la sédimentation.

- Les accidents en relais du Dj. Bou Tlarmine, de l'IchMoul et de BouHmama - Oued Mellaguou. Ceux-ci, en plus de leur jeu contemporain de la sédimentation montrent un rejeu lors de la tectogenèse atlasique et se traduisent par des failles affectant les termes de la série du Crétacé (Herkat, 2000).

II.2. 2. Les Zibans et monts de Bellezma

Les principaux accidents sont de direction WNW-ESE à EW, NW-SE et NNE-SSW.

II.2.2.1. Les accidents WNW-ESE à EW

A) L'accident sud Zibans

Il s'exprime par une série de faille en relais de direction N 110° - N 120° bien mis en évidence par les schémas structuraux de Bureau (1973), partant du Dj. Ksoum à l'Ouest jusqu'au Djebel Bou Rhezal. Il limite le môle des Zibans par le Sud et le sépare du bassin nord saharien de Naama-Tolga.

B) L'accident du Dj. Moddiane - El Outaya et l'accident du Dj. Metlili (Dj. Melah) - El Kantara

Sur les schémas structuraux de BUREAU, Les accidents N 80° à N 90°, se traduisent dans la série du Crétacé supérieur par un jeu en blocs basculés vers le Sud à rejet variable, car les variations d'épaisseur de part et d'autre du premier accident sont faibles alors qu'elles sont notablement plus importantes en ce qui concerne le deuxième accident.

C) L'accident nord Zibans

Il correspond à une zone de failles sensiblement E-W (N 80° à N 100° E) qui passent au Nord du Dj. Fozna et sous la plaine du Hodna. Leur jeu rehaussant la zone pré-atlasique est nettement visible sur les profils des sondages électriques (*in* GUIRAUD, 1973).

L'absence de séries du Crétacé supérieur dans la zone pré-atlasique Hodnéenne empêche de confirmer le jeu de l'accident à cette époque. Celui-ci devait être identique, si l'on

en juge par la subsidence différentielle qui se manifeste tout au long de l'accident nord atlasique des Monts des OuladNaïl, dont l'accident nord Zibans constitue un prolongement.

II.2.2.2. Les accidents NW-SE

A) "L'accident" Biskra El Outaya

C'est un accident N 130° figuré par BUREAU sur ses esquisses structurales de la région orientale des Zibans. Son jeu au cours du Crétacé supérieur n'est pas établi.

B) "L'accident" Dj. Cheffa - Rass El Aïoun

Il est déduit des reconstitutions paléogéographiques qui montrent une limite à ce niveau entre le bassin subsident au Sénonien supérieur, d'El-Kantara - Oued Berriche et la zone des Monts de Batna à sédimentation réduite.

II.2.2.3. Les accidents sud méridiens NNE-SSW

A) "L'accident" de Biskra - Les Tamarins

Dans la région de Biskra l'accident est matérialisé par la faille du Dj. BouRhezal de direction N 10° E. Vers le Nord l'accident correspond à une flexure sédimentaire entre les séries peu subsidentes, essentiellement carbonatées des Zibans et les séries marno-calcaires plus subsidentes du bassin des Aurès.

L'accident est dans le prolongement d'une branche du môle du Mouydir, qui correspond à un trait majeur de la fracturation du socle ayant induit une subsidence différentielle au Mésozoïque. Par ailleurs l'accident est révélé par la géophysique, notamment à travers la carte gravimétrique de LAGRULA (1957).

B) "L'accident" de Guelalia - Bou Mellal

Il correspond à la limite entre le môle des Zibans et le bassin des OuladNaïl. C'est encore un trait majeur des accidents de socle de la plate-forme saharienne (môle du Mouydir) qui paraît se prolonger vers le Nord. Il correspond à la transversale de Colbert (AïnOulmene) de GUIRAUD (1973) qui comprend probablement un couloir d'accidents N 15° à N 20° partant du Djebel Mimouna au Sud, jusqu'au Hodna. Il est exprimé également par les cartes gravimétriques et aéromagnétiques.

C) L'accident Barika - Mdoukal

Cet accident mis en évidence sur les cartes structurales de GUIRAUD (1973) sépare la zone pré-atlasique du Chott el Hodna de la partie NE des Zibans (Dj. Metlili) et Monts de Bellezma, dont les séries sont plus subsidentes.

L'ensemble de ces accidents subméridiens semble correspondre au réseau des accidents du socle africain du bouclier Touareg qui se prolonge sous la plate-forme saharienne.

II-3. Variations de subsidence et de sédimentation au Sénonien dans les Aurès.

Lafigure 10 représente les variations régionales des taux de sédimentation selon un profil EW : Testara, Metlili, Dj. Azreg, Hamimat, au cours de sénonien (Coniacien-Maastrichtien). D'après l'étude de Herkat (2000), On peut distinguer plusieurs phases :

- Au Sénonien, les plus fortes valeurs de subsidence et de sédimentation sont relevées au Dj. Metlili. La partie nord des Zibans joue ainsi en zone relativement subsidente.

- Au Campanien et Maastrichtien, le Dj. Azreg paraît correspondre à une aire relativement de faible subsidence encadrée de zones plus subsidentes à l'Ouest (Dj. Metlili) et à l'Est (Hamimat) ;

- Au Maastrichtien et Danien, les taux de subsidence deviennent négatifs dans les Zibans et au Dj. Azreg. Le taux de sédimentation n'est encore important que dans les Hamimat, ailleurs il s'affaiblit considérablement.

- Au Paléocène moyen et supérieur, la subsidence tend à s'annuler dans la majeure partie des bassins et devient négative dans les Hamimat. Les taux de sédimentation diminuent également à l'exception de la région des Hamimat.

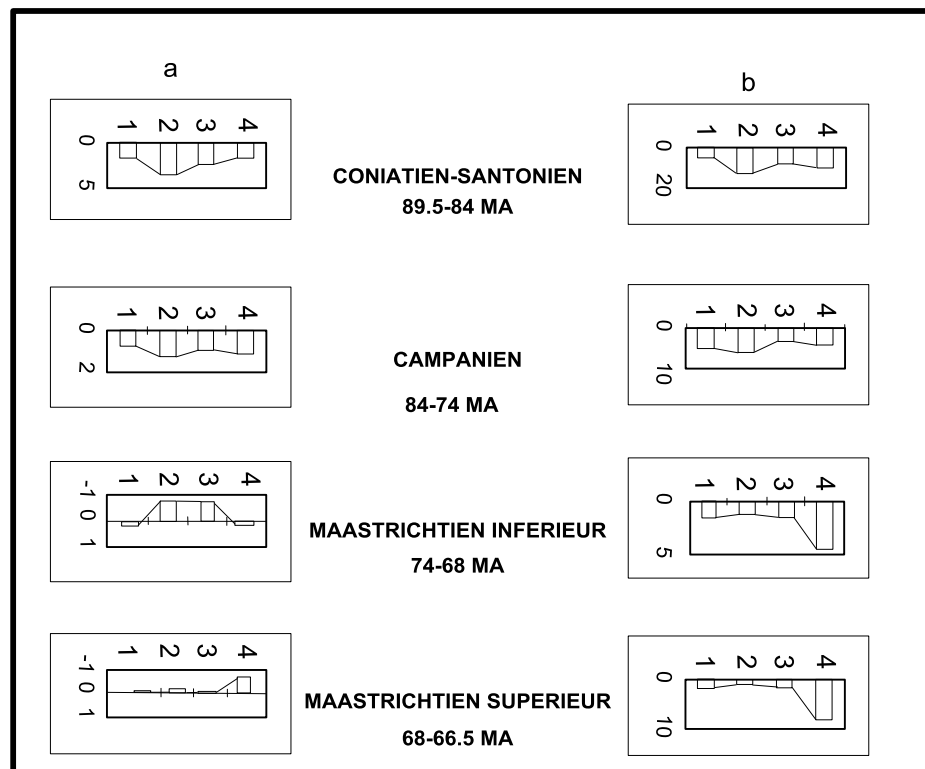


Fig. 10: Variation des taux de sédimentation selon un profil Est- Ouest comprenant les coupes: (1) Testara, (2) Metlili, (3) Azreg et (4) Hamimat, entre Coniacien-Maastrichtien (89.5-66.5); d'après Herkat (2000).

(a) Taux de subsidence (b) Taux de sédimentation (en cm/10 000 ans).

III-HISTORIQUE DES TRAVAUX :

Les travaux effectués sur la stratigraphie du Crétacé de la terminaison occidentale du massif de l'Aurès sont abordés par des officiers français amateurs de géologie. Balay (1838) fut le premier à signaler l'existence de calcaire à nummulites dans l'Aurès, deux ans après cet officier définissait les lignes directrices de la géologie des Aurès. Fournel ingénieur des mines (1849) dans sa description de la province de Constantine mentionne des fossiles qu'il attribuait au Crétacé inférieur. En 1862, Coquand parcourut le sud de la province de Constantine et le massif de l'Aurès, il aboutit à la datation des certaines formations.

De ce fait, l'ingénieur des mines (Tissot, 1881) établit des levés géologiques au 1/400.000 servant de base de connaissances sur la région pendant un demi-siècle. Les membres de la société géologique de France, visitent les affleurements crétacés entre Batna et El Kantara. (Ficheur, 1898) révisé alors les contours de Tissot et y apporte quelques modifications.

Dès 1849, Fournel dans sa description de la province de Constantine mentionne des fossiles qu'ils attribuent aux terrains du Crétacé inférieur et qui, En réalité, correspondent à des formes qui plus tard se sont avérées plus récentes (Crétacé supérieur).

Péron (1883), dans son étude géologique, couvrant l'étage tectonique en Algérie il reprend à son compte les subdivisions introduites par Coquand. le secteur concerné s'étend de Batna à El-Kantara.

Savornin (1920): dans sa thèse consacrée à l'étude géologique de la région du Hodna et de plateau Sud Sétifien ; il restitue la coupe de Dj Metlili à El-Kantara, et s'intéresse aux terrains allant du Barrémien au Maastrichtien recouvre par le groupe paléogène (Paléocène à Lutétien) coiffé en discordance par le Miocène du bassin d'El-Kantara.

Laffitte (1939) a donné une grande référence de tous les travaux géologiques consacrés à l'Aurès. Sur le plan stratigraphique il a pu donner les grandes traites de la paléogéographie de l'Aurès. Plusieurs travaux abordent l'aspect structural:

Glangeaud (1951): dans une étude structurale pour un but de faire ressortir les grands traits structuraux de la méditerranée, définit les failles transversales.

Bellion (1972), a souligné la stratigraphie du Crétacé des monts de Bellezma.

Guiraud (1973) se pénétra sur l'aspect structural et paléogéographique de la région hodnéenne et ses zones limitrophes. Selon cet auteur, l'évolution paléogéographique post-triasique des avants pays autochtones est entièrement régie par la nature et le comportement du socle.

Bureau (1986) propose un nouveau model tectono-sédimentaire dans sa thèse consacrée à l'étude de l'évolution du Mésozoïque et son devenir orogénique dans les monts du Belezma.

En 1986 les travaux de Kazi-tanitraient la géologie structurale, l'analyse séquentielle et de paléogéographie pour l'Algérie du Nord. L'auteur montre l'installation de bassins rhombiques le long de la transversale de Bejaia-Négrire pendant le Crétacé supérieur, et plus particulièrement au Turonien dans les bassins de Bellezma, de Metlili et celui de l'Aurès.

Le travail de YAHIAOUI, (1990) se consacra à une étude stratigraphique et sédimentologique de la série Cénomanién -Turonien.

Herkat (1992) s'est intéressé à la manifestation diapirique du Trias dans les séries du Crétacés supérieur de l'Atlas saharien et de l'Aurès. En 2000, il a publié sur la genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès, Le rôle de l'eustatisme, de la tectonique et de la subsidence.

Marmi, et Abdellaoui (2010) ont abordés l'Analyse morpho structurale à partir de l'image satellite de la feuille « Les Tamarins »(Atlas saharien d'Algérie orientale).

Djaiz(2011)proposa une étude sédimentaire et tectonique du Bassin néogène de Timgad.

DEUXIÈME CHAPITRE

Lithostratigraphie et cadre tectonique

CONTEXTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

APERCU STRUCTURALE

I-CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE(Fig.11).I-CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE(Fig.11).

Les descriptions lithostratigraphiques sont inspirées en grande partie des travaux antérieurs, notamment ceux consacrés à l'étude des monts des Aurès (Laffitte 1939. Guiraud 1990, Ballais 1972) et les notices des cartes géologiques au 1/50000° (du Merouana et d'El Kantara).

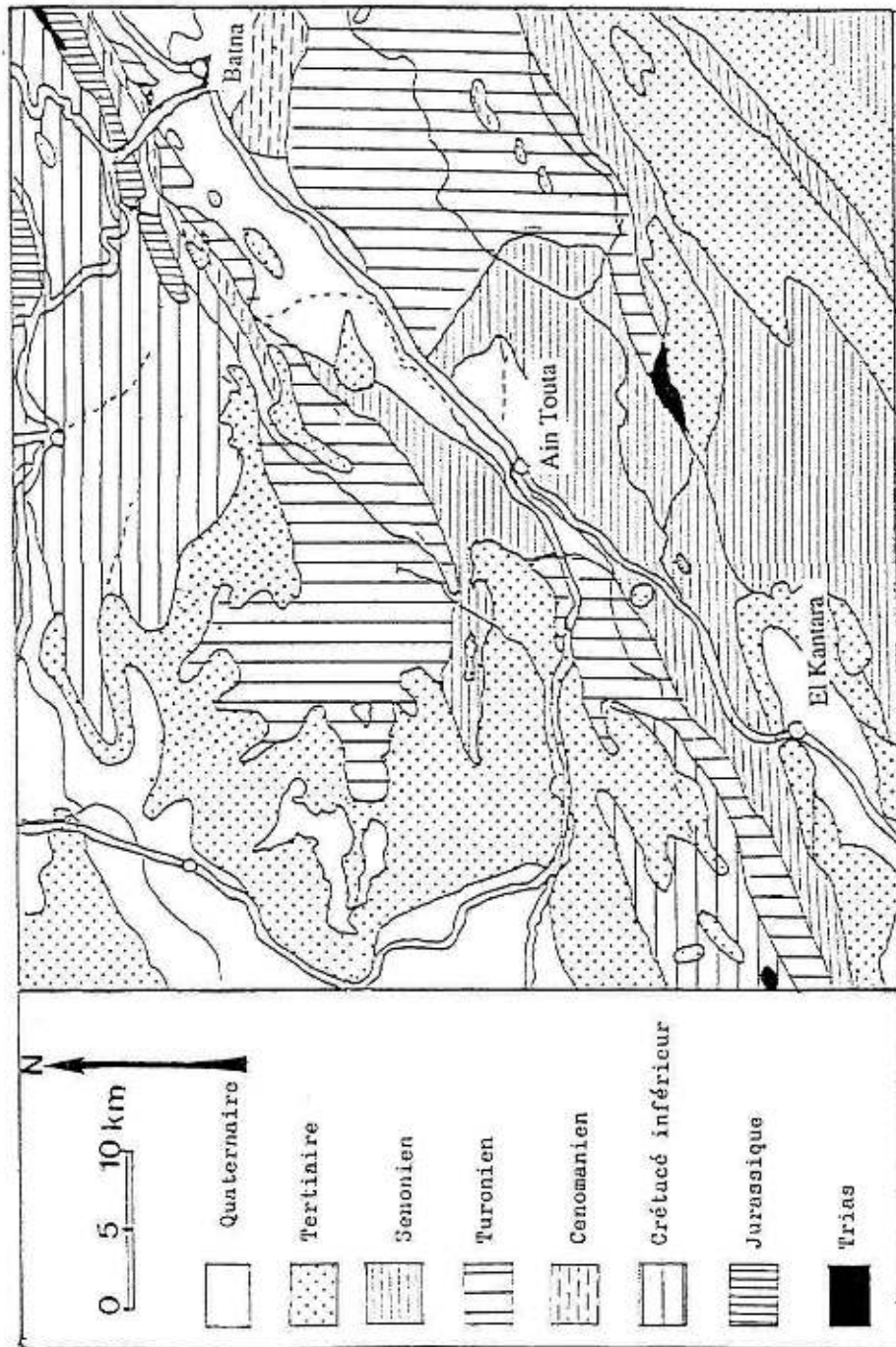


Fig. 11 : Carte géologique schématique de la région du Batna (d'après Laffitte 1939).

I-1. LE TRIAS

Il s'agit de formations généralement complexes, dans lesquelles des masses confuses de marnes bariolées et d'argiles gypseuses englobent des amas plus ou moins volumineux et chaotiques de dolomies broyées et cargneulisées.

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 Djemorah).

- A kenchela, 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 bipyramidés, de gypses, de dolomies noires bréchifiées.

Les argiles gypsifères et salifères rapportées au Trias dans l'Aurès ne contiennent aucun fossile, ce qui laisse un léger doute sur cette attribution stratigraphique (Laffitte, 1939).

I-2.LE JURASSIQUE

Parmi les premiers auteurs qui se sont intéressés aux formations jurassiques dans les Aurès et les zones septentrionales nous pouvons citer : Coquand (1862), Péron (1883), Ficheur (1896), Savornin (1920), Laffitte (1939). Ultérieurement Bellion (1972), Villa (1980), Villa et Maupin (1978), Camion et al. (1980) et Bureau (1986) ont repris l'étude de ces terrains.

Le Jurassique affleure au NW de Batna, particulièrement dans le Ravin bleu ou il a été détaillé par (Savornin, 1920 ; Guiraud, 1973 ; Villa, 1980). La série puissante d'environ mille mètres, est subdivisée de manière classique.

Le Jurassique inférieur est formé par des dolomies, des calcaires micritiques et des calcaires à algues datés par *InvolutinaLiasica* associé à des *ostracodes* (Vila 1980). A l'Ouest de l'Aurès, Flandrin, (1952) décrit un Jurassique représenté par des calcaires jaunes et bleus à Bélemnites et Foraminifères du Toarcien 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 Dogger est formé de calcaires à filaments, de calcaires micritiques à radiolaires et de calcaires à silex. Ficheur (1896) distingue dans la coupe de Batna des calcaires compacts,

blancs ou grisâtres à *Coeloceras humphriesi* (Bajocien), des calcaires lités verdâtres à nodules siliceux (Bathonien) et des calcaires lités rougeâtres également à nodules siliceux (Callovien, Oxfordien).

Le Jurassique supérieur (Portlandien) constitue le cœur de l'anticlinal du Djebel Azreg (Fig.12) et la terminaison orientale du Dj. Toumbait (région d'Ain Yagout). Il renferme des calcaires à grains fins siliceux en bancs blanchâtres violacés, à radiolaires, polypiers et spongiaires, et des dolomies azoïques. Ces dernières 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).

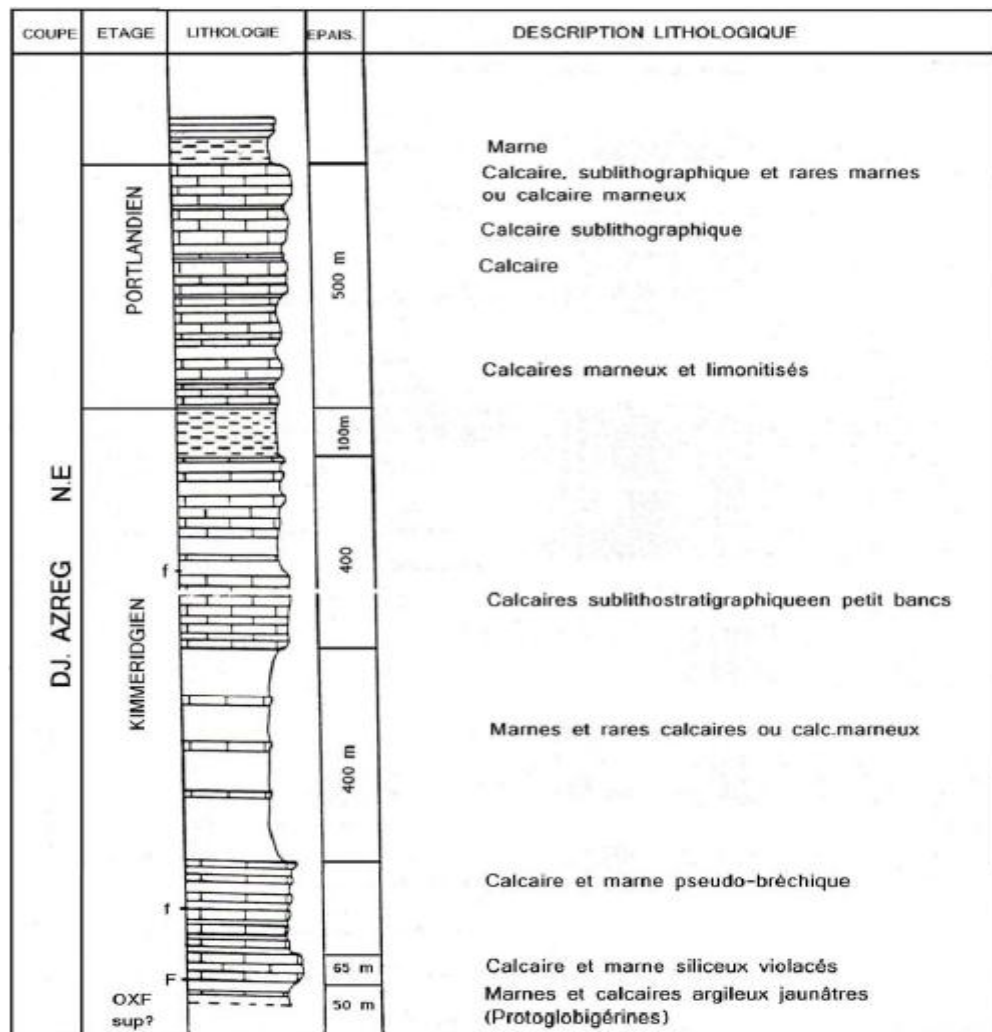


Fig. 12 : Le Jurassique dans le massif de Djebel Azreg, Aurès (Beicip – SH 1970, Boudjema, 1985)

I-3. Le Crétacé

Le Crétacé très développé dans l'Aurès constitue une succession concordante allant du Berriasien au Maastrichtien. L'étude pétrographique a permis à Laffitte de distinguer deux ensembles distincts: le premier à grés dominant associé à des calcaires et des marnes, caractérisant le Crétacé inférieur allant jusqu'à l'Albien (**fig.13**) ; le second marno-calcaire d'âge Crétacé supérieur, ou il occupe une grande superficie à l'affleurement dans les monts de Bellezma-Batna (Ktef Akhal, Djebel Tuggurt, Djebel Ain-Drihem) et dans l'Aurès (Djebel Metlili, dépression d'El Kantara, Djebel Chentouf, Ras Igguedlene et Djebel Akhal). Morphologiquement, il forme de vastes dépressions sénoniennes composées de marnes, d'argiles à intercalations calcaires et de reliefs marno-calcaires comprenant une épaisse barre à rudistes du Cénomaniens à Turonien. Localement, les reliefs peuvent être couronnés par des calcaires massifs à algues du Maastrichtien.

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

I-3-1- Le Néocomien

Le Néocomien du nord Aurès comprend globalement deux séries lithologiques bien distinctes : l'une dolomitique (série inférieure), l'autre marno-gréseuse (série supérieure). Elles sont datées par extrapolation, surtout en ce qui concerne la première, vu le peu de fossiles qu'elle renferme et leur mauvais état de conservation. Les limites, Berriasien-Valanginien d'une part et Valanginien-Hauteriviens d'autre part, sont établies approximativement. Donc ces limites restent à définir soit en se basant sur des critères faciologiques (mais ces critères risquent de n'avoir qu'un caractère local vu les fréquentes variations latérales de faciès), soit des critères paléontologiques (marqueurs stratigraphiques) fiable et précis Laffitte (1939).

a- Le Berriasien

Au Ravin Bleu (Oued skène-Batna) Laffitte (1939), Donze et al. (1974) ont apporté des précisions concernant le Berriasien qui est représenté par des calcaires de faciès pélagiques.

L'apparition des Calpionelles peut correspondre au Portlandien inférieur (Guellal et Vila, 1973). Néanmoins les Ammonites telles que *Spiticerasp.* Et *Berriasella aff. Privasensis* présentes dans ces niveaux indiquent le Berriasien moyen selon Vila (1977).

b- Le 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 fossiles pyriteux, d'argiles blanches à Ammonites pyriteuses et à petit cristaux de gypse, surmontée par des calcaires à Ostracées et des grès. Le sommet est formé de grès 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 Laffitte (1939). L'Aurès fut caractérisée à cette époque par de grandes épaisseurs de sédiments marins associés à des dépôts détritiques.

c- L' Hauterivien

Dans les monts de Batna, Bureau (1986) attribue les niveaux superposés aux silts valanginiens à l'Hauterivien en se basant sur une faune de polypiers solitaires : *Montivaltiasp.* (Dét. Mr et Mme Beauvais), de même que dans le massif de Boutaleb (Bertraneu et Cruys, 1955).

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).

I-3-2. Le Barrémien

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 permis à Laffitte de le rapprocher à la loi de HAUG qui veut que les mouvements régressifs sur les aires continentales soient accompagnés d'approfondissement de la mer. et signale au djebel (SW des Aurès) un faciès gréseux continentale. Vers le Nord-ouest, le Barrémien devient marin (région hodnéenne, Péron (1883), et Savornin (1920).

I-3-3. L'Aptien

La série Aptienne, bien connue dans l'Aurès et dans l'Avant-pays atlasique en général, elle est représentée par l'association d'une assise marneuse basale surmontée par des formations de calcaires (rapport ORGM, 1972). Néanmoins l'Aptien inférieur peut comprendre des niveaux gréseux.

Il 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. L'accumulation de 300 à 400 mètres de sédiments prouve un mouvement d'affaissement du fond, toujours compensé par un important apport de sédiment.

I-3-4. L'Albien

L'Albien s'observe dans tous les anticlinaux de l'Aurès (Arris), la sédimentation n'est pas différentes de celle du Crétacé inférieur dans les monts de Batna (Bureau, 1986), L'Albien de l'Aurès est caractérisé par une alternance marno-gréseuse associée à des calcaires à Ammonites. 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. Les fossiles attribués à l'Albien supérieur sont : *Heterastertissoti* COQUANT, *Mortoniceras* sp, dans le nord-aurésien.

L'anticlinal de Dj El Azreg montre un Albien développé dans les environs d'Arris. La base est grés-marneuse avec de rares bancs de calcaires peu fossilifères, surmontées par des calcaires se substituant progressivement aux grés. Le sommet se compose de marno-calcaires. L'Albien de Dj Metlili (Oued Merdedou) forme le cœur de l'anticlinal. Péron l'a signalé dès 1898 par la présence de *Mortoniceras Rostratum*. Le même affleurement a fourni des moules internes de Gastéropodes et des débris d'Ostracées.

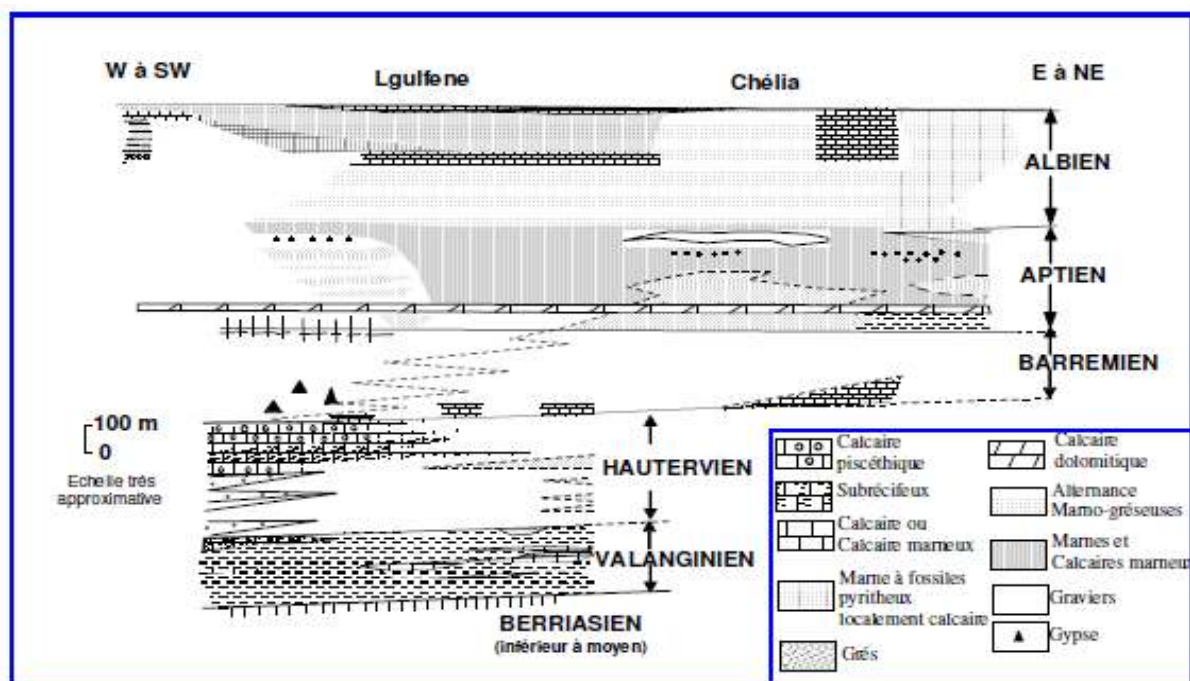


Fig. 13 : Schéma illustrant les variations de faciès dans le crétacé inférieur de l'Aurès d'après Laffitte (1939) et modifié par Guiraud (1973).

I-3-5. Le Crétacé supérieur

Au point de vue répartition géographique, le Crétacé supérieur est largement représenté dans les séries à l'affleurement des Monts des Aurès et des Monts de Batna qui correspondent à leurs terminaisons septentrionales. Le caractère d'une sédimentation marno-calcaire de type plate forme (milieu hémipélagique) a permis à Yahiaoui (1990) d'établir une stratigraphie exhaustive grâce à une association faunistique abondante et variée.

La série du Crétacé supérieur, d'après les données tirées de la littérature, peut être résumée (Fig. 14).

ETAGES	FACIES	AMMONITES
MAASTRICHTIEN	- Calcaires massifs à Laffitines, algues lithotamniées et bryozoaires 300-400 m. - Marnes noires à intercalations calcaires à huîtres et oursins 200-300 m.	<i>Libycoceras chargense</i> <i>Pachydiscus neubergericus</i>
CAMPANIEN	- Calcaires crayeux à <i>Ostrea dichotoma</i> <i>O. vesicularis</i> et marnes à oursins. - Marnes à intercalations de gypse, calcaires marneux à ammonites et inocérames.	<i>Mortoniceras delawareense</i> <i>Heterotissotia Sphenodiscus</i>
SANTONIEN	- Calcaires à <i>Inoceramus regularis</i> , parfois à rudistes. - Marnes à <i>Hemipneustes</i> .	<i>Placentoceras syrtale</i> <i>Mortoniceras texanum</i>
CONIACIEN	- Alternance de marnes et calcaires décimétriques lumachelliques à bryozoaires et à oursins. - Marnes dominantes à intercalations calcaires décimétriques (gastropodes, <i>Ostrea</i>) très riches en ammonites et oursins à la base.	<i>Tissotia</i> sp. <i>Barroisoceras haberfellneri</i>
TURONIEN	- Calcaire dominant en bancs métriques pouvant former une barre (10-15 m) à rudistes, oursins, gastropodes. - Alternance marno-calcaire fossilifère (oursins, lamellibranches, gastropodes) riche en ammonites dans la partie supérieure. - Calcaires en gros bancs à intercalations de niveaux marneux à oursins.	<i>Hoplitoides</i> cf. <i>ingens</i> <i>Pseudotissotia</i> <i>Mammites</i> sp. aff. <i>nodosoides</i>
CENOMANIEN	- Calcaires, marnes à <i>Ostrea</i> , gastropodes, polypiers, orbitolines. <i>Heterodiadema libycum</i> et <i>Radiolites</i> . - Marnes à intercalations de passées calcaires lumachelliques et de gypse très fossilifères.	<i>Acanthoceras</i> cf. <i>rothomagensis</i> <i>Acanthoceras</i> cf. <i>mantelli</i>

Fig. 14: Le crétacé supérieur d'après la bibliographie dans les monts des Aurès et des monts de Batna (A. Yahiaoui, 1990).

a- Le Cénomanién

Le cénomanién des Aurès, à faciès marno-calcaire, comprend une abondante macrofaune décrite par Laffitte (1939) : Huitre, Pecten, Plicatules, Oursins, Ammonite, et surtout *aspidiscus cristatus*. La forme la plus caractéristique du Cénomanién aurésien. Il s'agit d'un fossile ubiquiste dans les abords de méditerranée et moyen Orient (Gill et Lafuste, 1987).

Cet étage apparaît dans les anticlinaux du Dj Bou Arif, de Dj Ich Ali, de Dj Metlili, de Dj El Azreg, IchMoul-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 cristatus* et la présence des couches à Rudistes (*Radiolites*) caractérisant la partie inférieure du Turonien (Laffitte, 1935)

Laffitte (1939), dans l'Aurès, définit la limite entre les deux étages en considérant que le Cénomanién est beaucoup plus fossilifère que le Turonien, du moins dans la partie inférieure de ce dernier étage. Il ne signale aucune sédimentation détritique. Très souvent à la limite de deux étages, se trouvent des couches à Rudistes (*Radiolites*). Le Cénomanién fait suite, en concordance sur l'Albien.

Dans notre secteur d'étude (Dj Metlili), Savornin (1920) avait signalé dans une dolomie (blanche, grenue, massive) des *Orbitolines*, ce qui les attribue à l'Aptien et au Barrémien ; mais Laffitte avait observé cet horizon à *Orbitolines* dans le Cénomanién supérieur de Refaa.

L'épaisseur totale de l'étage ne doit pas dépasser 400m.

b- Le 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 IchMoul-Chellia et Khenchela.

La base du Turonien est indiquée des *Praeradiolitesbiskraensis* COQ. (Laffitte, 1939) ; et se caractérise aussi par une microfaune renfermant *Praeglobotruncanaalgeriana*, *Globotruncanahelvetica* et de grosses *Hedbergella* (Vila, 1980).

La limite supérieure coïncide avec l'apparition de *Borroisicerashaberfellneri* De GROSS, qui est une Ammonite caractéristique du Coniacien inférieur (Laffitte, 1939).

Dans l'anticlinale du Dj Metlili le Turonien est représenté par des masses de calcaire compact avec rares intercalations marneuses.

-DechraTilatou. La partie supérieure du Turonien est formée uniquement de masses calcaires. Laffitte (1939) avait recueilli des échantillons d'*Hippurites Taburni* GUISC, forme du Turonien du Rocher de Constantine et de plusieurs gisements du Turonien, bien datée au sud de l'Ahmar Khadou, des algues calcaires voisines avec les Rudistes.

-Dj.Mzaret Aicha. Les calcaires deviennent moins massifs, des niveaux marneux s'intercalent où Laffitte (1939) avait recueilli des Ammonites et des *Hemiaster* indéterminables.

Dans le sud-ouest des monts de Batna, les couches cénomano-turoniennes plongent d'environ 50 à 60° vers le sud. À Hamla et Chaabet, par contre dans le WSW, ces formations deviennent horizontales au Dj. KtefAkhel (Berriche). Dans ce même secteur le miocène marin repose en discordance sur le Turonien supérieur-coniacien, qui est formé d'une seule barre de calcaire à rudiste et polypiers (Yahiaoui, 1990).

c- Le Sénonien

Stratigraphiquement, le Sénonien dans l'Aurès (**Fig. 15**) 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 déposée sous une faible tranche d'eau, avec un affaissement du fond marine. Ses principaux affleurements se trouvent au centre du synclinal de Mac Mahon, où il n'est pas recouvert du Nummilitique, et autour des anticlinaux du Metlili, d'Igguedlène, des Béni Ferah, du dj. Melah, du J. El Azerag, du bouRhezel, de l'Ahmar Khadou, des Hammam, du J.Rheliss, du J. Chechar.

La limite inférieure du Sénonien correspond à l'apparition de *Barroisicerashaberfellnori*. La limite supérieure comprend *Ostreavilli*, *Turitellaquettensis* et surtout *Carditabeaumonti* (espèce ayant apparu au Maastrichtien, Laffitte, 1939).

- ANTICLINAL DU DJEBEL METLILI

- **Région des Tamarins**. Les couches sénoniennes affleurent très largement dans la terminaison périclinale Est de l'Anticlinale de Metlili, et sont très fossilifères. Ces gisements sont connus depuis longtemps. Fournel (1849) avait recueilli des fossiles que BAYLE décrivit, mais qu'il attribuait à la craie chloritée et à la craie tuffeau (Cénomano-Turonien). C'est Coquand (1862) qui fixa l'âge Sénonien de ces assises. Plus tard, Peron (1883) déterminait la base du Sénonien grâce au niveau à *Tissotia* (in Laffitte, 1935).

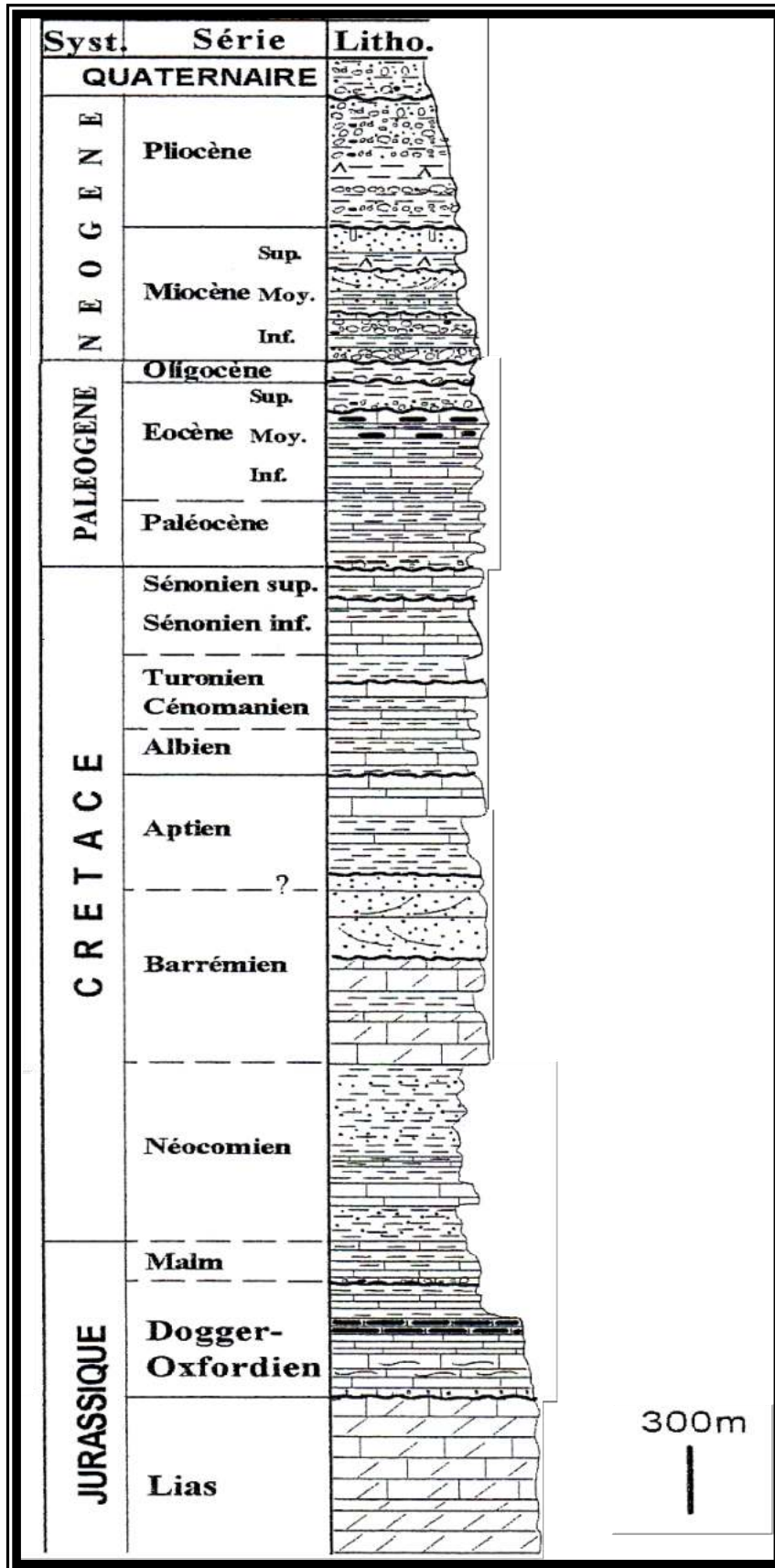


Fig 15: Colonne lithostratigraphique des Aurès (D'après Marmi et Guiraud, 2006).

- **El Kantara.** A noter sous les niveaux fossilifères la présence d'environ 1500 à 1600 m de sédiments sénoniens au-dessus des calcaires turoniens.

La sédimentation pendant le Sénonien, dans la région les Tamarins-el Kantara, se fit constamment sous une faible profondeur d'eau, mais l'épaisseur considérable des sédiments, 2000 m environ, implique un affaissement simultané du tréfond (Herkat, 1991).

I-4. Les formations du Tertiaire

I-4-1. Le Nummulitique :

Le Nummulitique est bien représenté dans l'Aurès où il se trouve dans tous les grands synclinaux et sur la flexure saharienne. Il est placé dans tous les terrains compris entre le Danien et le Miocène inférieur marin transgressif (Laffitte, 1939).

Les affleurements du Paléogène ont été reconnus par (Laffitte, 1939) dans le domaine aurésien, avec une variation de faciès et diminution de son épaisseur du NW au SE. Ce dernier est subdivisé en deux ensembles bien distincts :

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

a- Série marine du Nummulitique (Paléogène marine) :

L'Eocène inférieur et moyen affleure dans tous les synclinaux (**Fig.16**), son épaisseur comparativement aux étages antérieurs demeure très faible (moins de 150 m en général). Il est représenté à la base par des calcaires à Gastéropodes *Nautilus* sp, à *Milioles* et des calcaires à *Biloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*, *Operculinasp*, *Alvéolinusubpyrenaica*. L'ensemble est associé à des marnes jaunâtres avec intercalations de calcaires marneux, puis viennent des calcaires marneux et dolomitiques.

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 permis à Laffitte (1939) de conclure à une émergence 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 absent ou non identifié. Le Maastrichtien est directement surmonté par un Eocène épais de 120 à 160 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).

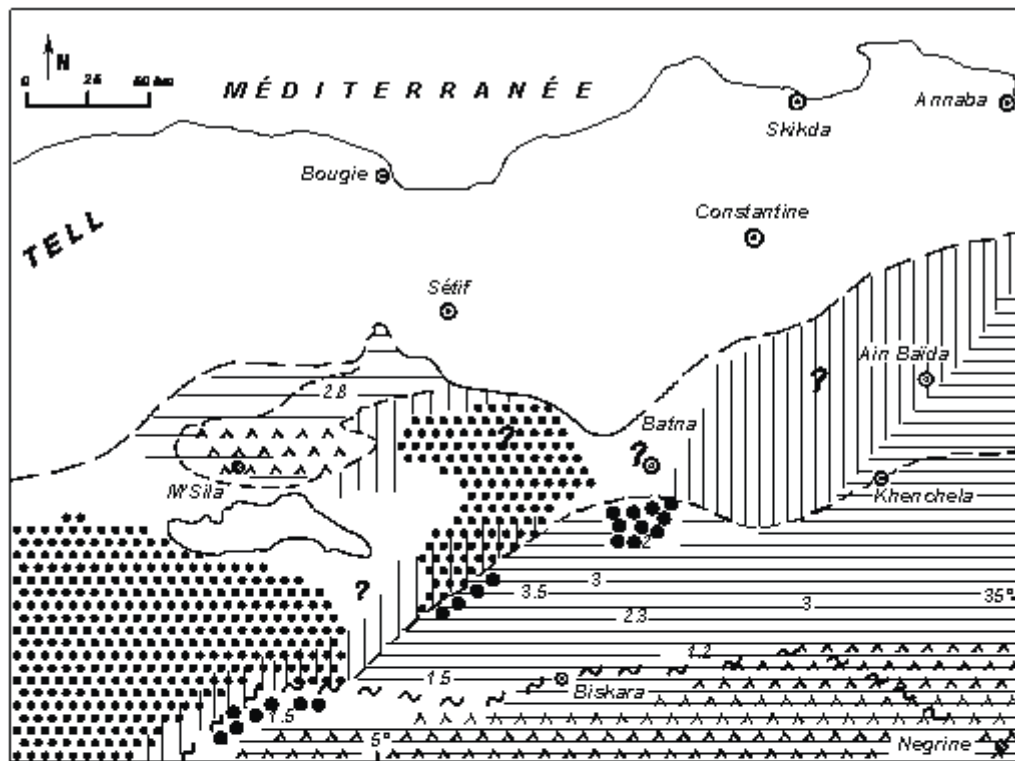
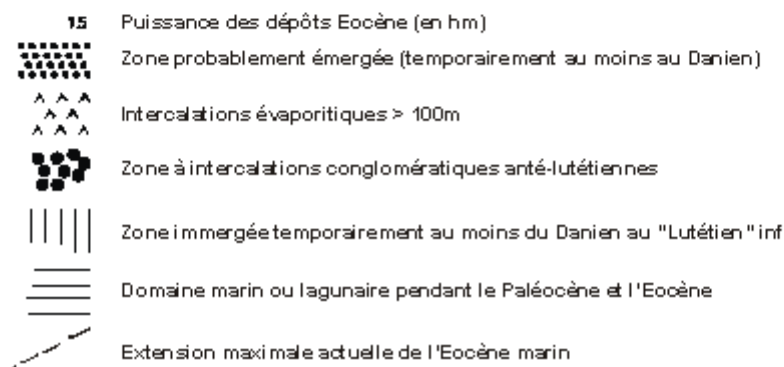


Fig. 16: Schéma paléogéographique de l'éocène (d'après Guiraud, 1973).



b-Le Paléogène continental (l'Eocène supérieur et Oligocène)

Le Nummulitique supérieure continentale 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. Les poudingues lutéliens, développés dans la région de l'el Kantara à Menaâ, indique non seulement la présence d'un rivage, mais aussi d'un ravinement intense des régions émergées et, par conséquent, le début de l'orogénèse.

Dans le synclinal d'El Kantara, Laffitte (1939) décrit un terme marneux, conglomératique riche en gastéropodes qu'il rattache à l'Aquitaniens.

I-4-2. Le Néogène

Le Néogène étant bien développé dans la périphérie de l'Aurès, et notamment entre Biskra et el Kantara. Il a été signalé par Fournel (1849), suivi de Coquand (1862), ces formations remplissent généralement les cuvettes ou les dépressions intramontagneuses, sont souvent discordantes surtout les terrains antérieurs. Il est tectonisé lors de la phase atlasique de l'Eocène supérieur et surmontées par des dépôts quaternaires légèrement discordants (Guiraud, 1977).

a- Le Miocène

Les dépôts miocènes du nord-aurésien comprennent des faciès détritiques, devenant progressivement marno-calcaires en se déplaçant des sud vers la bordure méridionale de la mole néritique du Constantine. 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). 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-grés-conglomératique) ne contenant que rarement une faune caractéristique tel que les Pectinidés. D'après Guiraud (1973), le Miocène se subdivise en quatre périodes:

Le Miocène 1; Aquitano-Burdigalien, il est constitué dans l'Ouest des Aurès par des formations rouges azoïques discordantes sur les dépôts antérieurs: conglomérats, grès et argiles rouges (DechraTelatou); marnes rouges, grises ou vertes et calcaires noirs dolomitiques ou bréchoïdes.

Le Miocène 2 ; Burdigalien, discordant sur le miocène 1, se caractérise par les mêmes faciès avec des marnes sableuses et grès jaunâtres à verdâtres (Maafa).

Le Miocène 3; Langhien-Tortonien, concordant sur le Miocène 2 au centre et devient discordant sur les montagnes, Il comporte de bas en haut un mince banc conglomératique de base puis des calcaires ou des grès. Ce faciès est très répandu dans les Aurès occidentaux surtout sur les bordures Ouest et Nord. La période Langhien-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.

Le Miocène 4; Messinien, caractérisé par des marnes gréseuses brun rouge (Bled Salahouine), gypse blancs (Dj. Felleg), un faciès détritique discordant sur l'Eocène.

b- Le Pliocène

Le Pliocène se développe largement dans le piémont Sud et Sud Ouest des Aurès (Guiraud (1973), il est généralement concordant sur le Messinien et comporte trois faciès: grès à la base (P1), marnes rouges (P2) et conglomérats (P3). Son épaisseur totale peut atteindre 1000 m.

IV-1-5. Les formations du Quaternaire

Les dépôts quaternaires se différencient par leur position en altitude et leur composition. Pour le quaternaire ancien on peut distinguer :

Les glaciaires de piémont de l'Aurès selon la description de Guiraud (1973), sont formés par un matériel très grossier (blocs dépassant parfois 1 m), dont l'épaisseur diminue d'amont en aval. Ils montrent à leur partie supérieure un encroûtement blanchâtre dans lequel la teneur en sulfate de calcium augmente de la profondeur vers la surface; à l'inverse de la teneur en carbonate.

Quant au Quaternaire récent, il est représenté au sud d'El Kantara par un encroûtement gypso-calcaire, jaunâtre, pulvérulent, consolide les alluvions sur une trentaine de centimètre. Une terrasse épaisse de 7 à 10 m le long de l'Oued El Haï, comprend souvent à la base des conglomérats formés de gros galets dans une matrice sableuse, calcaire, au-dessus des lentilles limono-argileuses rougeâtres alternant avec des lentilles grossières. Le sommet est formé par une cinquantaine de centimètres de limons argileux gris.

Dans les grandes vallées qui parcourent le secteur montagneux, on peut observer des encroûtements calcaires et des formations quaternaires variées, des dépôts Rharbiens (Guiraud, 1973) partiellement colonisés par la végétation reposent sur les bords convexes de méandres.

Les éboulis polygéniques sont très développés au pied des escarpements de calcaires maastrichtiens.

Les travertins à empreintes de racines et de mousses s'observent sur la rive gauche de l'Oued de Béni Ferah, ils sont interstratifiés avec des niveaux argileux noirâtres (épaisseur= 4m).

II- APERCU STRUCTURALE

II-1. Les structures plissées de l'Aurès (Fig. 17)

Laffitte (1939) a épluché le massif de l'Aurès de fond en comble dans les années 1930, un peu ancien certes mais qui reste et demeure d'actualité. Nous pouvons également citer la thèse Bellion (1972) qui a concentré ses recherches beaucoup plus sur le Bellezma, petit massif sis dans la continuité ouest de l'Aurès mais parfois touchant ce dernier pour expliquer les phénomènes de son terrain d'étude ; sans oublier Ballais (1981), ayant surtout abordé sur les recherches géomorphologiques du massif de l'Aurès.

L'Aurès ayant une structure généralement assez simple, il se trouve dans le prolongement oriental de l'Atlas saharien et comme l'a déjà mentionné Laffitte (1939). Il est formé de vastes plis plus ou moins réguliers de direction ENE-WSW ou E-W. Les anticlinaux et les synclinaux sont souvent affectés par des accidents transversaux aux axes des plis. Dans sa partie septentrionale située immédiatement au Sud des monts de Bellezma-Batna, nous distinguons les structures suivantes:

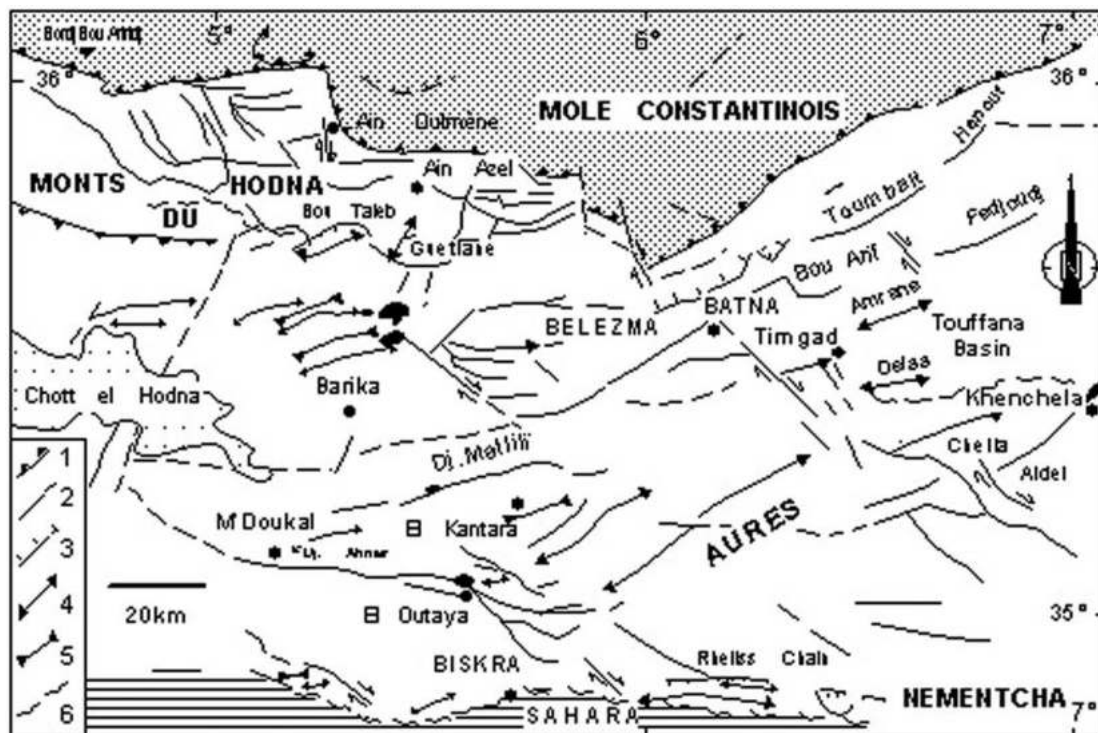


Fig.17 : Schéma structurale de l'Aurès (d'après Marmi et Guiraud, 2006)

a- Les anticlinaux:

Ceux-ci se localisent surtout dans la partie occidentale du massif et ce jusqu'au Djebel Ahmar Khaddou. Ils sont d'orientation dans la quasi-totalité SW-NE (direction atlasique).

- Djebel Metlili (Fig. 18):

Le Djebel Metlili constitue le cadre de notre recherche, c'est un chaînon qui culmine à 1496m, sa superficie est d'environ 300 Km², Il s'étend sur 30Km de longueur et 9Km de largeur, Il est formé des dépôts d'âge crétacé (Albien à Sénonien) recouverts en discordance par des assises miocènes. L'anticlinal est recoupé par des nombreuses failles NW-SE à NNE-SSW. Ces dernières sont à l'origine de séries Céno-mano-Turonniennes. Ces failles jouent en décrochement dextre 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, 1986).

-Djebel Ich-Ali:

Les flancs nord et sud sont constitués par des assises turoniennes à faible pendage. L'anticlinal a été affecté par un système de failles très semblable à celui des monts de Belezma-Batna. A extrémité occidentale, l'axe de l'anticlinal a subi un abaissement et se prolonge sous les alluvions de la plaine quaternaire d'Ain-Touta à l'Est (Laffitte, 1939).

- Le Djebel Haouidja:

Les Djebels Haouidja (1070m), Nador El Koléa (1315m), Bous (1789m) forment une série de montagnes moyennement élevées. Ici le Maastrichtien et le Campanien formés essentiellement de calcaires et de marnes noires sont dominants. Les deux premiers djebels constituent la limite sud-est de la plaine d'El Kantara (Meharzi, 2010).

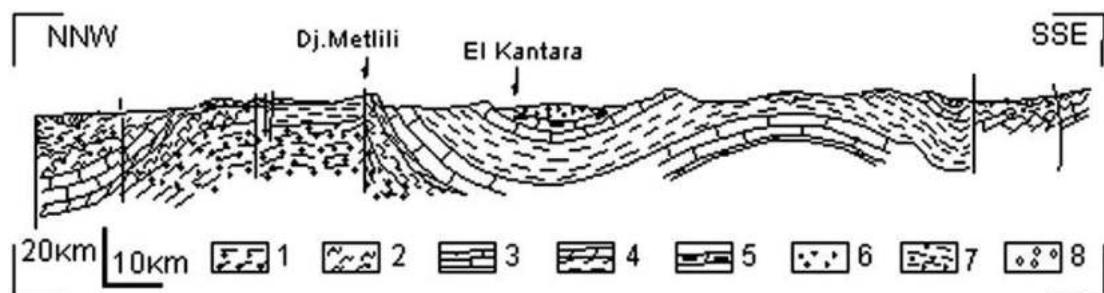


Fig. 18 : Coupe géologique dans les montagnes de l'Aurès occidentale (d'après Guiraud, 1990).

1, Crétacé inférieur; 2, Céno-manien; 3, Turonien; 4, Sénonien; 5, Eocène inférieur; 6, Eocène moyen; 7, Miocène inférieur-Pliocène; 8, Pliocène-quaternaire.

- Le Djebel El Azreg:

Cet anticlinal est le plus important de l'Aurès (**Fig.19**), le seul qui montre des terrains jurassiques. Il constitue le plus long chaînon du massif de l'Aurès puisqu'il s'étend de la plaine d'El Outaya au sud-ouest à celle de Médina au nord-est soit sur environ 60 Km. Il est

formé d'une énorme masse de dolomie, attaquées par l'érosion, devenant ruiniformes. C'est essentiellement le Portlandien (dolomies) et de Kimméridgien supérieur (marnes et calcaires marneux) qui sont le plus représentés (Laffitte, 1939).

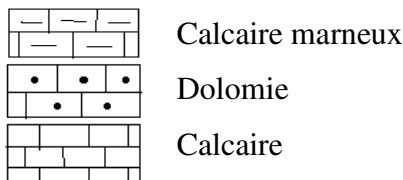
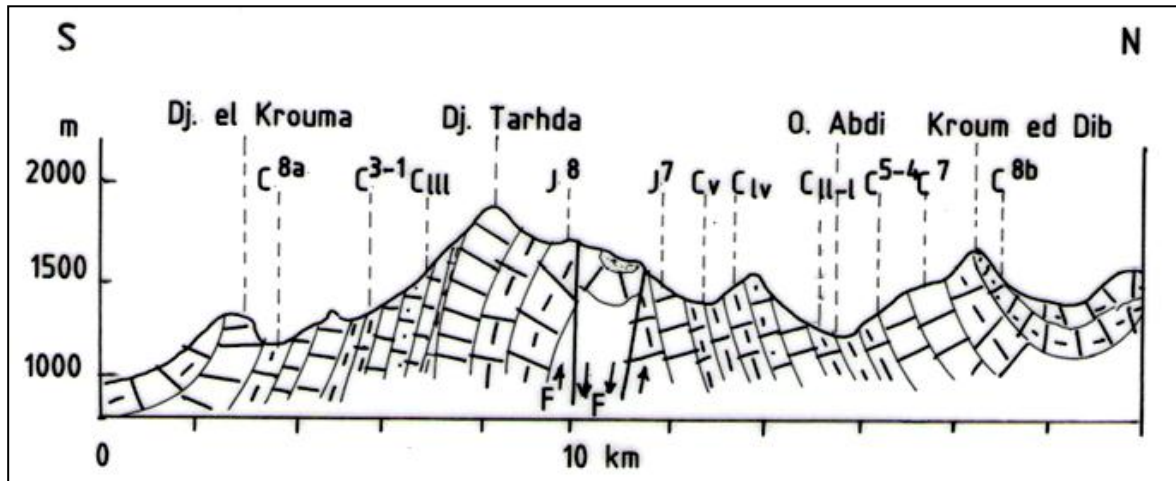


Fig. 19 : Coupe du djebel el Azreg (d'après Ballais, 1981).

P	Pliocène	C3-1	Albien
m3	Pontien sup.	CI-II	Aptien
m2	Pontien inf.	CIII	Barremien
m1	Miocène inf. marin	CIV	Hauterivien CIV
O	Oligocène	CV	Valanginien
el-II	Lutetien	J7	Portlandien et Berriasien
eIII	Londinien	J6b	Kimeridgien supérieur
eV-IV	Paléocène	J6a	Kimerigiaen inférieur
C9	Danien	I4	Toarcien
C8b	Maastrichtien	II	Lias inférieur
C8a	Campanien	t	Trias
C7	Coniacien et Santonien	J	Jurassique
C6	Turonien	I	Lias
C5-4	Cénomanién		

Légende commune à toutes les coupes

- Le Djebel Ahmar Khaddou (1925m).

Il s'étend sur une centaine de Km, globalement SW-NE (**Fig. 20**). C'est un anticlinal légèrement asymétrique qui a été exagérée par l'érosion ayant érodé beaucoup plus fortement le versant sud, Son flanc sud présente des pendages plus forts que ceux qui se trouvent sur son

bord Nord, situé plus près des plaines des grands chotts. ‘ Le cœur de cet anticlinal est formé par un noyau de calcaires vraconiens affleurant près de Kebach et entouré de toutes parts par les marnes cénomaniennes’ (Ballais, 1981). Celles-ci sont dominées à leur tour par la barre calcaire cénomanienne de ces régions et par les calcaires turoniens du Djebel Taktiout (1931m) qui reste le point culminant du massif. Vers le Nord les calcaires maastrichtiens forment les escarpements de la cime du Djebel.

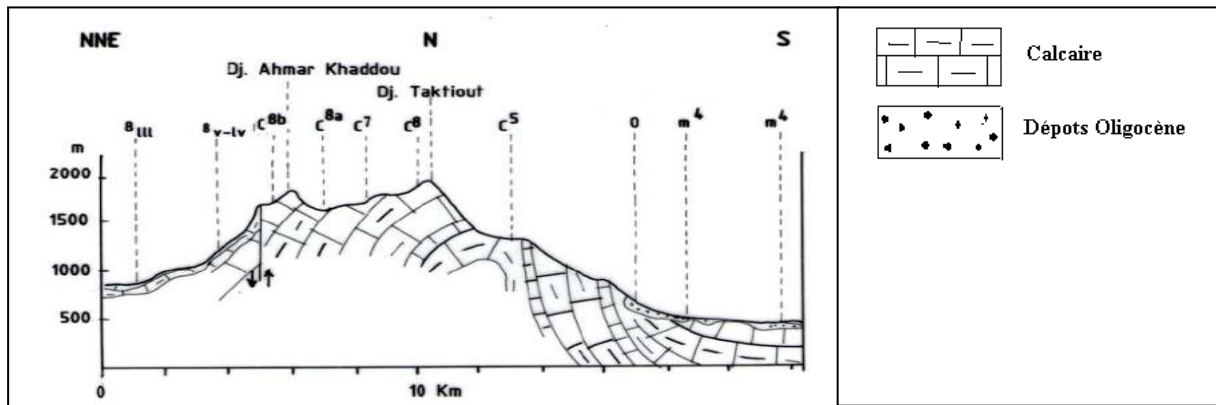


Fig. 20: Coupe de l'Ahmar khaddou (D'après Ballais, 1981).

- **Djebel Ichmoul/ Chélia:** Plus au Nord, par rapport à djebel Ahmar khaddouse trouve l'anticlinal Ichmoul – Chélia (fig. 21, 22) qui est coupé en deux par des cassures qui encadrent la plaine de Médina. Ces deux Djebels qui culminent respectivement à 2066m et 2326m sont occupés progressivement du sud-ouest vers le nord-est par l'Albien, l'Aptien puis le Barrémien c'est-à-dire essentiellement de grès associés à des marnes rouges et vertes ainsi à des calcaires, calcaires gréseux et dolomies (Laffitte, 1939).

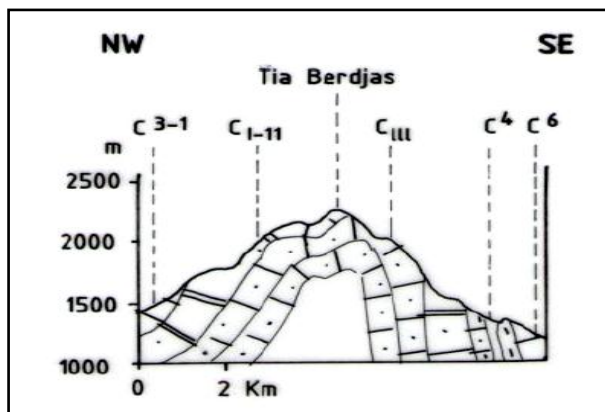


Fig. 21: Coupe du Chelia d'après Laffitte, 1939 A.

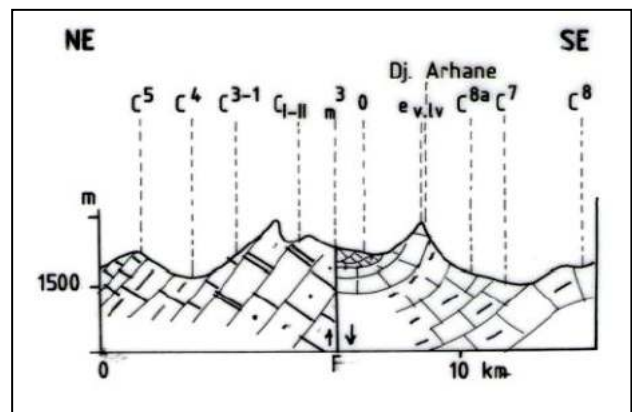
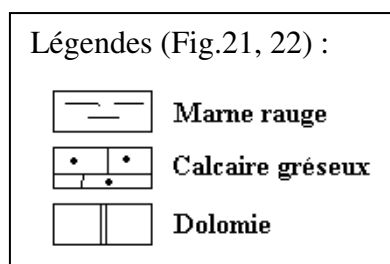


Fig. 22 : Coupe de l'accident du sud chelia d'après Laffitte, 1939 A.



Très régulier, développé essentiellement dans l'Aptien présentant deux faciès : « au sud-ouest (Djebel Feraoun 2093m) affleurent des calcaires récifaux, parfois dolomités et entourés de calcaires oolithiques surmontent des alternances de marnes et de calcaires, au nord (Ras Serdoun 1700m) dont le faciès est grésocalcaires » (Ballais, 1981). (**Fig.23**).

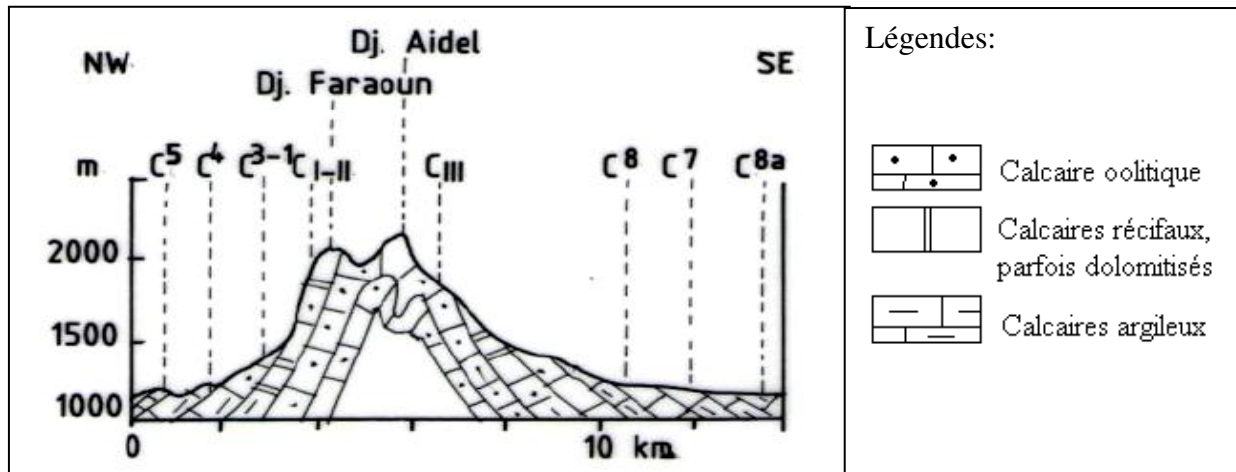


Fig. 23: Coupe du djebel Aidel d'après Laffitte, 1939A

b- Les synclinaux

Le massif de l'Aurès compte une multitude de dépressions qui correspondent à des synclinaux de même orientations c'est-à-dire très souvent SW - NE avec une très grande profondeur. Elles sont aussi très vastes et plus continues.

- Synclinal d'El-Kantara :

Il possède une structure très simple à l'exception de son extrémité Sud-Ouest recoupée par la géosuture Hodna - Aurès. Celui-ci se trouve à des altitudes qui vont de 400 à 500m et paraît très régulier et plutôt court. Il se développe dans les terrains des Crétacé supérieur et du Tertiaire. Le Maastrichtien comprend surtout des calcaires massifs et des calcaires graveleux. Au dessus, viennent des dépôts de l'Eocène (Guiraud, 1973) où alternent des calcaires et des calcaires marneux surmontés à leur tour par des marnes rouges dont les affleurements sont très discontinus, car très souvent masqués par les dépôts postérieurs discordants.

- Le synclinal d'Oued Fédhala :

Il est bordé par deux anticlinaux (Ich Ali et Igguedlène). Cette zone correspond à toute la dépression qui se situe au sud de Batna. Nous y rencontrons des lentilles de calcaires qui renferment souvent des gisements de Rudistes, intercalés dans les marnes turoniennes, formant des escarpements calcaires ou Kefs. Vers l'Est, le synclinal s'élargit jusqu'à former une surface horizontale où d'érige la dalle calcaire du turonien supérieur. Vers l'Ouest, il subit un abaissement d'axe, dans sa partie centrale se développe le Sénonien inférieur.

- Le synclinal de Bouzina :

Très allongé, il se suit depuis le bassin miocène d'El-Outaya jusqu'au bassin néogène de Timgad, sous lequel il disparaît. Il est plus complexe que celui d'El-Kantara puisque dans sa partie sud-ouest, Il est subdivisé en deux par un repli anticlinal, l'anticlinal du Djebel Bous-Adrar, qui amène les calcaires maastrichtiens vers 1800m d'altitude, alors que dans le repli synclinal adjacent au Sud, ils se trouvent vers 400m'' (Laffitte, 1939). Il est constitué du Crétacé supérieur et de l'Eocène autrement dit de calcaires maastrichtiens, des poudingues au milieu des marnes et des calcaires. Le reste du Paléocène se compose de marnes blanches et de calcaires graveleux. Plus au Nord, nous y trouvons le Pontien inférieur constitué de marnes, grès et sables rouges, sans oublier un peu de Quaternaire dans sa partie centrale.

- Le synclinal de Rhassira: (Fig.24)

Il apparaît sur le bord sud-est du bassin d'El-Outaya et comporte la série sédimentaire la plus complète. Il y a essentiellement les dépôts de l'Eocène dans sa partie nord-est (Djebel Arhane et Ras Berdom) et dans sa partie sud-est (au pied du Djebel Ahmar Khaddou) soit des calcaires massifs du Londonien soit des marnes blanches, des calcaires du Paléocène.

Le Lutétien occupe le centre du synclinal qui est formé par les marnes blanches avec bancs calcaires et gypseux et /ou calcaires à gypses et marnes noires.

L'Oligocène est visible surtout dans sa partie nord - ouest au pied du Djebel El-Krouma et du Djebel Takhounnt où le synclinal est très régulier et constitue des marnes rouges à gypse grès, conglomérats, brèches. Les poudingues pliocènes occupent sa partie inférieure. A leur périphérie, à l'Ouest et au Nord de M'chounèche, affleurent les sables et argiles du Pontien.

Enfin une toute petite partie au centre représenté par le Miocène inférieur marin, composé de calcaires à Lithothammies, marnes, calcaires, grès et de sables (Laffitte, 1939).

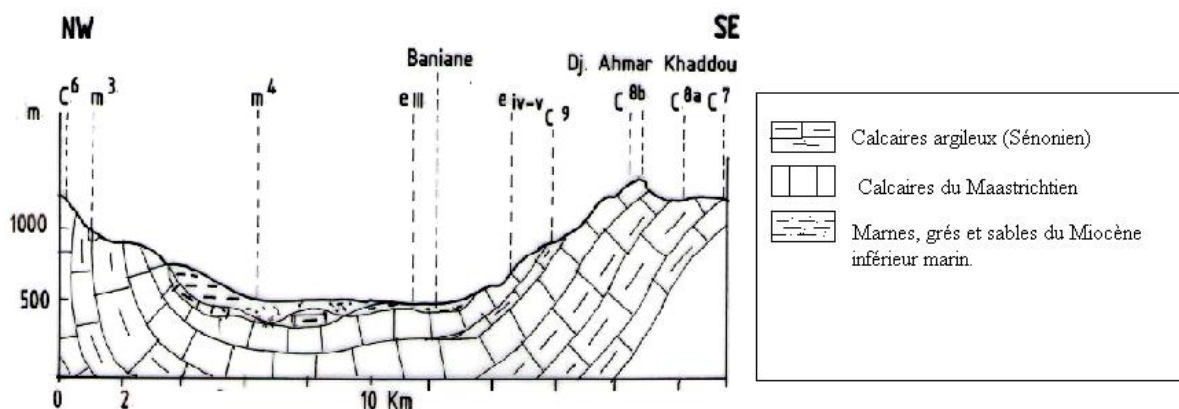


Fig. 24: Coupe du val de Rhassira (Laffitte, 1939).

- Synclinal d'Aoures:

Il est de taille très réduite par rapport aux autres, se localise dans la partie NE du massif de l'Aurès. Et extrêmement simple puisqu'il se compose de deux crêtes parallèles formées par les calcaires du Cénomaniens supérieur et du Turonien supérieur. Des marnes Sénoniennes au milieu de ce synclinal qui disparaît vers le nord-est au Djebel El-Kharroub (Meharzi, 2010).

- Synclinal de Tihéza Ferradj /Djehfa :

Il se trouve au pied Sud et parallèle à l'anticlinal de Khenchela. Il est formé par le Turonien supérieur (calcaires à rudistes). Plus au Nord, c'est le Sénonien (marnes noires, marnes crayeuses)(Laffitte, 1939).

II-2. Les accidents tectoniques

Les recherches sur la structure des Aurès (Guiraud, 1973) ont mis en évidence l'existence de plusieurs groupes des failles d'importance régionale et qui ont joué un rôle primordial dans la structure actuelle. Certaines d'entre elles sont responsables de la localisation de pointements triasiques en surface.

II-2-1. Les failles directionnelles, NE-SW

Elles sont d'orientation N60°E et affectent les couches résistantes les plus profondes (Albien de Metlili), ainsi la voûte et l'un des flancs des principaux anticlinaux (Dj. El Azreg, Chélia, Ich Ali).

Dans le secteur étudié, l'accident Souk-Ahras-Batna a été mis en évidence par Glangeaud (1951). Il se manifeste par la faille qui met en contact le Miocène et le Turonien du flanc nord du Dj. Ich-Ali, son prolongement vers le sud-ouest a provoqué l'effondrement de la voûte de l'anticlinal du Dj. Metlili.

L'accident Batna-Oued Mellagou a été étudié par Guiraud (1971), sa direction est N25° à N50°E, il provoque l'effondrement progressif du massif de l'Aurès, interrompt brutalement tous les anticlinaux de celui-ci, et donne naissance aux grabens de Médina.

II-2-2. Les failles transversales, NW-SE (Mettlili Sud)

La faille passant par El Outaya fait partie d'un grand accident transversal appelé géosuture Hodna-Aurès, elle limite à l'ouest l'anticlinal de Metlili.

La faille de Djebel Metlili Est, décrite par Guiraud (1971) est à l'origine des extrusions de Trias de la région Manaa et de Maafa, et le brusque relèvement structural de l'Est de l'Ahmar Khaddou.

II-2-3. Les failles Est-Ouest

Elles apparaissent en effet extrêmement nombreuses. Les principales constituent les deux flexures bordières: au Sud, au niveau des Guerguitt, et au Nord de Timgad, des failles Est-Ouest existent dans la région d'AïnSlat-Djemorah-Branis dont les rejets sont de plusieurs milliers de mètres, Elles déterminent quatre petits grabens.

Ces failles se développent régulièrement dans plusieurs structures des Aurès :

-Faille de direction E-W limitant le Cénomaniens et le turonien sur le flanc sud de l'anticlinal Ich-Ali (Bureau 1972).

-Faille Arba-Maafa responsable des extrusions de Trias.

II-2-4. Accident Metlili Ouest

Cette fracture qui limite la terminaison occidentale du Metlili réapparaît au NW de Fontaine des Gazelles. Entre ces deux points elle n'est pas visible et se superposerait plus ou moins à l'envoyage oriental du Mekrisane, anticlinale dont elle provoque la virgation vers le Sud-Est et auquel fait suite à l'Est, le synclinal d'El Kantara. Puis, décalée par une succession de cassures E-W en relais, elle rejoint M'chounèche (Herkat, 1999).

II-2-5. Accident Metlili Est :

Responsable de la virgation dextre du périanticlinal ouest du Belezma, cet accident se prolongerait de part et d'autre du tronçon Koudiat el Hammam- Djebel khala.

- Vers le Sud Est jusqu'à la flexure saharienne et même plus loin jusqu'au-delà de Négrine (Guiraud, 1971) ;

- Vers le Nord Ouest jusqu'à Tocqueville par le décrochement d'Annoual aligné avec le pointement Triasique du Djebel Djezzar.

Ces deux accidents, Metlili ouest et Metlili est, ont joué en décrochements dextres. Mais comme les déplacements observables au niveau du Miocène sont verticaux, les mouvements horizontaux des compartiments qu'ils délimitent, responsables de déformation d'axes structuraux, se sont produits avant le Miocène. (Bellion, 1972)

II-3. Les phases tectoniques

Si la période pré-tectogénique a commencé dès le Trias, la chaîne alpine d'Algérie s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques Tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs dont le contenu a été expulsé et largement charrié au dessus des zones externes. Ceux-ci, enregistrent des déformations influencées par l'héritage structural anté Tertiaire (N.Kazi-Tani, 1986). Après comparaison des données sur le socle paléozoïque de la septentrionale africaine et ceux du Paléozoïque saharien, il est admis que la structuration du bassin maghrébin est héritée d'une structuration ancienne (R.Guirand, 1973).

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

Il est difficile de faire une chronologie des événements affectant la région. Mais une chose incontestable, c'est que sa structuration est liée aux phases tectoniques depuis le trias jusqu'à l'actuel, dont les principales sont :

VI-2-3-1. Les phases tectoniques mésozoïques :

La plupart des travaux géologiques réalisés jusqu'à ce jour s'accordent pour admettre que le trias correspond à une période de distension généralisée, accompagnée d'un volcanisme basique contemporain à une sédimentation argilo-gypseuse (Bureau, 1970 ; Guirand, 1973).

A) La phase jurassique :

Au Jurassique inférieur, la distension se poursuit et provoque une subsidence différentielle qui persiste jusqu'à la fin du Crétacé inférieur avec la structuration générale E-W caractéristique des bassins Maghrébins.

➤ Au jurassique moyen et supérieur : *Ouverture et coulissage.*

A cette période, l'approfondissement et le caractère océanique des milieux sédimentaires se confirment et s'accroissent. Le bloc africain est décalé par un coulissage senestre par rapport à l'Ibérie et au bloc Alboran à partir de 165 Ma, engendrant probablement les premiers plissements dans les Babors vers la fin du Malm, avec des axes de plis d'orientation N-S.

Plus au Sud, dans l'avant pays, la phase Jurassique supérieure se manifeste par une sédimentation terrigène au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable, Wildi W., (1983).

L'importance de cette phase tectonique est surtout attestée par des discordances angulaires qui marquent la base du Crétacé inférieur (Savornin, 1905 ; Durand-Dalga, 1949 et 1955).

B) La phase Anté-Sénonienne :

Cette phase correspond à une phase de compression associée à des plis E-W (Durand-Dalga, 1955 ; Deleau, 1938). Les structures issues de cette phase, sont souvent déversées vers le Sud et sont liées à des discordances, à des lacunes et à des intercalations détritiques.

C) La phase Emshérienne :

Phase distensive qui a été reconnue par Savornin (1905) d'âge coniacien supérieur-campanien inférieur, elle est responsable d'une fracturation syn-sédimentaire en régime distensif. Leur direction moyenne est N 110° à N120°E. Elle se manifeste par dépôts bréchiques. Après la phase distensive se produit une phase compressive subméridienne, cette dernière déformation a donné des plis NW-SE qui sont accompagnés d'une fracturation de direction NE-SW ou ENE-WSW (Kazi-tani 1986,...etc.).

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

II-3-2. Les phases Tectoniques Tertiaires :

A- La phase Fini-lutélienne majeure ou Phase Atlasique :

Une phase assez générale se place vers la fin du Lutétien, c'est la phase atlasique (Guiraud, 1973), Fini-lutélienne (Durand-Dalga, 1969 ; Raoult, 1974) Priabonienne (Vila, 1980). Elle marque la fin d'un grand cycle sédimentaire qui a débuté dès le Trias supérieur et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations tectoniques locales enregistrées avant le Cénomaniens (Obert, 1974).

Cette phase orogénique est amorcée dès le Lutétien supérieur comme l'attestent des dépôts laguno-continentaux et conglomératiques du SW au SE des Aurès, mais son paroxysme se produit au cours de l'Oligocène et de Miocène très basal (Aquitaniens-Burdigaliens inférieurs) en affectant l'ensemble de l'Algérie. Elle plisse et déforme profondément les Aurès et notre région d'étude au Dj Metlili, selon la direction générale N45°E.

Elle engendre des plis droits à axe très allongé ; suivi de synclinal à fond large, également un style cassant par l'intermédiaire des failles directionnelles à déplacement vertical et enfin le rejet de l'amplification des accidents anciens accompagnés de montées triasiques nouvelles à orientation N45°E (Dj Krouma-Aidel, Mesloul, ...). (Guellal et al 1977) (**Fig.25**).

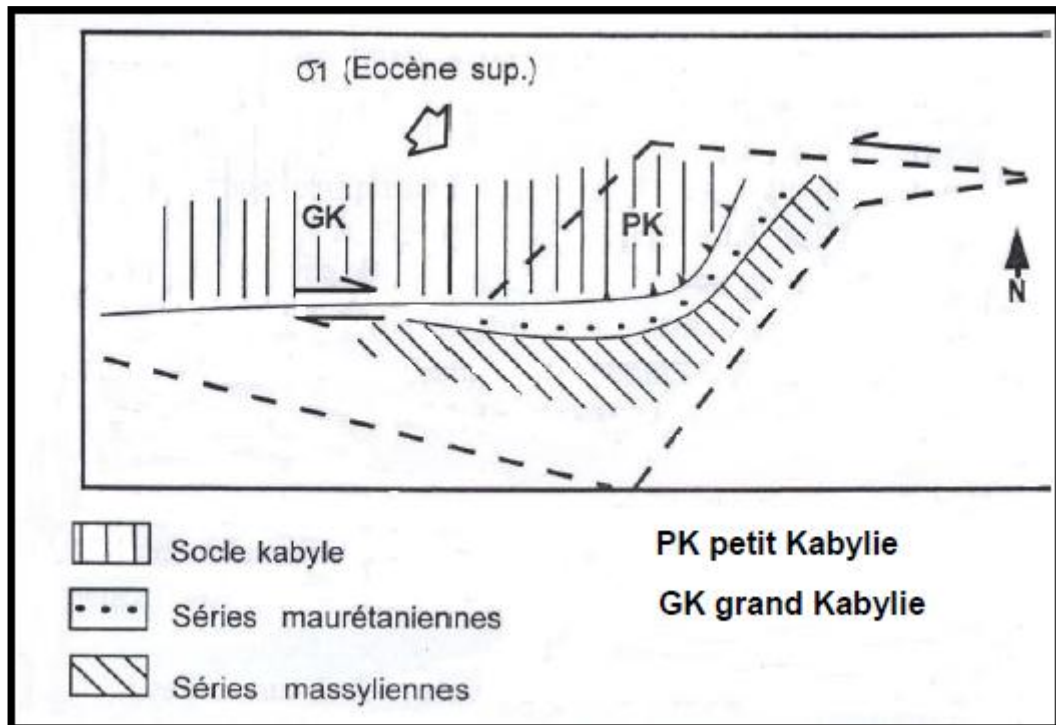


Fig. 25 : Hypothèse d'une déformation compressive en transpression dextre responsable des chevauchements vers l'Est affectant le socle Kabyle et la série des flyschs à l'Eocène supérieur (d'après Mahdjoub, 1990).

La transgression de l'Eocène inférieur-Lutétien inférieur, marque la période majeure de plissement et d'émersion, Le nord-ouest des Aurès émerge au Nord d'une ligne passant par El Kantara puis entre Menaâ et Bouzina et se prolongeant au Nord-Est jusqu'à Khenchela (Laffitte, 1939 ; Bellion, 1972).

Les couches se déforment selon une orientation $N60^\circ E$ et constituent les grands anticlinaux et synclinaux. De nombreux accidents datent de cette phase, failles directionnelles normales (anticlinal du Khenchela, du Metlili, ..), graben (Oued Mellagou), décrochements W-E (Menaâ), NW-SE (Ahmar khaddou, Sud Chélia) et NNW-SSE (Zellatou), extrusion de l'Albien de Metlili, et la mise en place de tous les pointements diapiriques à l'exception du Dj. Melah d'El Outaya.

B- Au Miocène :

La phase compressive du Miocène inférieur (Aquitaniens-Burdigaliens) est caractérisée par une direction de raccourcissement N-S. La partie occidentale de la plaque d'Alboran continue sa migration vers l'Ouest, pour entrer finalement en collision avec la marge rifaine de l'Afrique. Cette migration contribue à l'ouverture du bassin nord algérien (Bouillin, 1992). Cette phase se manifeste par :

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

A la fin du Miocène inférieur et au début du Miocène moyen, des bras de mer envahissent des golfes de la partie septentrionale des chaînes algériennes. Dans les Babors, les premiers sédiments post-nappes marins se déposent.

Cette transgression va de pair avec une phase volcanique calco-alcaline et un plutonisme qui a mis en place les intrusions granitiques en grande Kabylie, dans les Babors et en petite Kabylie. Les datations radiométriques y indiquent souvent des âges entre 12 et 16 Ma.

C- Phase tangentielle tortonienne -La phase Alpine :

D'après (Vila, 1980), la phase Alpine c'est la phase majeure Tortonienne à vergence Sud qui est responsable des vastes recouvrements anormaux au Burdigalien élevé dont la nappe Numidienne, ces recouvrements anormaux sont associés à des décrochements NW-SE respectivement dextre et senestre.

D'après l'auteur, cette phase est responsable de la formation des « **plis emboutis** » qui sont engendrées dans l'autochtone méridional.

D- La phase fini –Pliocène :

Elle est plus importante avec la phase atlasique, de direction NW-SE, La phase fini-pliocène ou anté-quaternaire ancien (Ballais, 1981) est la quatrième phase tectonique compressive du cénozoïque, Elle provoque selon la tectonique précédente un rejet des failles directionnelles (Dj. Metlili), faille N60°E de la fontaine des gazelles, et surtout des flexures et des failles transversales, La géosuture Hodna-Aurès a largement rejoué, elle provoque aussi la formation de nouveaux anticlinaux orientés Ouest-Est et le rejet de quelques anticlinaux. Marmi et Guiraud en 2006 relie la déformation tectonique poste-pliocène probablement à une compression NNW-SSE. Le basculement (65-75°) des bancs conglomératiques moipliocènes aux Djebels Chebka-Ahmar khaddou-Guellif témoigne en faveur d'une déformation poste-pliocène. La réactivation de la géosuture a provoqué l'extrusion pseudo-diapirique du Dj. El Melah d'El Outaya (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973).

En conclusion, cette phase en compression est importante, et donne au relief des Aurès son aspect actuel. Les études des parties occidentales et méridionales des terrains de l'Aurès et les interprétations géophysiques des profils sismiques, dans les Hamimat et monts de

Tébessa, ont permis de mettre en évidence une organisation en blocs basculés limités par des accidents de direction NW-SE à WNW-ESE d'une inclinaison en général vers le Nord-Est (Bureau, 1986; Herkat, 2000), par ses études sur l'évolution du Mésozoïque et son devenir orogénique dans les monts du Belezma, propose un modèle tectono-sédimentaire dans ce secteur, son modèle est basé sur une levée systématique des coupes où des variations des épaisseurs importantes et rapides s'observent dans toutes les coupes. Selon cet auteur le bassin sédimentaire est organisé en compartiments jointifs d'ordre déca-kilométrique, formant des coins sédimentaires prismatiques et chaque coin est constitué d'au moins deux entités géomorphologiques majeures. Les variations d'épaisseur observée dans tous les étages sont dues à une subsidence ou une déformation différentielle du substratum, Les séries qui montrent une variation de puissance et un changement rapide de faciès représentent des séquences régressives et transgressives dans les séries à remplissage monotone.

E- la tectonique récente (Plio-Quaternaire) :

C'est une nouvelle phase tectonique de direction N-S, elle se traduit par la genèse des nouveaux plis sur la marge saharienne des Aurès et dans le bassin de Timgad au nord des Aurès. Les plis présentent une direction moyenne WNW-ESE à E-W. Elle est représentée par la succession de deux phases :

1/ l'une est distensive, qui est à l'origine des fossés NE-SW à remplissage Miocène-Pliocène, ce régime est caractérisé par des failles normales N45°E, N70°E.

2/ l'autre est compressive de direction N140°E, elle est marquée par des plis N170°E. Pour Guiraud (1973), les déformations postérieures à la tectonique compressive Miocène dans l'avant pays sont attribuées à des phases distensive marquées par une subsidence qui a débuté dès la fin Burdigalien et qui s'est accentuée au Pliocène.

II-4. Tectonique de la région d'étude

Les grands traits structuraux des Aurès sont ébauchés par Laffitte (1939), ceux du Hodna sont réalisés par R. Guiraud (1973). Les formations du domaine atlasique autochtone se caractérisent par un Jurassique inférieur-moyen carbonaté. A partir du Malm la sédimentation devient détritique à dominante gréseuse et se termine par un « hard-ground » à caractère régional. Au-dessus, intervient un changement radical dans la sédimentation qui devient plutôt marno-carbonatée jusqu'au Lutétien.

Cette épaisse série marno-carbonatée est entrecoupée par des discontinuités (surfaces durcies, lacunes et discordances) qui témoignent d'une instabilité tectonique de la région à différentes époques géologiques. Le Mio-Plio-Quaternaire marin et/ou continental, le plus souvent détritique, renferme aussi des discontinuités et présente des indices d'une tectonique récente et recouvre en discordance les séries précédentes (Herkat, 2000).

Sur le plan structural, le domaine autochtone atlasique, se distinguant par des structures variées, est affecté par une déformation tectonique dont l'empreinte, des phases du Crétacé supérieur et de l'Eocène, est nettement exprimée (Guiraud et Bosworth, 1997). Cependant après les dépôts du Néogène des nouvelles déformations importantes se sont manifestées et qui seraient probablement en relation avec la phase du Quaternaire basal (Marmi et Abdellaoui, 2010). Dans notre région s'individualisent trois principaux plis orientés suivant la direction atlasique, du NW au SE où se disposent le synclinal de Seggana, l'anticlinal de Metlili et le synclinal d'El Kantara.

Deux approches principales pour étudier le contexte structural de la région d'El-Kantara, l'une se base sur l'analyse des photos aériennes et l'autre c'est une analyse locale à partir des mesures des terrains ; à l'aide des photos satellite (Landsat 7).

II-4-1. Analyse morpho-structurale

L'analyse de la carte topographique au 1/50 000^e nous a permis de relever les irrégularités correspondant aux escarpements ou falaises (lignes barbelées) et aux ruptures de pentes (variations rapides dans les altitudes à partir des courbes de niveau). Ensuite nous avons rajouté les contours géologiques (limites des différentes formations) et l'ensemble des éléments est représenté sur un document cartographique unique (**Fig. 26**) (Marmi et Abdellaoui, 2010). Tous ces éléments cartographiés sont comparés entre eux tout en se référant aux cartes de départ (topographique et géologique). Il apparaît, sur la zone montagneuse sud, une certaine régularité de ruptures de pente qui s'orientent globalement suivant les directions des plis (anticlinaux ou synclinaux) et suivent leurs flancs, ce qui correspond aux directions des couches des roches. Elles expriment des crêtes nettement

dégagées en relief et caractérisent le plus souvent les roches résistantes constituées essentiellement de calcaires (et calcaires à silex), de grès et de conglomérats (Marmi et Abdellaoui, 2010).

Dans la partie nord, les ruptures suivent globalement la limite sud de l'ensemble des chaînons orientés E-W. Des perturbations de crêtes (arrêts ou réorientations) et ces dernières comparées à la carte linéamentaire, elles semblent être dérangées parfois par des accidents tectoniques. Quant aux escarpements, comparés au fond géologique d'une part et aux lignes de rupture de pentes d'autre part (Marmi et Abdellaoui, 2010).

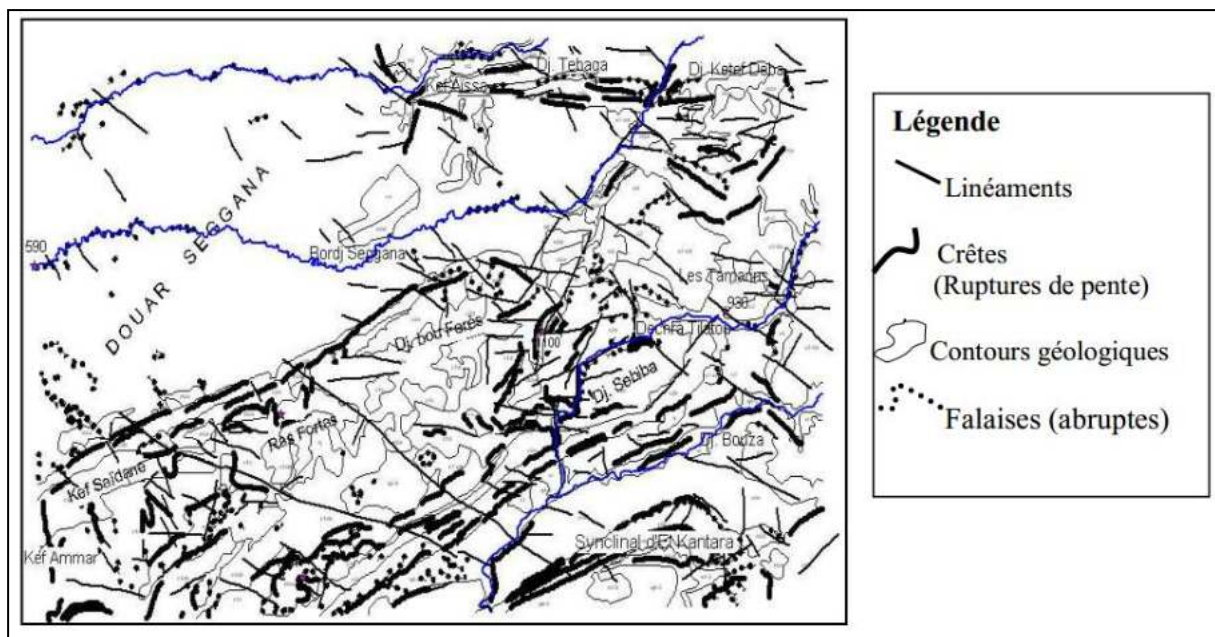


Fig. 26: Schéma des traits morphostructuraux (d'après Marmi et Abdellaoui, 2010).

II-4-2. Analyse structurale de la région d'El Kantara :

L'analyse structurale de cette carte s'est basée sur les travaux antérieurs qui ont été réalisés sur cette région d'après (MARMI et ABDELLAOUI, 2010), nous avons réalisé une carte morpho-structurale à partir de photographies aériennes (**fig. 27**) pour mieux comprendre la structuration complexe et particulière de la région d'El-Kantara.

Plus de deux cent linéaments sont cartographiés à partir de cette carte. Selon leurs directions les linéaments sont regroupés en huit familles qui sont les suivantes : NW-SE, NE-SW, NNE-SSW, NNW - SSE, E-W, N-S, ENE-WSW et WNW-ESE.

La famille la plus importante du point de vue fréquence est celle de direction NW-SE. D'après la carte linéamentaire, la répartition spatiale des éléments, d'une manière générale, est plus ou moins homogène sur l'ensemble de la zone. Cependant nous notons une concentration relativement plus renforcée dans la moitié occidentale de la feuille. En

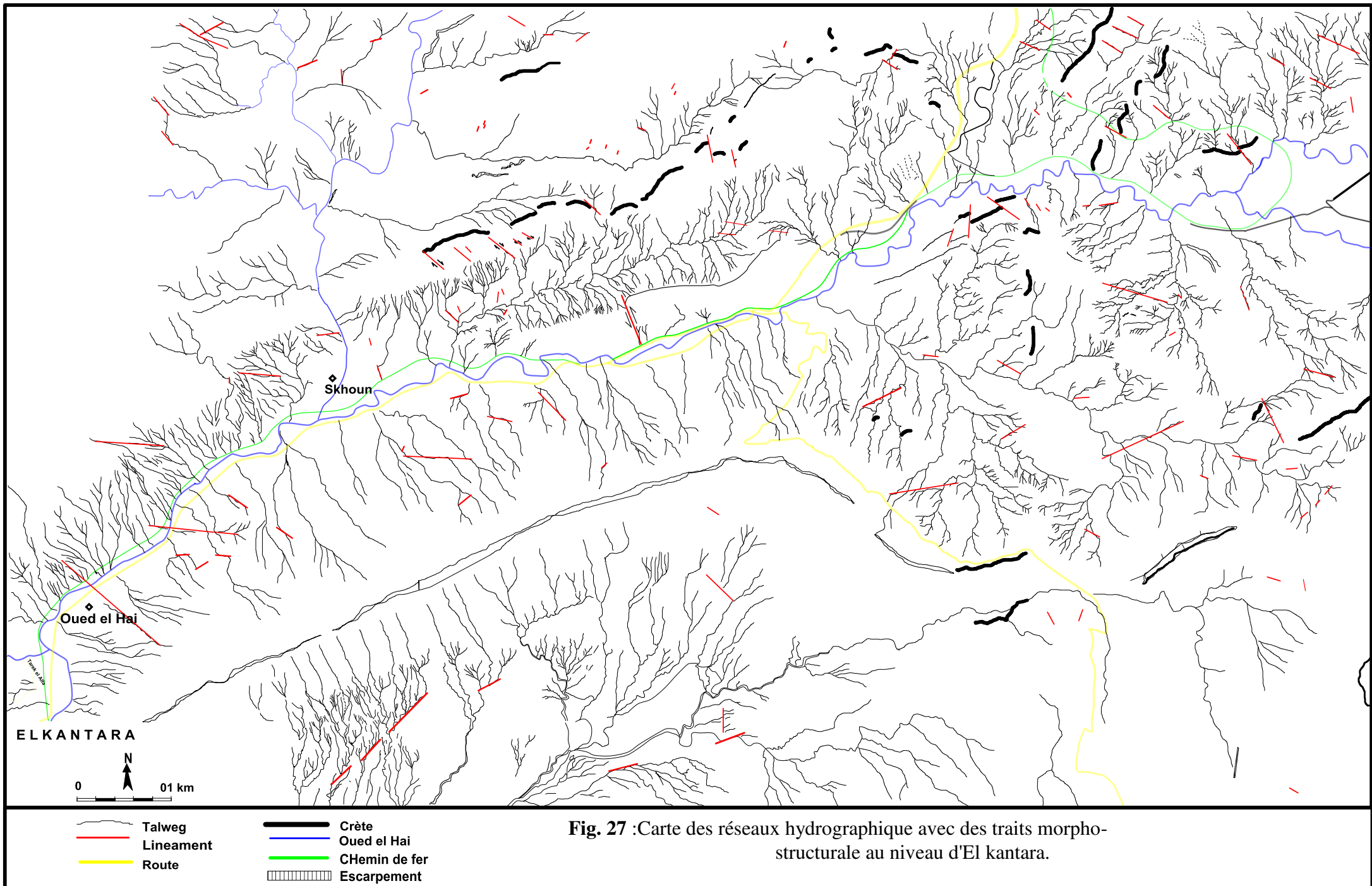


Fig. 27 : Carte des réseaux hydrographique avec des traits morpho-structurale au niveau d'El kantara.

comparant ces linéaments avec la carte géologique ils s'avèrent que dans la majorité des cas ils se rapportent à des accidents tectoniques (fractures, failles).

Sur le terrain d'étude, cette famille est aussi présente, avec cependant une densité importante, elle est soulignée par des accidents souvent cisailant correspondent à des cisaillements essentiellement dextre (sur toute la carte).

Ils sont bien exprimés dans les roches compétentes comme les carbonates qui ont tendance à se rompre sous l'effet des contraintes. Par contre dans les terrains détritiques (plus particulièrement les argiles et les marnes), la roche se déforme intensément mais les ruptures sont rarement bien visibles.

Ensuite nous avons repris une cartographie synthétique en mettant en évidence les linéaments les plus significatifs, c'est-à-dire plus étendus. Le schéma synthétique (**Fig. 28**), des linéaments importants du point de vue extension, fait apparaître quatre grands linéaments dont trois sont orientés NW-SE. Le quatrième suit plutôt une direction NE - SW (Marmi et Guiraud, 2006).

Le plus important (grand linéament, GL), à caractère régional de direction NW-SE, semble le plus récent relativement par comparaison aux précédents ; il se compose de segments en relais. Il correspondrait à un accident tectonique affectant les formations géologiques, anciennes et récentes, parfois en les décrochant. Il se caractérise par une cinématique de mouvement dextre. Donc du point de vue dynamique, il serait actif et par conséquent il caractériserait une tectonique active dans la région.

Un second linéament, assez étendu, orienté NW-SE, recoupe le Dj. Metlili dans sa partie médiane. Cependant sa trace n'est pas décelable dans les formations récentes de la plaine de Douar Seggana. Soit il s'est manifesté avant la mise en place des dépôts récents, soit sa dynamique est de faible intensité et par conséquent il n'a pu laisser d'emprunte nette sur le relief. D'autres linéaments, relativement moins allongés, s'observent de part et d'autre de ces deux accidents, caractérisés par deux directions dominantes : WNW-ESE et E-W.

A l'échelle de l'Aurès, les accidents E-W se rencontrent assez régulièrement tandis que de grandes flexures montrant également cette direction limitent le massif aussi bien au Nord, entre Timgad et Khenchela que de façons beaucoup plus nettes au Sud.

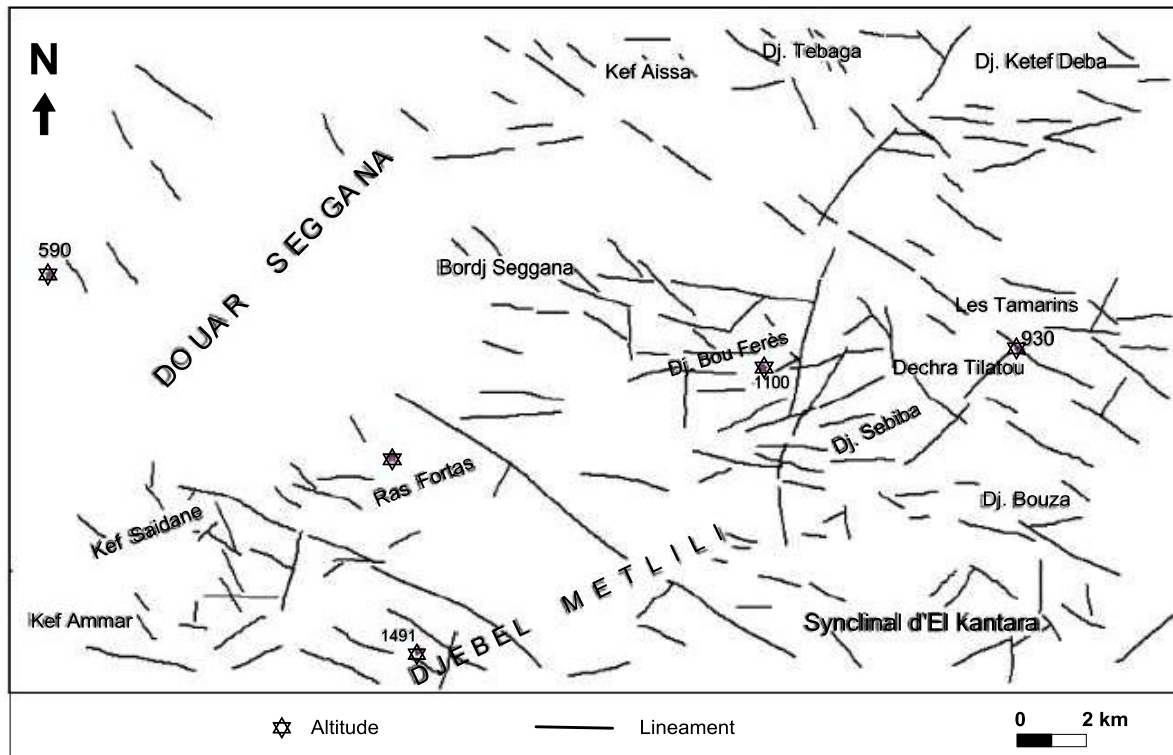


Fig.28 : Carte linéaire d'après (Marmi, Abdellaoui, 2010)

Dans le cœur du Djebel Azreg et plus à l'Est au niveau de Tirhanimine, Tiroura et Ain Tadjra (Guiraud, 1990).

Dans la région d'étude, les accidents N80°-N90° sont répartis sur toute la carte. Cette famille possède les caractéristiques suivantes :

- Le réseau hydrographique représente l'élément morphologique le plus sensible de la mobilité des accidents sur le terrain d'étude. Il est marqué par des changements brutaux dont la direction est E-W : exemple Oued Bou Beyada dans la partie Est de la carte.
- Il est connu dans l'atlas saharien une déformation à régime compressif, se rapportant au Quaternaire basal, avec un raccourcissement orienté globalement N-S. A l'échelle de l'Aurès, ces accidents N-S se rencontrant également parfois (Guiraud, 1973, 1990).

Sur le terrain d'étude, les accidents orientés N-S sont répartis sur la partie Ouest de la carte morphostructurale, ces derniers ont un jeu dextre, il est soulignée par des accidents probable. Celle-ci a engendré diverses structures telles des plis, des chevauchements et des failles conjuguées NW-SE et NE-SW (Guiraud, 1990 ; Aïssaoui, 1984 ; Marmi et Guiraud, 2006).

Concernant les accidents ENE-WSW, elles se manifestent par la faille qui met en contact le Miocène et la Turonien du flanc Nord du Djebel Ich-Ali ; (Glangeaud, 1951), ou son prolongement vers le SW a provoqué l'effondrement de la voûte de l'anticlinal du Djebel Metlili.

Les arguments corroborant la cinématique et sa chronologie du GL (Grande lignes) sont les suivants :

- La corrélation de la carte linéamentaire et de la carte géologique fait apparaître le recoupement des formations géologiques aussi bien anciennes qu'actuelles, du Quaternaire (Moulouyen) par le linéament majeur. Cet argument de taille étaye la conception d'un accident actif.

- Les formations du Quaternaire (q2 et q4) du compartiment NE se trouvent respectivement à +900 et +860m, alors que celles du compartiment SW sont à moins de 890 et 830m. Cela correspond à un rejet vertical allant de 10 à 30m donc le bloc NE est soulevé par rapport à celui SW (MARMY et ABDELLAOUI, 2010).

II-4-3. Les méthodes d'étude:

L'étude des structures et des déformations affectant la région d'étude à nécessite l'emploi de diverses méthode d'analyses structurales. Celles-ci se caractérisent par des échelles d'observations variables, avec l'examen des projections stéréographiques et des investigations menées sur le terrain.

II-4-3-1. Travaux au laboratoire :**A- Analyse linéamentaire :**

Le linéament est correspondant à un accident de l'écorce terrestre dont l'influence se fait sentir pendant une très longue période de temps, au cours des phases tectoniques successives, le but de cette analyse est d'établir une carte de fracturation à partir du déchiffrement et l'interprétation des photographies aériennes.

Les caractères fondamentaux utilisés pour le déchiffrement de ces structures sont :

- Les phototons.
- Les formes du relief.
- Les anomalies du réseau hydrographique.
- Arrêt brutal des couches géologiques.
- Coulissage et déformation des niveaux aux couches horizons.

Pour analyser les cartes linéamentaires, on a fait appel aux méthodes statiques, il s'agit en fait de caractériser les linéaments dans un plan (x, y) par l'angle qu'ils font avec le Nord. Les linéaments sont triés par angle croissant de 0° à 180°, le fichier étant divisé on classe de 10°, pour chaque classe on compte le nombre des accidents ; on aboutira donc des représentations en rosace de fréquences.

B- Méthodologie:

L'étude de la fracturation dans notre région a nécessité en plus des travaux de terrain l'utilisation des photographies aériennes au (1/20.000).

A travers cette analyse nous essaient de connaître la cinématique des fractures grâce aux déformations applicatives ou disjonctives, ainsi que les coulissages déterminés aux voisinages des accidents.

A- Des photographies aériennes ayant servi à cette étude ont été exploitées systématiquement en relief de la manière suivante :

- Oued, Ravins, Rivière
- Glacis
- Terrasses
- Eboulis

- Escarpement

- Chevrons

Et d'autre coté les éléments géologiques (Pendages, axe de plis, escarpement des failles, limites des couches géologique, failles, diaclases).

B- Lorsque la série de photos aériennes déchiffrer et achevé en procède à l'opération de rapport –synthèse.

Cette opération consiste à transférer l'information géologique et morphologique portée sur les carrés de calque, sur un transparent superposé à la carte topographie correspondante (Feuille d'El-Kantara N°=259.Au : 1/50 000, Feuille d'Ain Touta N°=229.Au : 1/50 000).

C- Statistique :

A partir des chiffréments réalisés sur notre carte structurale qui contient les alignements des photos aériennes (Photo N°= 335 à 347, Photo N°= 369 à 380) (**Tableau. 01**), nous essayons de transférer les mesures avec des méthodes mathématiques qui contribués à des interprétations claire et facile représentés par des histogrammes ; et des rosaces de longueur et de fréquence cumulé.

Classe	Longueur (m)	Fréquence	Fréquence %	Longueur %	Longueur cumulée	Fréquence cumulée
[10-20]	0,109572	14	7,142	1,229	1,229	7,142
[20-30]	0,330736	14	7,142	3,709	4,939	14,285
[30-40]	0,532999	18	9,183	5,978	10,917	23,469
[40-50]	0,790696	7	3,571	8,869	19,787	27,040
[50-60]	0,493476	5	2,551	5,535	25,322	29,591
[60-70]	0,474052	4	2,040	5,317	30,640	31,632
[70-80]	0	0	0	0	30,639	31,632
[80-90]	0,949215	7	3,571	10,647	41,286	35,204
[90-100]	0,95876	12	6,122	10,754	52,041	41,326
[100-110]	0,858372	7	3,571	9,628	61,669	44,897
[110-120]	0,457315	6	3,061	5,129	66,799	47,959
[120-130]	0,50461	16	8,163	5,660	72,459	56,122
[130-140]	0,493353	36	18,367	5,533	77,993	74,489
[140-150]	0,50907	29	14,795	5,710	83,703	89,2857
[150-160]	0,485458	8	4,081	5,445	89,148	93,367
[160-170]	0,403105	8	4,081	4,521	93,670	97,448
[170-180]	0,564271	5	2,551	6,329	100	100
Totale	8,91506	196				

Tableau 01 : Tableau représentant la fréquence et la longueur cumulée au secteur d'étude.

D- Résultat des données :

Les résultats obtenues à partir l'histogramme et rosace de la longueur cumulée nous permettrons de situer les familles prédominantes suivantes (**Fig. 29**):

D-1- Longueur cumulés :

- 1) La famille NW-SE (N140), 25%.
- 2) La famille N130E, 12%.
- 3) La famille N30E, 12%.
- 4) La famille N10E, 13%.

D-2- Fréquence cumulés :

- 1) La famille NW-SE (N140), 20%.
- 2) La famille N130E, 12%.
- 3) La famille N10, 13%.

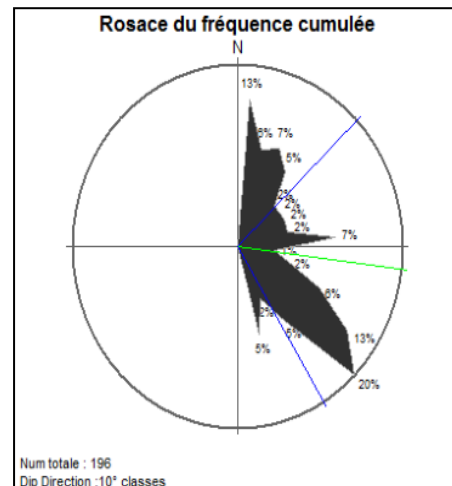
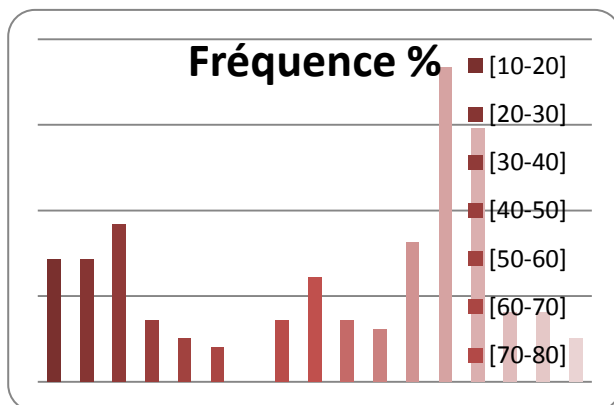
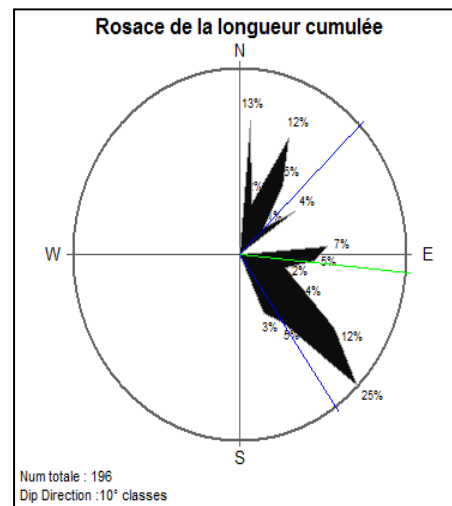
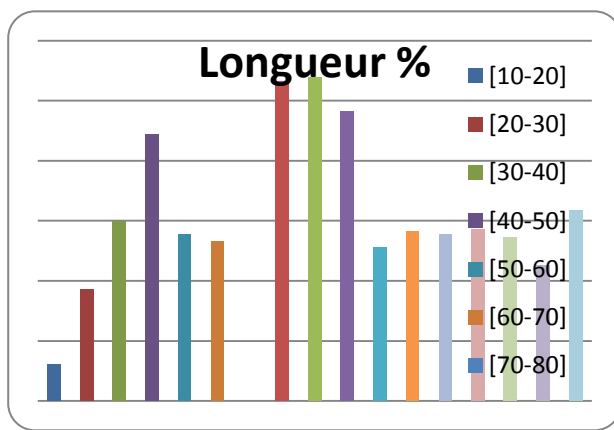


Fig. 29 : Représentation graphique de la statistique des linéaments et les rosaces.

II-4-3-2. L'analyse sur terrain :

Elles sont basées sur les observations sur terrain. Cette méthode d'analyse va être précisée par la géométrie des divers marqueurs tectoniques ; et aussi l'interprétation de ces dernières.

A- Les marqueurs tectoniques :

Les marqueurs tectoniques de déformation rencontrés dans le matériel rocheux (les calcaires et les grés) dans la région d'étude, se manifestent par des structures planaires et linéaires discontinus (les joints stylolithiques (PL 02, Fig.14), les diaclases, et les fentes en échelons).

Ces différentes manifestations sont souvent accompagnées des structures de tailles variables, dont l'analyse tectonique permet parfois de définir le type ou l'origine de la déformation.

B- Projection stéréographique:

La projection stéréographique est un mode de représentation et de construction géométrique abstrait qui n'analyse que les rapports d'orientation des éléments tectoniques dans l'espace indépendamment et leur position géographique. Le principe de cette méthode consiste à translater ces éléments parallèlement à ceux même pour les rapporter à une demi-sphère de référence. Pour la réalisation de cette projection, on utilise le canevas isogone de Wulff (logiciel stéréo).

B-1-Interprétation et analyse :**B-1-1. Les joints des diaclases (Fig. 30 (a, b) ; Tableau. 02):**

La projection stéréographique des joints des diaclases à donnée les directions du contraintes suivantes :

Pour les deux coupe étudiée, on constate la prédominance d'une famille conjuguée de direction N-S et E-W ; qui sont probablement liées à la phase Atlasique NW-SE; et une famille NW-SE et NE-SW peut-être due à la phase alpine N-S.

B-1-2. Les plans des failles (Fig. 30 (c, d); Tableau. 03):

Concernant les failles ; on observe que la direction NW-SE est le plus caractéristique, génératrice la famille (N140-150), se manifeste dans notre région par des décrochements de type dextre. Puis la direction N-S (N5-170) traduisant par les contraintes de la phase alpine N-S, et aussi la direction NE-SW génératrice la famille (N40-50).

Diaclase	Station d'el Kantara		Station de Tahenennt
	Direction	Fréquence	Fréquence
1	N00	7	5
2	N10	4	2
3	N20	1	1
4	N30	4	2
5	N40	10	12
6	N50	6	5
7	N60	1	00
8	N70	1	00
9	N80	0	00
10	N90	6	10
11	N100	9	2
12	N110	2	1
13	N120	1	1
14	N130	2	1
15	N140	12	10
16	N150	10	5
17	N160	1	00
18	N170	3	2

Tableau 02 : Mesures de terrain concernant les joints des diaclases.

Plan de faille	Station d'ElKantara	Station de Tahenennt
1	N140	N10
2	N135	N10
3	N140	N5
4	N140	N 140
5	N140	N 140
6	N05	N 150
7	N25	N 70
8	N40	N 90
9	N05	N 145
10	/	N 140
11	/	N 150
12	/	N 0

Tableau 03 : Mesures de terrain concernant les plans des failles.

B-1-3. Les diagrammes de densité et les rosaces (Fig. 30) :

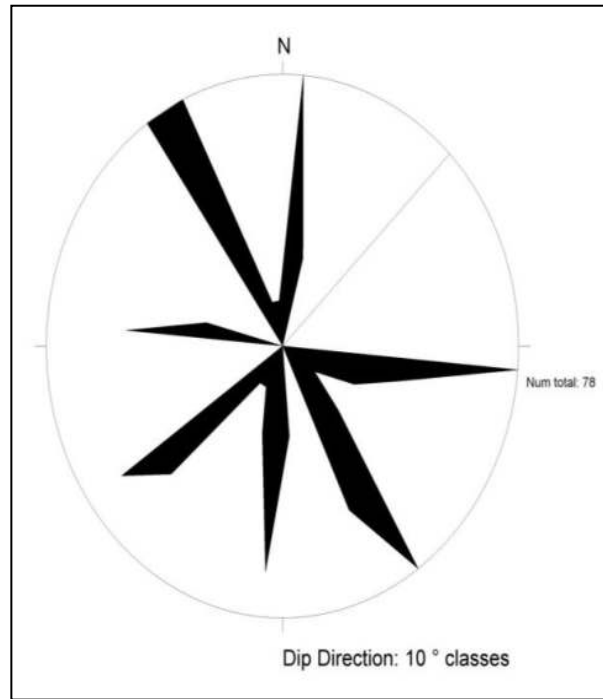
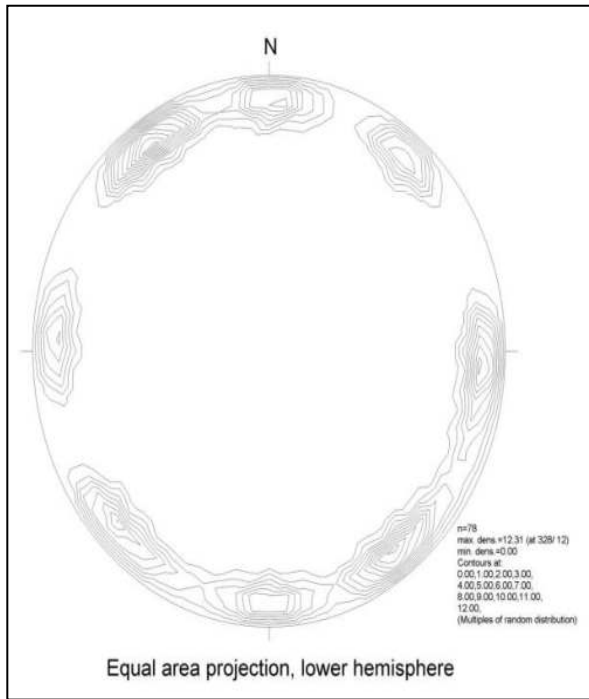
Les diagrammes de densité montrent une répartition des directions selon un nuage de points. En ce qui concerne les strates, la répartition des directions se présente un plan de direction N120° et avec un plongement de l'ordre 60° vers le SE.

Pour les diaclases, le diagramme de densité montre que la répartition des directions dans les deux stations se présente selon quatre plans qu'elles font entre elles un angle de 90° (Fig. 30 ; a, b)

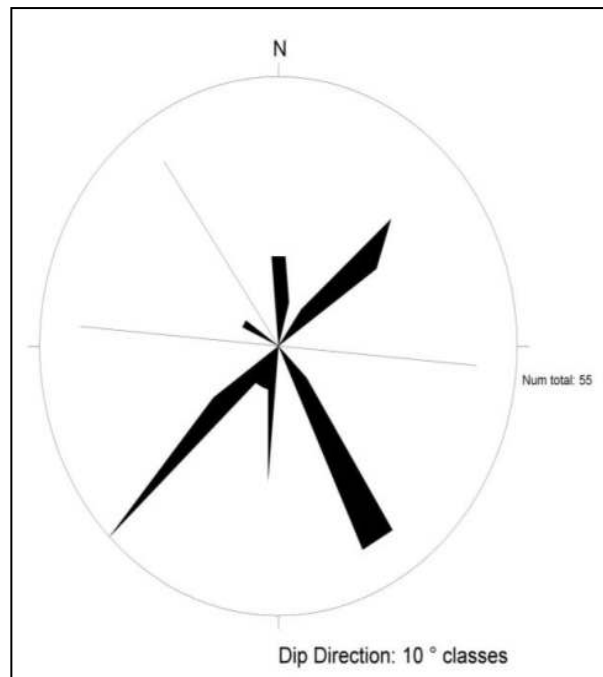
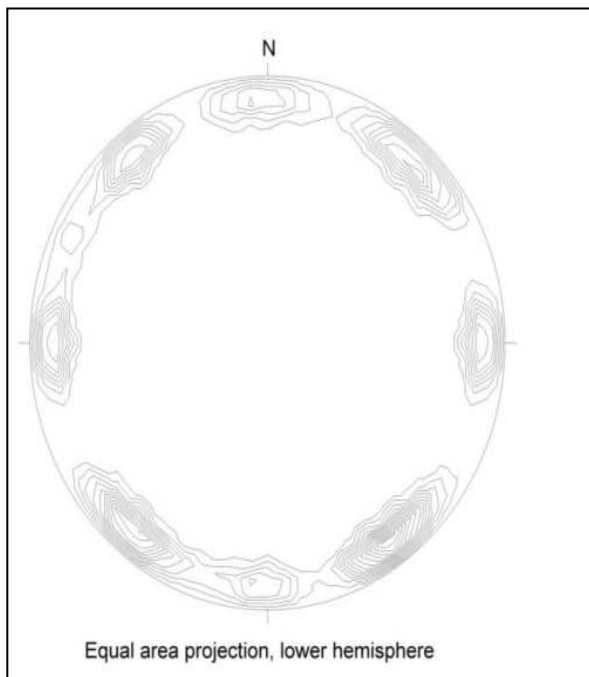
- Les deux premiers plans sont à directions conjuguées (N180°, N 90°) avec un plongement de 10° vers le WSW et ESE successivement.
- Les deuxièmes plans sont à directions (N45°, N140°) avec un plongement de 20° à 40° vers le SE.

Concernant les failles, on trouvera les directions suivantes : (Fig. 30 ; c, d)

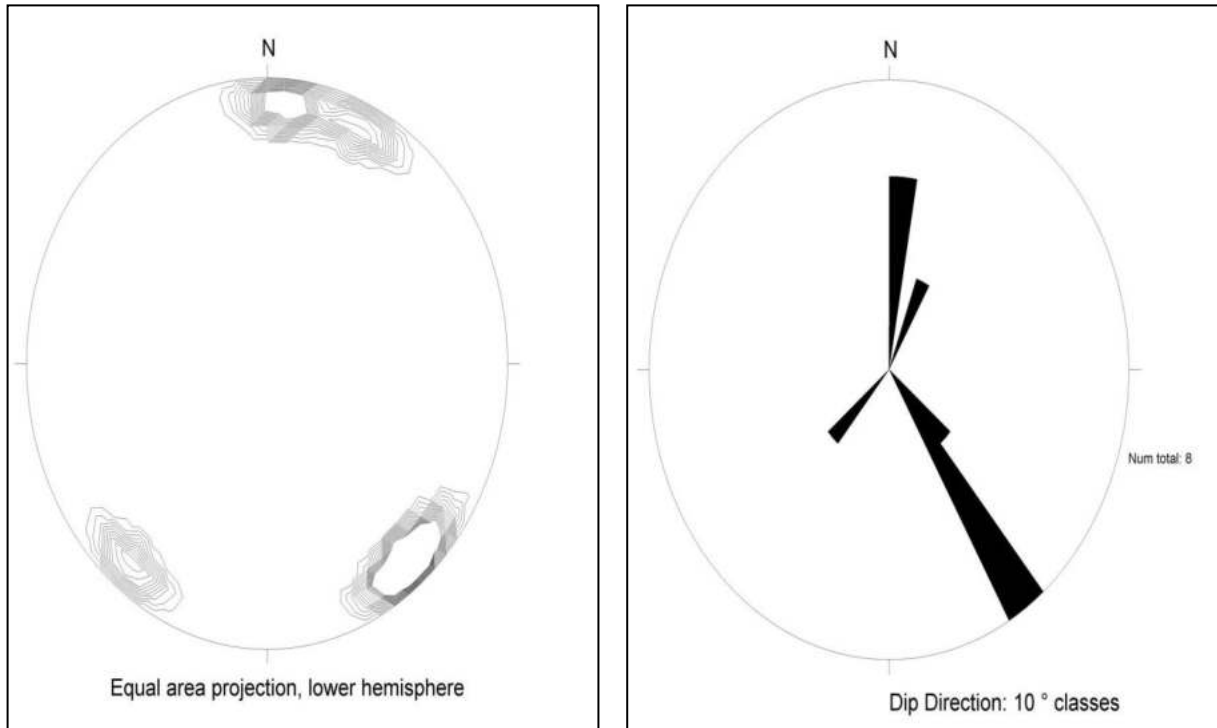
- une direction NW-SE (N140°),
- une direction N-S (N10°).



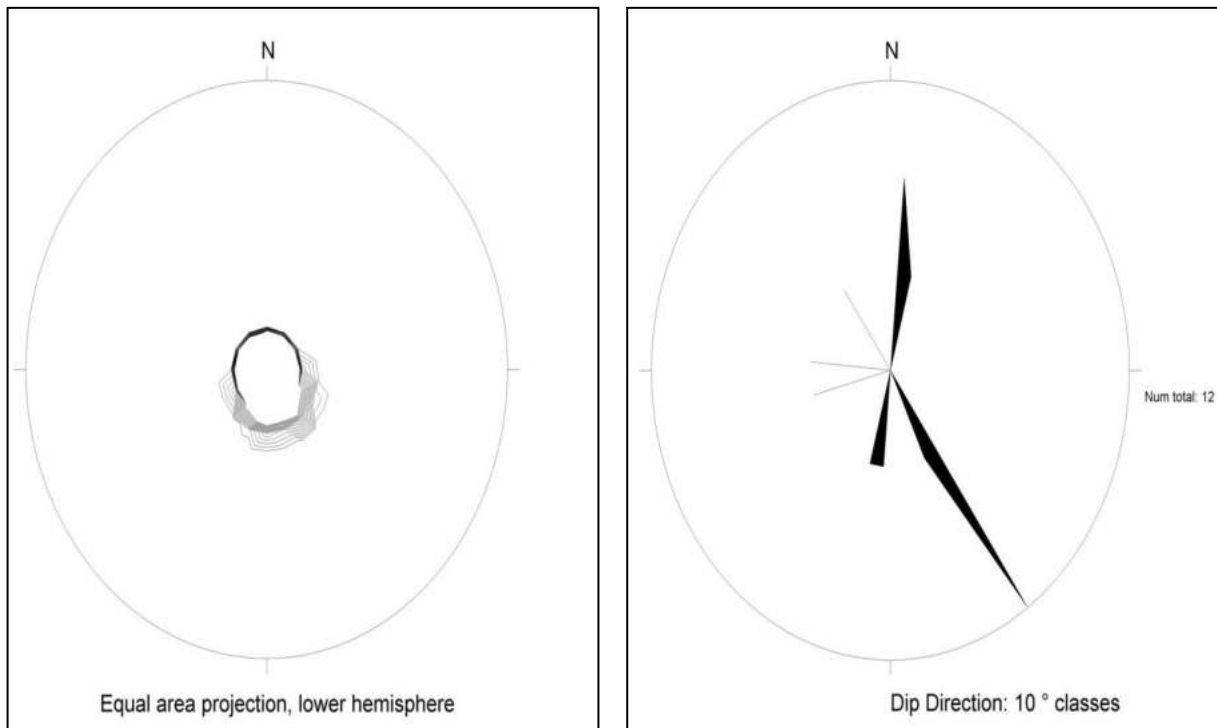
a : Diagramme de densité et rosace des diaclases(secteur d'El kantara).



b : Diagramme de densité et rosace des diaclases(secteur de Tahanennt).



c :Diagramme de densité et rosace du plan des failles (secteur d'El kantara).



d : Diagramme de densité et rosace du plan des failles (secteur de Tahanennt).

Fig. 30 : Diagrammes de densité et rosaces pour (les diaclases et les plans de Failles) dans la région d'étude.

II-7. CONCLUSION

La méthode appliquée est assez simple, mais elle fournit un ensemble d'informations et d'observations assez intéressantes sur les différents accidents tectoniques et leur relation.

L'analyse de la carte morpho structurale de la région associée aux projections stéréographiques fait apparaître un réseau d'accidents plus intense où les familles dominantes sont mise en évidence.

Les accidents E-W sur la région d'étude sont accompagnés par des changements brutaux des réseaux hydrographiques dans la direction E-W.

Les résultats obtenus concernent de nouvelles données et ont abouti à la mise en évidence d'un grand accident tectonique d'extension régionale, actif, reflétant la sismicité de la région. Cette structure recoupe la feuille « Les Tamarins » diagonalement et s'oriente globalement NW-SE. La déformation se manifeste le plus souvent par une fracturation intense exprimant une tectonique polyphasée à l'origine de différentes structures dans la région. Ce linéament affecte aussi les formations géologiques plio-quadernaires ce qui étaye l'hypothèse d'une faille active. Les cours des oueds sont souvent perturbés à l'endroit du passage du grand ligne (Marmi et Abdellaoui, 2010).

On constate à partir de la carte linéamentaire presque tous les accidents ont été pris la direction NW-SE ; Et à partir de l'analyse statistique (les histogrammes et rosaces) on peut distinguer deux types de contraintes l'un possède la direction N140° correspond à la phase Eocène NW-SE, Et l'autre de direction N10° correspond à la phase Miocène N-S.

TROISIÈME CHAPITRE

**ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE
ET SEDIMENTAIRE**

LA LITHOSTRATIGRAPHIE

CADRE SEDIMENTAIRE

PALEOGEOGRAPHIE

I- LA LITHOSTRATIGRAPHIE

Les deux coupes étudiées, appartenant aux deux massifs (**Fig. 31**), sont décrites en détail. La description stratigraphique est définie par les termes suivants: calcaires en plaquettes (5 à 10 cm), en strates moyennes (10 à 50 cm) et en strates massives (50 cm et plus). Les fossiles caractéristiques des biozones ont leur nom souligné.

Dans les deux coupes, de bas en haut, quatre unités lithologiques sont observées: calcaire en plaquette, calcaire finement bioclastique silicifiés, marne verte riche en échinides et gypse.

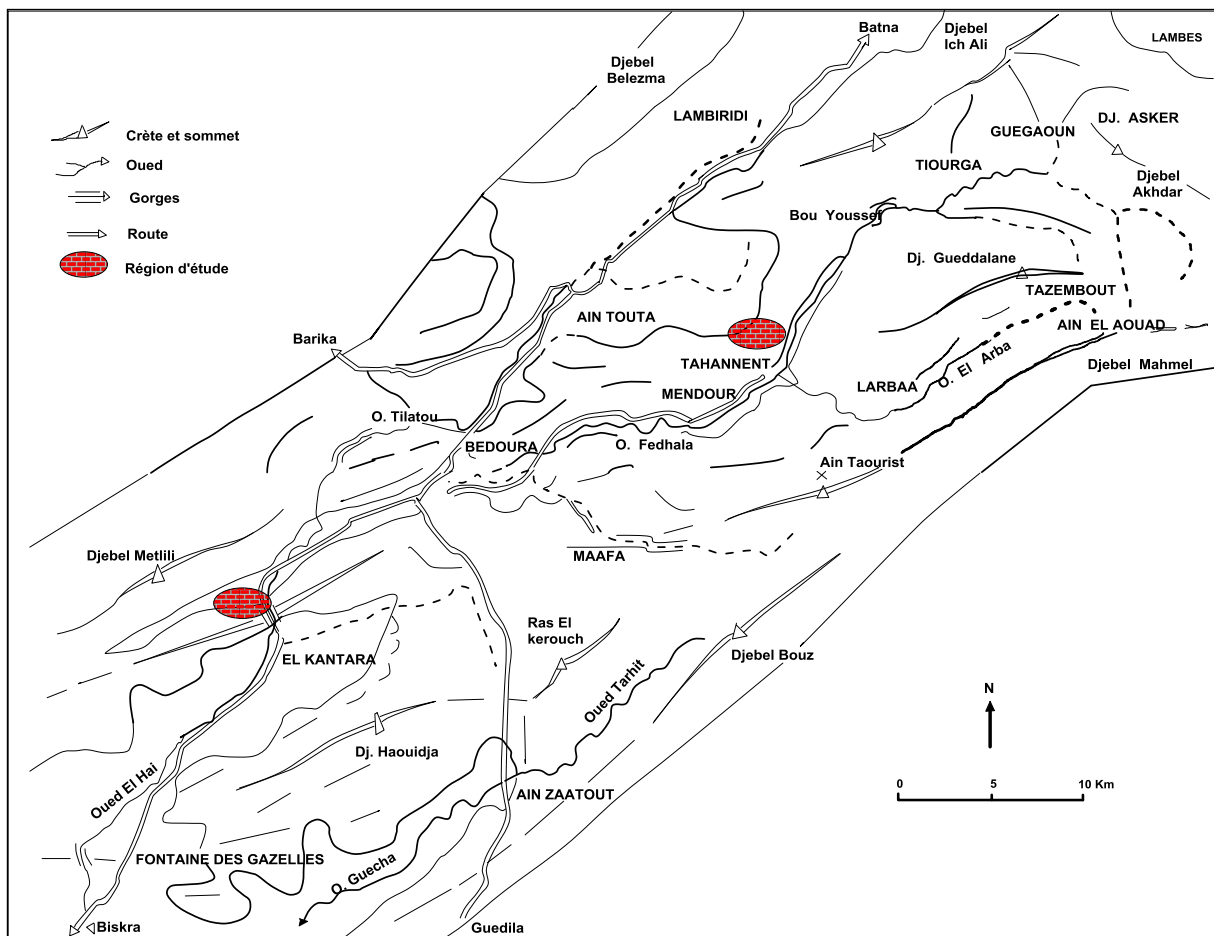


Fig. 31 : Carte représente la situation de la zone d'étude.

I-1 Coupe de l'El kantara (Dj Metlili) :

Cette coupe, d'une épaisseur totale d'environ 900 m, représente la plus complète des coupes connues du Crétacé supérieur -Éocène de la Zone d' El kantara. Les étages que nous avons touchés débute par le Santonien jusqu'au Maastrichtien. Elle a été levée dans la combe sénonienne, sur le flanc méridional de l'anticlinal de Dj Metlili, de direction NE-SW, elle est située sur le long de la route national N° 3, liant Batna à Biskra, et selimité par les cordonnés géographiques suivantes :

- Pour l'intervalle Santonien-Campanien :

Lat = N035°14'08", N035°15'02"

Long = E005°42'09", E005°41'14"

- Pour l'intervalle Maastrichtien :

Lat = N035°13'54", N035°14'05"

Long = E005°42'11", E005°42'06"

Dans cette zone nous sommes intéressés à l'intervalle Santonien /et Maastrichtien car elles sont très accessibles, notables et facile de détecter les différentes structures grâce à l'abondance du carbonate.

-Description de la coupe :

La série du Coniacien-Santonien la mieux exposée à l'affleurement se situe dans le périclinal NE de la structure de l'Anticlinal du Dj. Metlili, près de la localité des Tamarins. Elle est essentiellement marneuse et comporte des intercalations calcaires vers le sommet, marquées sur le plan morphologique par une succession de barres, dessinant une crête qui longe la route de Biskra - El Kantara. La mégaséquence d'après Herkat, (2000) est composée de 3 séquences IA (Coniacien), IB (Santonien) et IC (Maastrichtien).

• Séquence IA :

C'est une séquence essentiellement marneuse riche en échinides, Bivalves et Gastéropodes intercalées par des lits des rognons calcaire d'un épaisseur totale atteint environ 146 m, se caractérise au sommet par l' apparition d'ammonite *Tissotia tissoti*, pour le détail, la succession des termes lithologiques est les suivantes :

- 60 cm, banc du calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise sombre à gastéropodes. (PL.01, Fig. 01).
- 05 m, intercalation du marne carbonatée de couleur jaunâtre et des lits de rognons calcaires riche en oursins(Hemiaster) corrodés, et gastéropodes (PL.01, Fig.02).
- 40 cm, banc de calcaire phosphaté de couleur grise.
- 04 m, intervalle de marne verte devient plus carbonatée au sommet riche en oursins, et des terriers. (PL.01, Fig.03).
- 50 cm, banc de calcaire sparitique d'aspect gréseux de couleur rougeâtre, à surface durcie au sommet.
- 40 m, intervalle de marne verte intercalée par des bancs du calcaire d'aspect noduleux d'épaisseur centimétrique devient très épaisses au sommet à huitres, bivalves, terriers, oursins et gastéropodes, avec la présence d'une surface durcie.

- 35 m, intervalle de marne verte à passées calcaire au sommet riche en oursins, bivalves, gastéropodes, et terriers (PL.01, Fig.04).
- 35 m, intervalle de marne verte intercalée par 04 bancs de calcaires bioclastique à grains moyens de couleur brun, à débris des huitres, le dernier banc phosphaté à grains fins, à oursins, avec une surface perforée.
- 21 m, intervalle de marne verte intercalée par des bancs centimétriques des calcaires phosphatés riche en huitres, avec la présence d'Ammonite (*Tissotia tissoti*) (PL.01, Fig.05).
- 40 cm, banc de calcaire bioclastique à grains moyens de couleur beige à huitres, il se caractérise par une surface durcie.
- 5 m, intervalle de marne verte intercalée par des bancs centimétriques de calcaires phosphaté riche en huitres, gastéropodes, et oursins.
- 10 m, intervallemarno-calcaire riche en Oursins, Terriers, devient lumachellique au sommet (PL.01, Fig.06).
- 12 m, marne verte à gypse contient des oursins, gastéropodes, et bivalves.
- 25 m, intercalation marno-calcaire riche en huitres de grandes tailles, gastéropodes.
- 15 m, intervalle de marne verte à huitres, gastéropodes, oursins.
- 2 m, banc du calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise claire.
- 5 m, marne carbonaté riche en oursins à la base.
- 3,5 m, barre de calcaire micritique de couleur grise claire à oursins.
- 2 m, intervalle de marne verte riche en oursins en boule de petites tailles et des huitres.
- 50 cm, Calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise.
- 4 m, Marne verte riche en oursins, gastéropodes, ethuitres.
- 2 m, 03 bancs de calcaires bioclastiques à grains moyens de couleur grise, au sommet très riches en huitres.
- 4 m, Marne verte riche en oursins, et bivalves.

- **Séquence IB :**

La deuxième séquence se localise dans le chemin de fer (**Fig. 32**) près de la route (Biskra- Batna) d'un épaisseur total d'environ 220 m, elle est caractérisée par des gros bancs du calcaire bioclastique à la base puis des intercalations marno-calcaire jusqu'au sommet.

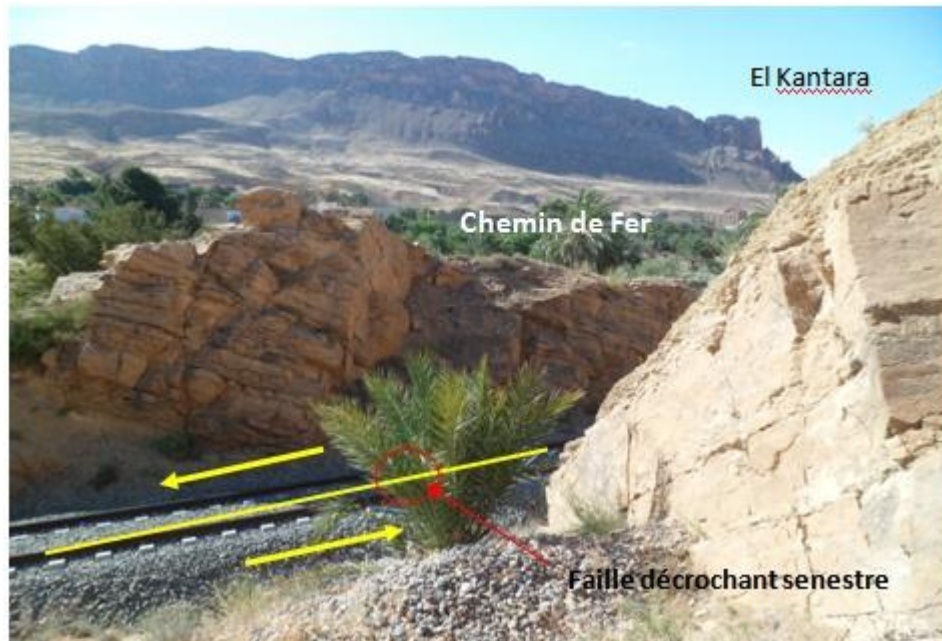


Fig. 32: Photo représentée un décrochement senestre se manifeste au niveau du Chemin de fer (El Kantara).

Elle inclut quatre surfaces durcies, la succession des termes lithologiques est les suivantes (**Fig. 33**):

- 1- 15 m, marne verte riche en oursins et gastéropodes.
- 2- 20 cm, banc du calcaire phosphaté de teinte grise violacée à débris des fossiles.
- 3- Intervalle de marne verte riche en oursins.
- 4- Calcaire massif à nodule de silex devient en plaquette au sommet à inocérâmes d'épaisseur centimétrique.
- 5- Calcaire siliceux en plaquette d'épaisseur de 60 à 70 cm, se poursuit par des marnes beiges sableux d'épaisseur de 01 m.
- 6- Gypse, d'épaisseur de 06 m, s'installe au dessus, des marne verte à oursins, gastéropodes, et ostréa.
- 7- Calcaire phosphaté à teinte grise violacé riche en fossiles (inocérâmes).
- 8- Calcaire lumachellique riche en huitres, d'épaisseur de 30 cm.
- 9- Gypse, d'un épaisseur de 03 m.
- 10- 20 cm, calcaire siliceux à teinte violacé à débris de bivalves, avec des traces d'ammonite.
- 11- 30 cm, calcaire bioclastique à glauconie, à la base devient en plaquette riche en débris des coquilles.
- 12- Gypse, d'épaisseur de 01 m.
- 13- Intervalle de 01 m de calcaire en plaquette à grains moyens de couleur beige, se caractérise par la présence des traces des terriers (PL.02, Fig.01, 02).
- 14- 1,8 m, banc du calcaire phosphaté à grains moyens de couleur grise à rognons du silex (PL.02, Fig.03, 04, 05), à stratifications entrecroisées, et une accumulation des organismes qui sont parallèle à la stratification caractérisent le toit du banc.
- 15- 01 m, banc du calcaire phosphaté à grains moyens de couleur brun à remplissage de calcite, riche en inocérâmes de grandes tailles (PL.02, Fig.06, 07).

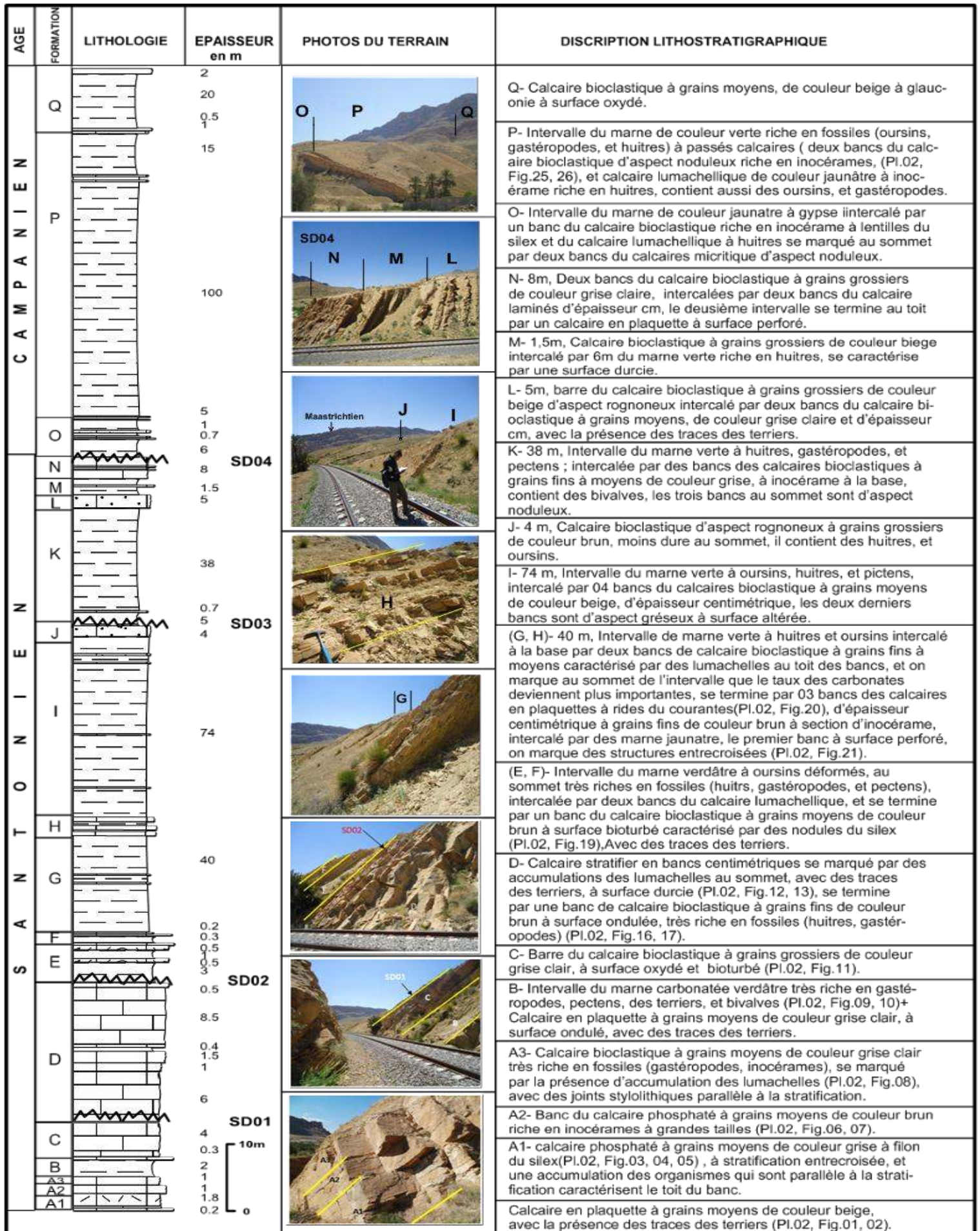


Fig. 33: Coupe synthétique représentant le Santonien-Campanien au niveau du Chemin de fer (El Kantara).

- 16- 1 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise clair très riche en fossiles (Gastéropodes, Inocérames), se marqué par la présence d'accumulation des lumachelles (PL.02, Fig.08), avec des joints stylolithiques parallèle à la stratification.
- 17- 2m, intervalle de marne carbonatée verdâtre très riche en gastéropodes, pectens, des terriers, et bivalves (PL.02, Fig.09, 10).
- 18- 0,3 m, calcaire en plaquette à grains moyens de couleur grise clair, à surface ondulé, avec des traces des terriers.
- 19- 4 m, barre de calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur grise clair, à surface oxydé et bioturbé (PL.02, Fig.11).
- 20- 6 m, calcaire stratifier en bancs centimétriques se marqué par des accumulations des lumachelles au sommet, avec des traces des terriers, à surface durcie (PL.02, Fig.12, 13).
- 21- 1 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise très riche en débris de lumachelles.
- 22- 1,5 m, calcaire bioclastique stratifié à Inocérames, des terriers, et des joints stylolithiques diagénétiques (PL.02, Fig.14).
- 23- 0,4 m, joint marneux à une forme biseautique intercalé par des calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise.
- 24- 8,5 m, calcaire massif bioclastique à grains moyens de couleur grise, se marqué par une accumulation des débris des fossiles, très riche en huitres au sommet (PL.02, Fig.15).
- 25- 0,5 m, banc de calcaire bioclastique à grains fins de couleur brun à surface ondulée, très riche en fossiles (huitres, gastéropodes) (PL.02, Fig.16, 17).
- 26- 03 m, intervalle de marne verdâtre à oursins déformés, au sommet très riches en fossiles (huitres, gastéropodes, et pectens).
- 27- 0,5 m, calcaire lumachellique à grains grossiers très riche en bivalves, se caractérisé par une surface durcie (PL.02, Fig.18).
- 28- 01 m, intervalle de marne verte très riche en fossiles (huitres, terriers, et les oursins) devient plus carbonaté au sommet.
- 29- 0,5 m, calcaire lumachellique à surface bioturbé se termine par un joint de marne carbonaté très riche en fossiles.
- 30- 0,3 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur brun à surface bioturbé caractérisé par des nodules du silex (PL.02, Fig.19), avec des traces de terriers.
- 31- 0,7 m, intervalle de marne verte riche en huitres, oursins, et des gastéropodes.
- 32- 0,2 m, calcaire lumachellique de couleur brun très riche en huitres à surface fracturé et bioturbé.
- 33- 40 m, intervalle de marne verte à huitres et oursins intercalé à la base par deux bancs de calcaire bioclastique à grains fins à moyens, caractérisée par des lumachelles au toit des bancs, et on marque au sommet de l'intervalle que le taux des carbonates deviennent plus importantes, se termine par 03 bancs des calcaires en plaquettes à rides de courant (PL.02, Fig.20), d'épaisseur centimétrique à grains fins de couleur brun à sections d'inocérâme, intercalé par des marnes jaunâtres, le premier banc à surface perforé, et à structures entrecroisées (PL.02, Fig.21).
- 34- 74 m, intervalle de marne verte à oursins, huitres, et pectens, intercalé par 04 bancs des calcaires bioclastique à grains moyens de couleur beige, d'épaisseur centimétrique, les deux derniers bancs sont d'aspect siliceux à surface altérée.

- 35- 04 m, calcaire bioclastique d'aspect rognoneux à grains grossiers de couleur brun ; au sommet est moins dure contient des huitres, et des oursins.
- 36- 05 m, intervalle de marne verte riche en oursins écrasés, huitres, bivalves, et traces des Terriers (PL.02, Fig.22), au sommet devient plus carbonaté très riches en terriers.
- 37- 0,7 m, calcaire bioclastique cristallin à grains moyens de couleur brun à inocérâmes, le sommet est perforé à surface durcie.
- 38- 38 m, intervalle de marne verte à huitres, gastéropodes, et pectens ; intercalé par des bancs du calcaires bioclastiques à grains fins à moyens de couleur grise, à inocérame à la base, contient des bivalves, les trois bancs au sommet sont d'aspect noduleux.
- 39- 05m, barre du calcaire bioclastique d'aspect rognoneux moins dure à grains grossiers de couleur beige d'aspect gréseux intercalé par deux bancs du calcaire bioclastique à grains moyens, de couleur grise claire et d'épaisseur cm, avec la présence des traces des terriers.
- 40- 1,5 m, calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur beige intercalé par 06 m de marne verte riche en huitres, se caractérise par une surface durcie.
- 41- 08 m, deux intervalles du calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur grise claire, intercalées par deux bancs du calcaire laminés d'épaisseur cm, le deuxième intervalle se termine au toit par un calcaire en plaquette à surface perforé.
- 42- 06 m, intervalle de marne de couleur jaunâtre à gypse.
- 43- 0,7 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise claire riche en inocérame de grandes tailles et des huitres, à la base on distingue la présence d'un calcaire en plaquette à rides de courant débute par des lentilles du silex (PL.02, Fig.23, 24).
- 44- 01 m, intervalle du marne à gypse de couleur beige riche en huitres.
- 45- 03 m, banc du calcaire lumachellique à huitres, bivalves et gastéropodes.
- 46- 05 m, intervalle du marne verte dépourvus des fossiles se marqué au sommet par deux bancs du calcaires micritiques à grains fins et de couleur grise claire d'aspect noduleux.
- 47- 100 m, intervalle du marne de couleur verte riche en fossiles (oursins, gastéropodes, et huitres), avec des passés calcaires.
- 48- Deux bancs du calcaire bioclastique d'aspect noduleux riche en inocérâmes (PL.02, Fig. 25, 26), intercalé par des marnes vertes riche en oursins et gastéropodes.
- 49- 15m, intervalle de marne verte intercalé par deux bancs du calcaire bioclastique d'épaisseur cm.
- 50- 01 m, calcaire lumachellique de couleur jaunâtre à inocérâmes, riche en huitres, contient aussi des oursins, et gastéropodes.
- 51- 0,5 m, calcaire bioclastique à grains moyens, de couleur beige à glauconie à surface oxydé.
- 52- 20 m, intervalle de marne verte contient des oursins et des huitres.
- 53- 02 m, banc du calcaire bioclastique à glauconie.
- 54- 30 m, intervalle du marne carbonatée de couleur noir d'aspect noduleux à la base, feuilleté au sommet, intercalé par deux bancs du calcaire bioclastique de couleur jaunâtre à grains moyens.

Au niveau de cette coupe, nous avons signalé des niveaux repères représentés par des niveaux gypsifères qui s'installent à la base de la série, et des niveaux à silex qui apparaissent au toit, aussi, des calcaire en plaquette à rides de courant. Ces indices seront comparés à travers la région étudiée (**Fig. 34**).

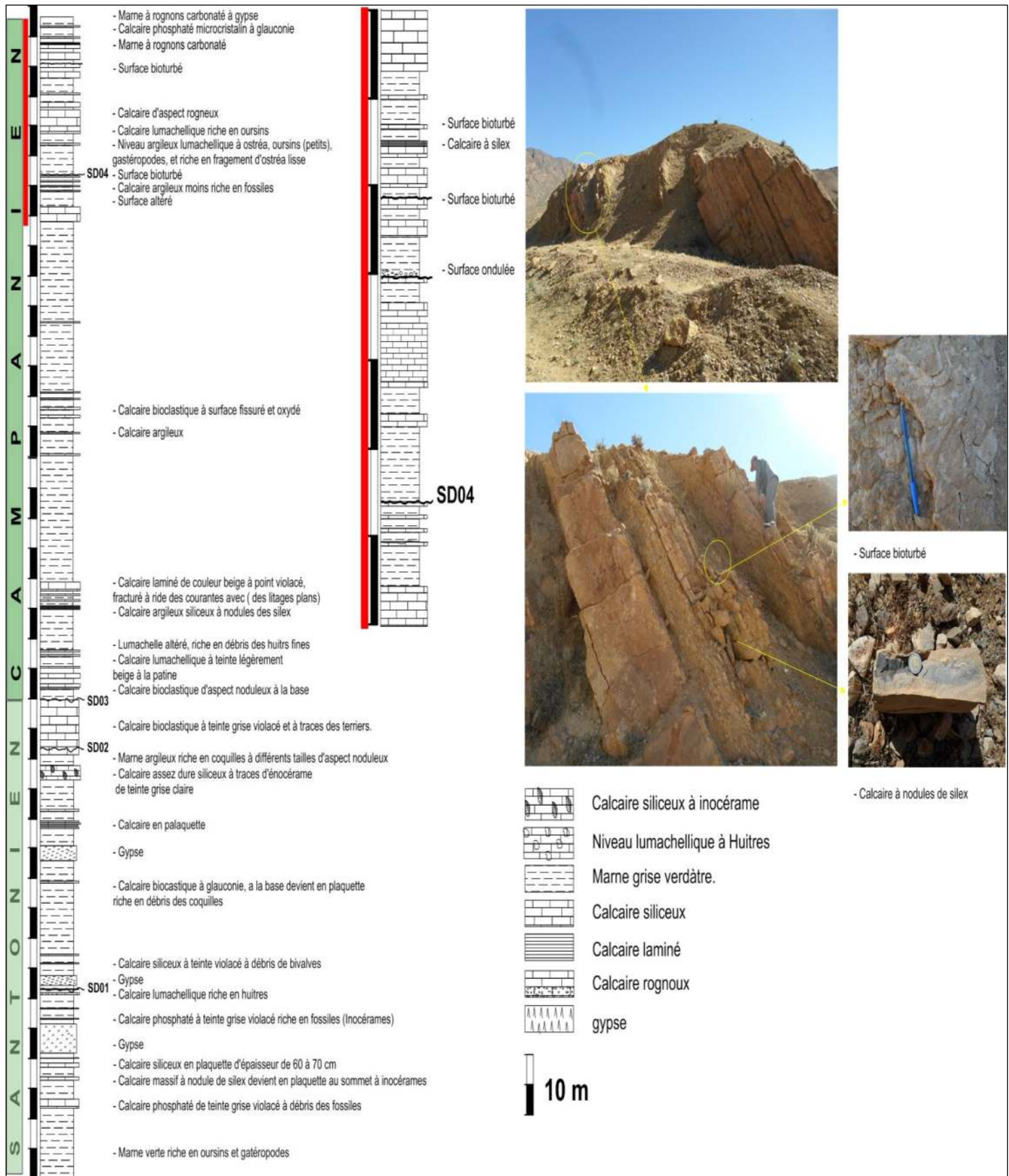


Fig. 34 : Coupe lithostratigraphique dans l'intervalle santonien au niveau de chemin de fer (El Kantara).

- **Séquence IC : (Fig. 35)** d'une épaisseur totale d'environ 384 m.

- 1- 01m, calcaire lumachelique très riche en huitres.
- 2- 05 m, calcaire lumachelique riche en bivalves, avec la présence des traces des terriers.
- 3- 03 m, calcaire bioclastique à grains fins de couleur sombre dépourvus des fossiles.
- 4- 20 m, bancs décimétrique du calcaire lithifié bioclastique à grains fins à bivalves, au sommet riche en fossiles (bryozoaires, gastéropodes, et débris de lumachelles), à surface durcie (PL.03, Fig.01).
- 5- 02 m, calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise claire se termine par une surface ondulée.
- 6- 05 m, calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise riche en rudistes à surface bioturbé, et à surface durcie.
- 7- 30 m, calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur grise claire devient stratifié au sommet.
- 8- 0,1m, joint marneuse de couleur jaunâtre dépourvus des fossiles.
- 9- 20m, calcaire massif bioclastique à grains fins de couleur grise claire.
- 10- 04m, calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise claire à inocérâmes de moyennes tailles et gastéropodes de petites tailles; accumulées au sein du banc (zonation) (PL.03, Fig.02).
- 11- 02 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise claire riche en bivalves.
- 12- Calcaire bioclastique à grains moyens de couleur beige riche en fossiles de différentes tailles (gastéropodes, coraux, et bivalves); intercalé par un banc du calcaire bioclastique riche en huitres, d'épaisseur de 02 m.
- 13- 25 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur beige dépourvus des fossiles.
- 14- 14m, calcaire phosphaté lithifié à grains fins de couleur sombre à cassure conchoïdale, avec des traces des terriers au mur et les oursins au toit du banc (PL.03, Fig.03).
- 15- 03 m, banc du calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise sombre à surface bioturbée.
- 16- 01 m, banc du calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise claire à débris des bivalves.
- 17- 20 m, calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur beige à cassure conchoïdale.
- 18- 08 m, calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise, à traces des terriers au sommet.
- 19- 01 m, banc du calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise riche en débris des lumachelles.
- 20- 38 m, banc du calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur beige à cassure conchoïdale dépourvus de fossiles se termine par une surface durcie.
- 21- 40 m, calcaire bioclastique à grains fins de couleur beige riche en inocérâmes, stratifié au sommet (PL. 03, Fig.04).
- 22- 15 m, calcaire stratifié à grains fins de couleur grise se marqué par une surface durcie au sommet.
- 23- 03 m, calcaire massif bioclastique à grains moyens de couleur grise, riche en bivalves au toit du banc, à surface durcie.
- 24- 01 m, banc du calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur grise.

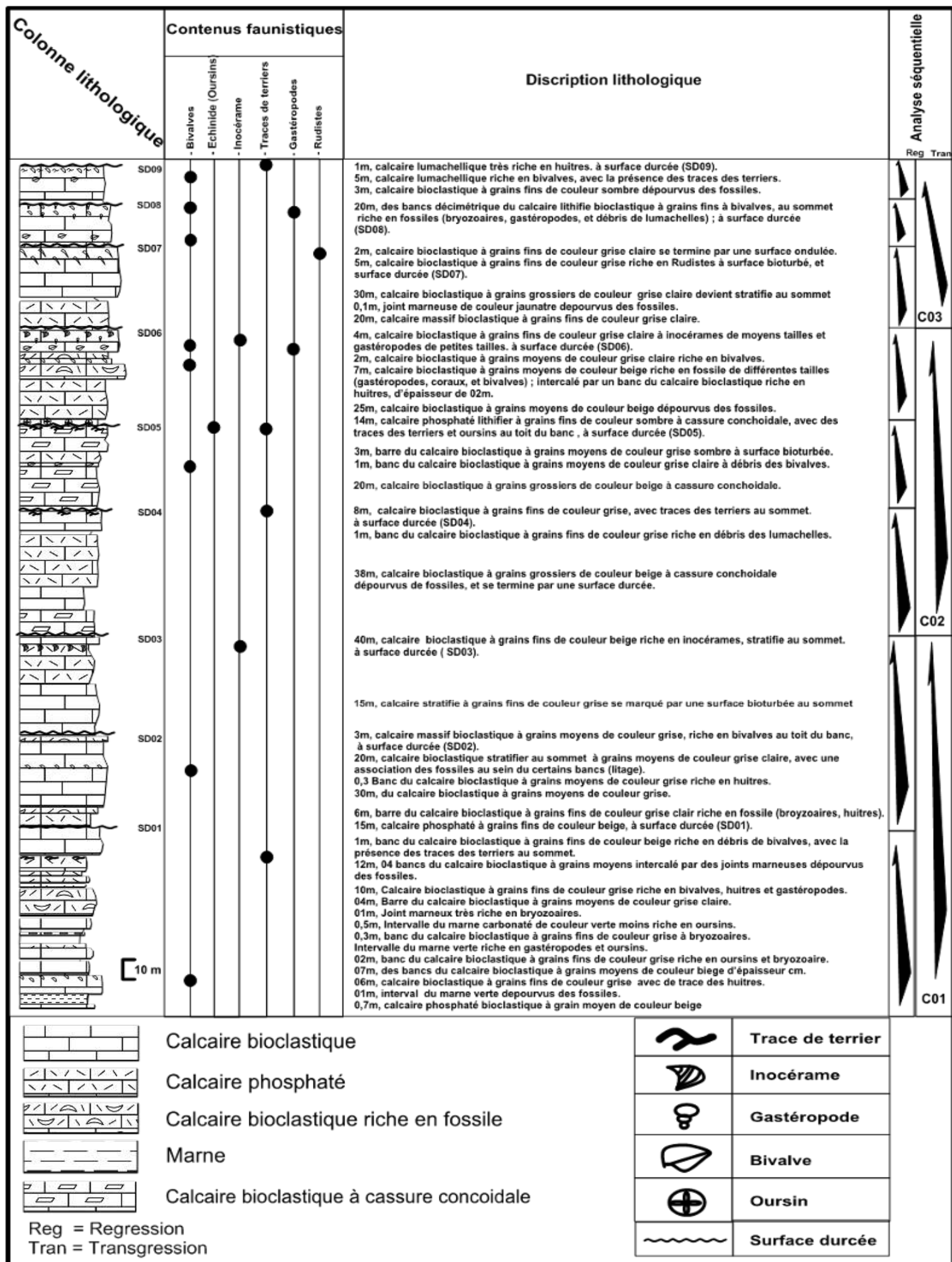


Fig. 35: Colonne lithostratigraphique et analyse séquentielle au niveau d'el kantara représentant la mégaséquence du Maastrichtien.

- 25- 20 m, calcaire bioclastique stratifié au sommet à grains moyens de couleur grise claire, avec une association des fossiles au sein de certains bancs (litage), à surface durcie.
- 26- 0,3 m, banc du calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise riche en huîtres.
- 27- 30m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise.
- 28- 06 m, barre du calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise clair riche en fossile (bryozoaires, huîtres) (PL.03, Fig.05, 06).
- 29- 0,5 m, calcaire phosphaté à grains fins de couleur beige.
- 30- 15 m, banc du calcaire bioclastique à grains fins de couleur beige riche en débris de bivalves, avec la présence des traces des terriers au sommet.
- 31- 12 m, bancs du calcaire bioclastique à grains moyens intercalé par des joints marneux dépourvus des fossiles.
- 32- 10 m, calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise riche en bivalves, huîtres et gastéropodes à surface durcie (PL.03, Fig.07).
- 33- 04 m, barre du calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise claire.
- 34- 0,5 m, intervalle de marne carbonatée de couleur vertemoin riche en oursins.
- 35- 0,1 m, banc du calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise à bryozoaires.
- 36- 0,1 m, intervalle de marne verte riche en gastéropodes et oursins.
- 37- 02 m, banc du calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise riche en oursins et bryozoaire.
- 38- 07 m, des bancs du calcaire bioclastique à grains moyens de couleur beige d'épaisseur centimétrique.
- 39- 06 m, banc du calcaire bioclastique à grains fins de couleur grise avec des traces des huîtres.
- 40- 01 m, intervalle de marne verte dépourvus des fossiles.
- 41- 0,7 m, calcaire phosphaté bioclastique à grains moyens de couleur beige à rudistes (PL.03, Fig.08).

I-2- La coupe de Tahanennt :

La deuxième région qui nous avons traité dans ce chapitre est située au Sud Est de Batna uniquement 12 km à l'E de la ville de Ain Touta (village de Bni Fedhala), elle se caractérise par des terrains d'âge crétacé supérieur, la coupe est d'une épaisseur totale d'environ 175 m (**Fig. 36**). et se limite par les coordonnées géographiques suivantes :

Lat = N035°20'18" , N035°20'09"

Long = E006°00'59", E006°01'06"

Nous intéressent ici à l'intervalle Santonien pour faire de corrélation régionale avec celle qui se trouve dans l'Aurès.

Le point de départ se trouve au voisinage de l'école primaire de ZIYAN Ahmed-Tahanennt ; la coupe est orienté N-S, et se caractérise par les successions suivantes (Fig. 32):

- 42- 01 m, banc du calcaire phosphaté à silex à grains moyens et de couleur brun, avec de traces des inocérâmes (PL04, Fig.01, 02).
- 43- Calcaire en plaquette intercalé par des marnes verte à oursins et huitres (PL04, Fig.03), la base est ferrugineuse à bioclastes (PL04, Fig.04), et se marqué par des structures entrecroisés, à inocérâmes (PL04, Fig.05) ; d'une épaisseur de 06 m.
- 44- 20 cm, calcaire lumachellique riche en huitres de petites tailles (PL04, Fig.06).
- 45- 04 m, calcaire phosphaté à grains fins et de couleur grise, à structures entrecroisés, à inocérâmes, elle est caractérisé au sommet par une surface durcie (PL04, Fig.07, 08, 09).
- 46- 02 m, intervalle de marne verte riche en huitres s'achève par un banc du calcaire lumachellique au sommet.
- 47- 03 bancs des gypses fibreux (PL04, Fig.10), dont l'épaisseur devient plus grande au sommet (03ème banc), d'une épaisseur de 04 m.
- 48- 02 m, banc du calcaire lumachellique à surface bioturbé (PL04, Fig.11), intercalé par des marnes vertes à huitres et gastéropodes.
- 49- 27 m, Intervalle de marne verte riche en huitres, gastéropodes, et oursins (PL04, Fig.12).
- 50- 1,5 m, calcaire en plaquette se caractérise par des rides de courant (PL04, Fig.13).
- 51- 30 m, intervalle de marne verte riche en huitres, oursins, et bivalves intercalé par des bancs du calcaire en plaquettes d'épaisseur centimétriques devient très épaisses au toit de l'intervalle.

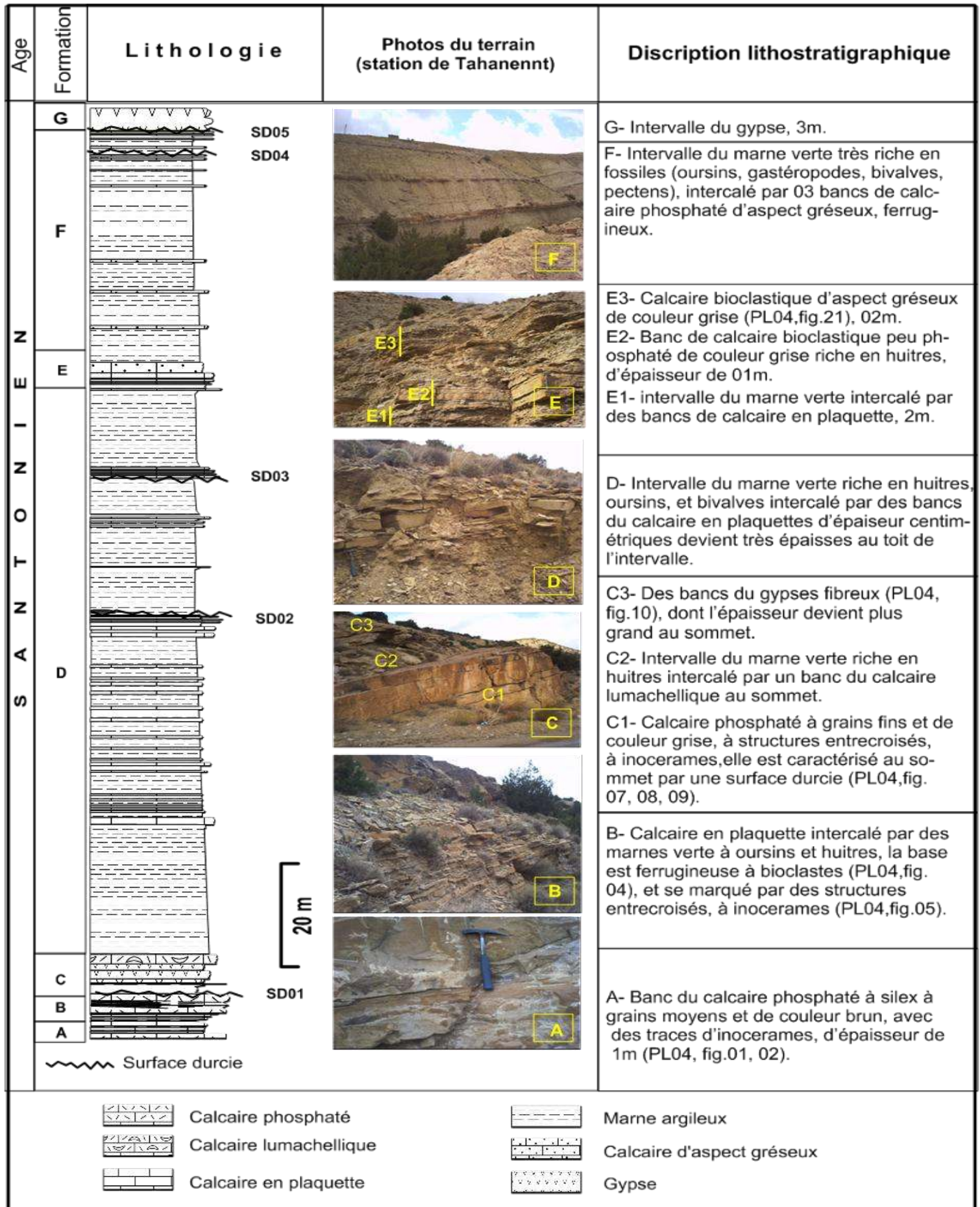


Fig. 36: Colonne lithostratigraphique représente l'intervalle Santonien au niveau de la région du Tahanentt.

- 52- 02 m, intervalle de marne verte riche en oursins de petites tailles et des gastéropodes (PL04, Fig.14), intercalée par deux bancs du calcaire bioclastique d'aspect noduleux.
- 53- 20 cm, calcaire lumachellique caractérisé par une surface durcie (PL04, Fig.15).
- 54- 10 m, intervalle de marne verte riche en fossiles (oursins, gastéropodes, huitres) à nodules du calcaire a la base (PL04, Fig.16).
- 55- 20 cm, calcaire lumachellique à glauconie, se caractérise par une surface durcie (PL04, Fig.17).
- 56- 10 m, intervalle de marne verte très riche en fossiles (oursins, gastéropodes, bivalves, et huitres) intercalée par deux bancs de calcaire lumachellique riche en huitres.
- 57- 30 cm, calcaire en plaquette perforé à huitres (PL04, Fig.18).
- 58- 07 m, intervalle de marne verte riche en oursins, et gastéropodes.
- 59- 50 cm, banc de calcaire phosphaté à grains moyens et de couleur grise, à surface durcie.
- 60- 04 bancs de calcaire en plaquette de couleur brun à surface ondulée, bioturbée ; riche en inocérames (PL04, Fig.19, 20), d'épaisseur centimétrique.
- 61- 15 m, intervalle de marne verte riche en oursins, gastéropodes, se caractérise au toit de l'intervalle par un banc de calcaire oolitique à grains moyens et de couleur grise et d'épaisseur de 20 cm.
- 62- 02 m, intervalle de marne verte intercalé par des bancs de calcaire en plaquette.
- 63- 01 m, banc de calcaire bioclastique peu phosphaté de couleur grise riche en huitres.
- 64- 02 m, calcaire siliceux de couleur grise (PL04, Fig.21).
- 65- 20 m, intervalle de marne verte très riche en fossiles (oursins, gastéropodes, bivalves, pectens), intercalé par 03 bancs de calcaire phosphaté siliceux, ferrugineux.
- 66- 25 m, intervalle de marne verte à oursins intercalé par des bancs de calcaire bioclastique à grains grossiers, ferrugineux, à huitres, inocérâmes ; et se termine par des bancs de calcaire en plaquette à inocérames, à surface durcie.
- 67- 03 m, intervalle de gypse.

Dans la partie inférieure de la coupe, nous avons pris des photos illustrées les différents faciès lithologiques, se représentant dans le schéma au-dessous (**Fig. 37**).

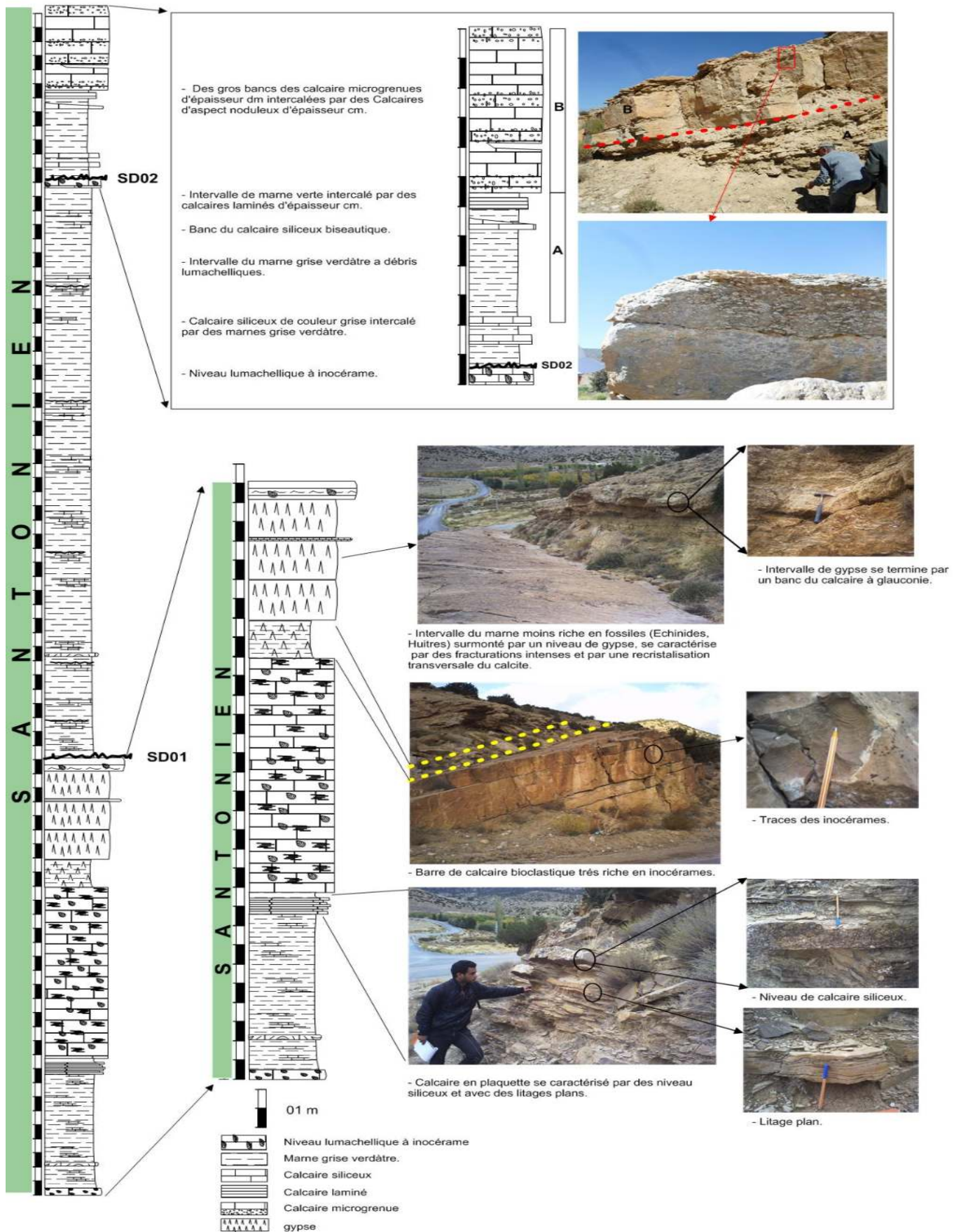


Fig. 37 : Coupe lithostratigraphique dans l'intervalle santonien au niveau de Tahanentt (Bni Fedhala).

II- LE CADRE SEDIMENTAIRE

Du Sénonien (Santonien à Maastrichtien) est couramment constituée de dépôts d'environnement marin très peu profond et confiné. Les dépôts évaporitiques, en particulier gypseux, y sont fréquents. On peut décrire et séparer les éléments suivants dans le Crétacé supérieur de la région des El Kantara: (i) une série marneuse inférieure couleur grisâtre, jaunâtre par effet de l'altération à l'affleurement, (ii) des interbanes calcaires, par endroits marneux, avec localement des silicifications et (iii) une série marneuse supérieure, verte, avec parfois des niveaux marno-calcaires.

Le Sénonien, dans son ensemble, est décrit comme étant très peu fossilifère. Les quelques faunes qu'on a pu y retrouver n'apportent guère de précision d'ordre stratigraphique. Elles indiquent seulement qu'il s'agirait, a priori, d'un milieu peu profond.

II-1. Notions générales sur la sédimentologie :

A- Méthodologie :

- **Travaux de terrain:**

Les travaux de terrain consistent à représenter et à définir les différentes unités lithologiques en levant des coupes géologiques et en récoltant des échantillons, qui sont positionnés, orientés, numérotés et décrits. Une description macroscopique préliminaire est faite sur terrain.

B- Caractérisation des environnements de dépôts

La définition des environnements de dépôt est nécessaire à l'interprétation des séquences d'environnement et à celle des cortèges sédimentaires liés à l'eustatisme. L'analyse des cycles eustatiques suppose au préalable la caractérisation des principaux faciès et de leur environnement de dépôt.

On commencera par donner un bref aperçu des critères de définition des environnements.

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

1) Les critères biologiques

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

- * *La présence d'organismes.*

- * *Les rapports de fréquence de groupes d'organismes:* De nombreuses biocénoses sont caractérisées par quelques taxons dont les fréquences de répartition sont interreliées.

* *La richesse et la diversité spécifique*: La richesse spécifique correspond au nombre d'espèces présentes dans un échantillon ou un gisement, et la diversité spécifique prend en compte, en plus, l'abondance relative des espèces, les unes par rapport aux autres, quantifiées par divers indices utilisés en biologie.

2) Les critères lithologiques et stratonomique (Fig. 38)

*** La nature du sédiment**

Fonds indurés, sableux ou vaseux, calcaires, marnes, silts, évaporites, phosphates, glauconie, etc... Elle permet de situer le type d'environnement sédimentaire et les facteurs généraux, essentiellement physico-chimiques qui le contrôlent et qui sont propres à chaque type de sédiment (Herkat, 1997).

*** La disposition des couches et leur géométrie**

- La stratonomie varie en fonction des environnements : bancs massifs dans la zone infralittorale ; alternances de bancs minces dans la zone circalittorale ; absence de stratifications dans les zones de récifs vrais, etc....

- La géométrie continue, lenticulaire ou chenalisée des bancs est également significative des types d'environnements.

*** La présence de structures sédimentaires**

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

*** Le type de séquences**

A l'échelle élémentaire, au 1er ordre, et parfois au 2ème ordre, les séquences peuvent être caractéristiques des environnements : exemples : séquences carbonatées intertidales, de cordon littoral de talus d'accrétion, de baie en voie de confinement etc... (DELFAUD, 1977 - PURSER, 1983- WALKER, 1984).

3) Les critères pétrographiques (d'après GALL, 1976).

*** La nature des constituants**

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

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

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

* Les textures diagénétiques

La cristallinité et la disposition des ciments, ainsi que leur chronologie amènent d'utiles renseignements sur les environnements de dépôt par l'interprétation de la diagenèse précoce (LONGMAN, 1980).

	CARACTERES DE L'ENVIRONNEMENT	LE SEDIMENT	LES FOSSILES
SALINITE	milieu marin	minéraux : glauconite, berthiérine géochimie des argiles : bore 100 ppm roches : fréquence des carbonates	faune aténohaline peuplements diversifiés
	milieu saumâtre ou hyperhalin	minéraux : évaporites	faune euryhaline peuplements appauvris
	milieu dulcicole	géochimie des argiles : bore 100 ppm environnement fluvial : courants unimodaux	faune et flore d'eau douce
BATHYMETRIE	eaux profondes	dépôts fins de décantation turbidites	plancton - organismes carnivores - traces de nutrition
	eaux peu profondes	dépôts grossiers (sables, oolites ...) rides d'oscillation, cupules en croissant, structure madrée, stratification oblique arquée	végétaux chlorophylliens - organismes herbivores traces de logement, traces de repos, pistes de locomotion (vertébrés tétrapodes, oiseaux ...)
	zone intertidale	fréquence de la dolomite grès de plages, texture fenestrée, fentes de dessiccation, paléocourants bimodaux	édifices algaires (stromatolithes) organismes fixés ou endobiontes (terriers verticaux ou obliques)
	domaine exondé	paléosols - fentes de dessiccation	faunes et flores terrestres pontes - racine in situ
TURBULENCE DES EAUX	eaux agitées	grains arrondis - ciment de sparite granoclassement - figures d'érosion et figures de courant - litage oblique	organismes suspensivores formes massives fossiles désarticulés, usés, triés, orientés
	eaux calmes	argile - micrite litage horizontale	organismes détritivores pelotes fécales formes ramifiées fossiles bien conservés
OXYGENATION DES EAUX	milieu oxygéné	minéraux : oxydes ferriques fréquences des couleurs rouges	benthos et endofaune abondants
	milieu anaérobie	minéraux : pyrite, sidérite matière organique peu dégradée	benthos et endofaune absents fossiles bien conservés
TEMPERATURE	climat chaud	sur le continent : altérations intenses milieu aquatique : fréquence des sédiments calcaires et des évaporites	coquilles calcaires épaisses formations récifales
	climat froid	érosion glaciaire et phénomènes périglaciaires	coquilles calcaires minces fréquence des organismes siliceux
SUBSTRATUM	induré	surfaces minéralisées	organismes perforantes et encroûtants
	meuble		organismes fouisseurs
TAUX DE SEDIMENTATION	élevé		fossiles disposés obliquement par rapport au litage - son état de conservation des organismes
	faible	surfaces durcies	fossiles altérés

Fig. 38 : Tableau représente des principaux critères d'environnement. D'après Gall 1986.

C- Les discontinuités régionales

L'expression sédimentaire des discontinuités liées aux cycles eustatiques est essentiellement variable en fonction des domaines de dépôt et s'exprime tantôt par des niveaux subémersifs, tantôt par des lacunes de sédimentation enfin parfois, le plus souvent par des variations brusques des milieux de sédimentation accompagnant la phase d'abaissement du niveau marin (Herkat, 1991).

L'approche privilégiée ici est d'analyser les manifestations de chaque discontinuité dans le domaine paléogéographique mis en évidence.

- Les types de discontinuités

*** Les discontinuités de régression ou de transgression**

Ce sont des surfaces le long desquelles il y a une manifestation d'érosion aérienne (et sous-marine dans certaines aires) ou d'exposition subaérienne avec une lacune de sédimentation marquée (POSAMENTIER et al. 1988).

WALKER (1984) observe que durant les transgressions marines d'une surface subaérienne, les manifestations d'une exposition subaérienne sont normalement remaniées par l'érosion des vagues sur la côte. Il s'ensuit une surface transgressive d'érosion ou surface de ravinement.

Durant les phases de chute du niveau marin, les surfaces d'érosion se développent à l'air libre derrière la côte et sous l'eau à l'avant de la côte, du fait de l'action des vagues. La surface sous-marine est appelée surface régressive d'érosion.

Ces surfaces transgressives et régressives d'érosion peuvent être distinguées par leur morphologie et les faciès qui les encadrent.

*** Les surfaces d'inondation marine**

Une surface d'inondation marine traduit un changement abrupt de la profondeur de part et d'autre des couches qu'elle sépare.

Ces surfaces constituent les limites naturelles des paraséquences. Celles-ci sont regroupées en ensembles de paraséquences qui constituent des empilements organisés selon des modèles distincts. Ces successions de paraséquences sont peu décrites dans les études de stratigraphie séquentielle.

*** Les surfaces de transgression maximum**

Lors de la remontée du niveau marin, la sédimentation terrigène s'infléchit car une grande partie des sédiments grossiers reste confinée à la plaine alluviale.

A la stabilisation du niveau marin, les sédiments peuvent de nouveau s'avancer vers la mer en downlap, sur la surface de dépôt correspondant à la sédimentation ralentie qui s'était établie précédemment.

Cette surface est appelée surface de maximum transgressif et elle sépare les sédiments qui s'étaient déposés durant la phase de transgression de ceux de l'étape suivante qui marque une régression.

Cette surface correspond à un horizon condensé d'accumulation de faunes et souvent souligné par des niveaux de glauconie ou de phosphates (Herkat, 1999).

D – Les surfaces durcies

La lithification marine précoce a affecté les calcaires, généralement bioclastiques, des différentes formations de la série étudiée. Cette lithification a été observée au Dj. Metlili (El Kantara), et au Dj. Tahanent (BniFedhala).

Les surfaces durcies seront étudiées en détail dans les Marno-calcaires d'El Kantara (coupes Chemin de fer). D'après leur extension géographique, on distingue d'une part des surfaces durcies locales et d'autre part des surfaces d'extension régionale.

D.1 - Localisation des surfaces durcies

Les séquences carbonatées étudiées sont généralement organisées en séquences kliepfeliennes : les séquences wackestone à packstone à base marneuse. Dans ces séquences carbonates d'énergie faible à modérée, de type wackestone-packstone, seule la partie tout à fait terminale est durcie. Ainsi, pour des séquences de 1 à 8 m d'épaisseur, seuls les 5 à 15 cm supérieurs sont lithifiés.

Ce type de séquence est toujours surmonté par des séquences d'énergie très faible : marne, calcaire argileux laminaire, calcaire fin stratifié ou bien calcaire noduleux argileux.

D.2 - Analyse des surfaces durcies régionales

D.2.1 - Caractérisation

Elles sont rencontrées surtout dans les calcaires au niveau de chemin de fer. Ces surfaces terminent généralement la mésoséquence kliepfelienne et marquent une rupture de sédimentation, car elles séparent tantôt les calcaires bioclastiques d'énergie modérée à forte au-dessous des calcaires argileux laminaires ou d'aspect noduleux d'énergie faible au-dessus.

D.2.2 - Changement progressif de la texture sédimentaire

Les derniers centimètres (5 à 10 cm) de sédiments situés immédiatement sous la surface durcie sont le plus souvent des packstones, le reste du banc étant à texture wackestone. Cette transformation d'un wackestone en packstone vers la surface indiquerait soit une légère augmentation de l'énergie du milieu, soit une période de sédimentation plus

lente antérieure a la lithification permettant la colonisation du fond par des organismes. La présence de plusieurs cavités de bioturbation provoquées par des organismes fouisseurs milite plutôt en faveur de la dernière hypothèse (Yahiaoui, 1990).

D.2.3 - Perforations (PL 05, Fig.01)

Certaines surfaces d'extension régionale montrent des perforations de forme régulière, a limites nettes ; le plus souvent, elles sont de type pyriforme, plus rarement cylindrique. En section transversale, les perforations sont caractérisées par un contour circulaire de 0,02 a 2,5 cm de diamètre. Elles ont été remplies soit par la matrice micritique a microdébris bioclastiques, souvent échinodermiques, soit par un matériel dolomitisé(cristaux rhomboédriques (100-150 µm)) puis dédolomitisé. Leur profondeur maximale atteint 5 cm pour les cas observés. Elles ont probablement été creusées par des bivalves Autophages. A cote de ces perforations, on observe des traces de terriers (bioturbations de taille et de forme très variées). La forme la plus répandue est tubulaire de 1 a 3 mm de diamètre, sa profondeur peut atteindre 4 cm. Ces bioturbations sont souvent dolomitisés. Sur le terrain, on constate l'existence de terriers de 10 a 15 cm situés immédiatement au-dessous de la surface durcie.

D.2.5 - Bioturbation et dolomitisation (PL 05, Fig.02)

La bioturbation augmente considérablement dans les derniers centimètres qui précèdent la surface terminale indurée ; elle est généralement accompagnée de dolomitisation des bioturbats. Les terriers se présentent sous forme de cavités irrégulières de 2 a 3 mm de profondeur; les éléments figurés situés aux bords de ces cavités ne sont pas tronqués comme dans le cas des perforations. Leur remplissage est micritique, a rares éléments bioclastiques souvent dolomitisés. La bioturbation introduit une différence de porosité entre la matrice et la partie bioturbée par les organismes fouisseurs et limivores (Morrow 1973 ; Elmi 1978). La diagenèse affecte alors plus rapidement le bioturbats plus poreux que la matrice et aboutit a la formation de dolomies au détriment d'un matériel micritique.

D.2.6 - Ciments

Les ciments responsables du durcissement synsédimentaires consistent le plus souvent en ciments fibreux isopaques, ciments syntaxiques et ciments micritiques. Quant aux ciments granulaires observés dans certains facies associés aux surfaces durcies, ils sont peut-être intervenus postérieurement a la compaction sous l'influence d'eaux douces (Yahiaoui, 1990).

D.2.6.1- Ciments fibreux isopaques = ciments palissadiques de Purser (1975) = ciments 111 (Humbert, 1976).

Ce type de ciment est représenté par des cristaux calcitiques, orientés plus ou moins perpendiculairement a la bordure de l'élément sur lequel il se développent La taille des

cristaux varie de 15 a 40 μm . Elles forment un lisère régulier autour des particules (bioclastes, pelletoides). Ce ciment est connu et décrit dans les sédiments récents ou actuels par plusieurs auteurs (Schroeder 1974 ; Shinn 1969, 1975 ; Evamy 1969 ; Friedman 1973 ; Bathurst 1971; Longman 1980 ; Purser 1975, 1980). D'après Purser (1980), il se forme par précipitation directe dans le milieu marin et non a partir d'une eau interstitielle modifiée; aussi, sa répartition régulière autour des éléments indique-t-elle un milieu phréatique saturé en eau. La précipitation des ciments fibreux peut être réalisée dans le milieu marin d'énergie modérée a condition que la sédimentation soit régulière et très lente (Shinn 1969). Les cristaux de ciment fibreux isopaque peuvent être, a l'origine, en calcite magnésienne ou en aragonite (Purser 1975).

D.2.6.2 - Ciments syntaxiques = ciment type 6/1 (Humbert 1976) (PL 05, Fig.03)

Ce type de ciment est de loin le plus commun ; il s'est développe autour de débris d'échinodermes, en continuité du réseau optique. Il est caractérisé par la taille relativement grande des cristaux calcitiques (taille parfois supérieure a 1 mm); il peut même englober quelques éléments (ciment poecilitique). La présence d'une enveloppe micritique de 20 a 30 μm d'épaisseur autour de débris échinodermiques n'a pas inhibé la croissance syntaxique. Il est a noter que dans la surface durcie de la Formation des Calcaires supérieurs de la coupe (Chemin de fer) le ciment syntaxique se développe fréquemment a la face inférieure des débris échinodermiques. Ce phénomène peut être du a l'effet d'ombrelle. Le vide primaire, conservé sous le débris d'échinoderme, va servir a l'accroissement du ciment syntaxique intervenu tardivement et est systématiquement postérieur a la compaction mécanique du sédiment. Ce type de ciment est très abondant dans les facies bioclastiques.

D.2.6.3 - Ciments micritiques

Il est difficile a distinguer de la matrice micritique, néanmoins il est représenté par une couche irrégulière (lisère) autour de certains éléments figurés, mais il peut aussi tapisser des cavités. Son épaisseur ne dépasse pas 50 μm . Il diffère de la couche micritique, qui habituellement fait partie des éléments, par sa couleur claire a nuances brunâtres. Dans les facies étudiés il est très rare, car la boue micritique très développée empêche la formation de celui-ci. La lithification des surfaces durcies est due a la cimentation par la matrice micritique qui est la plus répandue dans tous les facies. Actuellement le ciment micritique est très vraisemblablement constitué de calcite non magnésienne, alors qu'a l'origine il s'agissait de calcite magnésienne (Alexandersson 1972; Longman 1980).

D.2.6.4 - Ciments granulaires (blocky calcite).(PL 05, Fig.04)

Ce type de ciment est formé par des grands cristaux limpides subautomorphes ou xenomorphes dont la taille atteint parfois 2 mm. Certains cristaux ont une limite rectiligne avec des macles polysynthétiques bien développées, d'autres ont une limite irrégulière. Le développement de ce type de ciment dans l'espace intergranulaire, ou à l'intérieur des bioclastes dissous, ne montre pas une augmentation vers le centre. La formation de calcite granulaire est postérieure à la formation des enveloppes micritiques, à celle aussi de la dissolution des bioclastes et elle est peut-être contemporaine ou postérieure à la compaction mécanique. La présence de ciment granulaire est le plus souvent interprétée dans les milieux actuels comme un indice de fraction d'eau douce active ou d'eau mixte (Hally, 1984), plus rarement comme le résultat d'une circulation d'eau marine (Fliigel, 1982).

D.2.6.5 - Ciment radiaxial

Il est représenté par des cristaux sparitiques à extinction ondulante et à clivage courbe, tapissant le toit des cavités irrégulières d'origine organique. La partie initiale de la frange est constituée de microcristaux avec des inclusions, donnant une teinte brun clair.

D'après Kendal et al. (1973), la calcite radiaxiale peut résulter de la recristallisation ou du remplacement d'un ciment fibro-aragonitique précoce. Cette interprétation est confirmée par la présence de ciment fibreux laminaire adjacent.

D.2.6.6 - Ciment microstalactitique

Ce type de ciment a été observé dans les mêmes cavités que le ciment radiaxiale. Il est représenté par des cristaux dont la taille ne dépasse pas 30 μm , disposés perpendiculairement au substrat avec une tendance lamellaire ou palissadique. Ces cristaux formés de couches ou lamines alternent avec des lamines micritiques d'environ 10 μm d'épaisseur et ondulées (revêtements stalactitiques de Purser 1969, 1975). Ces deux derniers types de ciment se rencontrent uniquement dans la formation des Calcaires bioclastiques de la coupe du Chemin de fer (El Kantara), ou ils sont associés à des faciès intertidaux à supratidaux. La formation de ce type de ciment peut être attribuée à la diagenèse tardive subaérienne (télogénèse) actuelle car il recoupe les fissures tardives.

D.2.7 - Minéralisation des surfaces durcies

La plupart des surfaces d'extension régionale ou locale sont couvertes d'une mince croûte ferrugineuse sous la forme d'amas de limonite. En lame mince, on observe que la matrice et certains éléments sont plus ou moins ferruginisés. L'intensité de la ferruginisation augmente considérablement vers le sommet. Il est à noter que certaines surfaces durcies comportent de la glauconie ; elle se présente sous la forme de grains diffus (= 100 μm) ou

bien elle épigenèse les réseaux de débris bioclastiques (bryozoaires, échinodermes). La glauconitisation est étroitement liée au ralentissement de la sédimentation ou même à son arrêt.

D.2.8 - Origine des surfaces durcies

Les observations de terrain et de laboratoire indiquent que les surfaces durcies d'extension régionale se sont formées en milieu marin intertidal très peu profond, car on observe des indices d'émersions (ciment vadose, et évaporites). De plus, les sédiments qui recouvrent directement les surfaces durcies sont des marnes à oursins ou des calcaires argileux lamines (mudstone à wackestone) de milieu de faible énergie; parfois même, ces calcaires renferment des faunes du milieu marin ouvert comme les ammonites. La disposition régulière des ciments responsables du durcissement indique une origine phréatique et leur forme est comparable à celle des ciments de la lithification sous-marine actuelle dans le Golfe persique (Purser 1980). Il est possible que le mécanisme de formation des surfaces durcies du Santonien-Maastrichtien ait été caractérisé par un taux de sédimentation plus lent et que le contact de ces sédiments avec des eaux marines, pendant de longues périodes, ait engendré des fonds lithifiés d'une manière comparable à ce qui existe pour les sédiments marins récents.

II-2. L'outil séquentiel

L'analyse séquentielle est une méthode d'étude, dont l'objectif est de définir les unités sédimentaires limitées par des surfaces ou des discontinuités, qui correspond à des certaines variations contrôlées au cours du temps géologique par trois facteurs.

- 1- Les mouvements eustatiques (variation du niveau marin).
- 2- Les mouvements tectoniques (tel que: La subsidence).
- 3- Le flux sédimentaire (apports sédimentaires).

La notion de séquence qui analyse les unités sédimentaires en tenant compte de leur liens sur une même verticale nécessite l'examen des divers composants de chaque roche: Ciment, élément détritique, texture, organismes,...etc. (Rey, 1992).

Généralement, les séquences sont délimitées par des discontinuités qui traduisent un changement environnemental brutal. Selon les différentes séquences observées, on peut distinguer les discontinuités suivantes: Surface bioturbée, surface durcie, rupture ou changement brutal de sédimentation et zone de remaniement.

Cette méthode est représentée un outil permettant d'analyser et quantifier les modalités de remplissage des bassins sédimentaires.

II-2-1. Quelques définitions de base

1- La séquence lithologique

C'est une succession évolutive univoque de termes lithologiques liés, verticale ou horizontale, montrant des limites naturelles. Elle correspond à l'enchaînement (une suite) vertical des faciès se terminant par une discontinuité naturelle.

2- Le cycle sédimentaire

Succession progressive des termes lithologiques comportant un retour au terme initial.

3- La séquence positive ou négative

C'est une séquence lithologique présentant une évolution nette de l'énergie de mise en place au moment du dépôt.

4- La séquence positive

Comporte des grains grossiers à la base, fins au sommet, des textures jointives à la base, flottantes au sommet; c'est l'inverse pour la séquence négative.

5- La séquence génétique

Elle est définie comme unité élémentaire d'un dépôt sédimentaire et c'est le plus petit cycle de variation du milieu de sédimentation.

6- La séquence transgressive ou régressive

Succession évolutive des termes lithologiques traduisant verticalement une transgression ou régression.

7- La série naturelle

Elle est une suite des faciès rencontrés sur le terrain, reconstitués dans l'ordre originel de leur situation dans l'aire de sédimentation. (Kazi-Tani, 1986).

8- La limite de séquence

Elle correspond au maximum de la chute rapide du niveau marin, cette limite se traduit par une surface d'érosion soit dans le domaine continental soit dans le domaine marin plus distal, elle est marquée par une superposition brusque des faciès peu profonds sur les plus profonds.

II-2-2. Les types des séquences

1- Les séquences élémentaires

Sont les petites séquences de dépôt corrélables à l'échelle d'un bassin sédimentaire; leur épaisseur est comprise entre (01 et 10m). Ce sont les briques élémentaires de la stratigraphie.

2- La mésoséquence ou rythme

La succession des séquences élémentaires ci-dessus forme des mésoséquences ou rythmes d'épaisseur variée (10 à 30m). Elles se terminent souvent par des limites stratigraphiques, surfaces bioturbées, ferruginisées et perforées.

3- La mégaséquences

Sont les séquences les plus épaisses, composés de plusieurs mésoséquences, leurs épaisseur atteindre centaines mètres limitées par une discordance angulaire.

II-2-3. L'Ordre Séquentiel (Typologie et rapport entre les ordres séquentiels et les phénomènes géologiques)

Si la typologie scalaire des séquences sédimentaires est donnée par Delfaud (1977) où il associe à l'échelle des séquences celles des discontinuités et à chaque ordre les différents types de phénomènes géologiques engendrant la mise en place des corps sédimentaires avec :

- **Séquence d'ordre 0** : séquence unité de MANGIN(1964). Millimétrique, elle correspond à des feuillets d'écoulement, des rythmes climatiques ; elle est matérialisée par des laminites ;

- **Séquence d'ordre 01**: elle est représentée par le banc.

Cette séquence élémentaire ainsi que la séquence unité dépendent uniquement de phénomènes sédimentaires mécaniques, hydromécaniques ou géochimiques.

- **Séquence d'ordre 02**: Elle est constituée de X bancs et forme un membre.

Il s'agit du comblement d'une unité topographique.

- **Séquence d'ordre 03**: Plusieurs membres sont regroupés en formation. Il y a alors progradation des nappes sédimentaires.

Les séquences de 2^{ème} et 3^{ème} ordre (séquences majeures) enregistrent une évolution paléogéographique.

- **Séquence d'ordre 04** : C'est une mégaformation. Le type de phénomènes associés à cet ordre est essentiellement dû à l'eustatisme.

- **Séquence d'ordre 05**: L'association de plusieurs mégaformations donne un groupe. La tectonique et l'eustatisme commandent les évolutions à cet ordre 5.

Les séquences 04 et 05 sont des mégaséquences.

- **Séquence d'ordre 06**: Le mégagroupe correspondant est régi principalement par la tectonique.

- **Séquence d'ordre 07**: Elle équivaut à un cycle orogénique ; c'est un mégasystème. Les séquences d'ordre 6 et 7 relèvent d'évènements globaux.

Cependant, les observations faites sur les affleurements, les diagraphies et les diagrammes sismiques dans diverses parties du monde ont montré l'existence de quatre types principaux de séquences (ou cycles) emboîtés (Vail, 1977). Elles sont, du plus long au plus court : les cycles dits d'empiètement continental (1^{er} ordre : durée supérieure ou égale à 200 Ma), les cycles transgressifs – régressifs (2^{ème} ordre : durée comprise entre 10 et 100 Ma), les séquences de dépôts (3^{ème} ordre : d'une durée inférieure à 03 Ma) et les cycles de 4^{ème} et 5^{ème} ordres ou paraséquences (Tabl. 04).

Ordre	Epaisseur (m)	Type de phénomènes	Discontinuité	Unités lithostratigraphiques	Cycle de VAIL	Durée
1	0.2 – 2	Mécanisme simple Hydromécanique et/ou géochimique	Diasthème	Banc		?
2	5 – 50	Comblement d'une unité topographique	Joint	Membre		200 000 – 400 000 ans
3	20 – 250	Progradation de nappes sédimentaires	Surface durcie	Formation	Paracycle d'ordre 4	1 – 3 Ma
4	200 – 800	Eustatisme Saccade de subsidence	Surface négative	Mégaformation	Cycle d'ordre 3	4 – 7 Ma
5	600 – 2000	Tectonique – Eustatisme	Discontinuité cartographique	Groupe	Supercycle d'ordre 2	15 – 20 Ma
6	103 – 104	Tectonique	Discontinuité angulaire	Mégagroupe ou système	Mégacycle 1er ordre	40 – 60 Ma
7		Cycle orogénique	Discontinuité majeure	Mégasystème ou drame		200 – 300 Ma

Tabl n° 04: Parallélisme établi entre discontinuités, échelle séquentielle et eustatique

(J. DELFAUD, 1986).

II-2-4. Le découpage séquentiel de la série du Sénonien de flanc méridional de Dj Metlili

a) La mégaséquence I du Santonien

La mégaséquence I est composée de 03 séquences IA, IB et IC (Fig. 39).

* Séquence IA

Elle comprend les deux mésoséquences A1 et A2 :

* *Mésoséquence A1* : un ensemble inférieur marneux (50 m) : c'est une succession essentiellement marneuse admettant des intercalations des gypses métriques et de calcaires à glauconie. Le 3^{ème} niveau gypseux surmonté par un banc calcaire (cm) très riche en glauconie. Les marnes comportent des échinides, qui soulignent l'évolution régressive et la tendance au confinement vers la fin de la séquence.

* *Mésoséquence A2* : des marnes vertes, qui comportent des intercalations de bancs calcaires de 50 cm d'épaisseur. Ces niveaux carbonatés sont tantôt oolitiques ou graveleux,

tantôt bioclastiques et renferment des coquilles de petits inocérames, avec l'apparition de gypse à la base et au sommet de cette séquence.

* Séquence IB

Elle est constituée de 2 mésoséquences B1 et B2.

* *Mésoséquence B1* : elle débute par des marnes à petites *Ostrea*, plicatules et oursins. 05 m au-dessus de la base de cette séquence apparaît des calcaires en plaquettes à rides de courant. Au-dessus vient un ensemble de marnes à ostracodes épais de 07m. Ces marnes renferment également des échinides.

Vers le haut de la séquence, des bancs des calcaires siliceux à inocérâmes d'épaisseur totale d'environ 12 m.

* *Mésoséquence B2* : c'est une séquence épaisse de 100 m environ, constituée essentiellement de marnes intercalées par des calcaires en plaquettes à rides de courant avec des petits bancs lumachellique au sein de la séquence et s'achevant par un banc calcaire ferrugineux à nodule du silex, et à débris de valves d'ostreïdés, prismes d'inocérames, oursins. Ce banc est légèrement dolomitique.

* Séquence IC

La séquence est composée de 2 mésoséquences :

* *Mésoséquence C1*: elle comprend 2 ensembles successifs :

- un ensemble supérieur marneuse (10 m) : il est constitué essentiellement de marne verte à *Ostréa* et s'achevant par des bancs calcaires bioclastiques plus épais de 07 m.

* *Mésoséquence C2* : épaisse de 12 m, elle comprend plusieurs ensembles :

- à la base des marnes à échinides, bivalves, en alternance avec des bancs calcaires bioturbés. Il leur succède des marnes à plicatules admettant quelques passées de bancs calcaires à inocérâmes ou graveleux bioturbés,

- au-dessus, viennent des marnes à échinides, lamellibranches (plicatules) et gastéropodes. Elles admettent de nombreuses intercalations de calcaires rogneux à débris d'inocérames et d'oursins,

- au sommet se développe un ensemble essentiellement carbonaté. Il est constitué de calcaires à inocérames très abondants. Les bancs comportent des rides et mégarides de courant. Des bioturbations et plusieurs surfaces durcies apparaissent au toit de ces bancs.

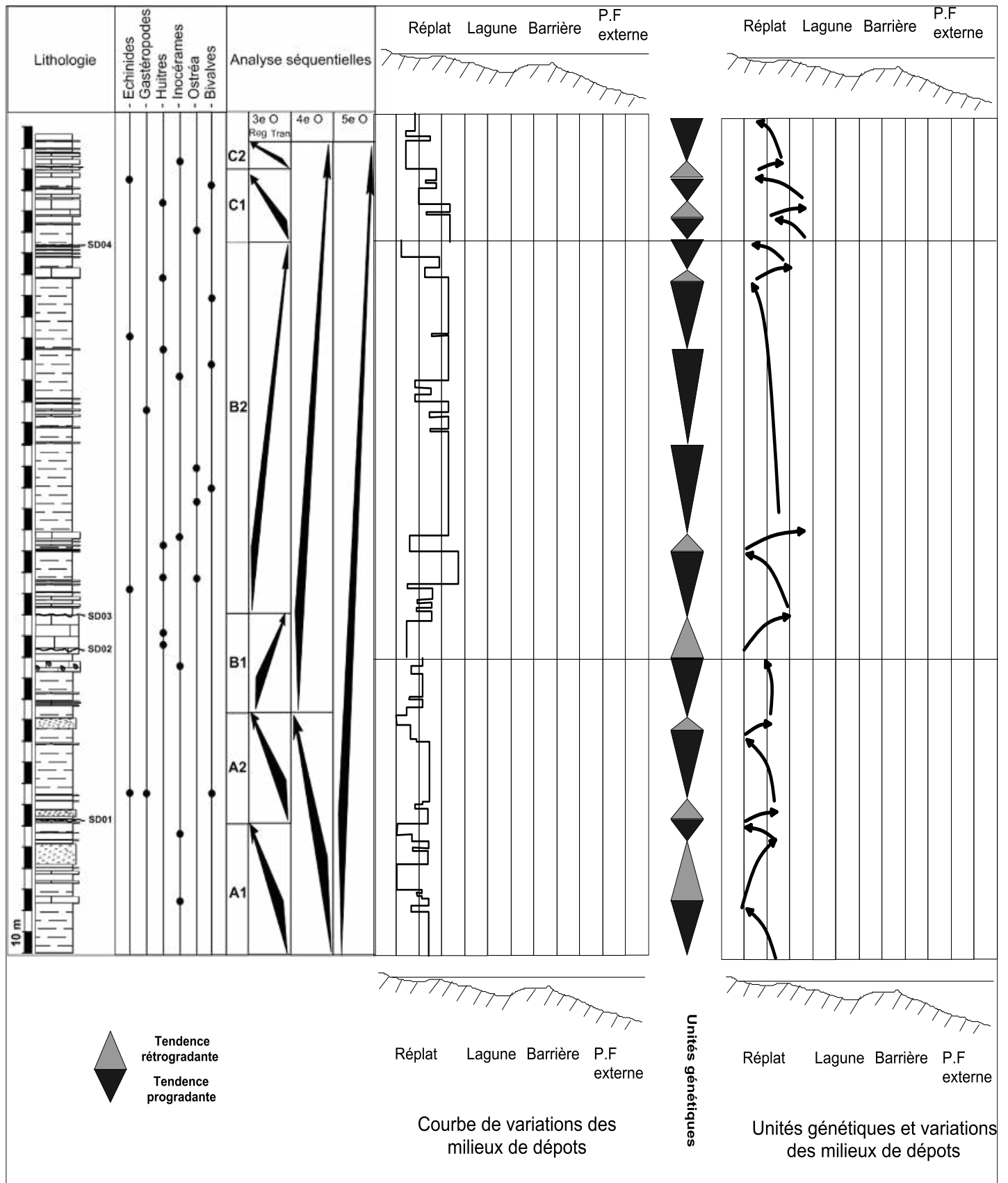


Fig. 39: Découpage en unités génétiques, milieux de dépôts et empilement vertical de la série santonienne (coupe chemin de fer) au niveau d'el Kantara.

b) La mégaséquence II du Campanien-Maastrichtien (Fig. 40)

La mégaséquence II du Campanien-Maastrichtien intègre 03 séquences, IIA et IIB qui correspondent au Campanien et IIC équivalente au Maastrichtien (d'après Herkat, 2000).

*** La séquence IIA**

Elle comprend 2 mésoséquences :

* *Mésoséquence A1* (80 m) : elle se subdivise en 4 rythmes marno-calcaires qui sont constitués de la succession suivante :

- marnes grises à rares débris d'ostreïdés,
- marnes à nodules calcaires renfermant des échinides et de rares *Ostréa*,
- calcaires à rares *Ostréa* et plicatules.

Le dernier rythme s'achève par un gros banc calcaire à débris d'*Ostréa* comprenant à la base une lumachelle à *Ostréa*, et surmonté par une surface perforée.

* *Mésoséquence A2* (90 m) : elle est également formée de rythmes marno-calcaires qui débutent par des marnes grises à échinides et plicatules et s'achèvent par des calcaires à débris de valves d'ostreïdés, les derniers niveaux carbonatés de la séquence sont intensément bioturbés.

*** La séquence IIB**

Elle se compose de rythmes marno-calcaires constitués de marnes jaunes ou grises à échinides, bivalves, plicatules et gastéropodes, en alternance avec des bancs de calcaires bioclastiques à débris de lamellibranches. Les derniers termes de la séquence sont représentés par des bancs calcaires bioclastiques à débris de lamellibranches et de bryozoaires. Ces bancs sont encore bioturbés.

*** La séquence IIC**

Elle se subdivise en 3 mésoséquences :

68- *Mésoséquence C1* (110 m) : Elle est caractérisée par deux rythmes qui sont :

le premier évoluée depuis des calcaires bioclastiques à Echinidés, Huitres; à la base est peu phosphaté intercalé par des marnes à Gastéropodes et Oursins, elle s'achève par des calcaires riche en bivalves et à surface bioturbé.

Vers le sommet, l'épaisseur du banc augmente progressivement, atteint 12 m, se termine par un banc du calcaire bioclastique riche en débris des bivalves, avec la présence des traces des terriers au toit du banc.

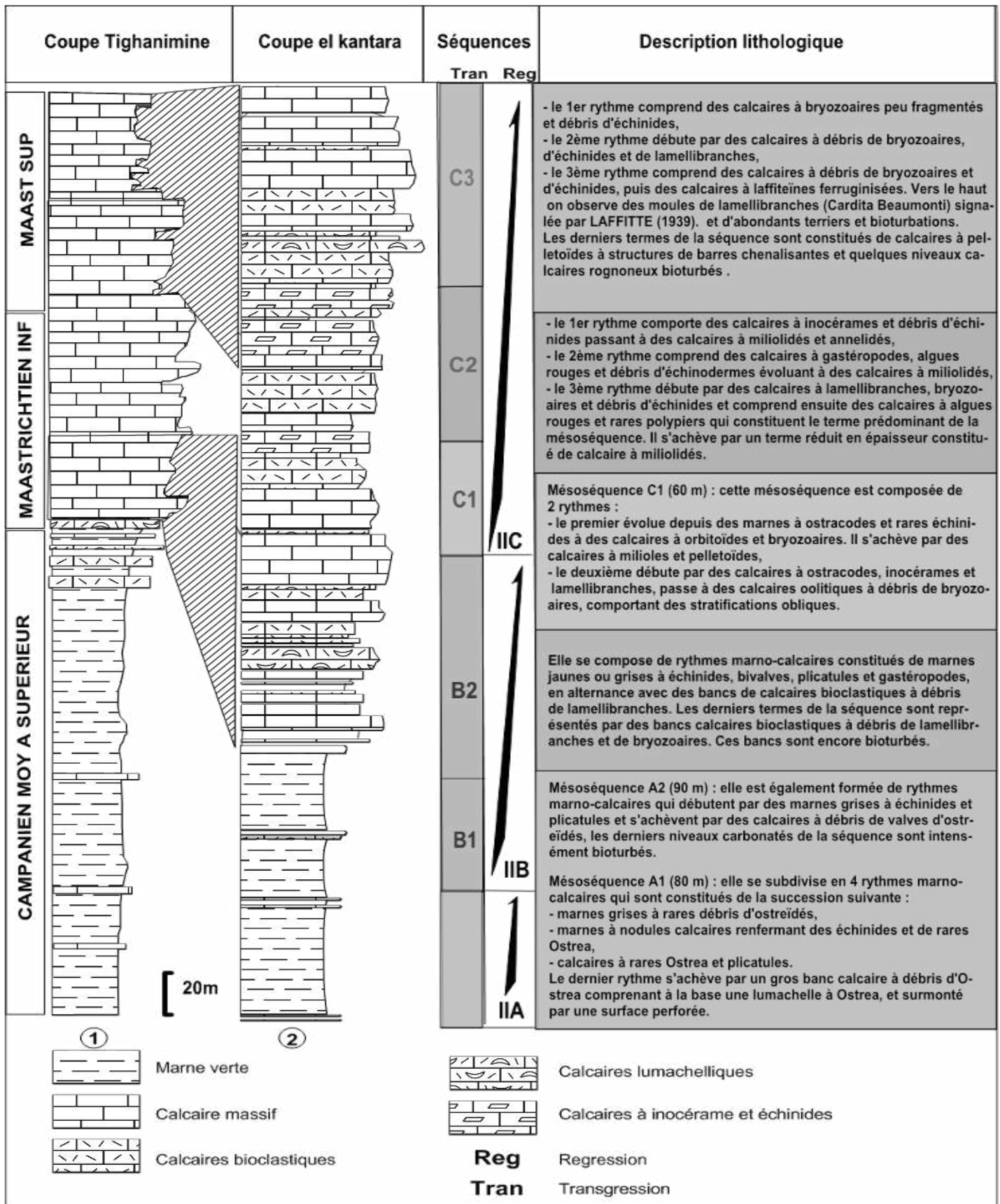


Fig. 40. Coupe synthétique dans la région des Aurès (el kantara, Tighanimine) représentant l'intervalle Campanien-Maastrichtien avec une corrélation régionale à travers l'intervalle Maastrichtien.

- 1- Coupe lithostratigraphique de Tighanimine d'après Herkat, 2000.
- 2- Coupe lithostratigraphique de la région d'El Kantara.

Le deuxième débute par des calcaires phosphatées à grains fins, surmontées par une barre du calcaire bioclastique riche en bryzoaire et huitres, aussi, elle comprend des calcaires stratifiés, constituent le terme prédominant de la mésoséquence, dont l'épaisseur atteint 65 m intercalées parfois par des bancs du calcaires bioclastiques à bivalves et huitres, vers le sommet l'épaisseur du calcaires stratifiées deviennent plus grand (40 m) riche en inocérâmes à surface bioturbé.

69- *Mésoséquence C 02* : Elle est composée de 3 rythmes :

Rythme 01 : Elle comporte des calcaires bioclastiques à grains grossiers, d'épaisseur atteint 38 m, dépourvus des fossiles et se termine par un banc calcaire riche en débris des lumachelles, vers le sommet, les traces des terriers sont fréquents.

Rythme 02 : Dans cet rythme se développe des calcaires bioclastiques à débris des bivalves, à surface bioturbée, puis on a des calcaires phosphatées lithifiées à grains fins d'épaisseur de 14 m.

Rythme 03(35 m): au niveau de cet rythme s'installe des calcaires bioclastiques à grain moyens, elles sont dépourvus des fossiles, au-dessus, ces calcaires deviennent plus riche en (Gastéropodes, Coraux, et Bivalves) ; le toit se marqué par la présence des inocérâmes de moyennes tailles et gastéropodes de petites tailles, et d'abondants terriers et bioturbations.

70- *Mésoséquence C 03* :

Elle se débute par des calcaires massifs à grain fins intercalées par un joint marneux (0.1 m) qui est dépourvu des fossiles, se succède par des calcaires bioclastiques à grains grossiers deviennent stratifiées au sommet (30 m), on distingue dans les 05 m au-delà l'apparition des Rudistes, et la taille des grains devient très fins.

Au-delà, se développe des calcaires bioclastiques lithifiées qui sont très riche en bivalves, bryozoaires, gastéropodes, et débris des lumachelles, à surface fracturé et bioturbée.

II-3 Faciès et modèles de faciès

II-3-1. Introduction

L'objectif de cette étude est de définir le cadre paléogéographique, paléotectonique précis, au sein duquel se mettent en place les nombreuses discontinuités de la série santonienne d'El Kantara (chemin de fer). Ceci passe par la caractérisation des différents faciès sédimentaires, leur interprétation en termes de milieux de dépôts et leur intégration à un modèle de faciès.

II-3-2. Les faciès sédimentaires

Le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et des traces fossiles, observables en macroscopie. Ces informations sont complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

Il est classique de diviser les environnements de plates-formes en trois zones verticales, sub-, inter- et supratidale, reposant sur le coefficient d'exondation (qui est très souvent mal connu). Il en résulte qu'une seule zone est individualisée au-dessous du niveau des basses mers. Une alternative est fournie par la zonation basée sur la position par rapport à la ligne de rivage (« shore »). Enfin, la zonation bionomique, définie par les biologistes (Pérès, 1961 ; Pérès & Picard, 1961), fondée sur l'étagement vertical des peuplements benthiques marins, permet un découpage plus fin, en cinq zones pour le seul domaine phytal (caractérisé par la pénétration des rayons lumineux permettant la vie des végétaux). L'ensemble des termes utilisés est présenté (**Figure 41**).

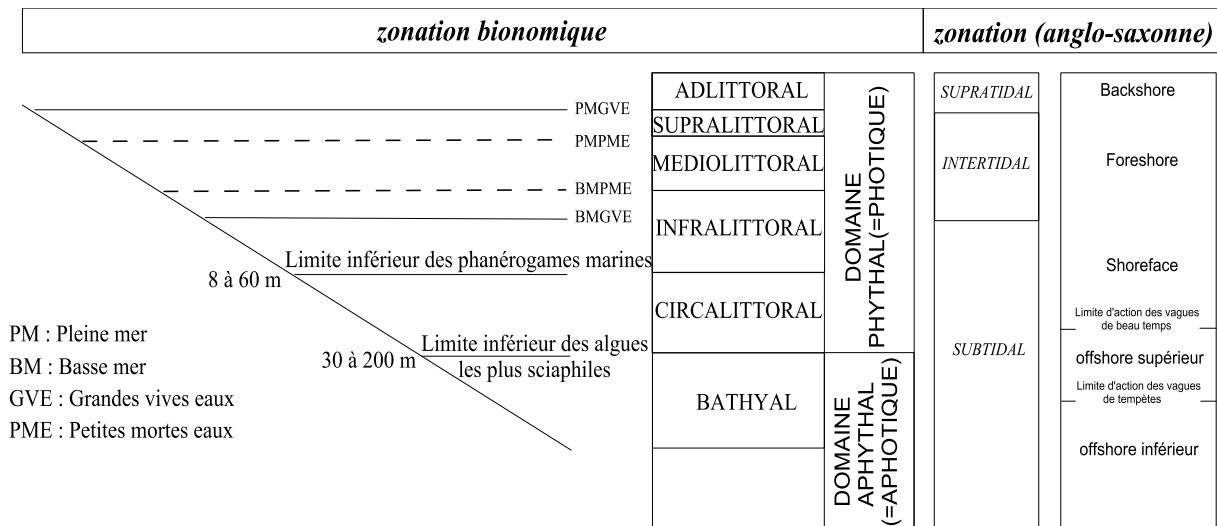
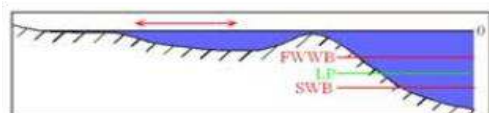


Figure 41 : Zonation verticale des fonds marins (d’après Pérès, 1961). Cette zonation est principalement fonction de l’éclairement et de l’exondation. Correspondance avec le découpage anglo-saxon reposant sur le coefficient d’exondation.

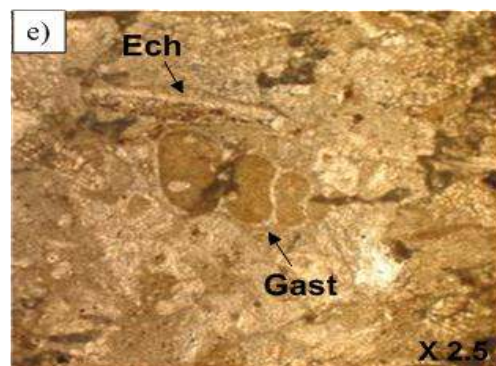
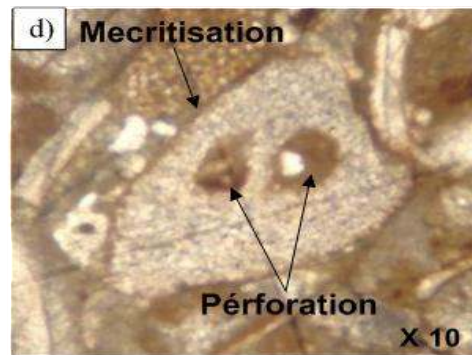
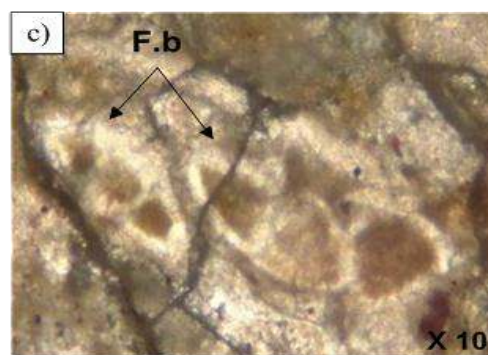
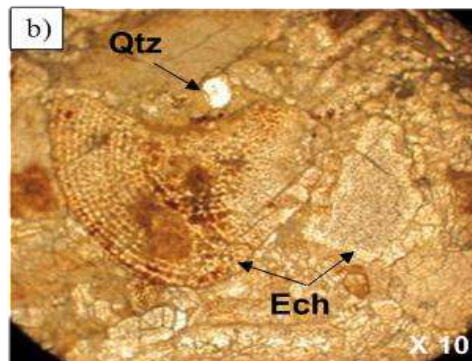
Chaque faciès fait l’objet d’une fiche descriptive détaillée (Faciès 01,08) donnant l’ensemble de ses caractéristiques macro et microscopiques, une interprétation en terme de milieux de dépôts et une localisation du faciès sur un log de référence.

Faciès 01

Packstone Bio-microsparitique à Echinidèrme



Lagune interne



Ech : Echinides
F.b : Foraminifère benthique
Qtz : Quartz
Gast : Gastéropodes

Macrofaciès

banc du calcaire phosphaté à grains moyens de couleur grise à filon du silex (photo a), d'épaisseur de 1.8 à 2 m à stratifications entrecroisées, et une accumulation des organismes qui sont parallèle à la stratification caractérisent le toit du banc.

Microfaciès

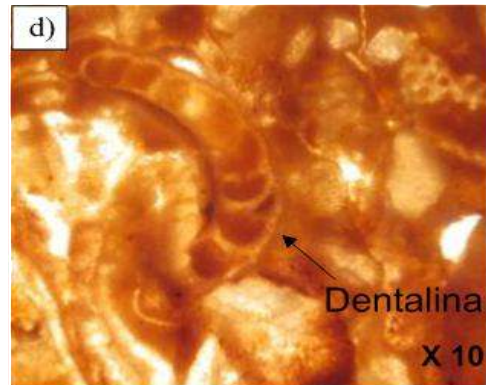
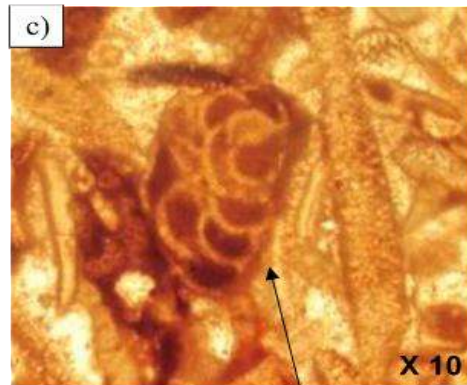
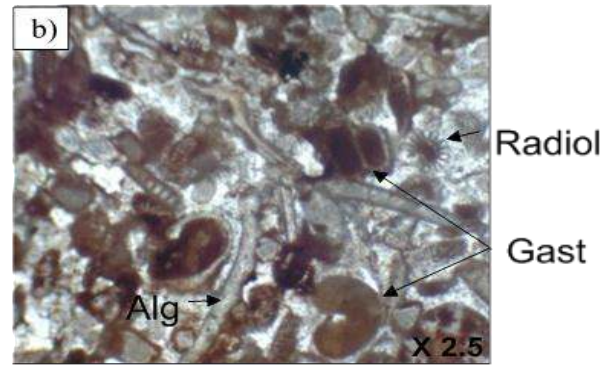
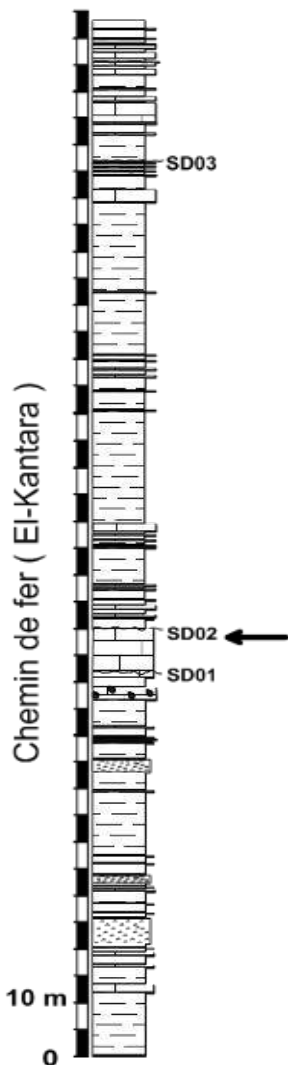
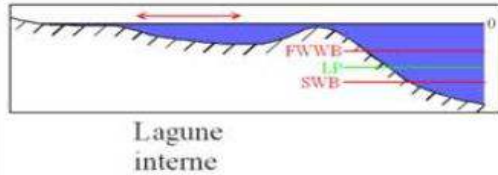
Il s'agit d'un microfaciès sable bioclastique à ciment microsparitique, à texture packstone. Les éléments figurés sont représentés par des échinodermes (photo b), parfois silicifiés, des gastéropodes (photo e), des débris de lamellibranches et aussi quelques foraminifères benthiques (photo c), on remarque la présence de quartz (photo b). Ces éléments sont présentés sous une forme arrondi à sub-arrondi, la moitié sont brisés et fissurés.

Interprétation

La texture packstone et le ciment microsparitique, indiquent que le milieu est agité. Généralement, les sables bioclastique sont des sédiments de plage présentée dans les plates-formes internes. ce faciès caractérise le milieu intertidal à subtidal.

Faciès 02

Bio-sparite à Echinidèrme



F. Benthique entortillé :
Glomospira

Gast : Gastéropodes
Alg : Algues
S.e : Structure entcroisée

Macrofaciès

1 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur grise clair (photo a) très riche en fossiles (Gastéropodes, Inocérâmes), se marqué par la présence d'accumulation des lumachelles, avec des joints stylolithiques parallèle à la stratification.

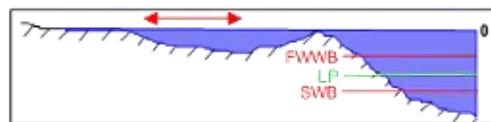
Microfaciès

La texture est grainstone à un ciment sparitique à syntaxique. Les bioclastes sont essentiellement des échinodermes, des gastéropodes, des débris d'inocérâmes, des algues (photo b) et des foraminifères benthiques : (benthique entortillé : Glomospira (photo c), Dentalina (photo d). La taille des éléments est généralement moyenne à une forme arrondi et allongé.

la micritisation et la compaction sont Les phénomènes les plus réponsus dans ce faciès. Au niveau d'affleurement le toit présente une surface riche en terrier.

Interprétation

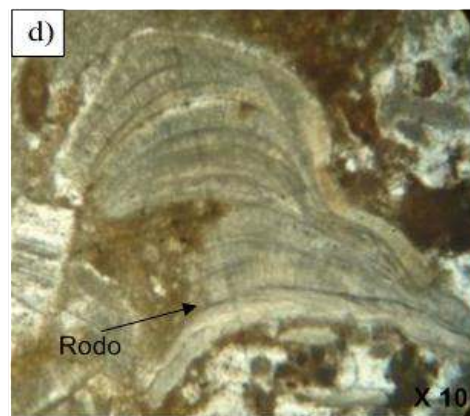
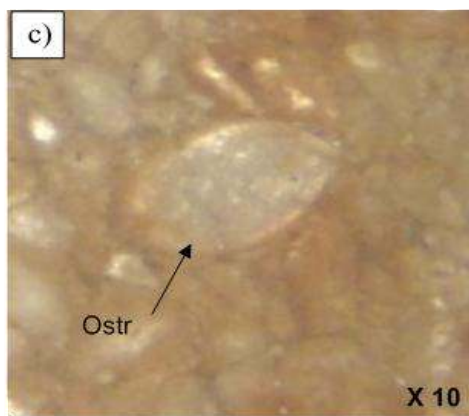
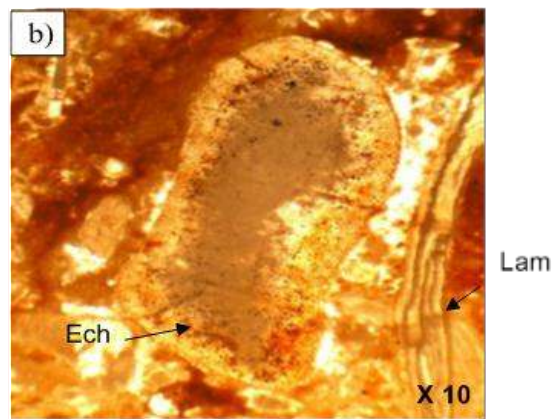
Le caractère grainstone et le ciment sparitique, témoignent d'un milieu agité. Milieu de plate-forme interne (intertidal à subtidal), ce dernier est confirmé par la variété des bioclastes. Se caractérise par des organismes fouisseurs (les terriers) qui sont des indicateurs d'un arrêt de sédimentation.



Lagune interne

Faciès 03

Bio-microsparite à Inocérâmes, Echinides et Phosphate



Ech: Echinides
Lam: Lamellibranches
Huit: Huitres
Ostr: Ostracodes
Rodo: Rodophytes

Macrofaciès

0,5 m, banc de calcaire bioclastique à grains fins de couleur brun à surface ondulée, très riche en fossiles (Huitres, Gastéropodes).

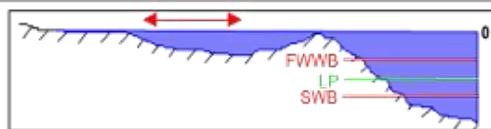
Microfaciès

La texture est packstone. à mauvaise classement, avec un ciment microsparitique. Les éléments figurés sont essentiellement des échinodermes et lamellibranches (photo b), Ostracodes (photo c), rodophytes (photo d). On note la présence de quartz (10%) avec une forme sub-arrondie et des pelletes phosphaté.

Les phénomènes diagénetiques sont la dissolution, la micritisation, la silicification, l'oxydation et la bioturbation.

Interprétation

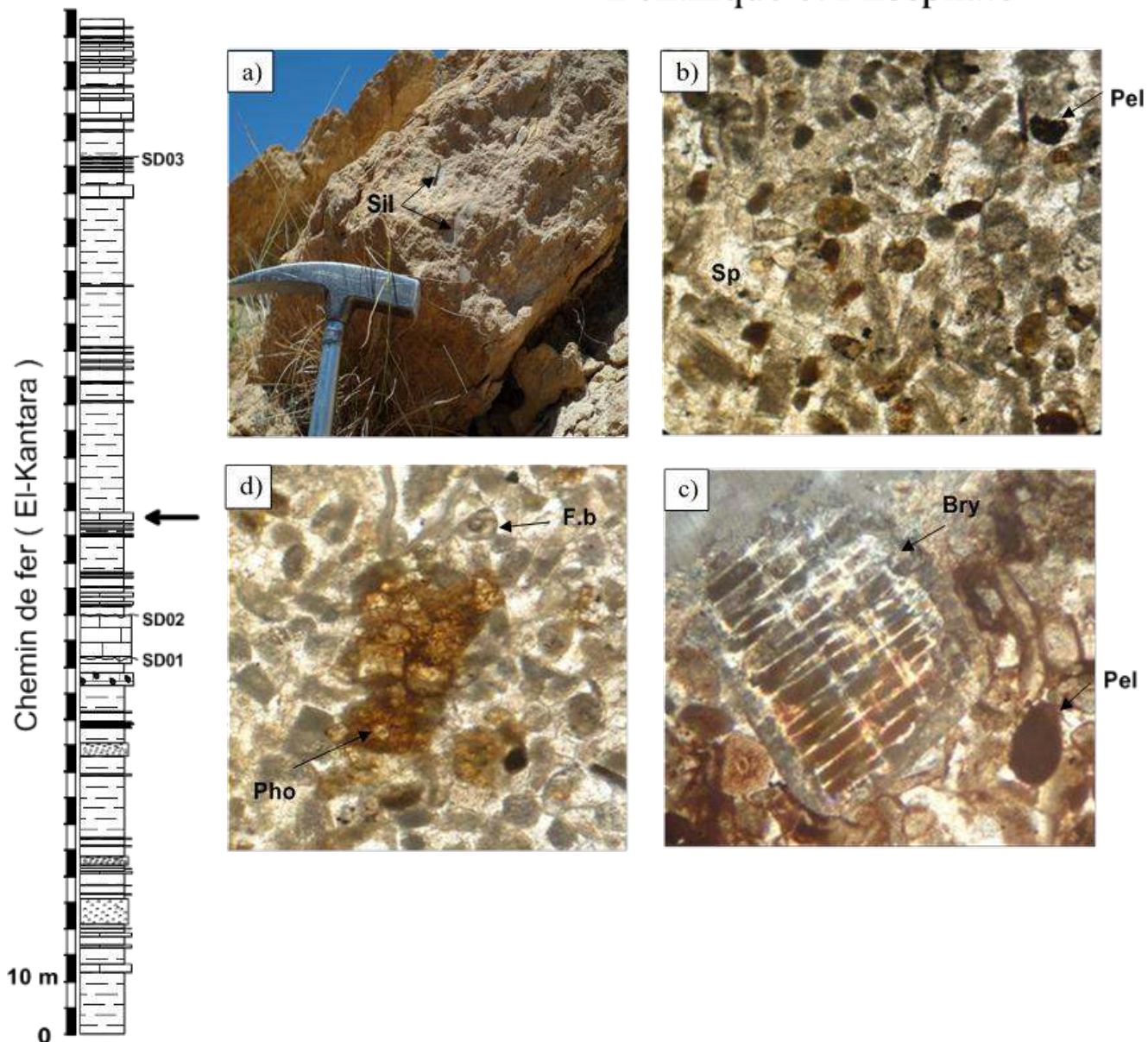
La texture packstone est liée à un milieu relativement agité. Les phénomènes diagénetiques dans ce microfaciès indique un arrêt du sédimentation (Hard-ground). La variété des bioclastes et les phénomènes diagénetiques signifiées un milieu intertidal à subtidal.



Lagune interne

Faciès 04

Pelbio-sparite à Foraminifère Benthique et Phosphate



Macrofaciès

0,3 m, calcaire bioclastique à grains moyens de couleur brun à surface bioturbée caractérisé par des nodules du silex (photo a), avec des traces des terriers au sommet .

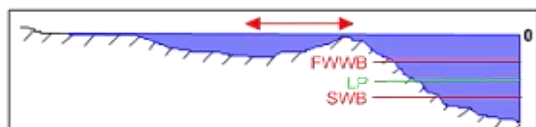
Microfaciès

C'est un sable bioclastique grainstone à phosphate, les éléments figurés sont mal classés à une forme arrondie, de taille moyenne. Ces éléments sont jointifs par un ciment sparitique. Ils sont représentés essentiellement par des pellets (photo b, d), des foraminifères benthiques (Gvelinellidae (photo c)), des débris d'inocérâmes, des lamellibranches, des algues, des bryozoaires. avec la présence de quartz (10%) avec une forme sub- arrondie.

Les phénomènes diagénétiques marqué par la compaction, la ferruginisation, et la dissolution.

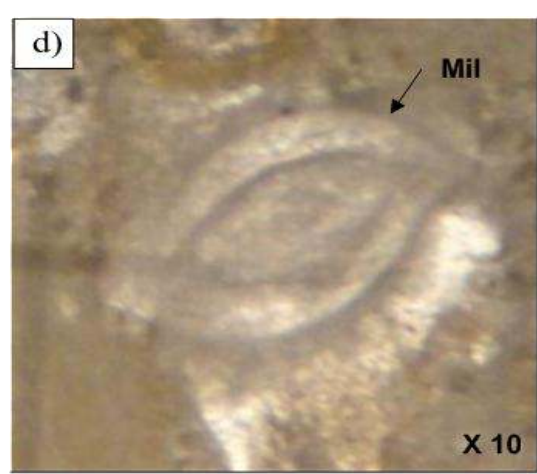
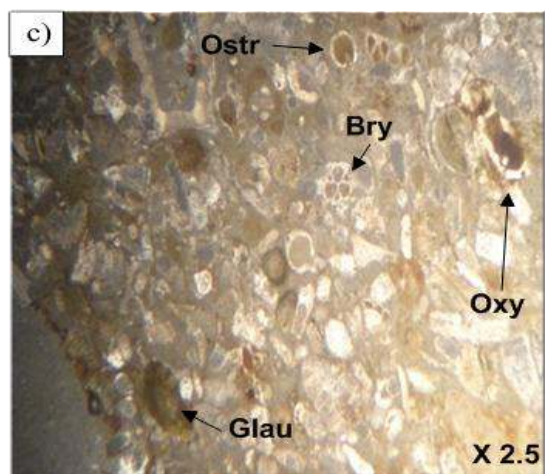
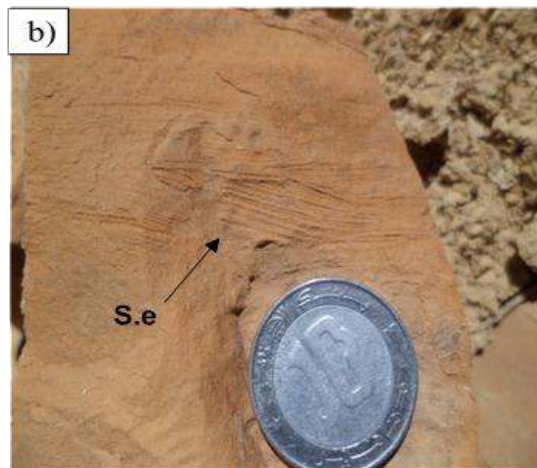
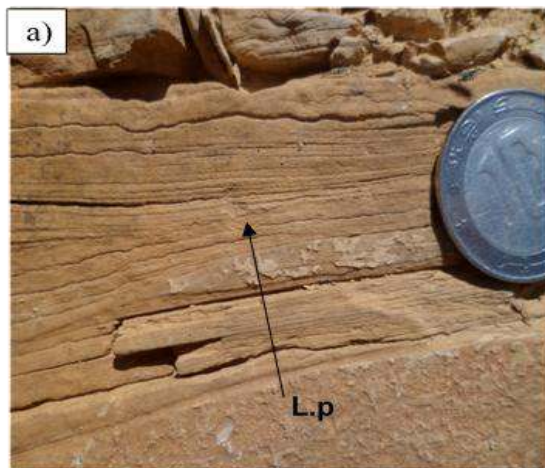
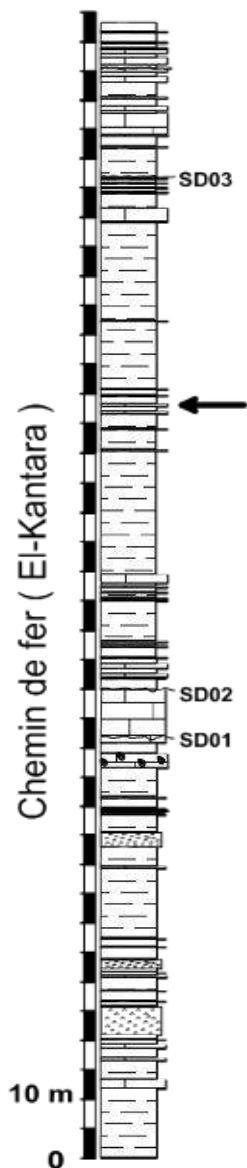
Interprétation

Le ciment sparitique, les Pilet, le phosphate, et la texture grainstone, indique un milieu agité. Généralement les sables bioclastique sont des sables de plage présentée dans les plates-formes internes intertidal à subtidal.

Lagune
externe

Faciès 05

Calcaire en plaquette à rides des courant



L.p : Litage plan
S.e : Structure entrecroisée
Ostr : Ostracode
Bry : Bryzoaire
Glau : Glauconie
Mil : Miliole

Macrofaciès

Calcaire en plaquettes à rides de courant, d'épaisseur centimétrique à grains fins de couleur brun à sections d'Inocérame, intercalé par des marnes jaunâtres, le premier banc à surface perforé, se caractérise par des litages plans (photo a) et des structures entrecroisées (photo b).

Microfaciès

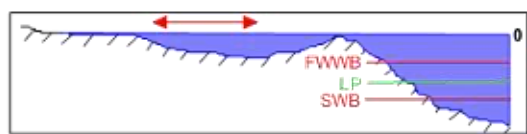
Ce faciès est très riche en bioclastes et débris divers. Le contenu faunistique de ce faciès est très varié : ostracodes, bryzoaire (photo c), Miliole (photo d), se caractérise par l'apparition de la glauconie et l'oxydation.

Interprétation

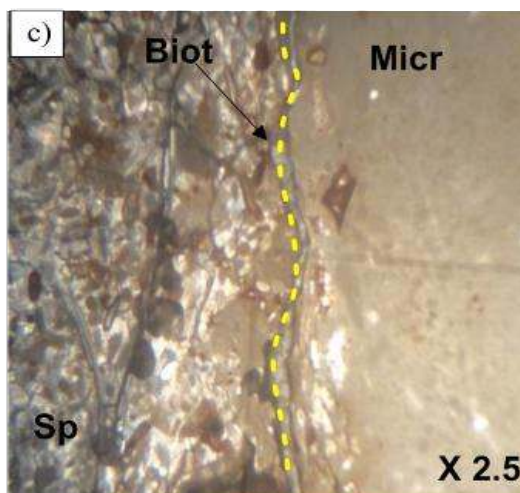
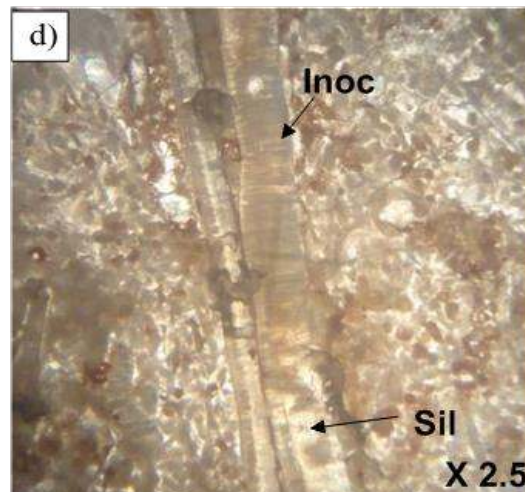
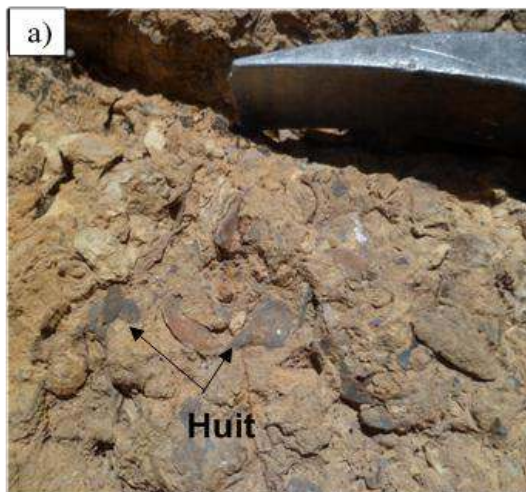
la présence des ostracodes tente à indiquer des conditions restreintes de lagon-laguneou d'arrière barrière. De plus, les rides des courant, indiqueraient d'une dynamique tidale et donc d'une bathymétrie faible, ce faciès a donc été interprété comme un faciès de passe de marée entre les dune hydraulique qui composent la barrière. Cette zone serait ainsi soumise aux différents influences de lalagune et de domaine marin franc (zone semi-restreinte).

Faciès 06

Bio-sparite à Inocérâmes



Lagune interne



- Huit : Huitre
- Inoc : Inocérâmes
- Sil : Silicification
- Sp : Sparite
- Micr : Micrite
- Biot : Bioturbation



Macrofaciès

Banc de calcaire argileux à grains fins à moyens (photo a), caractérisé par des lumachelles au toit du bancs riche en huitres, bivalves et gastéropodes, la base est argileux et le sommet est peu dolomitisé.

Microfaciès

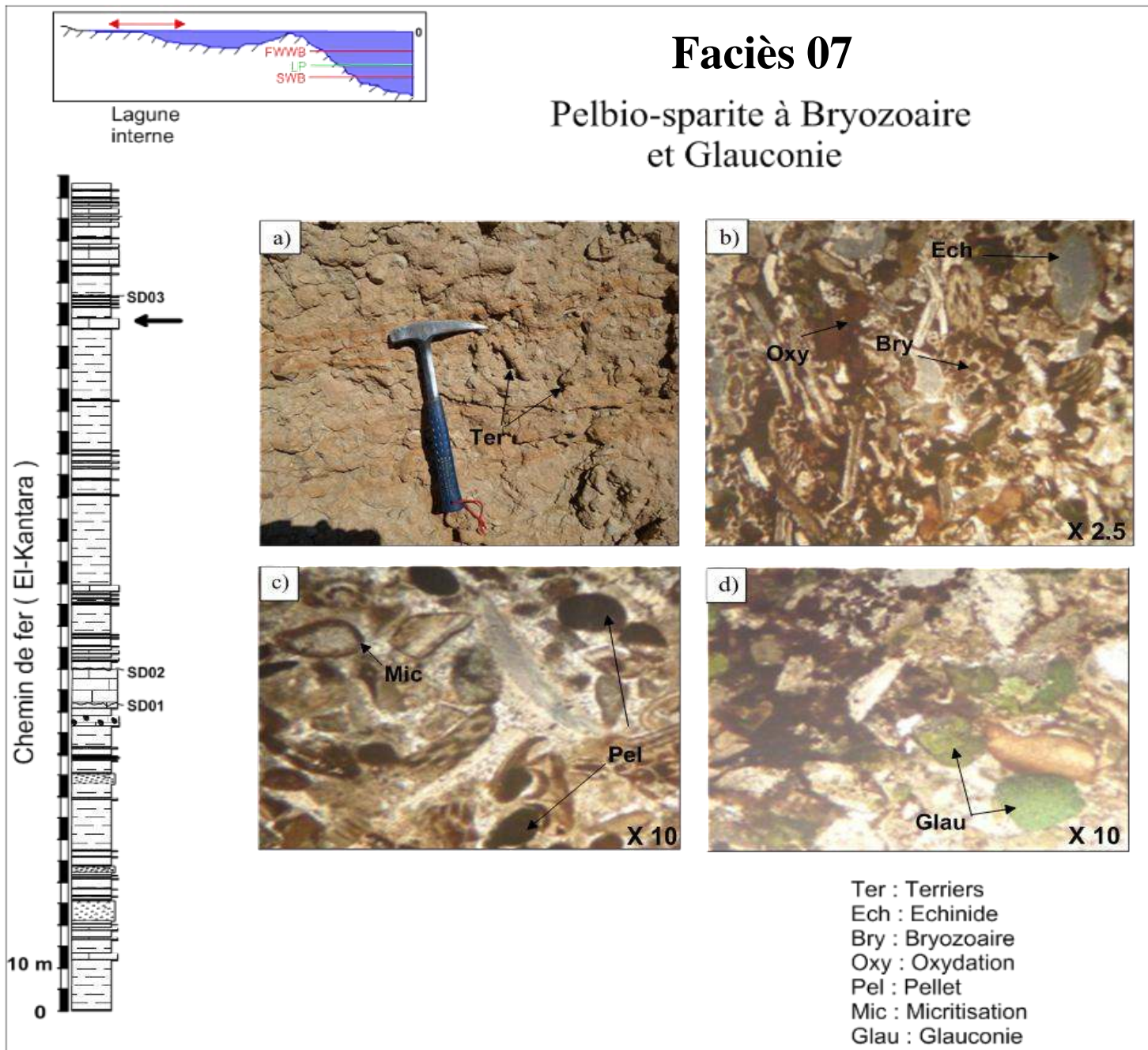
Il s'agit d'un microfaciès à texture grainstone (sable bioclastique), se représenté par des inocérâmes (photo b), des lamelibranches et des échinides. à mauvaise classement. Les éléments sont généralement arrondi à sub-arrondi et de taille moyen. se caractérise par la présence de la dissolution, la bioturbation et la ferruginisation (photo c).

Interprétation

L'abondance des inocérâmes et des lamelibranches indique que le milieu est de plate-forme interne (intertidal à subtidal).

Faciès 07

Pelbio-sparite à Bryozoaire et Glauconie



Macrofaciès

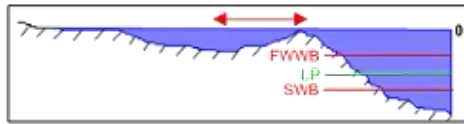
1,5 m, calcaire bioclastique à grains grossiers de couleur beige intercalé par 06 m de marne verte riche en huîtres, et traces de terriers (photo a), se caractérise par une surface durcie.

Microfaciès

Il s'agit d'un microfaciès à texture grainstone avec un ciment sparitique. Les bioclastes sont des bryozoaires, des échinides (photo b), des pelètes et des foraminifères benthiques (photo c), avec la présence de la glauconie (photo d). La taille des éléments est moyen avec une forme allongée. Le classement est mauvais. Les phénomènes diagénétiques sont l'oxydation, la micritisation et la compaction.

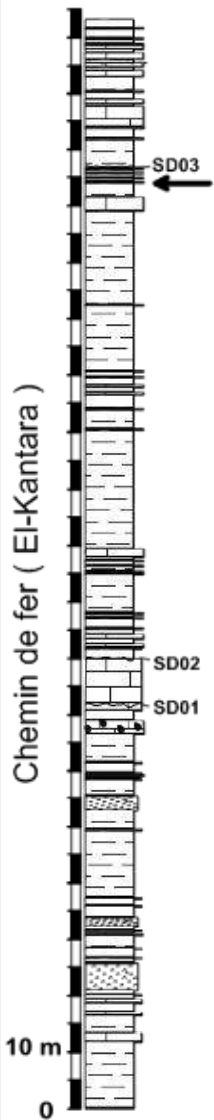
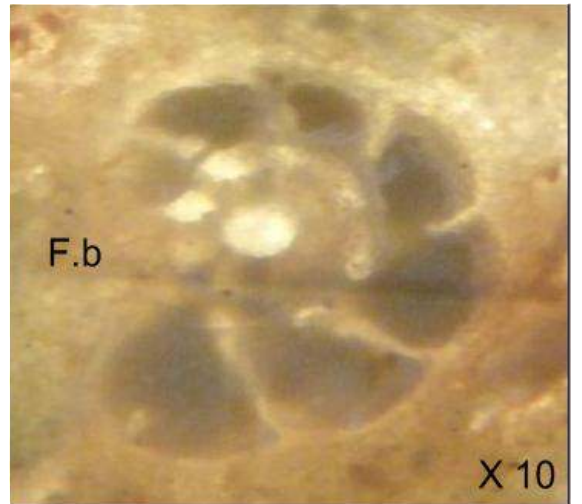
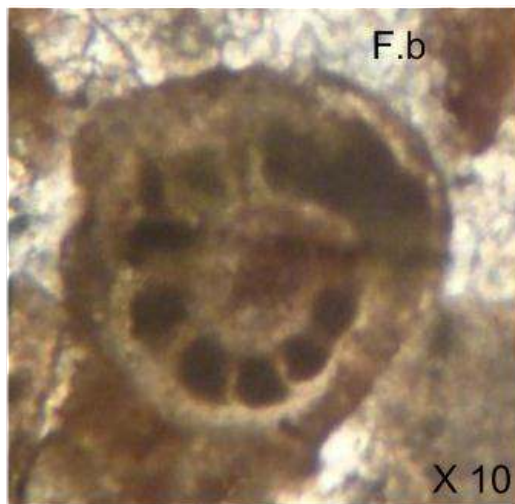
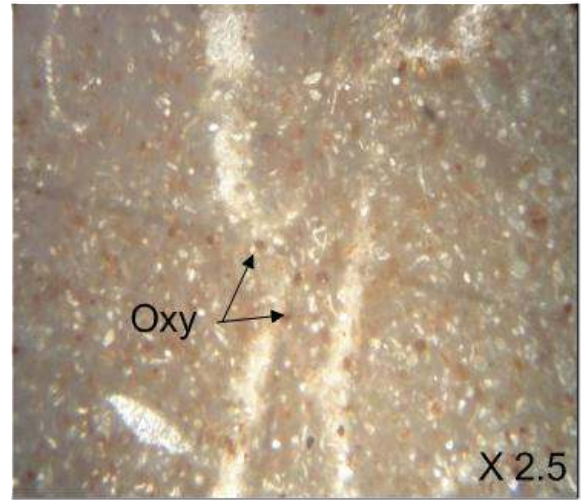
Interprétation

La texture grainstone et les pelètes indique un milieu agité. L'existence des foraminifères benthique, et la variété des bioclastes montrent que le milieu est plateforme interne (intertidal à subtidal).

Lagune
externe

Faciès 08

wackestone à chailles



Sil : Silex
Oxy : Oxydation
F.b : Foraminifère benthique

Macrofaciès

Calcaire en plaquettes à rides du courantes, d'épaisseur centimétrique à grains fins de couleur brun à sections d'inocérame, ce faciès parfois à sa base, une lamination oblique entrecroisée plus ou moins bien marquée et se caractérise également par la présence fréquente de rognons siliceux noduleux pluri centimétrique, se formant préférentiellement dans le sens de la stratification (photo a).

Microfaciès

Ce faciès présente une texture mudstone-wackestone contenant de fins bioclastes, grain de quartz, intraclastes, et foraminifère benthique (photo c, d), et quelque test fins attribués à des ostracodes.

Interprétation

la texture wackestone semble indiquer un milieu calme, subtidal, ce qui est confirmé par la présence des chailles (indicateur de milieu de faible énergie; peu profond, ces structures ne pouvant apparaitre que dans un sédiment incomplètement lithifié et encore imbibé d'eau. Ce faciès pourrait donc correspondre à un faciès d'arrière dune (lagune semi-restreinte), zone calme et peu profonde mais pouvant recevoir des influences marines franches.

II-4. Corrélation régionale

II-4-1. Le Coniacien-Santonien

On peut effectuer un profil de corrélation d'Ouest en Est depuis le massif de Metlili jusqu'au massif de Khenchela (**Fig. 42**).

a) Massif de Metlili

Le long du flanc sud du Dj. Metlili la série du Coniacien-Santonien semble conserver une épaisseur constante, ils sont surtout marneux à rognons calcaires ; ce n'est que dans le sud-ouest du massif qu'ils deviennent progressivement calcaire, caractérisée au sommet par du carbonate à inocérâmes et des litages de courants, se marquée dans la partie Nord-Est (Tamarins) par la présence du gypse.

b) Le Dj. Azreg

La série du Coniacien-Santonien de Rass el Merss est plus épaisse, et montre un développement des faciès carbonatés par rapport aux marnes. On note l'accroissement de la faune d'Ostreïdés également. Le faciès marneux à nodules calcaires se développe rapidement vers le Nord de cette coupe (Herkat, 2000).

c) Le synclinal d'Arhane (Sud du Chelia)

Le Coniacien-Santonien de la coupe d'Arhane est représenté par une série, d'épaisseur égale à 300 m environ, constituée par une alternance de marnes grises, marnes jaunes et bancs calcaires bioclastiques. La succession de marnes et bancs calcaires devient à prédominance marneuse vers le haut de la série, correspondant au Santonien.

d) Le Chelia

Le Coniacien-Santonien de la région de FomToub apparaît très marneux et réduit en épaisseur par rapport à la coupe d'Arhane (environ 150 m). On note la persistance du repère à inocérâmes, qui montrent des coquilles noirâtres, vers le sommet du Santonien (Herkat, 2000).

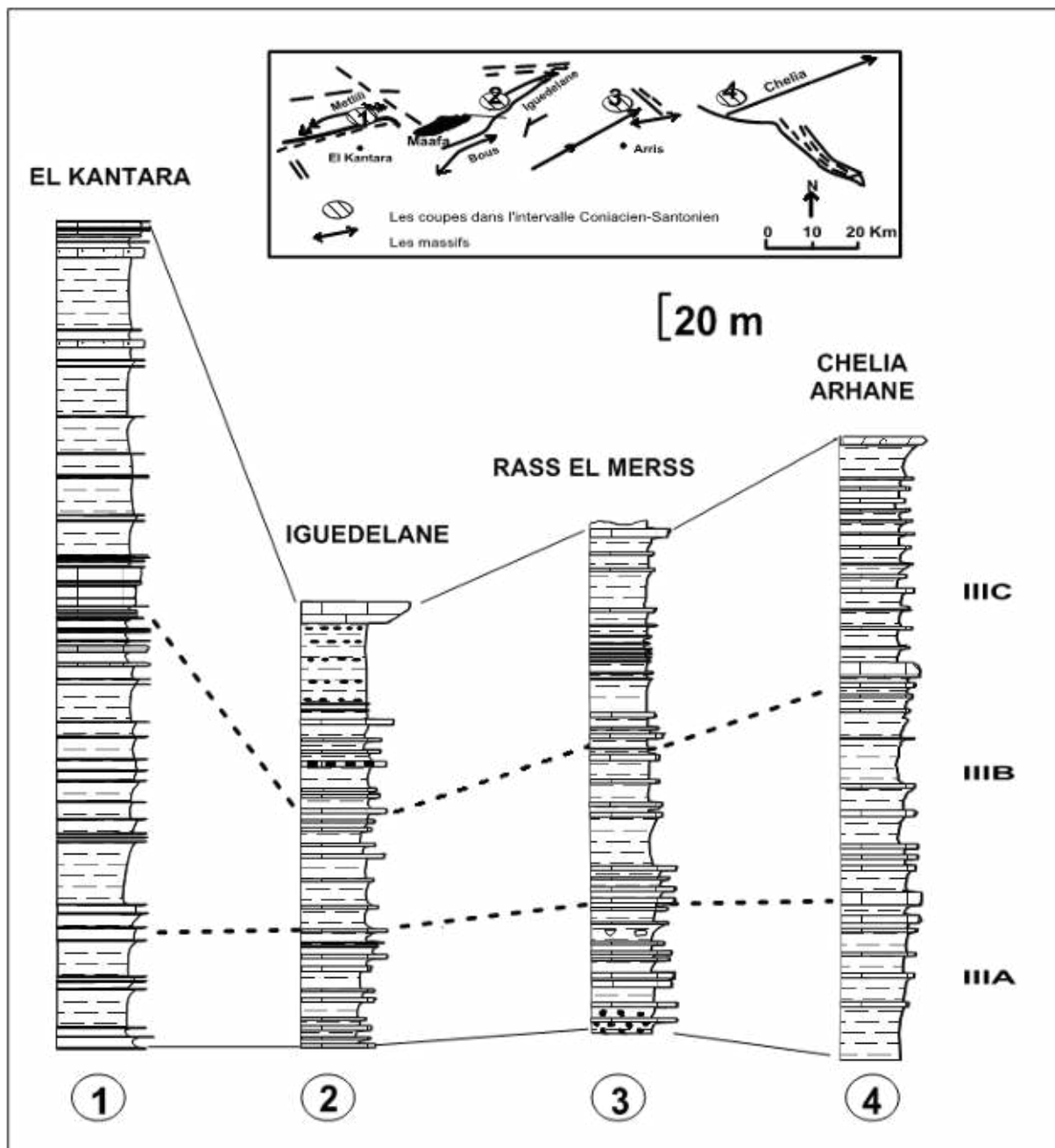


Fig. 42 : Corrélation régionale Ouest-Est à travers l'intervalle(Coniacien-Santonien)au niveau de l'Aurès.

- (1) Coupe lithostratigraphique représentant le Coniacien-Santonien au niveau d'El Kantara
- (2, 3,4) Des coupes lithostratigraphiques au niveau de l'Aurès d'après Herkat, 2000.

II-4-2. Le Sénonien: (Fig. 43)

A) Djebel Moddiane

Le sénonien montre un enrichissement en calcaire, plusieurs barres prenant de l'importance sous le Maastrichtien. Seule sa base conserve une proportion dominante de marne. C'est d'ailleurs la dépression marneuse du coniacien, qui comporte ici plusieurs intercalation gypseuses, qu'emprunte au pied du Djebel Rebaa la piste du gazoduc HassiR'Mel – Skikda (Guiraud, 1990).

B) El Kantara

La très puissance série marno-calcaire sénonienne présente des variations identiques aux précédentes sur le flanc sud de la structure, qui montre des affleurements assez réguliers. Très épaisse au SE du Metlili (plus de 2000 m) où elle correspond principalement à des marnes, avec des petites bancs calcaires et des intercalations importantes de gypse bien visible sur les pentes du Djebel Bouza, cette série mesure moins de 1000 m au SSW de la structure (au niveau d'Ain Chebaba) où les passées calcaires se développent nettement, avec des faciès souvent graveleux.

Enfin, la formation calcaire Maastrichtienne montre ici, comme sur le flanc sud du Belezma, une rapide diminution de sa puissance depuis le Teniet el Khennga à l'Est jusqu'au Koudia Safrane à l'Ouest, où elle ne mesure plus qu'une centaine de mètres.

C) Djebel Azereg

Dans la partie centrale du massif de l'Aurès le crétacé supérieur comporte une alternance de formation à dominance marneuse puis carbonatée.

Lorsqu'on se déplace vers l'Est, une rapide diminution de la puissance des assises carbonatées tandis que disparaissent les horizons dolomitiques (se reporter au divers planches de la thèse de Laffitte, 1939).

Au contraire, à l'approche de leur terminaison occidentale, les djebels Azereg et Taktiout montrent un envahissement rapide de la série par des masses calcaro-dolomitique d'origine récifale ou périrécifale, ce phénomène s'accompagnant d'une diminution de puissance du crétacé supérieur difficile à préciser actuellement en raison de l'intense fracturation du secteur concerné (le Sénonien inférieur et supérieur) (Guiraud, 1990).

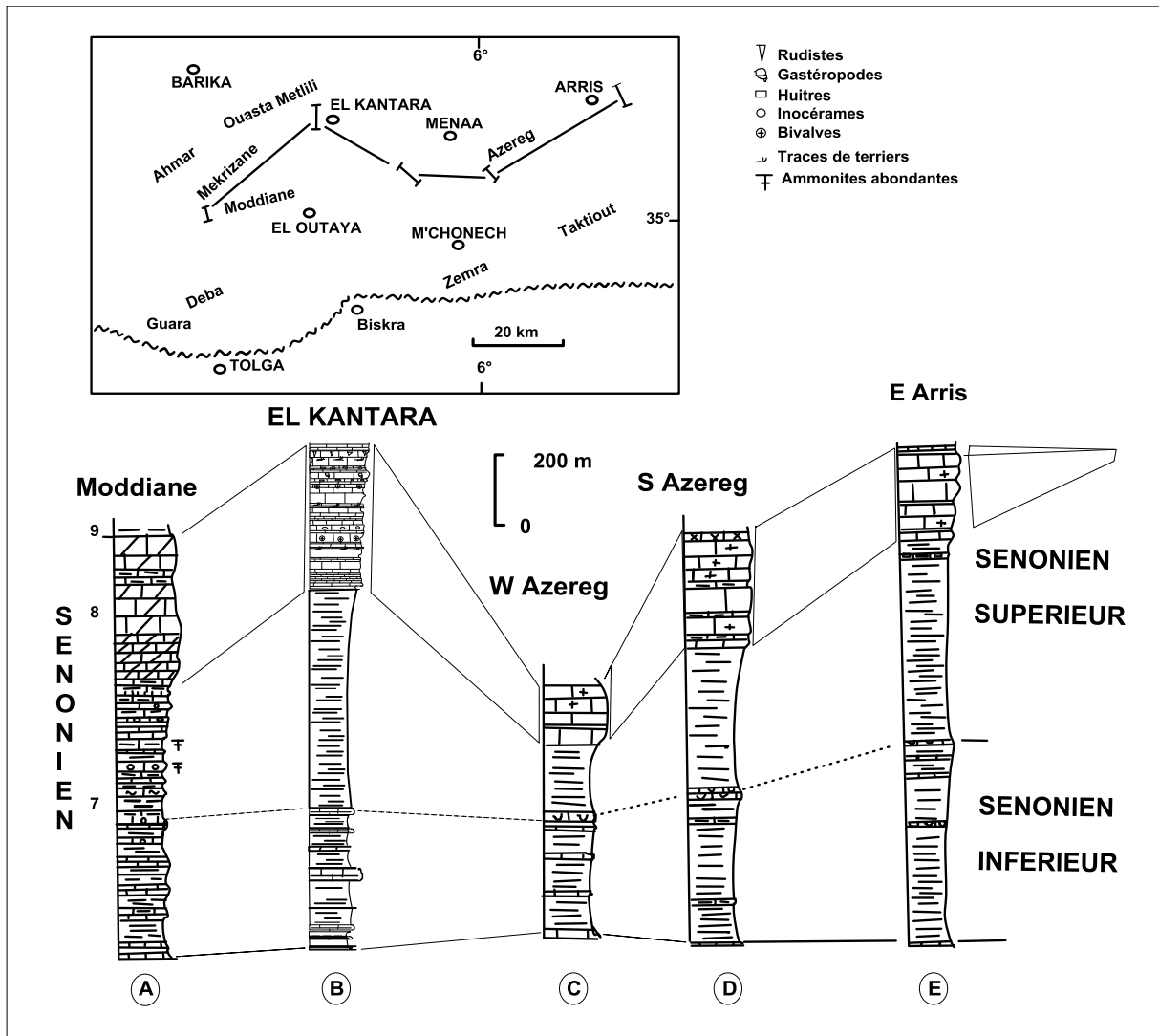


Fig.43 : Le Sénonien du promontoire de Biskra et de l'Aurès. Exemple d'évolution lithostratigraphique (d'après Guiraud, 1990 ; modifié)

- 1- (A, C, D, E) Des coupes lithostratigraphiques effectuées dans les Aurès au niveau du Sénonien (d'après Guiraud, 1990).
- 2- (B) Coupe lithostratigraphique au niveau du Sénonien (Santonien-Maastrichtien) dans la région d'El Kantara.

II-4-3. Corrélation entre les deux coupes

La corrélation Des deux coupes El Kantara et Tahanennt (**Fig. 44**) fait apparaître la présence des niveaux gypsifères vers la base de la série indiquant probablement un milieu moins profond. Au dessus on note un banc de calcaire silicifié surmonté par une surface durcie. Cependant, à Bni Fedhala un retour brusque de la mer (surface d'inondation maximum) avec le dépôt d'un terme marneux. Par contre sur la coupe d'El kantara la sédimentation représentée par une alternance de calcaire et marne, incluant un niveau gypsifère ; cela pourrait indiquer le maintien d'une faible profondeur (bloc élevé ?) et vient par la suite une surface durcie qui marque la fin de cet ensemble calcaire- marne- évaporite.

Ensuite, on remarque sur les deux coupes, un ensemble marneux très comparable au-dessus, la sédimentation se différencie dans les deux secteurs: à Bni Fedhala s'amorce une alternance de marne et de calcaire alors qu'el kantara, un niveau gypsifère coiffe l'ensemble marneux.

Une autre surface durcie est observable sur les deux coupes suivis de dépôt marneux.

Ces changements de profondeur du niveau marin et de faciès pourrait être en relation avec la tectonique des blocs basculés et/ou avec l'eustatisme.

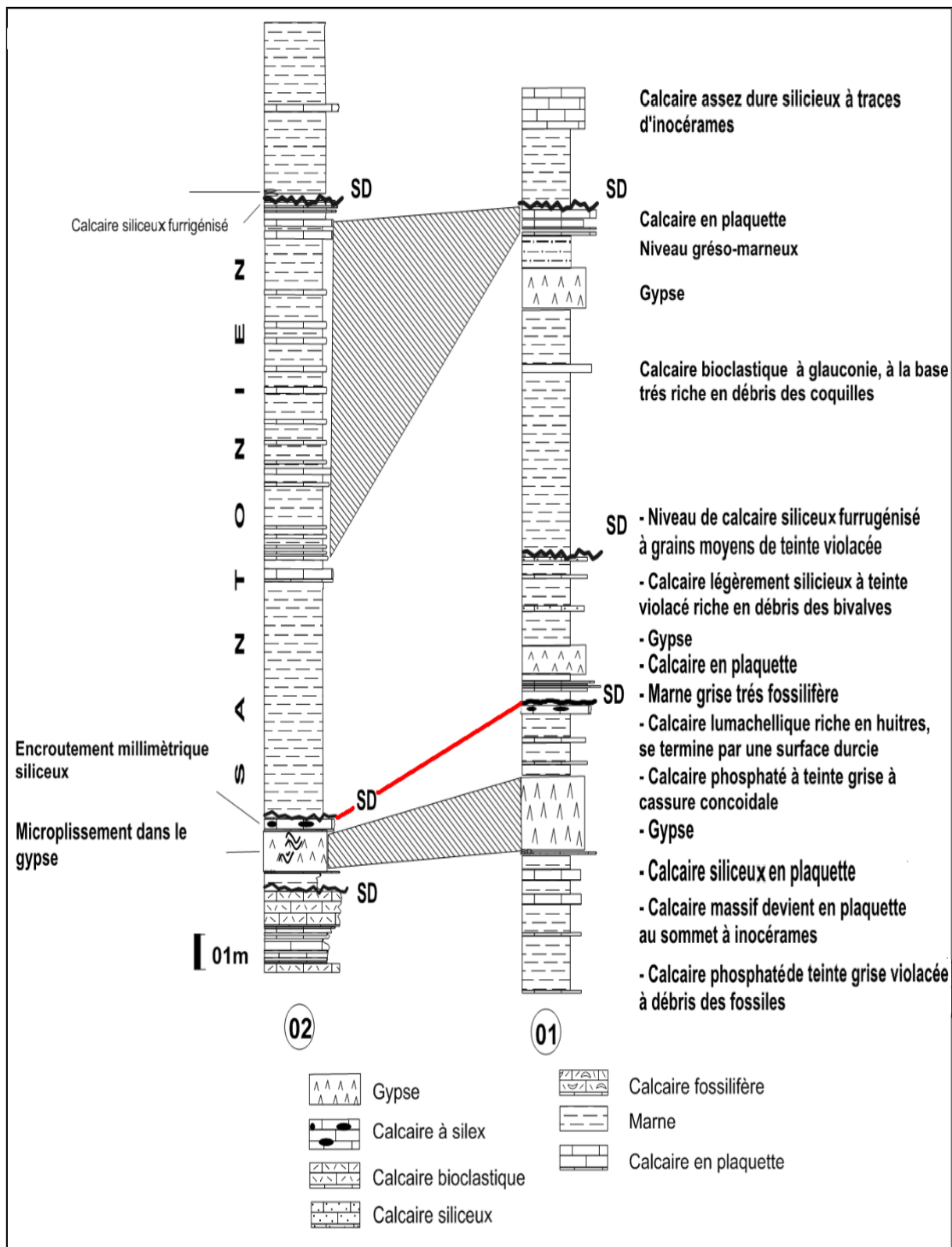


Fig. 44 : Corrélation entre les deux coupes réalisées au niveau de la base de la série santonienne.

- 1- La coupe d'el Kantara.
- 2- La coupe de Tahenennt (Bni Fdhala).

VI-3.La paléogéographie (Fig.45) :

Le Jurassique dans les Aurès est transgressif et caractérisée par un régime extensif associé à un jeu d'accident NE-SW, Au Jurassique supérieur un système de blocs basculés est établi vers le Nord, qui détermine l'élargissement et l'approfondissement du bassin depuis le centre (Dj. Azreg) vers sa marge Nord-Ouest dans les Monts de Batna. Les grands traits paléogéographiques qui caractérisent cette période sont déterminés par "le déplacement périodique du front des influences franchement marines et deltaïques selon une direction approximativement NE-SW" (Wildi, 1983).

Le Barrémien représente une régression par rapport à l'Hauterivien et au Valanginien (Laffitte, 1939). Les Belezma ont connu une installation d'une plate forme carbonatée à l'Hauterivien.

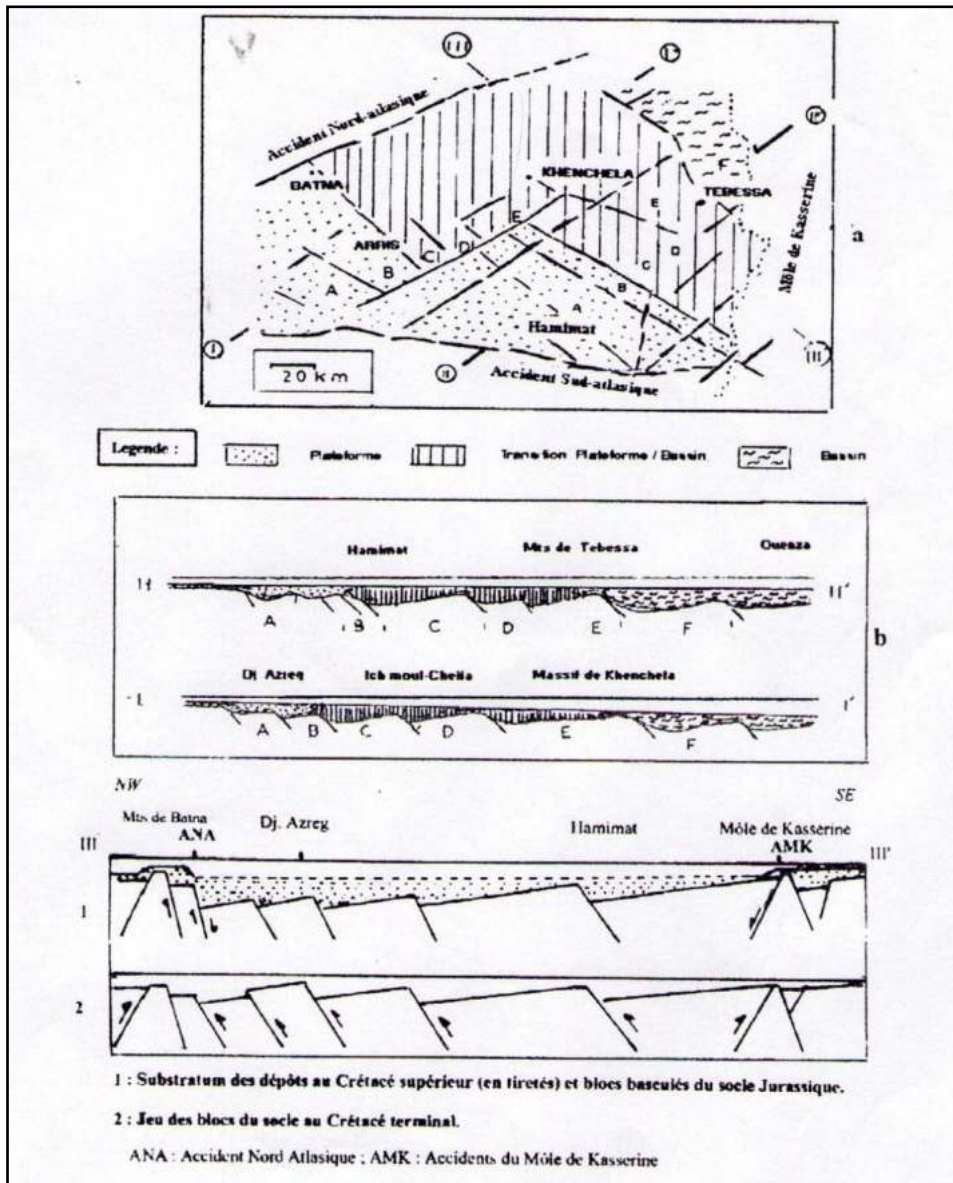
Une subsidence rapide intervient au cours de l'Albien terminal due au jeu de blocs basculés traduisant le jeu de failles profondes. Une phase tectonique distensive affecte l'ensemble du bassin aurésien. La subsidence se ralentit au Cénomaniens progressivement (Herkat et al, 2000). Et pendant le Cénomaniens supérieur la mer était de faible profondeur, vers le sud dans la région de Biskra, le type de sédimentation indique des conditions lagunaires (Laffitte, 1939).

La subsidence au cours de Sénonien traduit un affaissement progressif du substratum et avec amortissement par rapport aux époques précédentes. Le Maastrichtien correspond à une période de lent soulèvement tectonique et marque une phase préliminaire des mouvements tectoniques qui vont se développer dans le domaine atlasique à partir de l'Eocène moyen (Herkat et al, 2000).

Dans la partie NE des Zibans des flexures ou failles de subsidence différentielle de direction N 80° à N 90° E, apparaissent entre le Dj.Moddiane au Sud et le Dj. Metlili au Nord, déterminant un abaissement en gradins de la marge nord des Zibans qui apparaît plus subsidente que la partiesud. Celle-ci constituait un "noyau résistant" tel ceux que l'on retrouve plus à l'Est (Môle de Kasserine, Môle de la Djefara) ou plus à l'Ouest (région de Djelfa, et qu'évoque GUIRAUD (1984) en tant qu'éléments caractéristiques de la margesud du domaine atlasique, faisant la transition avec les plate-formes stablesahariennes(Herkat, 2000).

Le Dano-Montien connaît d'importantes variations d'épaisseur des dépôts vers le nord et le sud. Le Danien à El Kantara correspond à une régression due probablement à l'exhaussement des monts de Belezma (Bellion, 1972).

La mer revient pendant l'Eocène inférieur dans un golfe en voie de formation, alors que le Belezma émerge. De l'Eocène moyen et jusqu'au début de l'Eocène supérieur, l'émersion des reliefs est générale et l'érosion intense de ces reliefs entraîne le comblement de bassin d'El Kantara par des conglomérats qui vont être plissés avec leur substratum aussitôt après leur dépôt. Une transgression a lieu au Miocène inférieur, la mer recouvre les anciennes zones paléogéographiques et s'étend jusqu'aux Aurès et aux Nemenchas. La sédimentation est caractérisée par un matériel détritique sur des épaisseurs considérables. Le retrait définitif de la mer de toute la région du Sud est provoqué par la phase tortonienne. Le relief émergé connaît alors une intense érosion, au Pliocène le comblement des bassins hérités du Miocène par des sédiments lacustres est définitif. Pendant le Quaternaire les cycles climatiques entrent en jeu, ils sont responsables de la formation des sebkhas dans les régions endoréiques (KaziTani, 1986).



(a) Carte paléogéographique (b) Coupes paléostructurales

Fig. 45: Le bassin Aurésien au Crétacé : reconstitution des grands ensembles paléogéographiques et de l'organisation en blocs basculés. D'après KaziTani, 1986

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Le Sénonien dans l'Aurès est très épais: 1500 à 2000 mètres en général et peut être plus puissant (el Kantara). Cependant, il est toujours néritique et s'est certainement formé sous une très faible profondeur d'eau. A el Kantara, son épaisseur est considérable, on observe dans sa partie médiane, des niveaux gypseux déposés dans un milieu probablement peu profond, dans la partie supérieur, des calcaires à Algues. La sédimentation était accompagnée d'un affaissement lent du tréfonds.

L'étude réalisée sur la série sénonienne de la région d'El-Kantara et la région de BniFdhala nous a permis de préciser certains caractères lithostratigraphiques se rapportant aux séries du domaine atlasique :

- Le Coniacien et Santonien sont surtout marneux dans les deux coupes que nous avons effectuées ; ce n'est que dans le Sud-Ouest du massif qu'ils deviennent progressivement calcaires. Par ailleurs cette série est très comparable à celle de l'Oued Berriche dans les Monts de Bellezma décrite par BELLION et *al.* (1973).

Les évolutions de la série le long du Dj. Metlili montrent une réapparition des faciès évaporitiques et dolomitiques vers le NE, au cours du Cénomaniens et du Coniacien-Santonien. Par contre le turonien ne présente ce type de faciès. Ces faciès confinés peuvent également résulter d'un dispositif en blocs basculés permettant l'isolement local d'aires des dépôts dans ces zones, plus subsidents favorables au confinement et à l'apparition d'évaporites, Et en ce qui concerne les relations avec les Aurès, on peut constater que à l'échelle de tous les Zibans et des Monts de Bellezma les dépôts sont plus internes, plus carbonatés et moins subsidents que dans le bassin des Aurès (Herkat, 2000).

- Au Santonien: La série du Dj. Metlili se caractérise par une évolution de faciès d'Ouest en Est, le long du flanc sud, vers une succession davantage marneuse avec apparition d'intercalations évaporitiques à la base de la série. un niveau de calcaire glauconieux succédé par des calcaires siliceux riche en Inocérames vers le sommet de l'intervalle, annonce le changement radical dans la sédimentation.

Quatre surfaces durcies mise en évidence dans l'intervalle Santonien, et pourrait être des indices d'une instabilité tectonique ou eustatique dans la région . On peut interpréter ces variations brusques d'épaisseur et de faciès par un contrôle tectonique de la sédimentation induit par le jeu d'accidents E-W passant dans ce secteur d'étude.

- A la limite du Santonien et du Campanien se présente un niveau calcaire peu épais, 20 à 40 cm, caractérisé par une très grande abondance d'*Inocéramus régularis*, très

constant. Ce niveau se charge par de gypse vers le Nord-Est d'el Kantara (Tamarins et Tahannent).

L'évolution des dépôts au cours du Coniacien-Santonien peut être esquissée seulement pour la région du Dj. Metlili dans la bande nord, les affleurements dans les autres secteurs des Zibans étant insuffisants (Herkat, 2000).

- Le Campanien, généralement marneux, présente à l'Ouest des bancs d'un calcaire crayeux riche en fossiles (Ammonites, Oursins, Huitres, Plicatules...).
- Du Campanien au Maastrichtien ; on retrouve une zone stable où les séries sont réduites en épaisseur et à influences tidales ou lagunaire, où le gypse et la glauconie font leur apparition.

Dans la région de Tahanennt au contraire la série augmente brusquement d'épaisseur par rapport au reste des séries des Aurès, ce qui conduit à invoquer l'influence d'un nouveau système d'accidents orienté NE-SW situé au Sud du synclinal d'El Kantara.

- Le Maastrichtien est constitué par de puissantes masses de calcaires à Bryozoaires (Porte d'Or d'el Kantara) ; vers l'Est, les calcaires massifs ne se rencontrent plus qu'à la partie terminale de l'étage et dans la partie inférieure, formée de calcaire crayeux à Bryozoaires et Orbitoïdes, et riche en bioclastes.

La série du synclinal d'El Kantara montre des variations de faciès et d'épaisseur entre le flanc nord et le flanc sud au Campanien-Maastrichtien, où la succession devient plus carbonatée et probablement avec une épaisseur plus faible. Cette diminution d'épaisseur est également observable le long du flanc nord du NE vers le SW, au Maastrichtien moyen, qui comprend essentiellement des calcaires à laminations et des brèches de dissolution d'évaporites (Herkat, 2000).

De point de vue tectonique, la région d'étude se caractérise par des accidents où prédomine l'orientation NW-SE, et affectent toute la région. A partir de l'étude linéaire et statistique, la majeure partie de la région est affectée par la phase atlastique, qui a généré des failles décrochantes de type dextre de direction NW-SE.

BIBLIOGRAPHIE

BEBLIOGRAPHIE

- ABDALLAH H. et RAT. (1986).**- Le rôle de la faille de Gafsa dans le jeu transgressif ou régressif au Crétacésupérieur de la chaîne Nord des chotts (Tunisie).-In : Colloque Transgressions et régressions au CrétacéGroupe Français du Crétacé. Dijon., 233-242.
- ACHOUR K. (1980).**- Etude micropaléontologique des coupes d'El Kantara et Arhane. Rapport interne Centre de Recherche et Développement SONATRACH.
- AÏSSANI F. (1991).**- Sédimentologie et biostratigraphie du Sénonien inférieur d'AïnTinn et des Tamarins (Aurès). Mém. Ing. Etat U.S.T.H.B.
- AISSAOUI D .M. (1979).**- Les séries carbonatées du Jurassique supérieur des Aurès Hodna (Algérie). Sédimentogenèse et diagénèse synsédimentaire. Thèse de 3e cycle, Paris.
- AÏSSAOUI D. (1984).**- Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Dj. Mandra. (Algérie). Evolution géométrique et cinématique. Thèse 3 ème cycle. Strasbourg,150 p
- ALEXANDERSSON T. (1972).**- Micritisation of carbonate particles : processus ofprecipitation and dissolution in modern shallow- marine sediments. Bull. geol. Inst.Univ. Uppsala, N.S, 3, 7 : 201-236.
- AMIA Z. et SAÏDI F. (1991).**- Contribution à l'étude sédimentologique et micropaléontologique du Campanien et Maastrichtien des gorges de Tighanimine et d'El Kantara (Aurès). Mém. Ing. U.S.T.H.B.
- AUBOUIN J, (1977).**- Méditerranée orientale et méditerranée occidentale. Esquisse d'une comparaison du cadre alpin.Bull.Soc.Géol.Fr. (7) XIX, n° 3, 421-436
- BALLAIS J. L. (1981).**- Recherches géomorphologiques dans l'Aurès (Algérie), Thèse Paris I, Docteur es Lettres, 572 p.
- BATHURST R.G.C. (1971).** - Carbonate sediments and their diagenesis. Developmentsin sedimentology, 12, Elsevier : 620 p.
- BELLION Y. (1972).**- Etude géologique et hydrogéologique de la partie occidentale des Monts de Bellezma. Thèse 3 ème cycle Paris 6.186 p
- BENABBAS C. (2006).**- Evolution Moi-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale: Apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de Doctorat. Université Mentouri-Constantine, 256 p.
- BERTRANEU J. et CRUYS H (1955).**-Contribution à l'étude géologique des monts du Hodna. Pub. Serv. Carte géol. Algérie. Bull. n° 4, 98-139.

- BOUDJEMA A. (1987).**- Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara nord oriental (Algérie). Thèse Univ. Paris-Sud, 281 p.
- BOUILLIN J.-P. (1975).**- Un modèle de l'évolution tectonique alpine anté-burdigalienne du Nord du Constantinois, sur la transversale du Moule ed Demamène (Algérie). B. S. G. F., (7), XVII, n°4, p.582-592.
- BOUILLIN J P. (1977).**-Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de "Collo" et"d'EI Milia" (Algérie) .Thèse SC., Paris VI, 127 fig., 2 pl.h.t.551 p.
- BOUILLIN J. P (1982).**-Mise en évidence d'importantes structures tangentielles ausein du socle de Petite kabylie (Algérie). C. R Acad. Sc. Paris, t. 294, Série II, p. 1271-1274.
- BOUILLIN J. P (1992).**-Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entrel'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, (8), t. II. n°4, p. 547-558.
- BUREAU D. (1972).**- Esquisse géologique des Monts du Bellezma (Aurès, Algérie). Bul.Serv.Géol.Alg, n° 45, 73-92.
- BUREAU D. (1972).**-Obliquité de la subsidence et la tectonique dans les Monts de Batna (Algérie). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 5,206-207.
- BUREAU D. (1974).**-Rôle du magmatisme dans l'interprétation paléogéographique des régions aurésiennes. 2e R. A. S. T, 86p.
- BUREAU D. (1984).**- Sédimentation contemporaine des basculements des blocs dusubstratum en domaine épicontinental. Caractères tirés d'un exemple pris autour de Batna,Algérie. 5e Cong. Europ. De Sédim., 84-85
- BUREAU D. (1986).**- Approche sédimentaire de la dynamique structurale: Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien. (Sud-ouest constantinois et Aurès-Algérie). Thèse Sci. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 2. 779 p.
- BUREAU. D. (1970).**- Principaux traits de la structure des Monts du Belezma (Algérie).B.S.G.F., 2, 210-213.
- CHADI M. (1991).**- Etude géologique de monts de Ain Mlila (Algérie orientale). Thèse deDoctorat de l'Université de Nancy1, 191p
- CHEBAH F.Z (2013).**- Le rôle des calcaires maastrichtiens de l'Aurès dans la formation des sources naturelles. Thème Magistère. Univ. HADJ Lakhder, Batna. Fig (1,6). PL. I. 101 p.
- COIFFAIT P E. (1992).**- Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). Thèse Sciences. Nancy I, 502p.

- COQUAND H. (1862).**- Géologie et paléontologie de la région Sud de la province de Constantine. Mém. Soc. Emul. Province, II, 341p
- DAVID L. (1956).**- Etude géologique des Monts de la Haute Medjerda. Publ. Serv. Carte Géol. de l'Alg., n.s. n° 11., 88 fig. 304 p.
- DELEAU P. (1938).**- Etude géologique des régions de Jemmapes (Hammam Meskoutine) et du col des oliviers. Ibid (2). N°. 14. T. 1. Alger. 55 p.
- DELFAUD J. (1977).**- La sédimentogenèse en liaison avec la dynamique des bassins. Rôle du climat. B.C.R.D.Pau. 1, 1, 191-216.
- DELFAUD. J. (1974).**- Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. B.S.G.F., (7), t. XVI, n° 6, 643-652.
- DJAIZ Fouad. (2011).**- Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat, université Mentouri-constantine, 260p.
- DUEE G., KAZI-TANI N. (1984).**- La transversale de Béjaïa-Négrine; 5e sem. Sci. De la Terre Alger, 54p.
- DURAND DELGA M., (1955).**- Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. Publ. serv. Carte géol. Algérie, Bull. n° 24, 143 fig., 16 pl., 10 pl. h.t. 533 p.
- 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, 9 fig. 89-131.
- DURAND-DELGA M. (1980).**- La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém. h. s. Soc. Géol. Fr., n° 10, 7 fig. 203-224
- DURAND-DELGA M. ET FONTBOTE J. M. (1980).**- Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Publ. 26^e Congr. Géol. Intern., Paris, Coll. C 5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 115, 65-85.
- ELMI S. (1978 b).** - Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des calcaires et des "ammonitico-rosso". 6^e RA.S.T., Orsay, Soc. géol Fr., 157 p.
- EVAMY B.D. & SHEARMAN DJ. (1969).** - Early stages in development of overgrowths on echinoderm fragments in limestone. Sedimentology, 2., 317-322.
- FARAH A S. (1991).**- Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques: l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.
- 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, 161p.

- FICHEUR E. (1898).**- Sur les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le Sud du Constantinois. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 126, 1826-1828.
- FLANDRIN J. (1952).**- Les chaînes atlasiques et la bordure nord du Sahara. Publ. XIX C.G.I. Alger 1952, Monogr. rég. 1re série, n° 14, 82 p.
- FLUGEL E. (1982).**- Microfacies analysis of Limestones. Springer-Verlag, 633 p.
- FOURNEL H. (1849).**- Richesses minérales de l'Algérie. Tome I (province de Constantine). Paris, 476 p.
- FRIEDMAN G.M. (1972).**- Coral reef rocks from Red Sea : sequence and time scale for progressive diagenesis and its effect on porosity and permeability. *AA.P.G. Bull.*, 54, 3, 618 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.
- GALL J.C. (1976).**- environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la paléoécologie. Doin Ed.
- GELARD J. P. (1969).**- Les flyschs Kabyles dans le Djurdjura et le col de Chellata.
- GHANDRICHE H. (1991).**- Modalités de la superposition de structures de plissements - chevauchements d'âge alpin dans les Aurès (Algérie). De doctorat. Paris XI, 189 p.
- Gill G. A. et Lafuste J. G. (1987).**- Structure, répartition et signification paléogéographique d'Aspidiscus, hexacoralliaire céno-manien de la Téthys. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. III, n° 5, 921-934.
- GLACON G. (1967).**- Recherche sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien. Thèse Sci. Montpellier, Pub. S.G.Alg., n.s, n° 32, 2 tomes, 372 fig., 751 p.
- GLANGEAUD L. (1951).**- Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B.S.G.F.*, 6, t. 1, 735-762.
- GLANGEAUD L. (1952).**- Observation sur la stratigraphie et la tectonique du Nummulitique nord-algérien. C. R. somm. Géol. France, Paris. 230-232.
- GUELLAL S. et AL. (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, 101-112.
- GUELLAL S. et VILA J.M. (1977).**- Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille N° 173, Ain El Ksar (EX/ El Madher) (1^{ère} édition), avec notice explicative détaillée (levée de S. Guellal et J.M. Vila) Alger, Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH.
- GUELLAL S., KAZI-TANI N., LAHONDAIRE J. C., SIGAL J., VILA J. M (1977).**-

- GUIRAUD R. & BALLAIS J. L. (1975).**-Carte géologique d'El Kantara au 50 000e avec notice, n° 259 Serv. géol. Algérie, Min. Ind. et Energie, Dir. Mines et Géol. Alger.
- GUIRAUD R. (1970).**- Aperçu sur les principaux traits structuraux du Hodna et des régions voisines. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, (N.S) 41, Alger,41-50.
- 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. Thèse Sci. Univ. Nice, 114 fig., 12 pl. h.t.,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, 427-446.
- GUIRAUD R. (1977).**- Sur la néotectonique des régions Ouest-Constantinoise. Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, 3 Fig, 645-650.
- GUIRAUD R. (1990).**-Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine enAlgérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Mémoire 3, Service Géologique de l'Algérie, Alger 271 p.
- 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., BELLION Y, BENKHELIL J et. MOREAU C (1987).**- Post Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. Africangeology. Reviews. Geological Journal 22, Thematic issue, 433-466.
- HALLEY R.B., PIERSON B.J. & SCHLAGER W. (1984).** - Alternative diagenetic models for Cretaceous deposits. DSDP Site 536, Gulf of Mexico. In : Init. Ref.DSDP, Leg 77, U.S. Print off., 77, 397-408.
- HERKAT M (1999).**-La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieurde l'Atlas saharien oriental et des Aurès : stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des Biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse èsSciences. USTHB, Alger, 802 p.
- HERKAT M (2000).**- Sédimentation, Paléogéographie et paléo-structure et le modèle desAurès, 228 p.
- HERKAT M. (1991).**- Cycles eustatiques et cadre paléogéographique du Crétacé supérieur des Aurès. 2 èmeSém. Géol. Petrol. Alger.

- HERKAT M. (1997).**- Evolution des biocénoses et cortèges sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie orientale), Sémin. “ Les marges téthysiennes d’Afrique du nord ”. Paris, 88p.
- HUMBERT L. (1976).** - Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires. Technip id., 2 tomes: 413 p.
- KAZI-TANI N. (1982).**- Les Zibans (Algérie). Un modèle de zone de transformation continentale. 9e R. A. S. T., 332p.
- KAZI-TANI N. (1986).**- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : Le domaine intra plaque Nord-Algérie. Approche méga séquentielle. Thèse es Sciences, Univ.Pau, 2t,871p.
- KENDALL A.C. & TUCKER M.E. (1973).** - Radial fibrous calcite : a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, 20, 365-389.
- LAFFITE R. (1933).**- Les formations continentales du Tertiaire de l’Aurès. C. R. Acad.Sci. Paris, t. 197, n° 25, 1671-1672.
- LAFFITE R. (1933).**- Sur la tectonique du Sud du massif de l’Aurès. C. R. Acad. Sci.Paris, t. 197, n° 23, 1439-1441.
- LAFFITE R. (1934).**- l’Eocène dans l’Aurès oriental. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 199, n°26, 1636-1638.
- LAFFITE R. (1935).**- Le Danien et le Nummulitique dans l’Aurès occidental. C. R. Acad.Sci. Paris, t. 201, n° 27, 1497-1499.
- LAFFITE R. (1936).**- Subsidence et mouvements orogéniques dans l’Aurès (Algérie). C. R.Soc. Géol. Fr., 5, 77-79.
- LAFFITE R. (1939).**- Etude de géologie de l’Aurès. Doctorat ès Sciences Paris, Bull.Serv. Carte Géol. Algérie, 1re série, n° 15, 26 fig., 35 cartes, 1 carte au 1/200 000^e h.t.,484 p.
- LAFFITE R. (1939).**- Structure et relief de l’Aurès algérien. Bull. Ass. Géogr. Fr., n° 119, 34-39.
- LONGMAN M.W. (1980).**- Carbonate diagenetic texture from near surface diagenetic environments. *AAPG Bul.* n° 64, 461-487.
- 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 -es sciences, Alger, 196 p.
- MARMI et GUIRAUD (2006).**- End Cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the (Mole Constantinois) and foreland (NE Algeria) *Journal of African Earth Sciences* 45., 123 - 136.

- MARMI R, ABDELLAOUI A. (2010).**- Analyse morpho structurale à partir de l'image satellite :Cas de la feuille « Les Tamarins »(Atlas saharien d'Algérie orientale), Laboratoire de Géologie et Environnement, Université de Constantine, 25 000, Algérie.Département de Géographie, Université Paris Est Créteil (Upec) Val-de-Marne, GEONAT EA 41. vol. 12, 2010, 15-23.
- MARMI R. (1994).**- Stratigraphic information about Cretaceous formations and reconstructions of paleoenvironments of Northern Aurès (East Algeria). Annual Assembly, IGCP Project N°362. Tethian and Boreal Cretaceous, Smolenice (Slovakia), 109-111.
- MARMI R. (1995).**- Les Bassins continentaux de l'Avant pays de la Chaîne alpine nord-orientale. Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique. Thèse de Doctorat de l'université Henri Poincaré, Nancy I, 252p.
- MEHARZI K. (2010).**- Forêts, géosystèmes et dynamique du milieu : Le cas de l'Aurès. Thèse ès Sci. Université Mentouri-constantine, 18-27.
- MORROW D.W. (1973).** - Dolomitisation of Lower Paleozoic burrow fillings. /. Sedim.Petrol, 48, 1, 295-306.
- NACER W. (2005).**- Etude des formations carbonatées du versant Sud du massif de l'Oum Settas : Approche quantitative et qualitative. Thèse de Magistère, Université Mentouri-constantine, 31-71.
- OBERT D. (1974).**- Phases tectoniques mésozoïques d'âge antécénomaniens dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie). Bull. Soc. Géol. France, (7), XVI, 171-176.
- Pérès, J.-M. & Picard, A. (1961).**- Manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. Recueil des travaux de la Station Maritime d'Endoume, 14, 5-122.
- PERON A. (1883).**-Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guideaux géologues dans l'Afrique française. Ann. Soc. Géol., t, 14, Paris,202 p.
- PERVINQUIERE L. (1903).**-Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse Sci. Paris F.R. de Rudevald., 360 p.
- PURSER B.H. (1975).**- Sédimentation et diagenèseprécoce des sériescarbonatées duJurassique moyen de Bourgogne. Thèse Sci. Univ. Paris-Sud Orsay, 375 p.
- PURSER B.H. (1980).**-Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiquesrécents. Technip id., 1, 366 p.
- PURSER B.H. (1983).**-Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tomes 1 et 2. Editions Technip. Paris, 342 p.

- RAOULT J F. (1969).**- Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie) Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XI, 2 fig, 516-543.
- RAOULT J.-F. (1974).**- Géologie de centre de la chaîne numidique (Nord du constantinois, Algérie). Thèse Sc. Paris. Mém. Soc. Géol. Fr., N-S., LIII, mém. n°121, 62 fig., 9 pl.h.t., carte géol.h.t., Paris, 1-163.
- REY J. (1992).**- Biostratigraphie et lithostratigraphie. Principes fondamentaux. Méthodes, applications Ed. Technip. Paris.
- SAVORNIN J. (1905).**- Sur la tectonique du SW du Chott El Hodna. C. R. Acad. Sci. Paris, t.141, 784-786 p.
- SAVORNIN J. (1920).**- Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Doctorat ès Sciences. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2^e série, n° 7, 94 fig., 1 carte 1/800 000, 502 p.
- SAVORNIN J. (1920).**- Géologie de l'Algérie et de l'Afrique du Nord.
- SCHROEDER J.H. (1974).**- Carbonates cements in recent reef of the Bermudas and Bahamas ; keys to the past. Ann. Soc. géol. Belg., 97, 153-158.
- SHINN E.A. (1969).**- Submarine lithification of holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology, 12, 109-144.
- TISSOT (1881).**- Carte régionale aux 1/400000 de l'Algérie avec notice explicative.
- VAIL PR., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMSON S. B., ANGREE J.B., BUBB J.N. et HATLER I.D.W. (1977).**- Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In Payton C.E. AAPG Mem. 26, 49-212.
- VILA et MAUPIN (1978).**- Microfossiles du Lias supérieur du djebel Yousef (Hautes plaines sétifiennes, Algérie). Rev. Micropaléontologie, XIX, , Paris, 162-165.
- VILA J.M. (1980).**- La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse ès Sci. Paris VI, 2 t, 665 p.
- VOUTE C. (1967).**- Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Aïn fakroun Aïn babouche et des régions limitrophes. B.S.G.A, n.s., n° 36, t. 1, 255 p. t. 2, 136 p.
- WALKER R.G. (1984).**- General introduction : Facies, facies sequences and facies models. In Walker R.G ads. Geol. Assoc. of Canada. Série 1, 1-9.
- WILDI W. (1983).**- La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. Rev. Phys. Géol. dynam. 24, 201-297.

YAHAILOUI A. (1990).- La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et el Kantara (Algérie orientale). Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, 207 p.

YAHAILOUI A. F. DJAIZ. A. INAL. (2004).- Projet de Recherche; établissement de la carte géologique n° 229 (Ain touta) au 1/50000. Université De Batna.

ANNEXE

LES PLANCHES

PLANCHE 01:

Fig.01.Oursins et gastéropodes.

Fig.02.Lits de rognons calcaires riches en oursin (*Hemiaster*) et Gastéropodes.

Fig.03.Intervalle de marne riche en terriers.

Fig.04.Calcaire bioclastique riche en oursins, gastéropodes, bivalves

Fig.05.Ammonite (*Tissotia*).

Fig.06.Intervalle marno-calcaire riche en oursins, terriers, devient lumachelliques au sommet

PLANCHE 01



Fig.01- Oursins et Gastéropodes.



Fig.02- Lits de rognons calcaire riche en oursin (Hemiaster) et Gastéropodes.



Fig.03- Intervalle de marne riche en terriers.



Fig.04- Calcaire bioclastique riche en oursins, gastéropodes, bivalves.



Fig.05- Ammonite (*Tissotia*).



Fig.06- Intervalle marno-calcaire riche en oursins, terriers, devient lumachelliques au sommet.

PLANCHE02:

Fig.01- Calcaire en plaquette

Fig.02-Traces de terrier

Fig.03- Rognons de silex

Fig.04- Concentration de fossiles

Fig.05- Structures entrecroisé

Fig.06- Inocérame

Fig.07- Remplissage de calcite

Fig.08- Concentration des organismes.

Fig.09- Gastéropodes, pectens, bivalves

Fig.10- Bivalves

Fig.11- Bioturbations et oxydation.

Fig.12- Calcaire stratifiéà traces de terriers

Fig.13- Oursins réguliers

Fig.14- Joint stylolitique diagénitique

Fig.15-Les huitres

Fig.16- Calcaire bioclastique riche en fossile

Fig.17- Gastéropodes

Fig.18- Calcaire lumachellique

Fig.19- Nodules du silex ?

Fig.20-Calcaire en plaquette à rides du courants.

Fig.21- Litage plan

Fig.22- Traces de terriers.

Fig.23-Empruntes d'inocérames.

Fig.24- Lentilles du silex.

Fig.25-Calcaire bioclastique d'aspect noduleux

Fig.26-Inocérame

PLANCHE 02

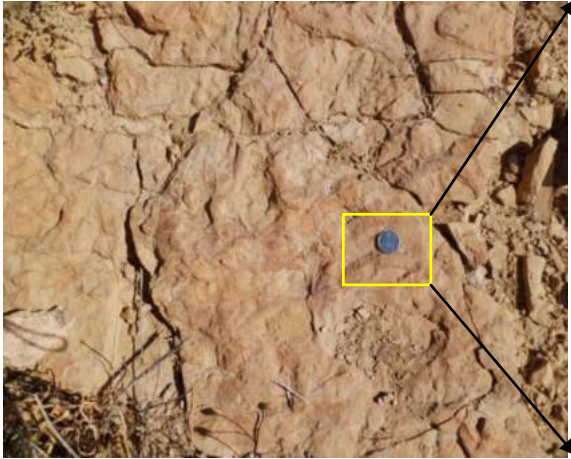


Fig.01- Calcaire en plaquette.



Fig.02- Traces des terriers.



Fig.03- Rognons du silex.



Fig.04- Concentration de fossiles.

PLANCHE02



Fig.05- Litage plan.



Fig.06- Inocérame.



Fig.07- Remplissage de calcite.



Fig.08- Accumulation des organismes.



Fig.09- Gastéropodes, Pectens, Bivalves.



Fig.10- Bivalves.

PLANCHE 02



Fig.11- Bioturbation et oxydation.



Fig.12- Calcaire stratifié à traces de terriers.



Fig.13- Oursins réguliers.



Fig.14- joint stylolitique diagénitique.

PLANCHE 02



Fig.15- Les Huitres



Fig.16- Calcaire bioclastique riche en fossile.



Fig.17- Gastéropodes.



Fig.18- Calcaire lumachellique.

PLANCHE 02



Fig.19- Nodules du silex.



Fig.20- Calcaire en plaquette à rides du courants.



Fig.21- Litage plan.

PLANCHE 02



Fig.22- Traces du terriers.



Fig.23- Trace d'inocérame



Lentilles
de silex

Fig.24- Lentilles de silex.

PLANCHE 02



Fig.25- Calcaire bioclastique d'aspect noduleux.

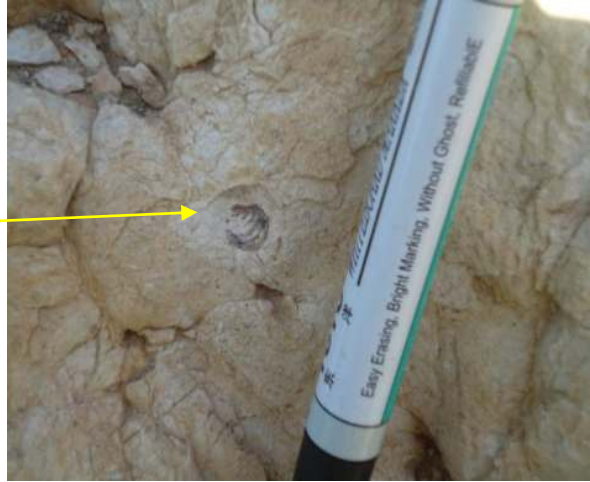


Fig.26- Inocérame.

PLANCHE 03 :

Fig.01- Surface durcie.

Fig.02- Accumulation des organismes (gastéropodes, inocérames de moyens tailles).

Fig.03- Trace de terriers.

Fig.04- Inocérames.

Fig.05- Bryzoaire.

Fig.06- Les huitres.

Fig.07- Calcaire bioclastique riche en bivalves, huitres, gastéropodes.

Fig.08- Rudiste.

PLANCHE 03



Surface durcie

Fig.01- Surface durcie.



Zonation

Fig.02- Accumulation des organismes (gastéropodes, inocérames de moyens tailles).



Fig.03- Trace des terriers



Fig.04- Inocérames

PLANCHE 03



Fig.05- Bryzoaire.



Fig.06- Les huitres.



Fig.07- calcaire bioclastique riche en Bivalves, Huitres, Gastéropodes.



Fig.08- Rudiste.

PLANCHE 04:

Fig.01-Calcaire phosphaté à silex.

Fig.02-Traces d'inocérame.

Fig.03- Calcaire en plaquette intercalé par des marnes verte à oursins et huitres.

Fig.04- Calcaire en plaquette à base ferrugineuse à bioclastes.

Fig.05- Inocérames.

Fig.06-Calcaire lumachellique riche enhuitres de petites tailles.

Fig.07- Calcaire phosphaté à grains fins.

Fig.08- Structure entrecroisée.

Fig.09-Traces d'inocérame.

Fig.10- Intervalle de gypses fibreux.

Fig.11- Calcaire lumachellique à surface bioturbée.

Fig.12- Intervalle de marne à oursins et pecten.

Fig.13- Calcaire en plaquette se caractérise par des rides des courantes.

Fig.14- Intervalle de marne verte riche en oursins de petites tailles.

Fig.15-Calcaire lumachellique caractérisé par une surface durcie.

Fig.16- Intervalle de marne verte riche en fossiles (oursins, gastéropodes,huitres).

Fig.17- Calcaire lumachellique à glauconie.

Fig.18- Calcaire en plaquette perforé a huitres.

Fig.19- Calcaire en plaquetteriche en inocérame.

Fig.20- Surface ondulée et bioturbée.

Fig.21- Calcaire d' aspects gréseux.

PLANCHE 04



Fig.01- Calcaire phosphaté à silex.



Fig.02- Traces d'inocérames.



Fig.03- Calcaire en plaquette intercalé par des marnes verte à oursins et huitres.



Fig.04- Calcaire en plaquette à base ferrugineuse, et à bioclastes.



Fig.05- Inocérames.



Fig.06- calcaire lumachellique riche en huitres de petites tailles.

PLANCHE 04



Fig.07- calcaire phosphaté à grains fins.



Fig.08- Structure entrecroisée.



Fig.09- Traces d'inocérame.



Fig.10- Intervalle de gypses fibreux.



Fig.11- Calcaire lumachellique à surface bioturbée.



Fig.12- Intervalle de marne à oursins et Pectens.

PLANCHE 04



Fig.13- calcaire en plaquette se caractérise par des rides des courantes.



Fig.14- Intervalle de marne verte riche en oursins de petites tailles.



Fig.15- Calcaire lumachellique caractérisé par une surface durcie.



Fig.16- Intervalle de marne verte riche en fossiles (oursins, gastéropodes, huitres)



Fig.17- Calcaire lumachellique à glauconie.



Fig.18- calcaire en plaquette perforé à Huitres.

PLANCHE 04



Fig.19- calcaire en plaquette riche en inocérames.



Fig.20- Surface ondulée et bioturbée.



Fig.21- calcaire d' aspects gréseux.

Phénomènes sédimentaires et ciments

PLANCHE 05:

Fig.01- Phénomène de perforation.

Fig.02- Phénomène de bioturbation.

Fig.03- Ciment syntaxique autour d'un échinoderme.

Fig.04- Dissolution et remplissage avec un ciment granulaire.

Fig.05- Signe de compaction mécanique.

Fig.06- Phénomène de dissolution.

PLANCHE 05

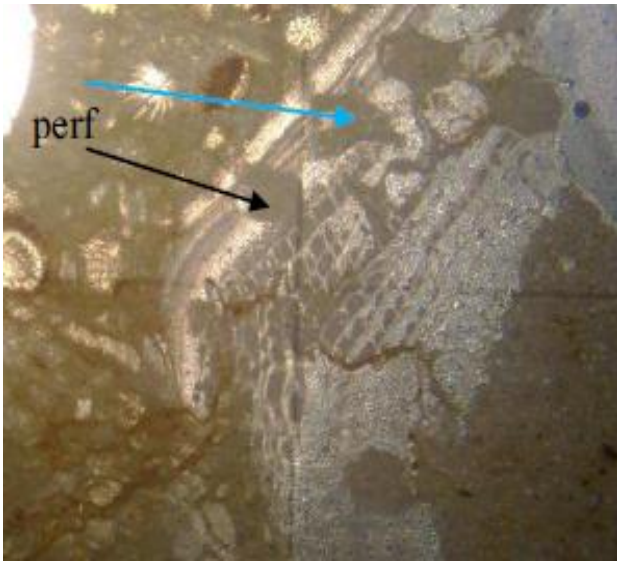


Fig.01 :Phénomène de perforation.

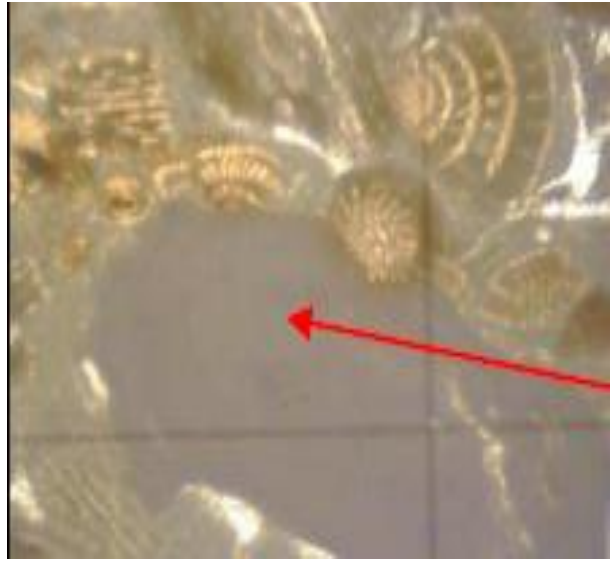


Fig.02 :Phénomène de bioturbation.



Fig.03 : Ciment syntaxique autour d'un échinoderme.

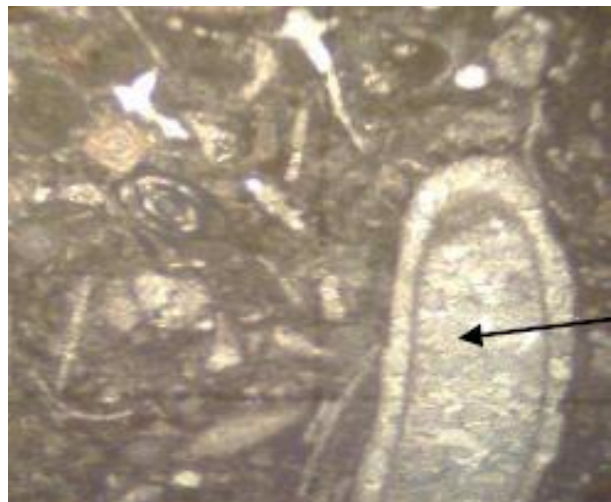


Fig.04 : Dissolution et remplissage avec un ciment granulaire.



Fig.05 :Signe de compaction mécanique.

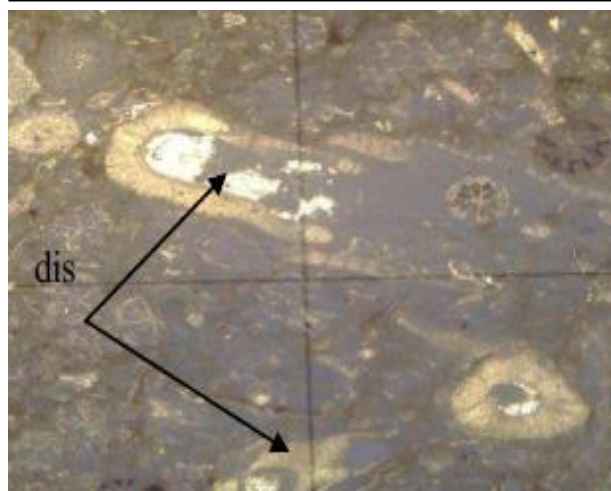


Fig.06 : Phénomène de dissolution.